

Oscar Pueyo Anchuela

Estudio de fábricas magnéticas y
su relación con la deformación en
el sector centro-occidental del
Pirineo central (Aragón y Navarra)

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Pocoví Juan, Andrés

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



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

ESTUDIO DE FÁBRICAS MAGNÉTICAS Y SU
RELACIÓN CON LA DEFORMACIÓN EN EL
SECTOR CENTRO-OCCIDENTAL DEL PIRINEO
CENTRAL (ARAGÓN Y NAVARRA)

Autor

Oscar Pueyo Anchuela

Director/es

Pocoví Juan, Andrés

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2012

Estudio de fábricas magnéticas y su relación con la deformación en el sector centro-occidental del Pirineo Central (Aragón y Navarra)

”Magnetic fabric study and its relation with the strain in the central-western sector from the Central Pyrenees (Aragón and Navarra)”

Tesis Doctoral

Óscar Pueyo Anchuela



**Área de Geodinámica Interna
Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza**

**Estudio de fábricas magnéticas y su relación
con la deformación en el sector centro-
occidental del Pirineo Central (Aragón y Navarra)**

***Magnetic fabric study and its relation with the strain in the central-western
sector from the Central Pyrenees (Aragón and Navarra)***

**Memoria presentada para la obtención del Título de
Doctor en Geología a través de la modalidad de
“Compendio de Publicaciones”**

Pueyo Anchuela, Ó., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A. (2010) “Tectonic imprint in magnetic fabrics in Foreland Basin settings. Study in the Southern Pyrenees Foreland Basin, Ebro Basin, Spain)” *Tectonophysics*, 492: 150-163

Pueyo Anchuela, Ó., Pueyo Morer, E.L., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A. (2012) “Vertical axis rotations in fold and thrust belts: calibration of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees)” *Tectonophysics*, 532-535: 119-133 .

Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., Ipas Lloréns, J.F., (2011) “Acquisition and blocking of magnetic fabrics in synsedimentary structures. Eocene Pyrenees, Spain” *Geophysical Journal International*, 186: 1015-1028

Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A. (2010) “A Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Spain)” *Geological Journal*, 45: 544-561

Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A. (under review) “Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain). *Tectonophysics*, accepted

Pueyo Anchuela, Ó., Casas-Sainz, A.M., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A., (2011) “Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study in shales and sandstones of the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain).” *Compte rendus Geosciences*, 343: 11-19.

**Estudio de fábricas magnéticas y su relación
con la deformación en el sector centro-
occidental del Pirineo Central (Aragón y Navarra)**

Andrés Pocoví Juan y Andrés Gil Imaz, profesores titulares de Universidad adscritos al
Departamento de Ciencias de la tierra de la Universidad de Zaragoza

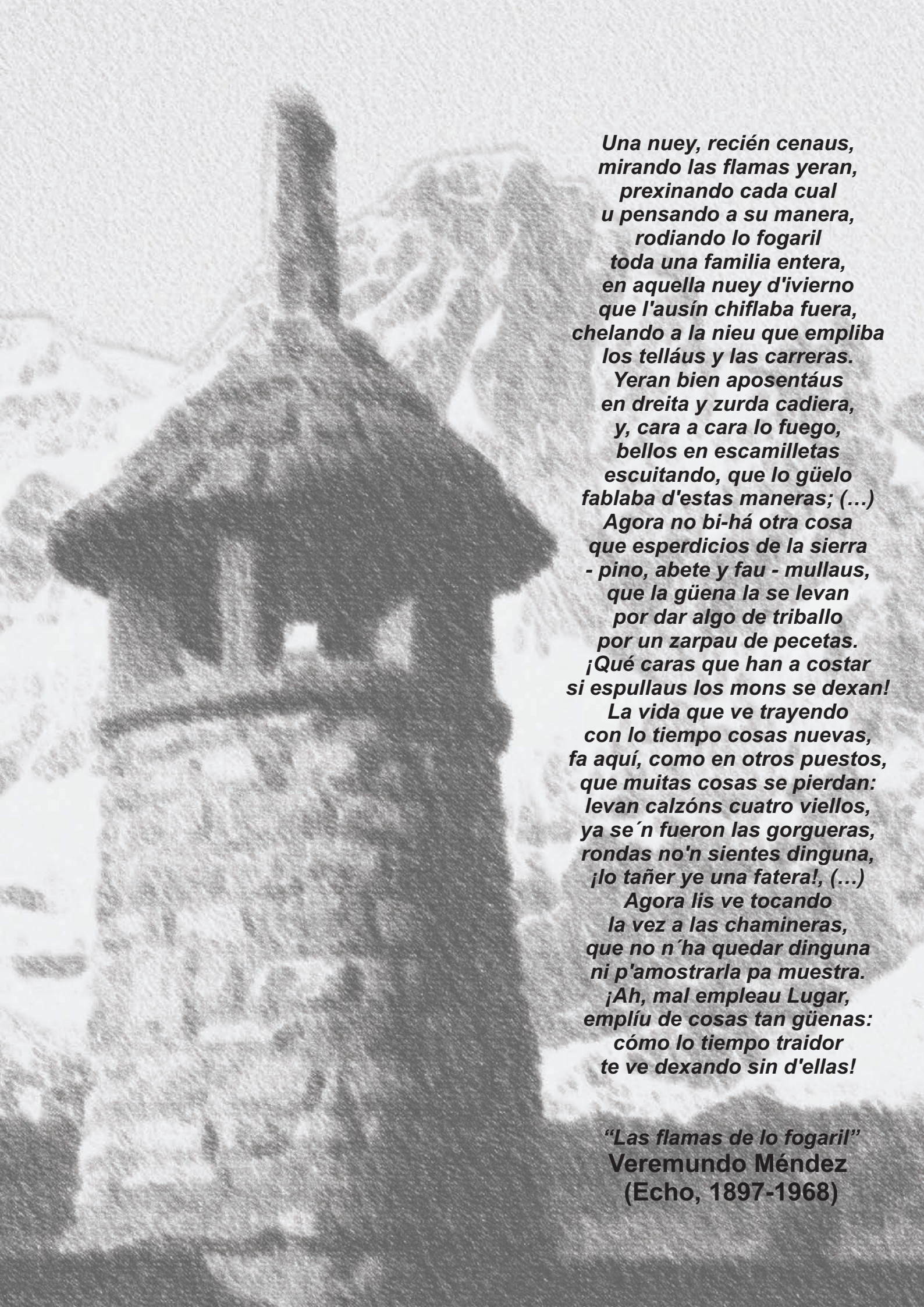
HACEN CONSTAR

Que la presente memoria titulada “Estudio de fábricas magnéticas y su relación con la deformación en el sector centro- occidental del Pirineo Central (Aragón y Navarra)” ha sido realizada bajo nuestra dirección, se ajusta al proyecto presentado en su día, cumple las condiciones necesarias para que Óscar Pueyo Anchuela pueda optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas y autorizamos su presentación como “Compendio de Publicaciones”

En Zaragoza, a 11 de Junio de 2012

VºBº Andrés Pocoví Juan

VºBº Andrés Gil Imaz



*Una nuey, recién cenaus,
mirando las flamas yeran,
prexinando cada cual
u pensando a su manera,
rodiando lo fogaril
toda una familia entera,
en aquella nuey d'ivierno
que l'ausín chiflaba fuera,
chelando a la nieu que empliba
los telláus y las carreras.
Yeran bien aposentáus
en dreita y zurda cadiera,
y, cara a cara lo fuego,
bellos en escamilletas
escuitando, que lo güelo
fablaba d'estas maneras; (...)
Agora no bi-há otra cosa
que espercios de la sierra
- pino, abete y fau - mullaus,
que la güena la se levan
por dar algo de triballo
por un zarpau de pecetas.
¡Qué caras que han a costar
si espullaus los mons se dexan!
La vida que ve trayendo
con lo tiempo cosas nuevas,
fa aquí, como en otros puestos,
que muitas cosas se pierdan:
levan calzóns cuatro viellos,
ya se'n fueron las gorgueras,
rondas no'n sientes dinguna,
¡lo tañer ye una fatera!, (...)
Agora lis ve tocando
la vez a las chamineras,
que no n'ha quedar dinguna
ni p'amostrarla pa muestra.
¡Ah, mal empleau Lugar,
emplíu de cosas tan güenas:
cómo lo tiempo traidor
te ve dexando sin d'ellas!*

*“Las flamas de lo fogaril”
Veremundo Méndez
(Echo, 1897-1968)*

ABSTRACT

Magnetic fabric studies and mainly AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) are geophysical approaches used for petrofabric purposes. The success of these techniques is the high sensibility to record certain strain processes in low deformed environments and the simple and fast accurate determination of such ellipsoids. Different previous works have discussed about the sensibility of these techniques to detect certain processes with non straightforward interpretations, as happens in high strained conditions (cleaved domains) with non direct or apparent affection of flattening planes linked to cleavage at the AMS fabrics.

The analysis for certain sectors of a fold and thrusts belt can permit to identify correlations with local processes or to infer evolutions at middle scale respect the chain scale. Other processes or below coaxial settings, usual at orogens, can need the consideration of a widespread approach at more than local-regional scale attending the whole evolution of deformation at chain/orogen scale.

The analysis developed at this study comprises an analysis of magnetic fabrics at the South-Pyrenean and foreland (Ebro) basin at a chain scale; from the Axial zone (geographical nucleus from the chain where Hercynian rocks and granitoids outcrop through an antiformal stack of south-vergent thick-skinned thrust sheets) to the Central Zone of the Ebro Basin (foreland) where no developed evidences of strain can be identified and bedding remains subhorizontal. The analysis wholly developed at the Spanish Pyrenean side and at the southern middle part of the chain is analyzed at the Aragón (provinces of Huesca and Zaragoza) and Navarra autonomic communities.

The analysis is developed attending different sectors of the chain where different processes and conclusions can be established between strain, tectonic evolution of the Pyrenees and magnetic fabrics. Each of the analyzed sectors permit to constrain the characteristics of the structural evolution of the sector and to develop an analysis to be latter integrated at chain scale.

From southern positions (away from the South Pyrenean frontal thrust; SPFT) to the External Sierras (structure linked to the SPFT) a general trend of magnetic fabrics with magnetic lineation definition increases can be observed. In the SPFT area magnetic lineation parallel to bedding strike or normal to the expected shortening direction at the Ebro Basin is identified. This magnetic lineation is contained in the bedding, but for some cases is not horizontal and is tilted at non coaxial folds, this situation produces that magnetic lineation recovers Pyrenean orientation and a horizontal disposition only after bedding correction. These geometrical characteristics are considered to be related with a magnetic fabric developed at untilted conditions and related to a layer parallel shortening process south of the Pyrenean frontal structures. The magnetic lineation shows a change in orientation parallel to the change in orientation of the frontal structures. The definition of magnetic lineation show a non straightforward decrease to the South of the frontal thrust where two factors can be involved: distance to the frontal thrust and age of the deposits. Three axis diagrams developed along the Ebro Basin, considering definition of magnetic lineation (at sample and group of samples scale); distance to the frontal thrust and position in the series (age) are compared. The obtained data reveals that near to the SPFT magnetic lineation definition is high and decrease their definition in most modern deposits in the proximities of the frontal thrust, the decrease of definition develops for higher distances to the frontal thrust but with anomalies in this trend when most modern deposits are inter-sampled along the section. The 3 axis diagram show how at a certain positions in the series, the magnetic lineation definition is independent from the position respect the frontal thrust, this situation is interpreted as post-tectonic units that does not record strain with independence of their position along the basin. A diagonal trend between age and distance to the frontal thrust is identified with lower definition at higher distances and most modern ages of the studied samples. Definition of magnetic fabrics again increase at middle position at the cross-sections when older materials are again sampled in most southern positions.

The area related to the south Pyrenean frontal thrust and the molassic continental deposits is linked to the evolution prior, during and later of the begin of the Jaca-basin as piggy-back basin. This area show a distinctive signature of orientation of structures and deformation that can be correlated laterally along the main part of the frontal structure and is not identified along the rest of the chain. This aspect correlates with the identification of oblique structures to the main chain orientation and interpreted as affected by vertical axis rotations (VAR). Magnetic fabrics along these sectors show clustered results along the whole studied area but with changes between orientation of magnetic lineation and the bedding strike. Magnetic lineation, at the northern area (near to the Jaca Eocene molassic basin) show magnetic lineation parallel to bedding strike or normal to the shortening direction at untilted conditions. This situation is similar than identified to the South of the Frontal thrust and interpreted as a strain process developed during pre-folding moments and linked to layer-parallel-shortening processes. Although, other fabrics, especially those that are near to the frontal structure and with Pyrenean bedding strikes, exhibit magnetic lineations with main orientations N-S and contained in the bedding. This distribution supports respect the other magnetic fabrics, a similar process of acquisition but linked to shortening processes different to the Pyrenean main orientation. Besides, these orientations of magnetic lineation change their orientation along the studied zone following the expected orientation of N-S folds and thrusts from the area being the bedding of the studied sites not affected by these structures. The knowledge in the area of presence of VAR's and the vast amount of magnetotectonic data along the area permitted the integrated analysis of AMS and paleomagnetic data to be developed. The comparison between both data sets shows a linear regression between magnetic lineation and VAR, permitting to obtain the orientation of magnetic lineation prior rotations. This magnetic lineation orientation permits to identify two distinctive orientation of magnetic lineation, one of Pyrenean orientation and a second one slightly oblique and in the range of N145E. The establishment of the orientation of the magnetic lineation prior rotation, permits to calculate the deviation of magnetic lineation respect these orientation and to obtain a quantified apparent VAR from AMS data. The obtained data along the studied zone permit to constrain that near sites with similar orientation of magnetic lineation show similar VARs and two near sites with different orientation of AMS magnetic lineation show a change in VAR between them in the same range of the deviation of magnetic lineation. This approach confirmed at local and regional scale supports its use as a fast approach to be developed as homogeneous test for lateral correlation of paleomagnetic VAR between sectors with AMS data, to select AMS sites to be later demagnetized and to constrain rotations between paleomagnetic sites with wide uncertainty ranges due to lithological factors. All of the presented results support an early acquisition of magnetic fabrics parallel to a record of strain processes at pre-tilting conditions and compatible with processes of LPS along the area which were later apparently passively rotated by the evolution of the frontal thrust and the local rotational evolution of some of these structures.

The analysis of AMS at the Jaca molassic Eocene marine basin can permit to constrain some of the relative chronologies of magnetic fabric development by means the analysis of gravitational structures. The analysis is developed at gravitational slump structures, non apparent disturbed sediments and structural analysis along the studied zone. Disturbed sediments show a magnetic lineation with a general Pyrenean orientation but parallel to the gravitational fold axes and K2 and K3 data girding against the undisturbed sediments where magnetic lineation is near to the bedding strike or present a magnetic lineation parallel to the Pyrenean orientation after bedding correction. The proximity to the cleavage domain recommended the analysis of weathered fissility elements along the different sites to constrain subtle indicators of cleavage development at site scale. Fissility elements show a cleavage-controlled pattern at sites with macroscopic cleavage, pencil structures and bedding controlled fissility elements. In all of the cases long axis of the fissility elements is parallel to intersection lineation or it is parallel to the expected intersection lineation with the inferred tectonic flattening plane even when cleavage is not evident at outcrop scale. Gravitational structures show a symmetrical magnetic parameter pattern along the folds, with magnetic lineation parallel to fold axis, K3 and K2 developing a girdle where K3 remains normal to lamination along the whole fold and where a magnetic foliation lamination-related is folded by the slump, magnetic lineation is arranged within this

plane following the folding mechanism (higher flattening in the inner zones of the fold and higher definition of magnetic lineation within this plane) and no processes later to the gravitational folding mechanism appear to be affected the normal distribution of lamination and K3. If these results are correlated to neighboring sites without gravitational folds a similar acquisition moment in near to the lithification conditions can be expected without significant imprint of vertical loading or horizontal shortening, and constraining the pre-tilting acquisition of LPS fabrics at near to the sedimentation conditions. On the other hand, the identification of K3 and K2 girdles in other sites without gravitational indicators at outcrop scale permit to constrain their disturbed characteristics even when they are not apparent at outcrop scale.

The turbiditic through evidence an increase of complexity of magnetic fabrics parallel to the presence of different systems of folding phases, tilted structures and a well developed cleavage at outcrop scale. This area shows a non correlation between the change in aspect at outcrop scale of cleavage affection and granulometry, the magnetic properties and the magnetic fabrics of such levels. This analysis is carried out depending the different terms of the Bouma sequence of the turbiditic deposits. Mean susceptibility, paramagnetic contribution to the susceptibility and magnetic parameters reveal that both lithotypes (sandstones and shales) are not distinguished, similar paramagnetic contributions can be identified at both lithologies and similar magnetic fabrics are also identified. Magnetic fabrics reveals 5 different patterns linked to LPS (magnetic lineation parallel to bedding strike), intersection lineation fabrics (magnetic lineation parallel to S0/S1 intersection and magnetic foliation parallel to bedding, to cleavage or at intermediate positions), cleavage-related fabrics with magnetic lineation parallel to cleavage strike, to cleavage dipping or to the amplification structural direction and magnetic lineation normal to the tectonic structures and parallel to the expected thrust displacement direction in the studied area. These patterns does not show a correlation with the analyzed lithology, although there is a correlation with the magnetic characteristics of the studied samples; higher correlation with the cleavage plane for the most paramagnetic fabrics, for the lower granulometry of ferrimagnetic grains (hard-ApARM) or for the gyroremanent particles (AGRM). On the other hand the most ferromagnetic fabrics can be linked to the thrust direction. Although some magnetic fabric patterns are shared by both paramagnetic and ferromagnetic fabrics as LPS and intersection lineation fabrics. The correlation with the lithological group is not identified while the mineralogical origin of AMS support a different sensibility to the strain processes in the area, permitting to identify that the magnetic fabrics are composite magnetic fabrics in the main part of the cases (competition between different orientation of different mineralogies) and that there is a correlation between the structural position and the magnetic characteristics of the rocks, with higher ferromagnetic development near to the local thrusts from the area and more usual development of high strained fabrics at inverse fold limbs when AMS is mainly paramagnetic controlled.

The Internal Sierras and Axial Zone show a similar complex distribution than the turbiditic through where 4 different factors affecting to the sensibility of AMS respect strain processes can be analyzed: magnetic mineralogy, lithology, strain intensity and competition of magnetic fabrics. In this area similar patterns of magnetic fabrics than identified in the turbiditic area can be identified, although a significative increase of cleavage-related fabrics is observed. Although some of the most northern sites show magnetic lineation parallel to bedding strike and independent of cleavage (LPS fabric). These results support a non straightforward sensibility of magnetic fabrics where the increase of strain to the inner zone of the chain is biased by the heterogeneous deformation, the presence of ferrimagnetic fabrics linked to the thrust movement and the presence of a well developed previous fabric linked to LPS that is not easily reoriented during cleavage development, This non cleavage related fabrics represent a sensibility handicap of strain record at the AMS. Although some trends can be identified with higher definition of oblate fabrics at the inner zone, a general decrease of definition of magnetic axes at group of samples scale and a pervasive competence between bedding and cleavage fabrics along the whole area by means subfabric analysis and by the identification of expected different strained fabrics at similar structural positions.

Mineralogical aspects are analyzed along the different chapters of this work, but some consideration can be established in a regional scale when all the data are analyzed together. Ferromagnetic phases show a low variability at chain scale, where magnetite and usually in the multidomain range is the main responsible of ferrimagnetic contribution at the susceptibility. High-coercivity phases are omnipresent with low contributions to the susceptibility and reaching significant contribution when magnetite presence is not well developed, as happens in the carbonatic rocks along the whole studied zone. Iron-sulphides are usual in the central to inner zone of the chain, more developed at the Eocene marls and at the turbiditic series in a sensitive manner, and dependent of the sedimentary conditions of the studied materials. Paramagnetic minerals inferred from the Curie-Weiss constant show similar values and compatible with the known paramagnetic mineralogies from the zone. This apparent homogeneous distribution is analyzed as related to a similar source area for the whole studied zone and the continuous reworking of alpine lithologies. The susceptibility origin and the magnetic behavior in the studied samples, is analyzed in function the mean susceptibility revealing a non significant correlation and only with application at regional scale and nor at site scale. This data support a wide distribution of paramagnetic contribution to the susceptibility within the same lithological group, that except for some cases, Km values show no correlation with paramagnetic contribution to the susceptibility and the same lithological group can show wide distributions of the paramagnetic/ferromagnetic contributions to the susceptibility. On the contrary to the non direct correlation between lithology, Km and the paramagnetic contribution to the susceptibility, there is a tectonic/regional factor that influences the magnetic mineralogy along the studied zone. It can be observed a sudden increase of ferromagnetic contribution to the susceptibility, parallel to the increase of the superparamagnetic contribution to the susceptibility that is identified at near positions to the Oturia thrust, parallel to the appearing of the cleavage domain, the regional Pyrenean remagnetization and changes in pressure-temperature conditions along the area. This mineralogical change, interpreted as a regrowth and new development of magnetite grains in the studied rocks is interpreted as an isograd that trigger the development of iron mobility, the macroscopic cleavage development and possibly the potential remagnetization or, at least, the appearing of a significant VRM component in the studied rocks. This sudden change that can comprises increases three times the ferromagnetic equivalent susceptibility or four times the frequency dependent susceptibility is interpreted as the origin of the non homogeneous susceptibility behavior along the studied rocks that produce a significant tectonic imprint in the magnetic properties.

The integrated analysis of magnetic fabrics reveals the handicap for strain sensibility at the AMS fabrics when a competence of bedding and cleavage related fabrics is overdeveloped along the studied zone and, for many cases, the rheological conditions of acquisition of AMS at ductile conditions (pre-lithification) were not reached during the later strain development (e.g. cleavage). In such conditions AMS LPS fabrics, that represents a high sensibility of strain fabrics in low deformed settings represents the highest handicap for the later sensibility at more strained conditions in the inner zone of the chain. Moreover, the regional study permit to identify that there are LPS fabrics heterogeneously distributed along the main part of the chain, but they represents isolated evidences of a previous process (sometimes also identified at subfabric analysis). The obtained data show that when deformation coaxiality difficult the identification of the origin of magnetic lineation between bedding strike, cleavage strike or intersection lineation, the origin of magnetic lineation can be correlated to intersection lineation fabrics with non clear evidences at a first approach, but recorded by means changes in the magnetic parameters and identified in cases where no coaxiality exists between folding, thrusts and cleavage. This aspect support that the main part of the studied sections, at chain scale, lie within the intersection lineation domain with bedding related fabrics at the southern positions, cleavage related fabrics at high strained positions or more developed at the inner zone of the chain, and a general intersection lineation development for the main part of the chain with low data girding between both referenced planes but with omnipresent affection of flattening planes linked to the fold mechanism along the studied zone.

RESUMEN

Los estudios de fábricas magnéticas y principalmente de la ASM (Anisotropía de Susceptibilidad Magnética) se basan en técnicas geofísicas utilizadas para el análisis de la petrofábrica. El éxito de estas técnicas se debe a su alta sensibilidad para registrar determinados procesos tectónicos en condiciones de baja deformación y la determinación rápida, simple y con alta resolución de los elipsoides magnéticos. Distintos trabajos previos han discutido sobre la sensibilidad de estas técnicas para la detección de algunos procesos de deformación y la presencia de interpretaciones no inequívocas, como ocurre en condiciones de alta deformación (en dominios esquistosos) sin una afección directa de los planos de aplastamiento asociados a la esquistosidad y las fábricas de la ASM.

El análisis de estas fábricas en sectores de sistemas de pliegues y cabalgamientos puede permitir la identificación de correlaciones entre los elipsoides magnéticos y procesos locales o determinar procesos a mayor escala. En condiciones de deformación coaxial, aspecto habitual en un orógeno, el análisis de los procesos de deformación puede requerir un análisis de más amplia extensión que la local.

En este trabajo se presenta el análisis de fábricas magnéticas desarrollado en la vertiente meridional pirenaica y su antepaís, la cuenca del Ebro, desde una perspectiva a escala de cadena que se extiende, desde la Zona Axial (núcleo geográfico de la cadena donde afloran materiales de edad hercínica y granitoides y que están asociados a la culminación anticlinal de láminas de cabalgamiento que involucran basamento) hasta la zona Central de la Cuenca del Ebro donde no se observan indicios de deformación y la estructura presenta una disposición subhorizontal. Este análisis de desarrolla íntegramente en la vertiente española del Pirineo, en su mitad meridional y en las comunidades autónomas de Aragón (provincias de Huesca y Zaragoza) y de Navarra.

El análisis de desarrolla a lo largo de distintos sectores de la cadena en los que la deformación presenta características bien diferenciadas y puede establecerse, en cada uno de ellos, la correlación entre la deformación, la evolución tectónica pirenaica y las fábricas magnéticas. En cada uno de los sectores analizados se pueden determinar las características evolutivas estructurales locales, lo cual permite desarrollar posteriormente un modelo integrado a escala de cadena.

Desde posiciones bien adentradas en la Cuenca del Ebro (unos 30 km al S del frente de cabalgamiento surpirenaico) hasta las Sierras Exteriores, se puede identificar una tendencia de incremento de la definición de la lineación magnética. En el sector frontal de la estructura, la lineación magnética es paralela a la dirección de las capas o es perpendicular a la dirección de acortamiento esperada en la Cuenca del Ebro. La lineación magnética está contenida en el plano de estratificación, pero en algunos casos no presenta una disposición subhorizontal y se encuentra basculada por los pliegues de la zona de una forma no coaxial, en estos casos la lineación magnética recupera una dirección pirenaica y una disposición subhorizontal sólo después de realizar la corrección de la capa (restaurar la estratificación a la horizontal). Estas características geométricas son interpretadas como relacionadas con un desarrollo de la fábrica magnética en condiciones pre-plegamiento y relacionadas con un proceso de acortamiento paralelo a las capas en entornos al S del frente del cabalgamiento surpirenaico. La lineación magnética muestra un cambio direccional según los cambios de orientación del frente de cabalgamiento. La definición de la lineación magnética desciende según una pauta no lineal al alejarse los puntos de muestreo del frente. Los datos obtenidos dependen tanto de la posición con respecto al frente como de la edad de los materiales. La consideración de diagramas de 3 ejes donde se valora la distancia al frente, la edad y la fábrica magnética (definición de la lineación magnética a escala de muestra y de grupos de muestras) pone de manifiesto que en las proximidades del CFSP la definición de la lineación magnética es alta y pierde definición en muestras obtenidas en materiales más modernos,

Los diagramas de 3 ejes muestran que a partir de una determinada posición estratigráfica, la definición de la lineación magnética es independiente de la posición con respecto al frente. En estos casos se considera que se trata de unidades post-tectónicas que no registran la deformación, sea cual sea su posición en la cuenca. Una tendencia diagonal relaciona la edad y la distancia al frente con menor definición a mayores distancias del frente y materiales más modernos pero con anomalías en esta tendencia cuando los cortes dan acceso a materiales más antiguos.

La estructura del sector relacionado con el cabalgamiento frontal y la cuenca molásica continental está asociada tanto con la evolución anterior al desarrollo de la cuenca de Jaca, con su desarrollo y el posterior registro sedimentario de la cuenca cuando ésta actuó como cuenca de *piggy-back*. Este sector presenta una peculiaridad que consiste en la existencia de pliegues de orientación oblicua a la cadena y que se extienden a lo largo de la práctica totalidad del frente de las Sierras Exteriores. Estas estructuras se relacionan con rotaciones de eje vertical. Las fábricas magnéticas a lo largo de este sector muestran fábricas concentradas a escala de estación y cambios de la lineación magnética con respecto la dirección de la capa que las contiene. En el sector septentrional (lindante con la cuenca molásica eocena de Jaca), la lineación magnética es paralela a la dirección de la capa o perpendicular a la dirección de acortamiento esperada en condiciones abatidas. Esta situación es similar a los resultados obtenidos al S del cabalgamiento frontal, interpretado como el registro de la deformación en condiciones pre-plegamiento y asociado a un proceso de acortamiento paralelo a las capas. Sin embargo, otras fábricas especialmente en las proximidades de la estructura frontal y con orientación pirenaica de las capas, presentan lineación magnética con una orientación N-S y contenida en la estratificación. Esta distribución sugiere respecto las otras fábricas de la zona, una relación similar en su origen, y asociada a un proceso de acortamiento de dirección no pirenaico. Por otro lado, aunque las estaciones analizadas se encuentran en sectores con rotaciones de eje vertical, la dirección de las capas de las estaciones analizadas no muestra cambios de orientación con respecto la dirección pirenaica. El conocimiento de la presencia de rotaciones de eje vertical y la ingente cantidad de datos magnetotectónicos en esta zona ha permitido analizar la correlación entre la orientación de la lineación magnética y las rotaciones de eje vertical. La comparación entre ambos grupos de datos muestra una correspondencia lineal entre la orientación de la lineación magnética y las rotaciones en la zona. Estos datos han permitido determinar la orientación de la lineación magnética previa a las rotaciones. La lineación magnética previa a las rotaciones muestra una primera orientación de tipo pirenaico y una segunda ligeramente oblicua y en el rango de los N145E. La identificación de estas orientaciones previas a las rotaciones de eje vertical permitió calcular la desviación de la lineación magnética con respecto a su orientación previa y cuantificar las rotaciones verticales aparentes de las estaciones a partir de los datos de fábricas magnéticas. Los datos obtenidos permiten determinar que estaciones próximas y con orientaciones similares de la lineación magnética presentan rotaciones de eje vertical similares y que dos estaciones próximas pero con orientación de la lineación variable presenta una rotación de eje vertical diferencial del orden de la desviación de la lineación magnética entre ambas estaciones. Esta aproximación se ha confirmado tanto a nivel local como regional y ha permitido usar los datos de fábrica como test de correlación lateral de datos paleomagnéticos discretos a través de sectores con lineación magnética homogénea, recomendar qué estaciones de ASM serían más representativas a la hora de realizar su desmagnetización y analizar el significado de rotaciones, que por factores litológicos, pueden mostrar rangos amplios de dispersión por técnicas paleomagnéticas. Los resultados presentados en este sector sugieren una adquisición de la fábrica temprana que registró la deformación previa al plegamiento y compatible con un proceso de acortamiento paralelo a las capas, que fue posteriormente rotada de forma pasiva por la evolución de la estructura frontal y por las rotaciones de eje vertical de algunas de estas estructuras.

El análisis de la ASM a lo largo de la Cuenca molásica eocena y marina de Jaca permite determinar algunos aspectos de la cronología relativa del desarrollo de las fábricas magnética a partir del análisis de estructuras gravitacionales. El análisis se desarrolla en pliegues gravitacionales de tipo *slump*, y en capas contiguas aparentemente no afectadas por procesos gravitacionales. Las

estaciones con estructuras gravitacionales presentan una lineación magnética con una orientación general de tipo pirenaica pero paralela a los ejes de los pliegues gravitacionales y donde K2 y K3 presentan guirnalda de datos, mientras que las estaciones sin dichas estructuras presentan lineación magnética próxima a la dirección de la capa o es paralela a la esperable dirección de acortamiento tectónico en condiciones abatidas. La afección de la esquistosidad regional pirenaica cuyo frente se localiza en este sector se analizó a través del análisis de la fisilidad en afloramientos meteorizados a lo largo de las distintas estaciones. El objetivo fue identificar si existían indicadores sutiles de la esquistosidad a escala de estación. Los elementos de fisilidad presentan patrones asociados a la esquistosidad cuando existe esquistosidad macroscópica, estructuras de tipo *pencil* y elementos controlados por la estratificación en sectores más meridionales. En todos los casos, el eje largo de los elementos de fisilidad es paralelo a la lineación de intersección o es paralelo a la esperable lineación de intersección entre la estratificación y un plano de aplastamiento tectónico inferible. Las estructuras gravitacionales muestran un patrón simétrico de parámetros magnéticos a lo largo de los pliegues, con lineación magnética paralela al eje de los pliegues, K3 y K2 desarrollando una guirlanda y donde K3 se mantiene perpendicular a la laminación a lo largo de todo el pliegue. La foliación magnética asociada a la laminación se identifica plegada por el *slump*, la lineación magnética se distribuye y reorienta debido al proceso de plegamiento (mayor aplastamiento en la zona interna del pliegue y mayor definición de la lineación magnética dentro de este plano) y los procesos posteriores parecen no afectar de forma significativa a la relación ortogonal entre K3 y la laminación. Estos resultados supondrían una adquisición de la fábrica previamente al plegamiento gravitacional y modificado por éste. Si estos resultados son correlacionados con las fábricas de estaciones próximas sin pliegues gravitacionales, un momento de adquisición similar puede esperarse en condiciones próximas a la litificación y sin una impronta significativa de la carga vertical o el acortamiento tectónico. Esta correlación permite determinar que la adquisición pre-plegamiento se produjo en condiciones próximas a la sedimentación. Por otro lado, la identificación de guirnalda de ejes de K2 y K3 en otras estaciones sin evidencias aparentes en afloramiento de estructuras gravitacionales permite determinar la presencia de procesos gravitacionales afectando a estas estaciones aunque su identificación a escala de afloramiento no sea evidente.

El surco turbidítico presenta un incremento de la complejidad de las fábricas magnética de forma paralela a la aparición de distintas fases de plegamiento, estructuras basculadas y al reconocimiento de una esquistosidad bien desarrollada. El análisis en esta zona muestra que no existe una correlación entre el cambio de aspecto en afloramiento, la granulometría y las propiedades magnéticas o las fábricas magnéticas a lo largo de los distintos tramos de la secuencia de Bouma. La susceptibilidad media, la contribución paramagnética a la susceptibilidad o los parámetros magnéticos en areniscas y margas, no permiten discriminar entre unos tramos y otros. Se identifican contribuciones paramagnéticas a la susceptibilidad de rangos similares a lo largo de la secuencia de Bouma como también patrones de fábricas magnéticas similares. Las fábricas magnéticas se organizan en cinco tipos o categorías según: i) fábricas asociadas a acortamiento paralelo a las capas (lineación magnética paralela a la dirección de la capa), ii) fábricas de lineación de intersección (lineación magnética paralela a la intersección S0/S1 y foliación magnética paralela a la estratificación, a la esquistosidad o en posiciones intermedias), iii) fábricas asociadas a la esquistosidad con lineación magnética paralela a la dirección del plano de la esquistosidad, al buzamiento de la esquistosidad o a la dirección de la amplificación de la estructura y iv) lineación magnética perpendicular a las estructuras tectónicas y paralela a la dirección esperable del desplazamiento de los cabalgamientos en la zona estudiada. Estos patrones no muestran una correlación con la litología analizada, aunque sí existe una correlación con las características magnéticas de las muestras analizadas: mayor correlación con el plano de la esquistosidad para fábricas más paramagnéticas, o asociadas a coercividades de granos pequeños de magnetita (ApARM dura), o con partículas que presenten comportamiento giro-remanente (AGRM); o las fábricas más ferromagnéticas se asocian a los patrones relacionados con la dirección de desplazamiento de los cabalgamientos. Por otro lado, algunos patrones de fábricas magnéticas pueden aparecer asociados tanto a partículas paramagnéticas y ferromagnéticas como son las

fábricas asociadas al acortamiento paralelo a las capas o las fábricas de lineación de intersección. Aunque no existe una correlación con el grupo litológico analizado, sí existe una relación con el origen mineral de la ASM y su sensibilidad diferente a los procesos de deformación. El estudio de otras fábricas magnéticas permite determinar que la ASM es una fábrica compuestas en la mayor parte de los casos (competencia entre distintas partículas magnéticas que presentan orientaciones diferentes). Por otro lado existe también una correlación entre la posición estructural de las muestras analizadas y las características magnéticas de las rocas, con mayor desarrollo ferromagnético de las muestras en las proximidades de los cabalgamientos y el desarrollo de fábricas que implican una mayor deformación en flancos inversos de pliegues anticlinales (siempre y cuando el control de dicha fábricas sea principalmente paramagnética).

Las Sierras Interiores y la Zona Axial también muestran una distribución de fábricas complejas y similar a la identificada en el surco turbidítico. En este sector, el registro de la deformación en las fábricas magnéticas muestra la influencia de cuatro factores; la mineralogía magnética, la litología, la intensidad de la deformación y la competencia entre fábricas. Las fábricas magnéticas con respecto la zona del surco turbidítico muestran patrones similares aunque se identifica un mayor número de fábricas asociadas al plano de la esquistosidad. Sin embargo, algunas de las estaciones más septentrionales continúan mostrando una lineación de intersección paralela a la dirección de la capa con independencia de la esquistosidad (fábricas de acortamiento paralelo a las capas). Las fábricas a lo largo de este dominio muestran una correlación no directa con el incremento de la deformación inferido de la deformación macroscópica a escala de afloramiento. Esta no correlación se debe al carácter heterogéneo de la deformación, la presencia de fábricas ferrimagnéticas asociadas a la dirección del movimiento de los cabalgamientos y el desarrollo previo de una fábrica bien definida asociada a un proceso de acortamiento paralelo a las capas que no es fácilmente modificable incluso durante el desarrollo de la esquistosidad. Este patrón ordenado previo presenta el principal inconveniente para la aparente baja sensibilidad de las fábricas magnéticas a la esquistosidad desarrollada en la zona. Sin embargo, sí se pueden identificar algunas líneas generales o de tendencia analizando los parámetros magnéticos a lo largo de la zona: mayor desarrollo de las fábricas oblatas en las zonas internas, descenso general de la definición de las fábricas magnéticas analizadas en grupos muestras o competencia bien desarrollada entre las fábricas asociadas a la estratificación y la esquistosidad identificada en el análisis de subfábricas o en la identificación de fábricas con distinto grado de deformación aparente en posiciones estructurales similares.

Los aspectos mineralógicos son analizados a lo largo de los distintos capítulos de este trabajo. Sin embargo, pueden establecerse una serie de consideraciones si éstos son analizados de forma conjunta a escala de cadena. Las fases ferromagnéticas responsables de la susceptibilidad muestran una baja variabilidad a escala de cadena, la magnetita en comportamiento de dominio múltiple es la fase que se encuentra más omnipresente a lo largo de la zona de estudio, las fases de alta coercividad están también presentes en la mayoría de las litologías pero sólo alcanzado una contribución significativa cuando la magnetita no están bien desarrollada, como ocurren en las rocas carbonatadas. Los sulfuros de hierro son habituales en el sector central e interno de la cadena, y más desarrollados en las margas eocenas y la serie del *flysch* eoceno, y asociados a los cambios de las condiciones sedimentarias de estos depósitos. Los minerales paramagnéticos inferidos de la contante de Curie-Weiss muestran valores similares y compatibles con las mineralogías paramagnéticas conocidas de la zona. Su aparente distribución homogénea se relaciona con un área fuente similar para la serie alpina pirenaica y el retrabajamiento de dichos depósitos durante la evolución alpina. El análisis de la impronta de las fases ferromagnéticas en la susceptibilidad magnética (Km) no muestra una correlación directa y sólo pueden establecerse algunas consideraciones regionales pero no a escala de punto de muestreo. Estos datos sugieren una distribución amplia de la contribución paramagnética a la susceptibilidad dentro del mismo grupo litológico, y que exceptuando algunos casos, los valores de Km no muestran correlación con la contribución paramagnética a la susceptibilidad. Por otro lado, esta ausencia de correlación entre la litología y la contribución paramagnética a la susceptibilidad está relacionada con un factor de tipo tectónico/regional que

influye en la mineralogía magnética en la zona de estudio. A nivel regional se identifica un incremento neto de la contribución ferromagnética a la susceptibilidad, paralela al incremento de la contribución superparamagnética en las proximidades del cabalgamiento de Oturia, en el mismo sector en el que tiene lugar la aparición de la esquistosidad macroscópica, la remagnetización alpina pirenaica y cambios mineralógicos identificados por otros autores en relación con las condiciones de presión y temperatura. Este cambio mineralógico en la contribución ferromagnética que se asocia a recrecimientos y aparición de nuevos granos de magnetita en las rocas estudiadas, se interpreta como ligado a una isograda que aceleró la movilidad del Fe, el desarrollo de la esquistosidad macroscópica y posiblemente la aparición de la remagnetización pirenaica, o al menos, el incremento de una componente viscosa en las muestras analizadas. Este cambio neto que puede representar incrementos de 3 veces la susceptibilidad ferromagnética equivalente o hasta cuatro veces la susceptibilidad dependiente de la frecuencia de medida y que se interpreta como el origen del comportamiento heterogéneo de la susceptibilidad media..

El estudio integrado de fábricas magnéticas a escala de cadena muestra el incremento de la complejidad del análisis cuando existe competencia entre fábricas asociadas a más de un proceso de deformación. Se constata que el registro de la deformación en la ASM es óptimo cuando la fábrica puede asociarse a un único proceso tectónico pero cuando existe más de un proceso, la competencia entre ellos puede dificultar el análisis o complicar la identificación de la impronta de algunos procesos. En este sentido la presencia de competencia de fábricas asociadas a procesos de acortamiento paralelo a las capas y foliaciones asociadas a la estratificación con procesos de acortamiento tectónico y desarrollo de foliaciones tectónicas, parecen tener una impronta desigual en el registro de la ASM. Las condiciones reológicas del desarrollo de las distintas fábricas, en algunos casos en estado de prelitificación, no se alcanzaron con posterioridad durante el desarrollo de la esquistosidad. En estas condiciones las fábricas de ASM asociadas a un proceso de acortamiento paralelo a las capas, que representan una alta sensibilidad a los procesos de deformación en condiciones de antepaís, son el principal inconveniente para el posterior registro de procesos de deformación de mayor desarrollo posterior en las zonas internas de la cadena. Además, el estudio regional permite la identificación de fábricas de acortamiento paralelo a las capas distribuidas de una forma heterogénea a lo largo de la totalidad de la cadena y que representan evidencias aisladas de procesos previos (en ocasiones también identificadas en los análisis de subfábricas). Los resultados obtenidos muestran que la coaxialidad de la deformación, puede dificultar la identificación del origen de la lineación magnética y su asignación a la dirección de la capa, de la esquistosidad o la lineación de intersección. En el estudio regional, se puede establecer una asignación a la lineación de intersección para la mayoría de los casos controvertidos e identificados cuando desaparece localmente la coaxialidad entre pliegues, cabalgamientos y esquistosidad. Esta distribución implica que en la mayor parte de los cortes estudiados y a escala de cadena, las fábricas magnéticas registran una lineación de intersección cuya distribución de parámetros se desarrolla en el campo de la competencia S0 y S1 (patrones de fábricas triaxiales). A nivel de cadena se identifica la evolución esperable de fábricas oblatas asociadas a la estratificación en condiciones meridionales, fábricas oblatas asociadas a la esquistosidad en el sector septentrional, y un dominio de lineación de intersección (principalmente en el campo triaxial) para la mayor parte de la cadena. Este campo de la lineación de intersección se desarrolla sin apenas dispersión de datos según los planos de foliación pero con una afección omnipresente de los planos de aplastamiento asociados al plegamiento.

PART 1

<u>1.1. - GENERALIDADES Y METODOLOGÍA</u>	1
1.1.1. Presentación de trabajos. Justificación de unidad temática	3
1.1.2 Muestreo	7
1.1.3. Introducción	12
1.1.4.- Comportamientos magnéticos y fábricas magnéticas	14
1.1.5.- Características de las técnicas de medida de las anisotropías magnéticas.	19
1.1.6.- Medida de fábricas magnéticas (ASM, LTAMS, AARM, ApARM, AIRM, AGRM)	21
1.1.7.- Consideraciones sobre la estadística de análisis de los datos direccionales y de parámetros magnéticos.	30
1.1.8.- Consideraciones sobre algunos términos utilizados en el análisis de fábricas magnéticas.	38
1.1.9.- Técnicas de análisis mineralógico.	40
1.1.9.1 Valoraciones sobre la contribución paramagnética a la susceptibilidad	42
1.1.9.2 Técnicas de magnetismo natural y artificial en la caracterización ferromagnética de las muestras.	46
<u>1.2.- CONTEXTO GEOLÓGICO.</u>	54
1.2.1 Marco geodinámico	54
1.2.2 Marco tectónico	59
1.2.3. Contexto estratigráfico	65
1.2.4. Análisis de la deformación compresiva alpina en la zona de estudio.	80
1.2.4.1 Sobre la coaxialidad de la deformación	87
1.2.5. Antecedentes de trabajos sobre fábricas magnéticas en el Pirineo.	90

PART 2

DIRECTIONAL PATTERNS OF MAGNETIC FABRICS

2.1. EBRO FORELAND BASIN. **101**

Pueyo Anchuela, Ó., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A. (2010) “*Tectonic imprint in magnetic fabrics in Foreland Basin settings. Study in the Southern Pyrenees Foreland Basin, Ebro Basin, Spain*” *Tectonophysics*, 492: 150-163

2.2. EXTERNAL SIERRAS. **125**

Pueyo Anchuela, Ó., Pueyo Morer, E.L., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A. (2012) “*Vertical axis rotations in fold and thrust belts: calibration of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees)*” *Tectonophysics*, 532-535: 199-133.

<u>2.3.- MOLASSIC BASIN</u>	151
Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., Ipas Lloréns, J.F., (2011) "Acquisition and blocking of magnetic fabrics in synsedimentary structures. Eocene Pyrenees, Spain" Geophysical Journal International, 186: 1015-1028	

<u>2.4.- EOCENE TURBIDITES.</u>	175
Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A. (2010) "A Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Spain)" Geological Journal, 45: 544-561	

<u>2.5.- INTERNAL SIERRAS AND AXIAL ZONE.</u>	203
Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A. (under review) "Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain). Tectonophysics, accepted	

PART 3 **MINERALOGICAL CHARACTERISTICS**

<u>3.1.- CONTROLS ON THE PARAMAGNETIC/FERROMAGNETIC SUSCEPTIBILITY RATIO AND IMPLICATIONS FOR THE MAGNETIC FABRIC STUDIES.</u>	237
---	------------

<u>3.2.- FERROMAGNETIC MINERALOGICAL CHANGES WITHIN THE TURBIDITIC BASIN</u>	247
Pueyo Anchuela, Ó., Casas-Sainz, A.M., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A., (2011) "Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study in shales and sandstones of the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain)." Comptes rendus Geosciences, 343: 11-19.	

<u>3.3.- MINERALOGICAL CHANGES AT BASIN SCALE</u>	263
Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., (under review) "Meaning of ferromagnetic techniques and the magnetic mineralogy at basin scale. Case study of the Southern Pyrenees (Spain)". Under review.	

PART 4 **INTEGRATED ANALYSIS AND CONCLUSIONS**

<u>4.1.- RESUMEN DE LAS APORTACIONES DE ESTE TRABAJO Y CONCLUSIONES FINALES</u>	295
--	------------

<u>4.2.- RECAPITULACIÓN Y CONCLUSIONES / RECAPITULATION AND CONCLUSIONS.</u>	325
---	------------

BIBLIOGRAPHY	351
---------------------	------------

INTRODUCCIÓN



Generalidades
Contexto Geológico
Antecedentes
Objetivos

PART ONE

1.1.1. PRESENTACIÓN

La presente memoria representa el compendio de trabajos realizados por el autor bajo la supervisión de los Dres. Andrés Pocoví Juan y Andrés Gil Imaz para la obtención del título de Doctor en Geología y desarrollados en el Área de Geodinámica Interna de la Universidad de Zaragoza.

Los objetivos de esta tesis se centran en el análisis de fábricas magnéticas a escala de orógeno desde zonas internas de la cadena (Zona Axial Pirenaica) hasta sectores localizados al S del frente del cabalgamiento frontal surpirenaico, en entornos de Cuenca de Antepaís (Cuenca del Ebro). Los objetivos concretos pueden establecerse en:

(1) Analizar los patrones de fábricas en distintos contextos tectónicos.

- a) Impronta de la deformación en condiciones de Cuenca de Antepaís.
- b) Caracterización de fábricas magnéticas en ambientes con rotaciones de eje vertical a lo largo del frente de la estructura surpirenaica.
- c) Análisis de la adquisición de la fábrica magnética en distintas litologías y contextos (estructuras gravitacionales, pliegues y cabalgamientos).
- d) Análisis de la relación entre las fábricas magnéticas y la esquistosidad en ambientes internos de la cadena.

(2) Analizar aspectos mineralógicos a lo largo de la serie estudiada y el contexto estructural y su efecto en el desarrollo de las distintas fábricas.

- a) Análisis de las variaciones mineralógicas por grupo litológico y contexto estructural.
- b) Análisis de la susceptibilidad media y la litología frente a la contribución paramagnética a la susceptibilidad.
- c) Variaciones mineralógicas dependientes del contexto tectónico, estructural o litológico y su afección a la fábrica magnética analizada.
- d) Análisis de subfábricas dependientes de las condiciones de medida de la ASM (temperatura) y de distintas fábricas de remanencia (AARM, ApARM, AIRM, AGRM,,).

(3) Establecer los factores que pueden afectar a las fábricas magnéticas observadas, su distribución a escala de cadena e inferir consideraciones tectónicas a distintas escalas:

- a) Análisis de la litología, su relación con la fábrica observada y la sensibilidad a distintos procesos tectónicos.
- b) Análisis de la sensibilidad de distintas mineralogías a distintos procesos de deformación.

- (4) Analizar el desarrollo de fábricas magnéticas a escala completa de orógeno, establecer un análisis evolutivo de los procesos registrados en las fábricas magnéticas y su relación con la evolución geológica/tectónica del Pirineo.
- (5) Analizar los límites y resoluciones obtenibles de los estudios de fábricas magnéticas en ambientes deformados a escala de cadena.

El análisis y desarrollo de estos objetivos se articulan en esta memoria a través de 4 partes en las que se analizan tanto las características de la zona analizada, las técnicas empleadas y los resultados obtenidos siguiendo una distribución regional y de análisis a escala de la vertiente meridional pirenaica.

La **Parte 1** representa una aproximación general tanto a las técnicas y características de los comportamientos magnéticos y los principios generales del magnetismo de rocas analizados a lo largo de la memoria, una aproximación geológica a la zona de estudio y de los trabajos previos realizados con temáticas similares en el dominio pirenaico.

La **Parte 2** representa un análisis regional de los patrones direccionales de fábricas magnéticas por contexto geológico siguiendo una transversal desde el S (zonas externas del Pirineo y Cuenca del Ebro) hasta la zona Axial pirenaica (zona más interna de la cadena). Estos apartados dados sus objetivos regionales, se distribuye en estructura de artículo, algunos de los cuales se encuentran en el momento de redacción de esta memoria publicados o en fase de revisión por comités editoriales y que permiten obtener una visión de las características y metodologías empleadas para el análisis de las fábricas magnéticas y su relación con el contexto y problemáticas en cada uno de los dominios analizados. Esta parte 2 se organiza siguiendo el siguiente ordenamiento (fig. 1):

2.1.- Análisis de fábricas magnéticas en entornos de baja deformación. Estudio a lo largo de la mitad septentrional de la Cuenca del Ebro donde se analiza la relación entre las fábricas magnéticas, su posición con respecto al cabalgamiento frontal surpirenaico y las variaciones de acortamiento o deformación inferida en entornos externos a la cadena pirenaica. Este estudio se centra en el análisis de la representatividad y definición de las fábricas magnéticas con bajas anisotropías, los factores mineralógicos y la edad de los depósitos que oscilan entre pre, sin y post tectónicos en la zona de estudio.

2.2.- Análisis de fábricas magnéticas en entornos con evolución tectónica rotacional. Este sector, asociado al frente del cabalgamiento frontal surpirenaico y la cuenca molásica continental oligo-miocena, presenta rotaciones de eje vertical contemporáneas con el desarrollo de la estructura frontal con depósitos pre, syn y post- rotaciones en los que se analiza el momento de adquisición y evolución de las fábricas magnéticas con respecto a las estructuras locales y regionales.

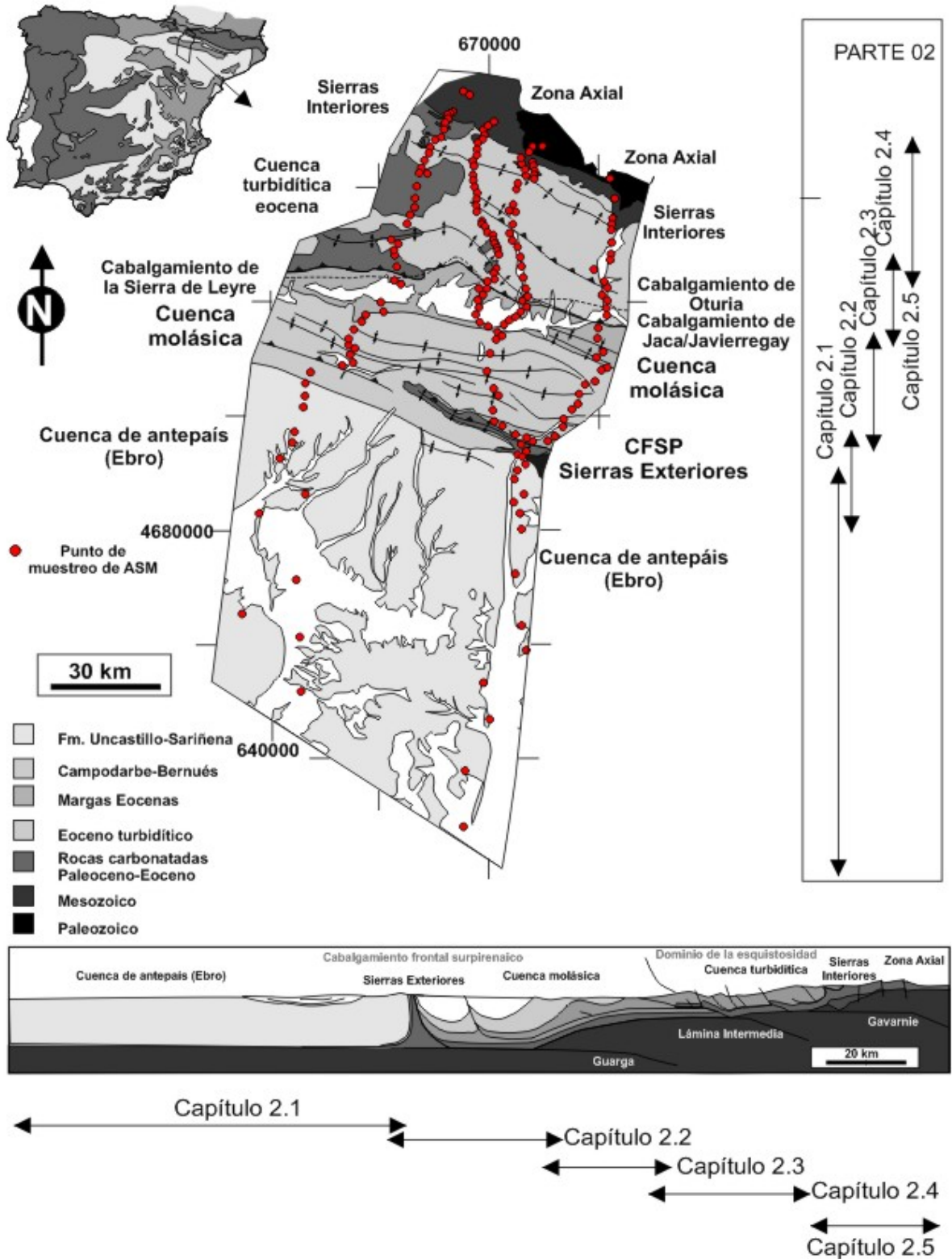


Figura 1- Distribución de los sectores analizados en cada uno de los capítulos de la parte 02 de esta memoria siguiendo la estructura de la cadena. Corte modificado de Teixell (1996) y modificado en las Sierras Exteriores siguiendo a Millán (1996).

2.3.- Análisis de fábricas magnéticas en sectores con evidencias de actividad tectónica contemporánea con la sedimentación y estructuras gravitacionales en la cuenca molásica Eocena. Se analiza en este sector el momento de adquisición de las fábricas con respecto a estructuras gravitacionales y su posterior modificación ante procesos de acortamiento tectónico, carga sedimentaria y el desarrollo incipiente de la esquistosidad.

2.4.- Análisis de fábricas magnéticas en entornos con estructuras de plegamiento, cabalgamientos y esquistosidad donde se analiza la distribución de fábricas magnéticas a escala local y regional a lo largo del dominio esquistoso pirenaico. En estos sectores se analizan las variaciones de las fábricas magnéticas (ASM y otras técnicas) a lo largo de estructuras locales y donde se analiza la sensibilidad de las fábricas magnéticas a las variaciones litológicas y mineralógicas.

2.5.- Análisis de fábricas magnéticas en los dominios internos de la cadena, Sierras Interiores y Zona Axial pirenaica, dentro del dominio esquistoso regional y donde se analiza la impronta de la deformación en las fábricas magnéticas y la sensibilidad de las mismas a los procesos de deformación tanto locales como regionales. En este sector se analizan los factores que producen patrones inhomogéneos de distribución de los procesos registrados por los distintos grupos litológicos analizados donde se valora la progresión inhomogéneas de la deformación, la competencia entre fábricas y subfábricas, las variaciones litológicas y mineralógicas.

La **Parte 3** se centra principalmente en el análisis magnético de las fases minerales presentes en la zona de estudio. Aunque en los distintos apartados de la Parte 2 se analizan las variables mineralógicas a escala de las estaciones analizadas. Estos resultados se integran para el análisis desde el punto de vista de la cadena pirenaica a través de tres apartados.

3.1.- Valoración de parámetros habituales para la caracterización del origen de la susceptibilidad a través de la susceptibilidad volumétrica, grado de anisotropía de los elipsoides y determinación del origen de las distintas contribuciones de los comportamientos magnéticos a la susceptibilidad y al elipsoide de la ASM.

3.2.- Análisis de la sensibilidad de las fábricas magnéticas en función del grupo litológico, la mineralogía y el contexto estructural a través de la comparación local dentro de los distintos niveles de la secuencia de Bouma (1952) del flysch eoceno en posiciones estructurales similares. Análisis de la influencia aparente de la litología en la sensibilidad de la deformación (cambio de la penetratividad de la esquistosidad a escala de afloramiento para distintos tramos de la secuencia de Bouma) y su impronta en la ASM, otras técnicas de fábricas magnéticas y el control mineralógico.

3.3. – Análisis regional de la variación de las fases minerales a escala de cadena y su relación con los grupos litológicos y su contexto regional. El objetivo es analizar las pautas de variación de dichas fases a escala de cadena y analizar las variables asociadas al área fuente, las condiciones de presión y temperatura desarrolladas en distintos entornos de la cadena y establecer consideraciones sobre la forma de análisis de la mineralogía magnética cuando ésta se estudia a escala regional y las variaciones asociables al incremento del acortamiento tectónico, de la carga vertical y el desarrollo de la esquistosidad en condiciones internas de la cadena pirenaica.

La **Parte 4** representa un análisis integrado sobre las variaciones a escala de cadena de los patrones de fábricas, la sensibilidad de las fábricas a los procesos tectónicos en distintos contextos, una recapitulación de los distintos resultados obtenidos a lo largo de la memoria, desarrollo de un modelo conceptual de fábricas y conclusiones obtenidas en esta memoria.

1.1.2- MUESTREO.

La localización de las estaciones para el análisis de fábricas magnéticas se ha centrado en un doble objetivo: distribución representativa desde el punto de vista geológico (litológico y tectónico) y muestreo con una representación areal homogénea a lo largo de la zona de estudio.

Ambos objetivos se han fundamentado en la realización de un muestreo con una densidad adaptada a los factores litológicos, estructurales y tectónicos. De esta forma, en los sectores septentrionales el muestreo presenta una densidad mayor relacionado con el mayor número de estructuras (pliegues, cabalgamientos y láminas) y la mayor variabilidad litológica. El muestreo en el sector septentrional que representa la Zona Axial pirenaica, Sierras Interiores Aragonesas y Cuenca turbidítica de Jaca tiene espaciados entre estaciones de 1 km: excepto para el sector de la Boca del Infierno (garganta del río Aragón-Subordán en las Sierras Interiores Aragonesas) donde se realizó como campaña piloto una transversal con estaciones cada 100 metros en paralelo a la alta variabilidad litológica de este tramo.

El sector central comprende la cuenca molásica de Jaca, los depósitos detríticos continentales de las Fms. Campodarbe y Bernués. En este sector se combina una disminución de estructuras a escala cartográfica, la desaparición de la esquistosidad a escala de afloramiento y una mayor homogeneidad litológica a escala regional pero con un incremento de la variabilidad litológica a escala de afloramiento. En este caso, el muestreo se ha realizado con una menor densidad pero con un incremento en el número de muestras por estación. En este sector la densidad de muestreo fue de una estación cada 3 km de media. En el sector meridional del sinclinal del Guarga, la densidad volvió a aumentarse al aproximarnos

al frente de cabalgamiento frontal surpirenaico y también en la Garganta del río Gállego a través de las Sierras Exteriores.

El sector meridional, que se desarrolla en Cuenca del Ebro, se realizó en dos fases de muestreo. Originalmente se planteó una densidad de estaciones cada 3-5 km para localizar la zona de desaparición de una impronta tectónica en las fábricas magnéticas. Sin embargo, tras el muestreo preliminar, se observó, que en la totalidad de las estaciones, esta impronta estaba presente, por lo que se continuó hacia el sur con una densidad menor (estación cada 10 km), hasta las proximidades del cauce del río Ebro (sector central de la cuenca de antepaís).

El dimensionamiento de las transversales en este trabajo se ha realizado siguiendo esta misma pauta (fig. 2), con 4 transversales en el sector septentrional, 3 en el sector central y 2 en el sector meridional. Transversales septentrionales: Zona Axial, Sierras Interiores y cuenca turbidítica de Jaca a través de los valles de Esca-Roncal, Veral-Ansó, Subordán-Hecho y Aragón-Jaca. Transversales centrales a lo largo de la cuenca molásica de Jaca: Sos, Puente la Reina y Oroel. Transversales meridionales (cuenca del Ebro): Eres-San Juan de Mozarrifar (Zuera) y Sos-Sancho Abarca.

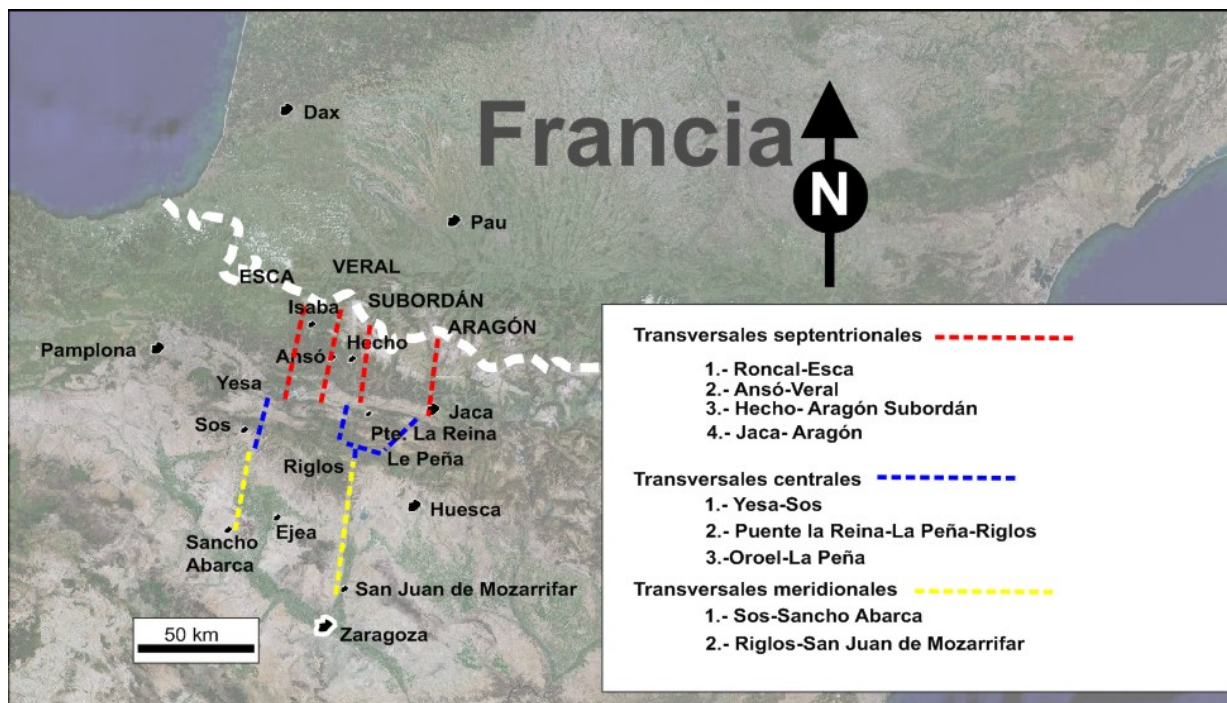


Figura 2.- Foto satélite del sector nororiental de la península Ibérica con la localización de las transversales realizadas.

Las distintas transversales presentan continuidad N-S con dos cortes a escala de la vertiente meridional de la cadena pirenaica.

- Corte Occidental: Roncal-Sos-Sancho Abarca. Localizado al W de la terminación occidental de las Sierras Exteriores Aragonesas y al W del cierre periclinal de la Zona Axial Pirenaica.
- Corte Oriental: Subordán-Hecho-Puente la Reina-Eres-San Juan de Mozarrifar.

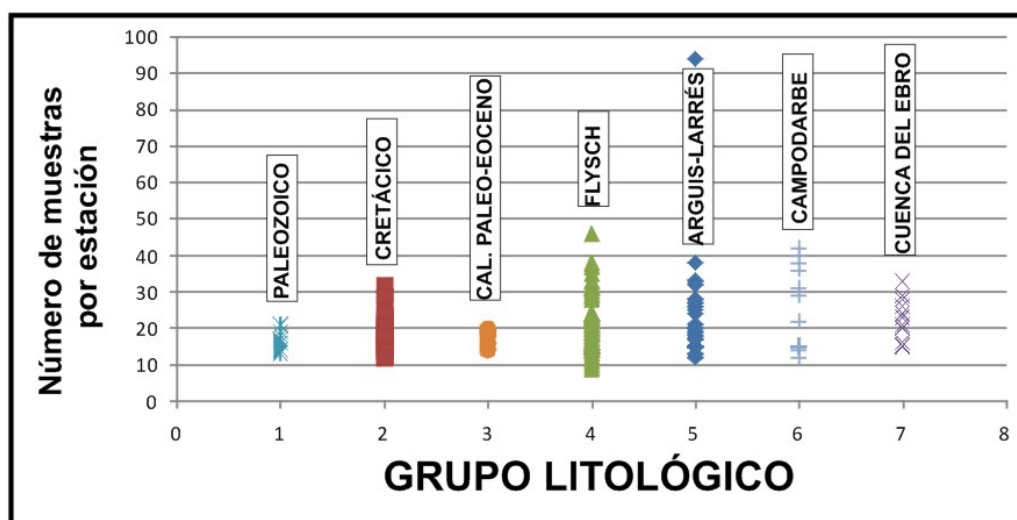


Figura 3- Distribución de estaciones y número de muestras por estación para cada grupo litológico analizado

El número de muestras por estación también guarda relación con los objetivos de este estudio. Por un lado existe un mayor detalle en el muestreo en las zonas con mayor variabilidad, a nivel estructural, de indicadores de deformación y litológica (mayor densidad y número de transversales en el sector septentrional). También influye el número de muestras que puede ser considerado como significativo para la caracterización de cada una de las estaciones. De esta forma el número de muestras en los materiales turbidíticos o en el cretácico es más alto que para sectores margosos del eoceno.

Grupo litológico	Número de estaciones	Número de muestras
Paleozoico	9	190
Cretácico	36	688
Paleoceno-Eoceno inferior carbonatado	6	96
Flysch	78	1661
Margas eocenas	27	612
Detríticos continentales (Campodarbe, Bernués, Uncastillo)	28	549
Cuenca del Ebro (Fm. Uncastillo, Fm. Sariñena, Fm. Zaragoza)	24	486
Total	208	4380

Figura 4- Distribución de estaciones y número de muestra por grupo litológico.

Transversal	Número de estaciones	Número de muestras
Roncal-Esca	38	791
Ansó-Veral	51	1004
Hecho-Aragón Subordán	42	1083
Jaca-Aragón	17	282
Yesa-Sos	5	200
Pte. la Reina-La Peña-Riglos	15	261
Oroel-La Peña	12	180
Sos-Sancho Abarca	14	280
Riglos-San Juan de Mozarrifar	14	289
Total	208	4380

Figura 5- Distribución de estaciones y número de muestra por transversal.

El muestreo se ha realizado mediante una perforadora portátil refrigerada por agua. La toma de datos estructurales a escala de afloramiento y la orientación de las muestras se ha realizado con una brújula magnética. La toma de muestras, por medio de una perforadora portátil, permite una orientación variable de las perforaciones. Esta metodología permite minimizar las posibles alteraciones relacionadas con la perforación o tratamiento de laboratorio, y de existir, permite analizar de forma sencilla su impronta (comparación de resultados en coordenadas muestra y geográficas).

La orientación de las muestras a lo largo de las estaciones analizadas, presenta un predominio de inmersiones inferiores a 30 grados y con una dispersión de *azimuth* importante (fig. 6). Sin embargo, se identifican dos máximos según una orientación N120. Aunque la toma de muestras se realizó de forma aleatoria, esta circunstancia puede estar relacionada principalmente con dos aspectos: i) la

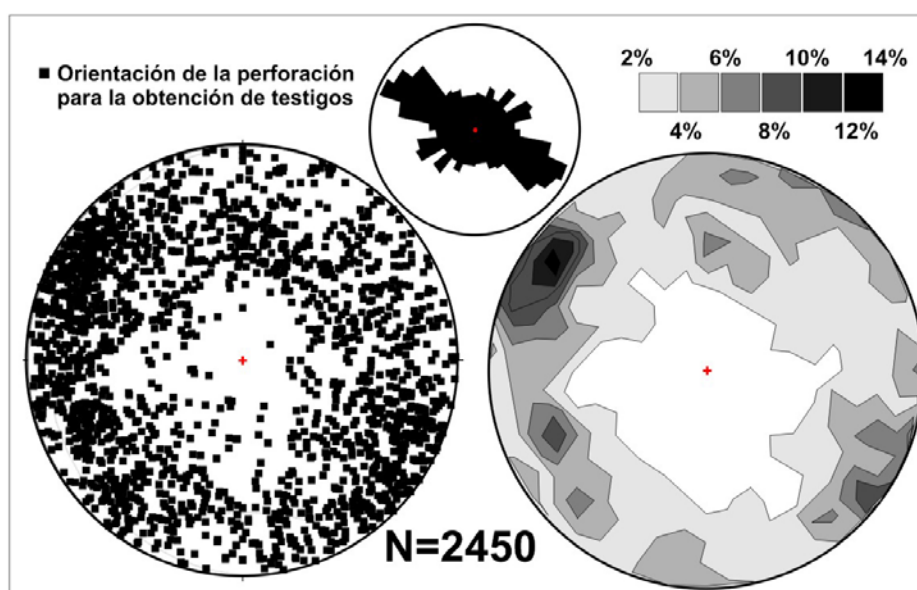


Figura 6- Orientación de las perforaciones realizada para la obtención de testigos para el estudio de fábricas magnéticas.

orientación de los valles y de los taludes de muestreo (perpendiculares a la dirección de la cadena) y ii) la mayor complejidad de perforación de forma perpendicular a las foliaciones sedimentarias o tectónicas, por lo que es habitual las perforaciones con un ángulo respecto a ambas, paralelas a la dirección de cada una de ellas o a la dirección de intersección. Estos aspectos han hecho que exista una orientación principal de tipo pirenaico en la orientación de las perforaciones.



Figura 7- Fotografías de la primera campaña de campo (adiestramiento) de esta tesis desarrollada dentro del marco del Curso de doctorado “La fábrica magnética y la Geología Estructural” en Junio de 2003. En las fotos Andrés Gil, José Manuel, Ángel Rodés, Álvaro González, Fabio Teixidó, José Ángel Orgaz, Javier Ipas, Héctor Millán y el autor. Las fotografías provienen de: Candanchú (Pérmico rojo- Ca-01) Torre de Fusileros de Canfranc (arenisca de Marboré y Margas de Zuriza, Ca-03) y el afloramiento central, Ca-07, en las proximidades de Jaca hoy en día bellamente gunitado.

1.1.3 - INTRODUCCIÓN

En todos los campos científicos y especialmente en los relacionados con de las Ciencias de la Tierra, las definiciones y demarcaciones de disciplinas son habitualmente muy claras, con unos límites netos y definidos. Sin embargo, al entrar en el campo de su aplicación los límites se desdibujan o deben ser tan laxos que la categorización de disciplinas pierde su sentido.

Tauxe (2010) define paleomagnetismo como el estudio de las propiedades magnéticas de las rocas. Una definición lo suficientemente amplia, de límites tan laxos y tan separada del significado etimológico de la palabra para que pueda incluir todas las disciplinas del magnetismo. En este trabajo, aunque las técnicas paleomagnéticas representan el principal fundamento del estudio del magnetismo de rocas, preferiremos utilizar el término magnetismo de rocas para la disciplina que incluye el marco conceptual del desarrollo de este trabajo, reconociendo al paleomagnetismo el marco de desarrollo de las distintas disciplinas del magnetismo de rocas, pero circunscribiendo su definición al estudio de la intensidad y orientación del campo magnético terrestre del pasado y sus aplicaciones directas. El magnetismo de rocas es también una definición suficientemente amplia pero interesante para este trabajo.

La aproximación de este trabajo a las técnicas propias del paleomagnetismo, consiste en el análisis del comportamiento magnético de las partículas presentes en las muestras, no en relación con el campo magnético terrestre sino al someterlas a campos magnéticos artificiales impartidos en laboratorio. En este caso, el término magnetismo de rocas representaría la disciplina científica que estudia las propiedades magnéticas de las rocas.

Dentro del término fábrica, además del conocido uso habitual de establecimiento dotado de maquinaria..., el diccionario de la RAE indica que “*fabrica es la construcción o parte de ella hecha con piedra o ladrillo y argamasa*”. En el caso de las fábricas magnéticas se puede utilizar este mismo concepto etimológico de la palabra, entender fábrica como la estructura arquitectónica que sustenta una roca tanto desde el punto de vista de pilares, columnas y elementos portantes (granos), desde el punto de vista de las argamasas (cementos) y de los elementos accesorios (ya sean de neoformación, alteración o sin significado arquitectónico definido). En este sentido, fábrica comprende todos los elementos estructurales, sus propiedades físicas y su distribución.

Las propiedades analizadas se basan en el comportamiento magnético de los minerales que forman una roca, es decir, que las fábricas magnéticas permitirían establecer la ordenación y distribución espacial de los elementos de una roca desde el punto de vista de su comportamiento magnético.

En lo que concierne a la terminología utilizada en esta memoria, se han seguido una serie de consideraciones, en el caso de textos en inglés no existe una

controversia significativa para los términos utilizados. Sin embargo, en el caso de la terminología en castellano se ha intentado utilizar términos habituales en la literatura de la disciplina, como es el caso de la ASM (Anisotropía de Susceptibilidad Magnética) que en castellano se puede considerar de uso corriente.

En otros casos se ha preferido optar por el mantenimiento de las siglas originales (acrónimo) aunque se haga referencia a su definición en castellano (caso de IRM, ARM, AARM, ApRM, AGRM; entre otras).

En el caso de disciplinas científicas y especialmente en el campo de la física, se ha intentado utilizar su vocabulario habitual en castellano. Ante la presencia de varias opciones se ha seguido la tesis de Orduña-López (2002) sobre el uso de términos físicos en los diccionarios generales y especializados. En algunos casos se ha seguido la costumbre de uso de los términos para evitar sinonimias dentro de la disciplina.

En lo que concierne a los términos geológicos, en algunas ocasiones, existen términos anglosajones incorporados en la literatura geológica en castellano, por lo que éstos se respetan en los textos utilizándolos en cursiva. Sin embargo, en algunos casos la presencia de terminología en castellano al efecto, ha hecho que se incluyan ambos términos en el texto o al menos la primera vez que se mencionan. Se ha seguido para este cometido el diccionario de términos de Ciencias de la Tierra publicado en 2000 en colaboración entre la Oxford University Press y la Universidad Complutense de Madrid.

1.1.4.- Comportamientos magnéticos y fábricas magnéticas

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) es la variación espacial de la magnitud física de dicha propiedad determinada a partir de la aplicación de un campo de baja intensidad en distintas orientaciones. Las variaciones de esta propiedad se deben al tipo de fases minerales presentes y su comportamiento magnético, su distribución espacial y su concentración.

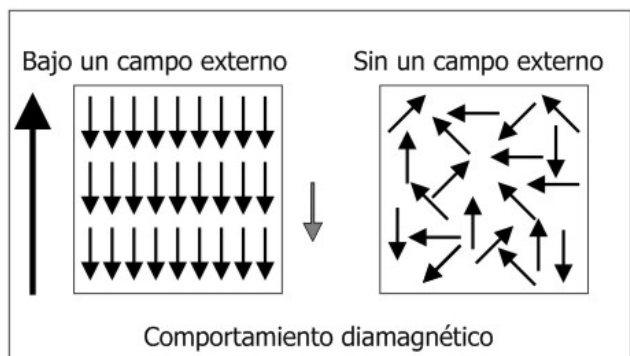


Fig. 8.- Comportamiento diamagnético (Tarling y Hrouda., 1993)

La ASM está controlada por la susceptibilidad de las partículas presentes (anisotropía y susceptibilidad intrínsecas), de la orientación de dichas partículas, de la concentración de dichas partículas y su distribución espacial, y de la interacción magnética entre partículas. Todas las partículas y minerales presentan un comportamiento diamagnético, cuyo origen se produce a escala orbital (relacionado con el movimiento de precesión en torno a la dirección del campo aplicado y que tiende a oponerse a éste, teniendo una componente negativa respecto al campo aplicado; fig. 8).

La intensidad de la susceptibilidad diamagnética es baja. En rocas controladas por este comportamiento la susceptibilidad media suele estar en torno a los 10^{-8} y 10^{-9} SI. El comportamiento diamagnético sólo tiene cierta influencia en la susceptibilidad media cuando no existe contribución de minerales con otros comportamientos, como es el caso de rocas compuestas únicamente por cuarzo y calcita.

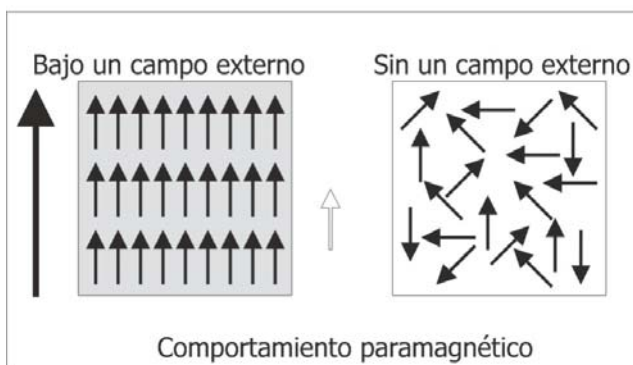


Fig. 9.- Comportamiento paramagnético (Tarling y Hrouda., 1993)

En minerales donde los elementos químicos presentan orbitales magnéticos con spines no pareados, bajo la aplicación de un campo magnético, los spines tienden a orientarse de forma paralela al campo aplicado desarrollando una susceptibilidad de signo positivo, la susceptibilidad paramagnética (fig. 9).

En determinadas sustancias, además de la presencia de una contribución a la susceptibilidad por parte de los comportamientos diamagnético y paramagnético y relacionados a escala orbital con los elementos químicos presentes, también puede existir una componente de susceptibilidad relacionada con la presencia de comportamientos con origen supra-atómico (fig. 10).

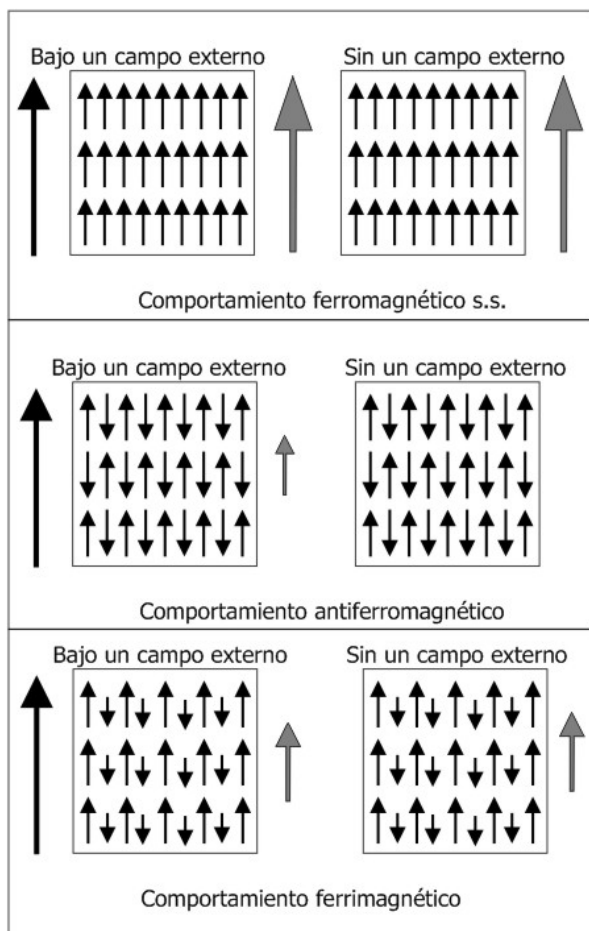


Fig. 10.- Tipos de comportamiento ferromagnético (Tarling y Hrouda, (1993)

Los elementos químicos del grupo de transición presentan orbitales 3d incompletos o presenta intercambios supraorbitales (por ejemplo los electrones del orbital 2p del oxígeno se comparten con los del orbital 3d de elementos metálicos próximos). Esta interacción, que se desarrolla para minimizar la energía libre de los orbitales, es la responsable de la susceptibilidad ferromagnética. En función de la orientación de los spines presentes en cada uno de los orbitales puede definirse un comportamiento ferromagnético s.s. (los spines se disponen de forma paralela como ocurre en el Fe), o son perfectamente antiparalelos no desarrollando un momento magnético neto.

Cuando los spines no están perfectamente alineados puede producirse una componente diferencial en un determinado sentido. Esta diferencia produce la presencia de comportamientos antiferromagnéticos (p.e. el hematites).

En los casos en que la alineación es antiparalela pero la intensidad de cada una las componentes es diferente en intensidad se produce una componente que es la responsable del ferrimagnetismo.

Dejando de lado la presencia de interacción entre partículas, que en algunos casos puede ser importante pero que requiere de la presencia de una alta densidad volumétrica de partículas ferromagnéticas, la susceptibilidad magnética puede definirse como:

$$\chi_{TOTAL} = \chi_{diamag} + \chi_{paramag} + \chi_{ferromag \text{ s.l.}}$$

La contribución de cada uno de los comportamientos a la susceptibilidad, depende también de la concentración de los minerales presentes. La presencia de un 2% en peso de un mineral ferromagnético produce que la susceptibilidad esté

controlada por dicho comportamiento con independencia de que el 98% restante sea diamagnético o paramagnético. La intensidad de la susceptibilidad ferromagnética es del orden de 10^{-2} y 10^{-3} SI, muy por encima de los valores típicos de los comportamientos paramagnético 10^{-5} y 10^{-6} o diamagnéticos 10^{-8} y 10^{-9} SI y de signo negativo.

La resultante del comportamiento ferromagnético no sólo depende de la fase mineral presente sino también de su ordenación interna para minimizar la energía libre. De forma general se puede establecer una relación entre la granulometría de los granos individuales y su comportamiento. Las partículas ferromagnéticas, a diferencia de otros comportamientos magnéticos, pueden presentar una remanencia espontánea. Un determinado grano puede presentar una componente de remanencia paralela al eje largo del grano produciendo un comportamiento de dominio sencillo (SD, toda la partícula actúa como un monopolo).

Cuando las dimensiones del grano, o de sus relaciones axiales, aumentan la energía interna de la configuración pasa a ser inestable y el grano se individualiza en sectores (dominios) donde cada zona presenta una componente de remanencia y se encuentran separados de sectores próximos por zonas de cambio neto y rápido de la componente (paredes entre dominios). Desde el punto de vista teórico el paso de un comportamiento sencillo a uno de dominio múltiple (SD a MD) se produce en función del tamaño de grano y de sus relaciones axiales (fig. 11). Sin embargo en la realidad, este cambio no se produce de forma tan directa. Existe un intervalo de dimensiones de grano que, a nivel teórico, debería comportarse como MD, pero que sin embargo presenta un comportamiento SD. Estas partículas se incluyen dentro del término PSD (*pseudo single domain*).

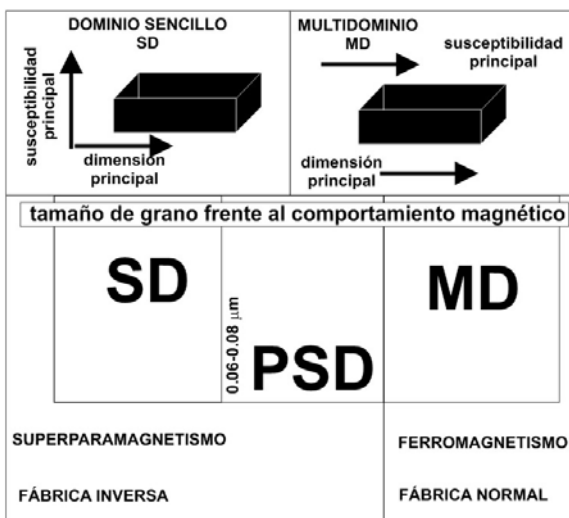


Fig. 11.- Relación entre anisotropía de forma del grano mineral y orientación de la susceptibilidad principal en función del dominio magnético

Dentro del término PSD pueden encontrarse partículas de mayor tamaño que el esperado cuando tienen morfologías de tipo acicular, pudiéndose dar el caso de partículas de hasta $100 \mu\text{m}$, o en partículas donde existen imperfecciones de la estructura cristalina que imposibilitan obtener el estado de mínima energía. El comportamiento, desde el punto de vista de los dominios y su relación con la remanencia, tiene una gran importancia en paleomagnetismo, pero también en trabajos de susceptibilidad magnética porque la anisotropía de la susceptibilidad depende de la configuración interna de los granos.

En granos SD, donde el eje de magnetización fácil es paralelo a la partícula, ésta presenta todos los spines orientados según esta orientación. De esta forma, la aplicación de un campo según la orientación del grano individual no puede desarrollar susceptibilidad puesto que ya se encuentra perfectamente orientado en ese sentido (los spines electrónicos se disponen de forma paralela al eje de la partícula). De esta forma, la partícula presenta una susceptibilidad mínima según el eje de la partícula debido a que ésta se encuentra saturada magnéticamente en esa orientación. En esta misma partícula un campo aplicado a 90° del eje de fácil magnetización y por tanto perpendicular al eje mayor del grano, producirá una susceptibilidad baja, sin embargo, de mayor valor que el valor prácticamente nulo obtenido paralelo al eje de fácil magnetización (eje largo de la partícula). En un volumen de roca, donde exista una distribución de partículas de comportamiento SD, si la susceptibilidad es baja o próxima a 0 según el eje de la partícula, cualquier distribución de orientación entre las partículas y el campo aplicado desarrollará una componente de susceptibilidad, de baja intensidad, en una orientación próxima al eje duro de la partícula (es decir la dirección de máxima susceptibilidad es perpendicular a la mayor de las dimensiones de la partícula; fig. 12).

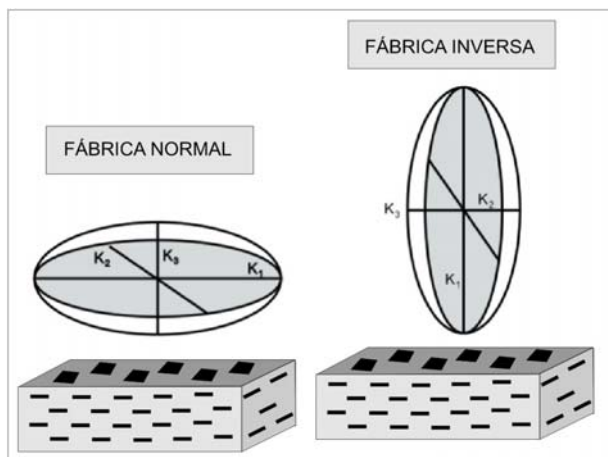


Fig. 12.- Modelo conceptual sobre fábricas normales e inversas.

El caso explicado en las líneas anteriores es el caso más sencillo de comportamiento en dominios y su relación con los ejes de susceptibilidad magnética. Este comportamiento puede producirse en minerales tan habituales en el campo del paleomagnetismo y magnetismo de rocas como la magnetita. Sin embargo, en otros minerales este comportamiento puede producir intercambios de otros ejes o relaciones no sencillas entre ejes de susceptibilidad y dimensiones de grano.

Para el caso de la magnetita, esta diferenciación entre el comportamiento de la susceptibilidad y el comportamiento en dominios, es la causa de la utilización de términos de fábrica magnética normal, inversa o intermedia (Stephenson *et al.*, 1986; Potter y Stephenson, 1988; Rochette *et al.*, 1988; Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993).

Puesto que la ASM de una roca controlada por magnetitas SD o PSD mostraría un eje de susceptibilidad magnética máxima paralelo al eje menor de la partícula, existiría un intercambio de ejes entre la ASM y la orientación de las

partículas (la petrofábrica dimensional). Esta problemática puede magnificarse si en las rocas de estudio, además de la posible presencia de partículas con relaciones complejas entre ejes de susceptibilidad y dimensiones de grano, existe variaciones granulométricas de las fases magnéticas presentes (granos SD, PSD y MD) produciendo fábricas complejas o sin una interpretación directa.

Estos aspectos producen que en los estudios de ASM se intenten evitar este tipo de comportamientos, como ocurriría en fábricas principalmente paramagnéticas. Los silicatos muestran un comportamiento principal paramagnético en los que las relaciones entre ejes de susceptibilidad y de dimensiones de grano son sencillas. La susceptibilidad magnética de los silicatos no sólo depende de la susceptibilidad paramagnética sino también de la presencia de inclusiones de comportamiento ferromagnético, que mimetizan la estructura mineral y que pueden ser los responsables del comportamiento paramagnético de estos minerales.

1.1.5.- Características de las técnicas de medida de las anisotropías magnéticas.

Desde la identificación de que la orientación de cristales podía detectarse a través del análisis de propiedades magnéticas (Voight y Kimoshita, 1907), la publicación de las propiedades magnéticas de varvas glaciares por Ising (1943), el interés de la utilización de la anisotropía de susceptibilidad magnética como técnica sensible a la petro-fábrica de las rocas suscitado por Graham (1954) o la adscripción de la anisotropía de susceptibilidad magnética a un tensor de segundo orden (Nye, 1957), la aplicación de técnicas magnéticas ha mostrado un amplio y creciente desarrollo en el estudio del análisis de la petrofábrica, de sus aplicaciones y de su significado.

De igual forma, el análisis de la ASM bajo distintas condiciones se ha desarrollado también a través de la medida bajo diferentes campos y frecuencias (Parma, 1988; Rochette y Fillion, 1988; Hrouda y Jelinek, 1990; Martín-Hernández y Hirt, 2001; Kelso *et al.*, 2002; Martín-Hernández y Hirt, 2004; Pokorny *et al.*, 2004), distintas temperaturas (Richter y van der Pluijm, 1994; Hrouda *et al.*, 1997; Lüneburg *et al.*, 1999; Parés y van der Pluijm, 2002) o tras el calentamiento de las muestras (Souqué *et al.*, 2002; Henry *et al.*, 2003). De forma paralela el estudio de la ASM se ha desarrollado también el análisis de otras fábricas magnéticas dependientes de otras propiedades magnéticas como la remanencia natural o artificial (ver Potter, 2004 para una revisión de técnicas).

En el caso de la ASM, el desarrollo de las técnicas, metodologías y la fabricación de susceptómetros de forma menos artesanal, han favorecido el desarrollo de equipos económicamente accesibles, con resultados comparables y de alta resolución. Un claro ejemplo son los productos de las casas comerciales AGICO, Shappire o Barthington.

En este momento existen más de 500 revistas que incluyen el término anisotropía magnética dentro de sus palabras clave (*keywords*; Martín Hernández *et al.*, 2004), una clara evidencia del número de publicaciones que versan sobre este tema. Una consulta en el motor de búsqueda de Elsevier ofrece, para el campo “*anisotropy of magnetic susceptibility*”, un número de 1500 documentos (1491 artículos en revistas; 04/02/2012). De estos artículos en revistas, son reseñables por número de artículos las revistas *Tectonophysics*, *Earth and Planetary Science Letters*, *Journal of Structural Geology* o *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Por supuesto, también existen trabajos en revistas sobre sedimentología, paleogeografía, revistas de índole regional o de corte geológico general.

Por otro lado, amplios artículos sobre revisión, puesta a punto y análisis de la aplicación principal de las técnicas se han desarrollado recientemente en revistas como *J. Structural Geology* o *Tectonophysics* o en un número especial sobre fábricas magnéticas de la *Royal Society of London* (2004), en el 50 aniversario de la

publicación de Graham. Textos generales como Tarling y Hrouda (1993) siguen siendo un referente en el campo, complementado con otros trabajos de revisión como Bhathal (1971); Hrouda (1982); McDonald y Elwood (1987); Rochette *et al.*, (1992); Kodama (1995); Borradaile y Henry (1997); Borradaile y Jackson (2004 y 2010).

Estos referentes unidos a la inclusión casi sistemática de una capítulo o sección sobre fábricas magnéticas en la mayoría de textos generales sobre paleomagnetismo (e.g. Collinson, 1983; Butler, 1992; Tauxe, 2002; 2010) y las revisiones monográficas sobre propiedades magnéticas (e.g. Stacey y Banerjee, 1974; Dunlop y Ozdemir, 1997) forman el fundamento doctrinal de los análisis de fábricas magnéticas.

Las líneas de investigación que aparecieron en el origen de la ASM siguen siendo muy similares a las actuales, manteniendo un interés general con la ampliación de resoluciones y del conocimiento de las técnicas y líneas que abarcan desde el análisis puramente de petrofábrica (identificar relaciones de petrofábrica con el elipsoide de la ASM), en sedimentos (Rees, 1961; Graham, 1966), rocas ígneas y metamórficas (Stacey, 1960; Stacey *et al.*, 1960; Khan, 1962; Stone, 1962) o en el análisis de datos paleomagnéticos (Fuller, 1960, 1963, Rees, 1961).

Estas aproximaciones han llevado a la sistemática en el estudio de zonaciones en plutones y sus características de emplazamiento, intrusiones volcánicas, subvolcánicas o plutónicas con el objetivo de establecer las condiciones de emplazamiento, sentido de movimiento o su relación con la deformación pre, syn o post-intrusivo. Sin embargo el campo de las rocas sedimentarias, desde las condiciones de sedimentación, litificación, deformación, diagénesis y metamorfismo, sigue siendo uno de los campos de mayor desarrollo.

1.1.6.- Medida de fábricas magnéticas (ASM, LTAMS, AARM, ApARM, AIRM, AGRM)

La obtención del elipsoide de la ASM se realiza a partir de la medida de la susceptibilidad a lo largo de distintas posiciones en el espacio cuando se aplica un campo de baja intensidad (300 A/m) y frecuencia (875Hz). Los resultados obtenidos permiten obtener una matriz simétrica de segundo orden. En este trabajo la medida de la ASM se ha realizado con un equipo AGICO KLY3. El equipo se actualizó durante el desarrollo de este trabajo, por lo que parte de las muestras se midieron a partir de la rutina de 15 posiciones de Jelinek (1977) y el resto, la gran mayoría fue realizada con un KLY3-s (*spinner*) con una rutina de medida a lo largo de 3 ejes ortogonales y medida a intervalos de 6° (180 posiciones). La comparación de los resultados obtenidos con ambos equipos y metodologías no reveló variaciones significativas.

La susceptibilidad magnética puede describirse matemáticamente a través de un tensor de segundo orden. Los tres valores normalizados independientes de dicha matriz (valores de la diagonal; son las susceptibilidades principales máxima, intermedia y mínima; K1, K2 y K3 o Kmax, Kint y Kmin).

Recientemente distintos autores han contribuido a la ampliación terminológica describiendo un valor tensorial de la susceptibilidad (intensidad de la propiedad normalizada para cada uno de los valores matriciales) y, por otro, el valor de orientación del vector (e.g. Tauxe, 1998). Desde un punto de vista físico el tensor de susceptibilidad se representa mediante un elipsoide donde los 3 ejes principales son K1, K2 y K3 y donde $K1 \geq K2 \geq K3$.

La representación habitual y utilizada en esta memoria de los datos para su análisis direccional es a través de la proyección estereográfica de los ejes (cuadrado para Kmax, triángulo para Kint y círculo para Kmin).

La utilización de un elipsoide para caracterizar las fábricas magnéticas tiene una correlación directa con la imagen geométrica del elipsoide de deformación. Aunque no es equivalente, permite la utilización de términos habituales en geología estructural para la interpretación de las fábricas magnéticas. Términos como



Fig. 13.-Fotografía del equipo utilizado para la medida de la ASM (kly3-s)

foliación (plano que contiene los ejes mayor e intermedio), lineación (orientación del eje mayor), fábrica oblata (tipo torta) o prolata (tipo puro) para la morfología del elipsoide son heredados de la geología estructural y de uso habitual en las fábricas magnéticas. La diferenciación principal entre estos parámetros y los utilizados en fábricas magnéticas reside en que los valores de anisotropía en ASM son mucho menores. En el caso de las fábricas magnéticas suelen utilizarse términos ponderados, logarítmicos o corregidos para maximizar la anisotropía.

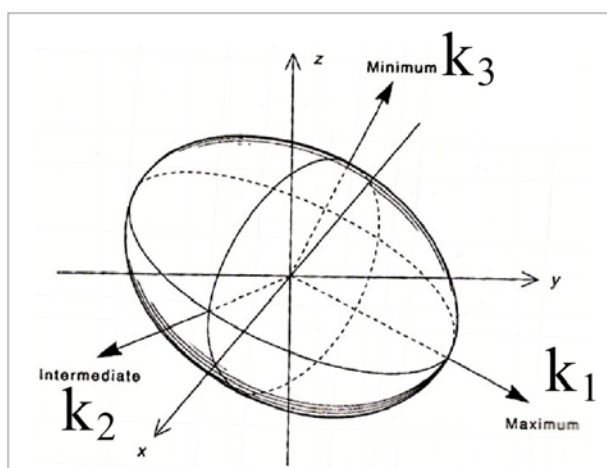


Fig. 14.-Nomenclatura de los ejes del elipsoide de la ASM (Tarling y Hrouda, 1993)

susceptibilidades principales del elipsoide), se utilizan parámetros más complejos con componentes logarítmicos como son el grado de anisotropía corregida $P' = \exp\{\sqrt{2((n1-n)^2+(n2-n)^2+(n3-n)^2)}\}$; siendo ni el logaritmo natural de los ejes principales de susceptibilidad normalizada) o el parámetro de forma $T=(2n2-n1-n3)/(n1-n3)$ siendo ni el logaritmo natural de los ejes principales de susceptibilidad normalizada. El uso de estos parámetros se acompaña con el de la susceptibilidad media $Km=((k1+k2+k3)/3)$.

Además de estos parámetros, que son los más utilizados en esta memoria (según la definición de Jelinek, 1981), existen una gran cantidad de parámetros para el análisis de distintas relaciones de forma directa, exponencial o cuadrática (ver. Tarling y Hrouda, 1993 y Tabla 1 para una revisión). En el caso del parámetro T se utiliza la nomenclatura de morfología del elipsoide similar al del campo de la deformación con elipsoides tipo oblato ($T>1$), tipo prolato ($T<1$) y el campo sobreimpuesto triaxial (para $0.5<T<0$ oblato triaxial o prolato triaxial para $0>T>-0.5$).

Estos parámetros se representan de forma similar a los utilizados en los diagramas de deformación, como son el diagrama de Flinn (1962), el diagrama logarítmico de Ramsay (1967): o modificado para la distribución de eigenvalores por Woodcock, (1977), diagrama Hrouda-Jelinek (P' vs T) o de análisis entre parámetros (grado de anisotropía y susceptibilidad media; Km vs. P') que suelen utilizarse para

La forma de presentación de datos a través de diagramas acumulativos o de parámetros sobre la anisotropía utiliza también diagramas heredados del análisis de elipsoides como los desarrollados en geología estructural.

La principal diferencia entre ambos es el bajo grado de anisotropía identificado para el elipsoide de la ASM por lo que, además de los parámetros de definición directa (foliación (Kint/Kmin) o lineación (Kmax/Kmin) siendo Kmax (o K1), Kint (o K2) y Kmin (o K3) los ejes de

analizar no sólo la deformación sino también la potencial impronta de los cambios mineralógicos.

El número de parámetros magnéticos en la literatura científica es amplia, aunque los términos mencionados anteriormente son los más habituales utilizados y los que se analizarán en la presente memoria. En la tabla 1 se recogen los términos más utilizados en el análisis de la anisotropía del elipsoide de susceptibilidad.

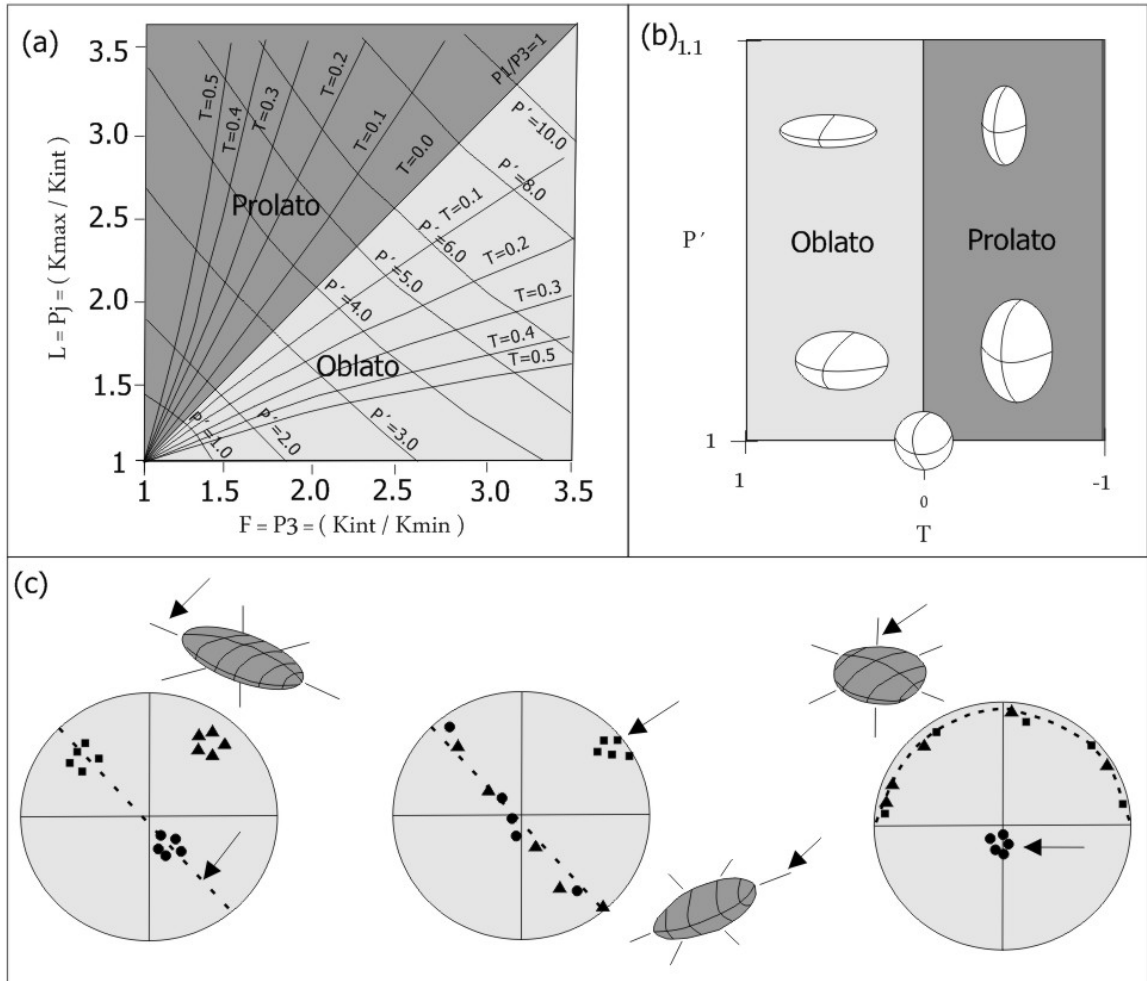


Fig. 15.- (a) Diagrama de Flinn (1962), (b) Diagrama de Jelinek, (c) aspecto en proyección estereográfica de las morfologías más habituales del elipsoide de la ASM (triaxial, prolato, y oblato).

Susceptibilidad media (Km) <i>Mean susceptibility</i>	$(k_1+k_2+k_3)/3$	
Grado de anisotropía corregida (P') <i>corrected degree of anisotropy</i>	$\exp\{\text{sq}\sqrt{2((n_1-n)^2+(n_2-n)^2+(n_3-n)^2)}\}$ ni logaritmo natural de Ki	Jelinek, (1981)
Grado de anisotropía corregida (P2) <i>anisotropy degree</i>	k_1/k_3	Nagata, (1961)
Anisotropía absoluta <i>Absolute anisotropy</i>	$(k_1-k_3)/k_2$	Rees (1965)
Anisotropía total <i>Total anisotropy</i>	$(k_1-k_3)/k_m$	Owens, (1974)
Lineación (P1) <i>Lineation</i>	k_1/ k_2	Balsley y Buddington (1960)
Lineación magnética (L) <i>Magnetic lineation</i>	$(k_1- k_2)/K_m$	Khan (1962)
Lineación <i>Lineation</i>	$(k_1+k_2)/2k_2$	Urrutia-Fucugauchi (1980)
Grado de lineación <i>Lineation degree</i>	$2k_1/ (k_2+k_3)$	Hrouda et al., (1971)
Foliación (P3) <i>Foliation</i>	k_2/k_3	Stacey et al., (1960)
Foliación magnética (F) <i>Magnetic foliation</i>	$(k_2-k_3)/K_m$	Khan (1962)
Foliación <i>Foliation</i>	$(k_1+k_2)/2k_3$	Balsley y Buddington (1960)
Grado de Foliación <i>Foliation degree</i>	$2k_2/(k_1+k_3)$	Urrutia-Fucugauchi (1980)
Índice prolato <i>Prolateness</i>	$(k_1-k_2)/(k_2-k_3)$	Khan (1962)
Índice prolato <i>Prolateness</i>	$(2k_1-k_2-k_3)/(k_2-k_3)$	Urrutia-Fucugauchi (1980)
Índice de oblatez <i>Oblateness</i>	$(k_2-k_3)/(k_1-k_2)$	Khan (1962)
Índice de oblatez <i>Oblateness</i>	$(k_1+k_2-2k_3)/ (k_1-k_2)$	Urrutia-Fucugauchi (1980)
Parámetro de forma (T) <i>Shape parameter</i>	$(2n_2-n_1-n_3)/(n_1-n_3)$ ni logaritmo natural de ki	Jelinek, (1981)
Parámetro E <i>E-factor</i>	k_2^2 /k_1k_3	Hrouda et al., (1971)
Indicador de forma <i>Shape parameter</i>	$(k_1k_3-k_2k_3)/(k_1k_2-k_1k_3)$	Stacey et al., (1960)
Forma del elipsoide <i>Ellipsoid shape</i>	$(k_1-k_2)(2k_1-k_2-k_3)/(k_2-k_3) (k_1+k_2-2k_3)$	Urrutia-Fucugauchi (1980)
Indicador de forma <i>Shape parameter</i>	$(k_1k_3 - k_2^2) / (k_1k_2 - k_2k_3)$	Urrutia-Fucugauchi (1980)
Indicador de deformación <i>Strain indicator</i>	$(k_1k_2-k_2k_3)/(k_2^2 -k_1k_3)$	Flinn (1962)
Parámetro Q <i>Q factor</i>	$(k_1-k_2)/ [0.5(k_1+k_2)-k_3]$	Granar (1958)
Parámetro angular (V) <i>V factor</i>	$\text{sen } -1 \text{ sq}\sqrt{\{(k_2-k_3)/(k_1-k_3)\}}$	Graham (1966)
Parámetro de emplazamiento <i>Emplacement factor</i>	$k_1^2 / \text{sq}\sqrt{(k_2^2 k_3^2)}$	Ellwood (1975)
Velocidad de la corriente <i>Current velocity</i>	$k_1^2 / \text{sq}\sqrt{(k_2^2 k_3^2)}$	Ellwood y Ledbetter (1977)
Indice de forma U <i>U index</i>	$(2k_2-k_1-k_3)/(k_1-k_3)$	Jelinek, (1981)

Tabla 1.- Principales parámetros magnéticos utilizados en la interpretación de fábricas magnéticas (basado en Jelinek, 1981 y Tarling y Hrouda, 1993). Los parámetros utilizados en esta memoria y su definición aparecen con fondo gris en la tabla.

Parés y Van der Pluijm (2002a) desarrollaron una metodología donde realizar la medida de la ASM con las muestras sumergidas en nitrógeno líquido. La medida de la ASM a baja temperatura (LTAMS) representa la medida de la anisotropía de susceptibilidad donde la contribución paramagnética se ha incrementado siguiendo la ley de Curie-Weiss. Esta medida no representa una medida directa de la fábrica paramagnética pero desarrolla un incremento de la contribución de ésta en la ASM.

La medida de la LTAMS se ha realizado con un equipo Shappire con una rutina de medida doble de 6 posiciones utilizando la misma metodología y equipos del trabajo de Parés y Van der Pluijm (2002a) en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan. Las muestras fueron introducidas en Nitrógeno líquido durante 30 minutos con anterioridad a la medida. El equipo alberga una probeta de cristal que puede rellenarse de nitrógeno durante el ensayo y que permite una temperatura estable durante la medida.

La muestra es mantenida en nitrógeno líquido entre medidas y cada una de las 6 posiciones se repite en dos ocasiones. Como criterio de calidad de las medidas se ha utilizando un filtro basado en la repetividad de las medidas, omitiendo aquellos valores o repitiéndolos cuando el resultado, para la misma posición, difería en un valor superior al 5%. Las muestras se medían en ciclos de 5 muestras para evitar cambios de temperatura del equipo y se reiniciaban las medidas tras permitir que la temperatura del equipo se estabilizara (45 minutos).

El tratamiento de los datos de la ASM a baja temperatura se ha realizado utilizando los mismos parámetros definidos anteriormente para la ASM y la, proyección estereográfica de los ejes del elipsoide de la ASM a baja temperatura. Estas medidas han permitido también el cálculo de la tasa de variación de la susceptibilidad media entre la temperatura ambiente y la baja temperatura (factor de cambios de la susceptibilidad con la temperatura).

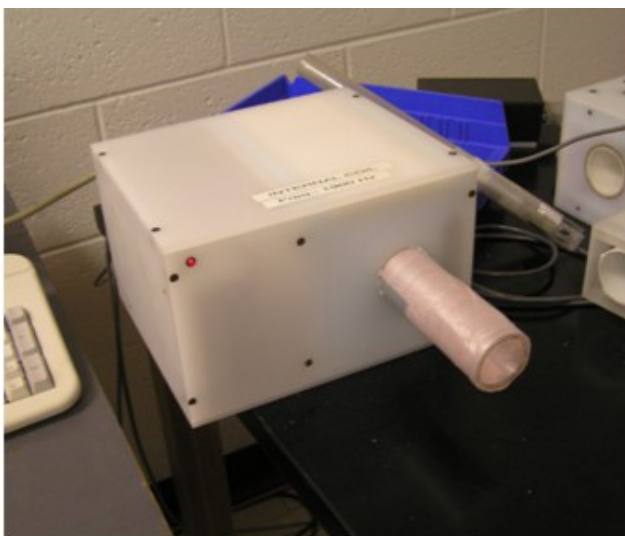


Fig. 16.-Fotografía del equipo utilizado para la medida de la ASM a baja temperatura (LTAMS).

Por otro lado, se han realizado medidas de distintas fábricas de magnetización artificial de laboratorio con el objetivo de contrastar la orientación de otras partículas presentes en las rocas analizadas. Los objetivos de estas medidas han sido: i) identificar la orientación principal de la fábrica ferromagnética; ii) identificar la posible presencia de fábricas de comportamiento inverso (las fábricas de remanencia no tienen el inconveniente de los cambios de orientación entre los ejes de las partículas y de la susceptibilidad), iii) identificar patrones asociados a distintas fábricas ferromagnéticas dependientes de su coercividad (tamaño de grano) y iv) comparar el grado de influencia de la fábrica ferromagnética en la ASM.

Las magnetizaciones de laboratorio más utilizadas son la ARM (magnetización remanente anhisterética) y la IRM (magnetización remanente isoterma o instantánea). Estas técnicas consisten en la aplicación de un campo magnético de alta intensidad en las muestras según distintas orientaciones. El campo magnético aplicado produce la magnetización de las partículas para un determinado intervalo de coercividades. La ARM e IRM se ha realizado tanto de forma total como de forma parcial. En el caso de la ARM se han realizado análisis de adquisición parcial (ApARM) a través del cambio de la intensidad del campo DC aplicado o del intervalo de aplicación (ventana libre de AF).

Otra de las técnicas de remanencia magnética utilizada en este trabajo ha sido la AGRM (Anisotropía de la magnetización giro-remanente). La aplicación de un campo alterno (AF) produce la orientación aleatoria y estadística de las partículas en el rango de coercividades de aplicación del campo, lo que produce que las partículas afectadas por dicho campo no computen en la intensidad de la remanencia medida en laboratorio. Sin embargo, determinadas partículas bajo la aplicación de un campo alterno desarrollan una remanencia ortogonal a la dirección de aplicación del campo, y cuando la desmagnetización por campos alternos se desarrolla al realizar una rotación de la muestra durante la rutina, se produce una componente según una dirección perpendicular a la aplicación del campo AF y al eje de rotación de la muestra durante la aplicación (Stephenson y Potter, 1987; Potter y Stephenson, 1988; Potter, 2004).

Las componentes de giro-remanencia pueden ser tanto positivas como negativas, y es actualmente un tema de investigación principalmente en materiales artificiales. Esta problemática en la desmagnetización AF permite el establecimiento de una técnica de anisotropía muy sensible ya que el comportamiento GRM sólo está presente en determinadas sustancias. Sin embargo su desarrollo sistemático no está completamente desarrollado y existen problemáticas no resueltas en la actualidad, como por ejemplo, la frecuente presencia de intercambios de ejes (Jackson *com. pers.*).

La medida de las técnicas de fábrica de remanencia se ha realizado con una rutina de medida de 9 posiciones, un equipo Shappire y un magnetómetro criogénico 2G. El tratamiento de los datos se ha realizado a través del programa ARMA

(McCabe *et al.*, 1985; Jackson *et al.*, 1988). A partir de los datos obtenidos se ha calculado el elipsoide de la remanencia y se ha diferenciado la componente de GRM, si ésta estaba presente y sus valores principales (la GRM no puede adscribirse a un elipsoide).

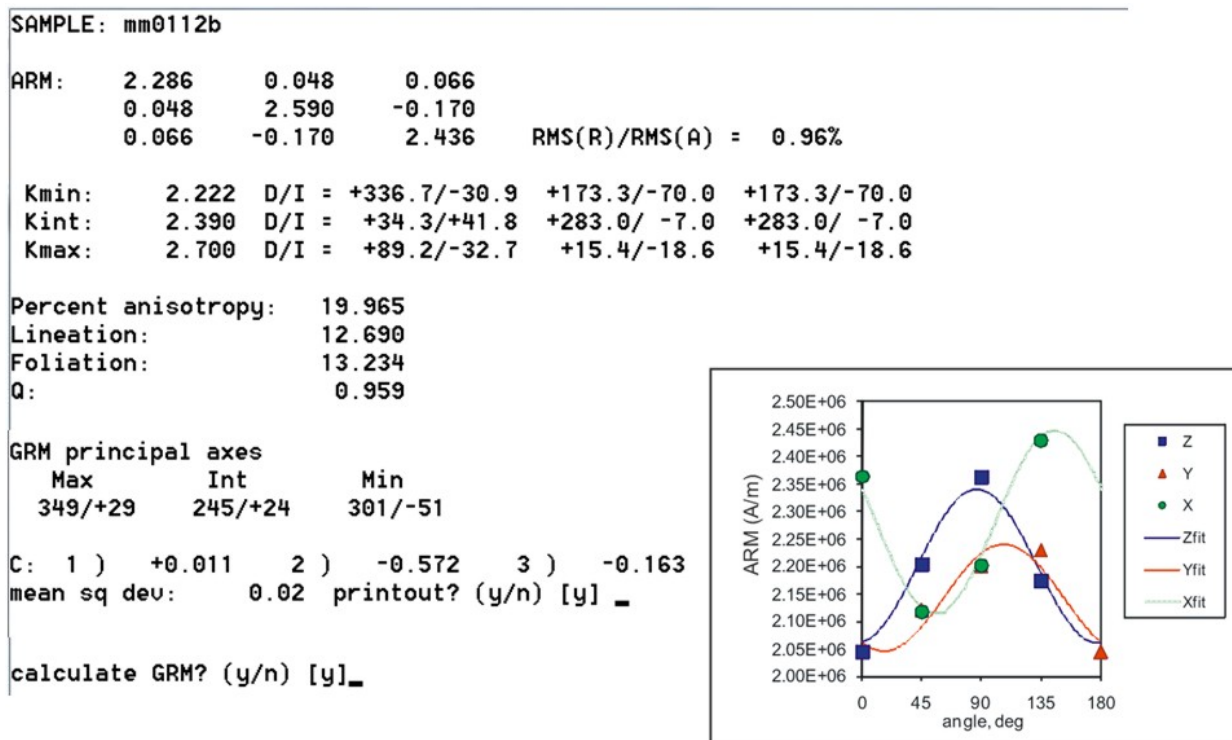


Fig. 17.-Ejemplo de cálculo de la anisotropía de remanencia magnética anhistórica (programas ARMA: basado en McCabe *et al.*, 1985; Jackson *et al.*, 1988)

La rutina de medida consistió en la aplicación de un campo AF de 180mT, un campo continuo (DC) modulado en 0.1mT y una ventana de aplicación del campo DC dependiente de las curvas de desmagnetización AF y las curvas de adquisición parcial de la ARM obtenidas para las mismas muestras. El campo se aplicó en cada una de las posiciones (9), tras la cual, la muestra era sometida a un campo AF antes de la aplicación del campo en la siguiente posición. En algunos casos se realizó la medida de la anisotropía de la ARM para intervalos discretos de coercividades.

Eje de medida	Remanencia medida	=	ARM	+	GRM
X	$M_{1X} M_{1Y} M_{1Z}$	=	$A_{1X} A_{1Y} A_{1Z}$	+	$0 \quad G_Y \quad G_Z$
Y	$M_{2X} M_{2Y} M_{2Z}$	=	$A_{2X} A_{2Y} A_{2Z}$	+	$-G_X \quad 0 \quad G_Z$
Z	$M_{3X} M_{3Y} M_{3Z}$	=	$A_{3X} A_{3Y} A_{3Z}$	+	$G_X \quad -G_Y \quad 0$

Fig. 18.-Matriz de cálculo de componentes de AARM y AGRM



Fig. 19.-Equipos utilizados en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan (Ann Arbor)

La desviación cuadrática del elipsoide calculado frente a las medidas realizada se ha utilizado como criterio de calidad del ajuste realizado. La expresión se define como $RMS (residual) / RMS (ARM)$, siendo $RMS (residual)$ el cuadrado de la diferencia entre el valor obtenido de la modelización menos el valor real de cada posición. Además de la desviación cuadrática, indicadora del éxito del ajuste realizado (que puede identificarse también a través de la expresión gráfica del ajuste), se han utilizado los siguientes criterios: que la ARM represente, al menos, un valor dos órdenes de magnitud por encima del *datum* presente en la muestra (aunque este se corrige) y por otro lado que el valor $RMS (residual)/RMS (ARM)$ sea menor al 5%.

En el caso de la AIRM (anisotropía de la remanencia magnética isoterma), ésta se ha realizado en algunas de las estaciones, obteniéndose valores de desviación cuadrática sistemáticamente mayores. Por otro lado, los test realizados de linealidad entre el campo aplicado y generado no han mostrado una regresión óptima. La intensidad de magnetización generada no se cancelaba en la desmagnetización AF realizada tras la aplicación del campo de IRM.

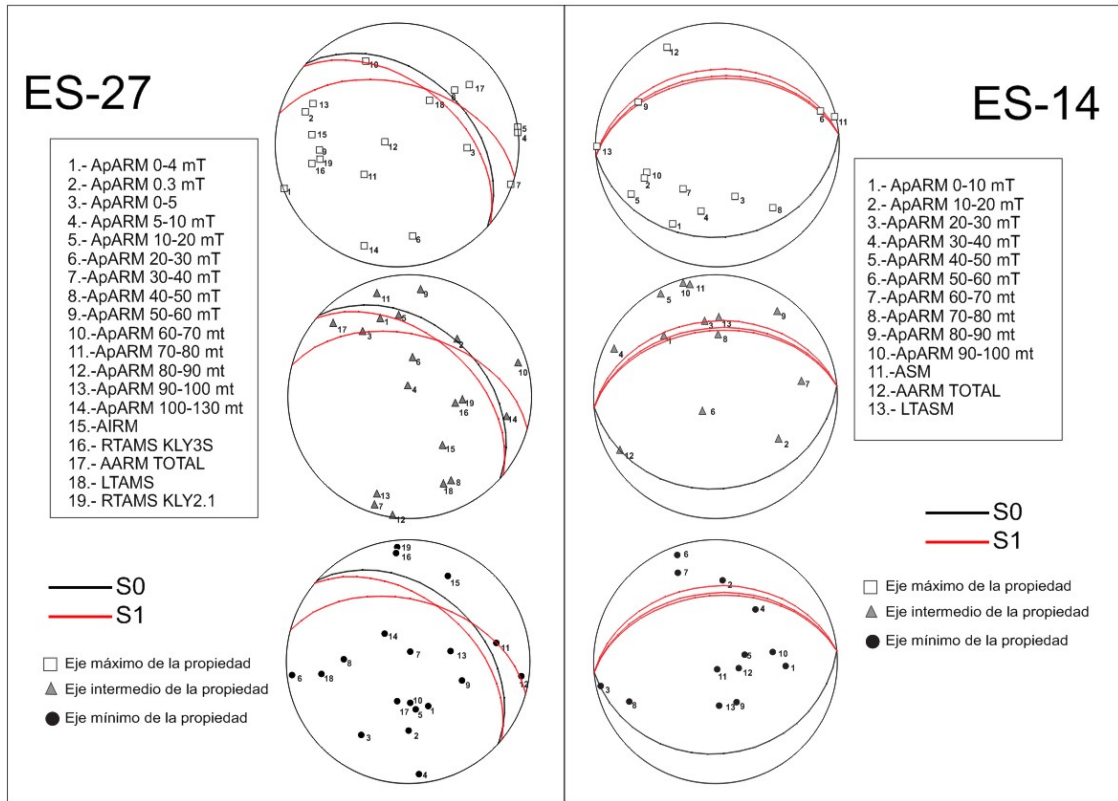


Fig. 20.-Ejemplo de resultados obtenidos por distintas técnicas de fábrica magnética aplicadas sobre 2 muestras.

1.1.7.- Consideraciones sobre la estadística de análisis de los datos direccionales y de parámetros magnéticos.

La medida de la ASM se realiza a través de la determinación de la posición estadística de los valores principales de la susceptibilidad magnética. Los datos obtenidos se acompañan de un rango de probabilidad del 95% a través de la dispersión potencial de los datos. La determinación de los ejes del elipsoide se determina con una dispersión cónica del 95% de probabilidad (E12, E23, E13; Jelinek, 1977; fig. 21) o a través de la dispersión elíptica del 95% de probabilidad. En el segundo de los casos, se establecen los ángulos de dispersión a lo largo de los ejes de medida (rotación), pudiéndose definir 3 pares de valores según E12 (ángulo de dispersión semi-apical medido según el plano que contiene los ejes 1 y 2 del tensor de susceptibilidad; E23, E31; y sus equivalentes inversos; Jelinek, Kly3 manual de usuario). Estos valores se han utilizado también en el cálculo de la definición y significado de algunas de las fábricas a lo largo de esta memoria. Estos mismos aspectos sobre confianza en la determinación de los ejes del elipsoide de la ASM se pueden establecer para grupos de muestras.

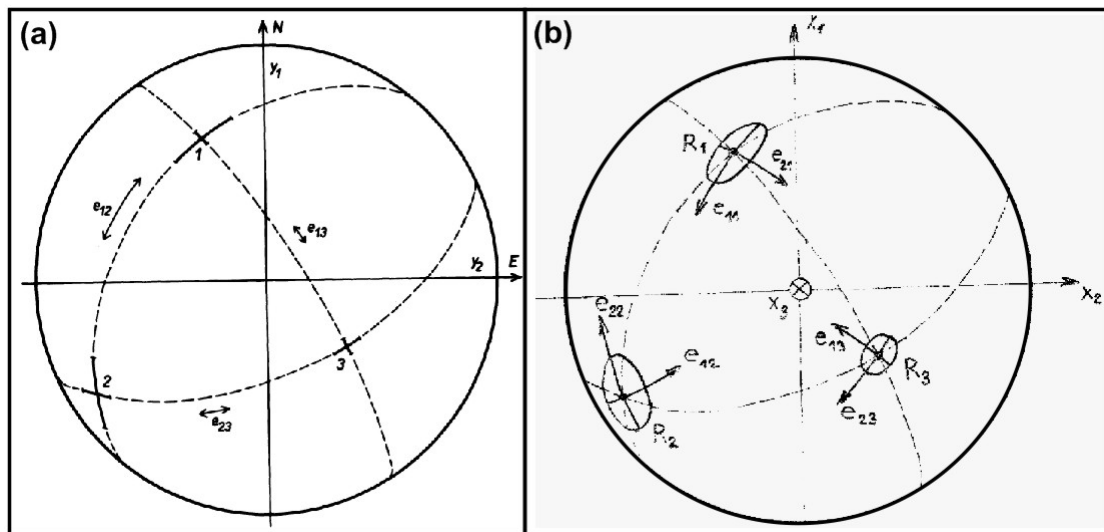


Fig. 21.-Ejemplo de regiones de confianza (95%) para los ejes del elipsoide de la ASM a través de la medida de 15 posiciones y a través del método spinner (kly3s).

Las metodologías de tratamiento de datos direccionales por grupos de muestras son variadas, algunas de ellas heredadas del paleomagnetismo (ver Fisher, 1953; Hext, 1963; o Bingham, 1964). Sin embargo, la valoración de la ortogonalidad de los ejes del elipsoide y una estadística forzada al carácter elipsoidal de la ASM a escala de estación (grupo de muestras) se desarrolló con la estadística de Jelinek (1978). Este análisis por grupos de muestras es similar al desarrollado por Lisle (1989) y cuya comparación ha sido analizada por Ježek y Hroudá, 2000. Recientemente Borradaile y Jackson (2004) han desarrollado una aproximación normalizada para la estadística de Jelinek (1978) que evita el efecto de cambios de Km a escala de estación.

En el caso de la estadística de Hext (1963) también se valoran distribuciones elipsoidales de las zonas de confianza pero éstas no requieren ser coaxiales con el elipsoide medio a escala de estación. En el caso de la estadística de Jelinek (1978), como ocurría en el caso de la medida de muestras a través de los métodos *spinner*, las zonas de confianza definidas presentan una distribución elipsoidal en proyección estereográfica.

Posteriormente a las estadísticas descritas, se ha considerado la posibilidad de aplicar el método de Montecarlo a las distribuciones de ejes a escala de estación y analizados por grupos discretos de muestras. Este método permite el análisis de *pseudo*-muestras en número suficiente para obtener una distribución con mayor peso estadístico. Estas metodologías son conocidas como *bootstrap* (*bootstrap naïve* o paramétrico; Constable y Tauxe; 1990; Tauxe, 1998). Esa aproximación ha sido un avance en el análisis estadístico de la ASM en grupos de muestras cuando la ASM muestra distribuciones amplias o con una variabilidad interna por encima de la representatividad del muestreo.

La utilización de unas metodologías estadísticas frente a otras, difieren en el patrón de las distribuciones obtenibles y aunque es evidente que aquella estadística que potencie el carácter ortogonal de los ejes del elipsoide para su análisis sería el más recomendable, el objetivo final del análisis puede pre-configurar también la forma del análisis.

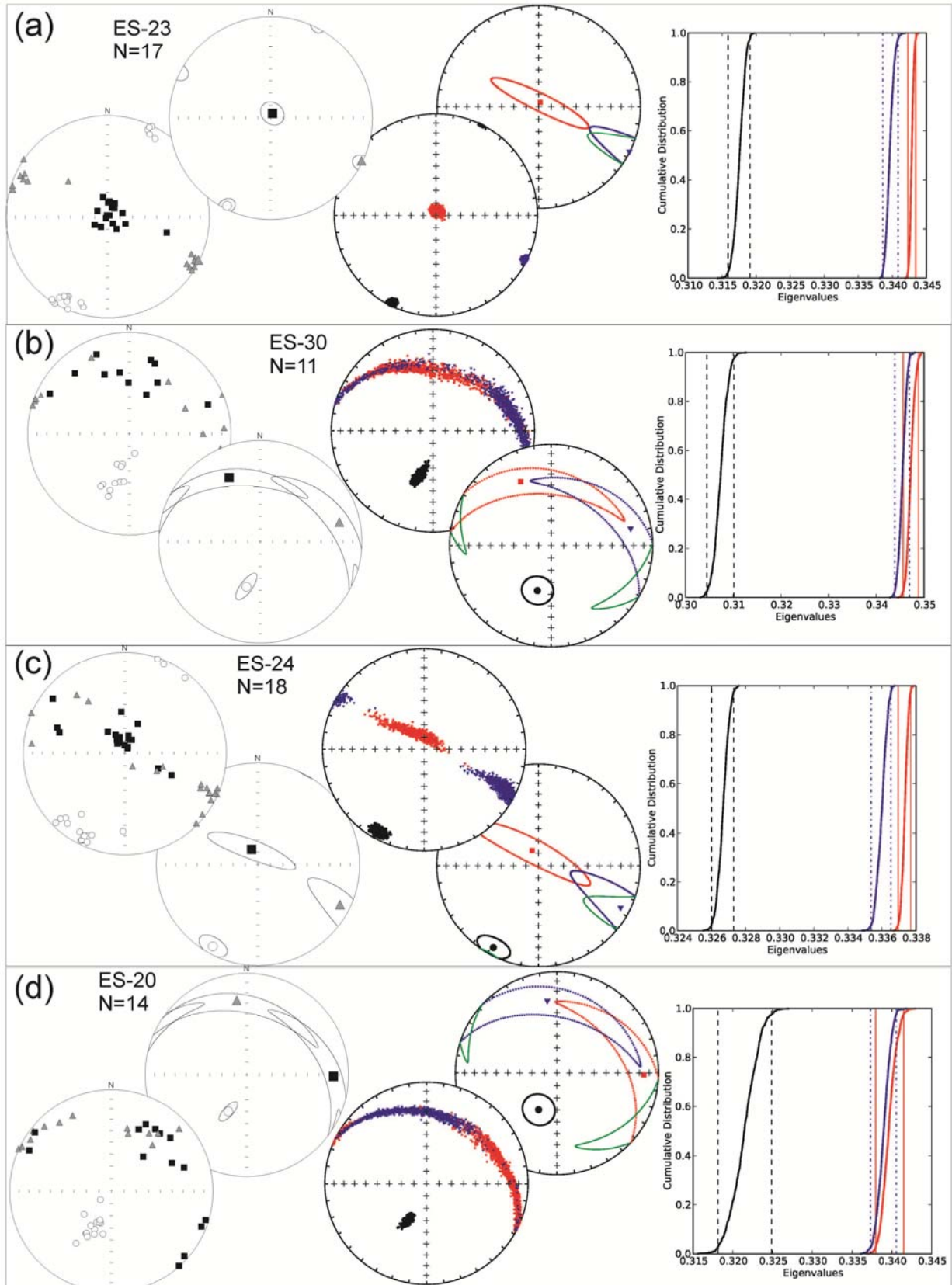
Si el objetivo es el análisis de los datos a escala de grupo de estaciones o de tipo regional, la ortogonalidad de los ejes se mantiene a escala de estación pero no se tiene por qué respetar a escala regional. En estos casos, el análisis por medio de diagramas de rosas, densidades, dispersión de Kalsbeek o distribuciones cónicas de ejes pueden usarse para la presentación de datos y su análisis regional. Esta aproximación debe valorar el efecto de la densidad de muestreo o el diferente número de muestras por estación de análisis. En estos casos es recomendable la utilización de distribuciones similares entre estaciones o el análisis vectorial de las medias estudiadas. En este avance de las técnicas, metodologías y aplicaciones se han desarrollado también trabajos de síntesis sobre el cálculo estadístico de datos direccionales de fábricas magnéticas (ver por ejemplo, Borradaile, 2003).

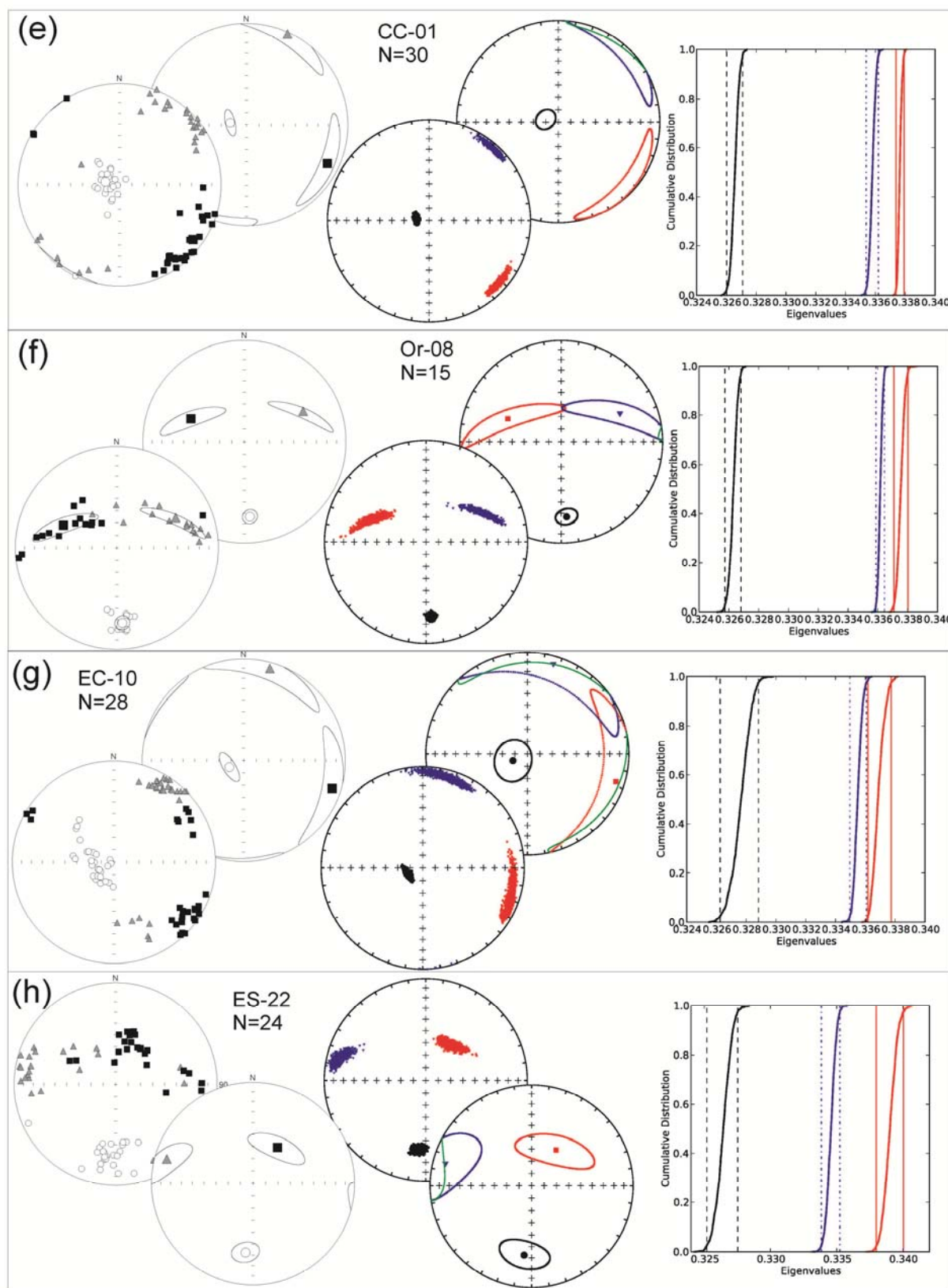
Un aspecto a ser considerado en el análisis de las fábricas magnéticas es su significado direccional (distribución y simetría) a través de la proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad. Por un lado, la medida de parámetros magnéticos permite la determinación de la morfología del elipsoide a escala de muestra (parámetro T, por ejemplo), sin embargo la distribución a escala de estación se traduce en una caracterización de la forma de la fábrica analizada por medio de grupos de muestras. Este aspecto es significativo cuando se analiza la anisotropía particular de la muestra frente a su desarrollo a escala de punto de muestreo.

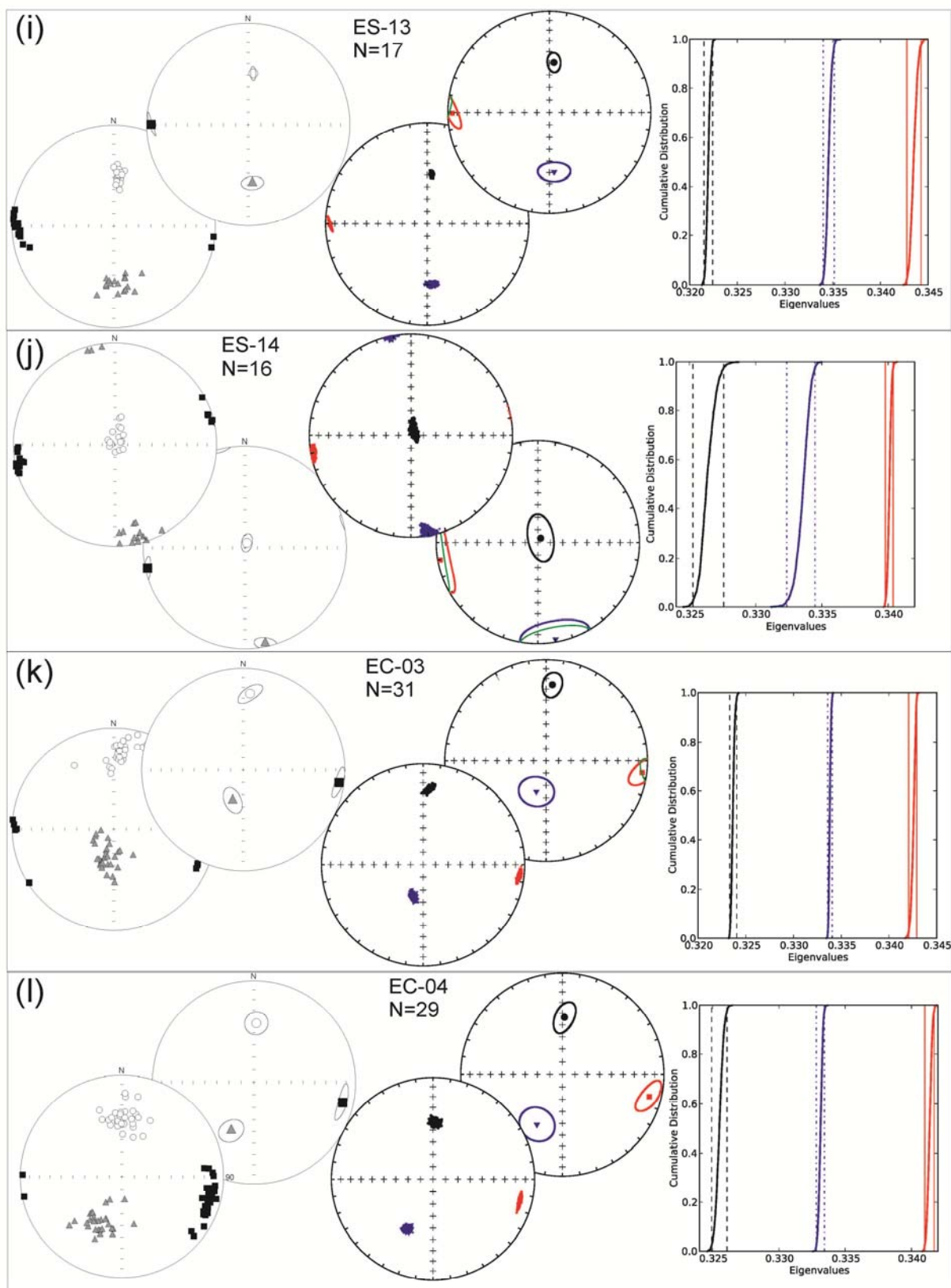
En este sentido y haciendo referencia a la dispersión a escala de estación, se pueden clasificar las fábricas (y su patrón de distribución) a partir de su simetría a escala de estación. De este modo, si la dispersión de datos se desarrolla a lo largo de una ciclográfica (ángulos de confianza entre los ejes K1 y K2 amplios o solapados), el patrón puede definirse como oblato. De carácter triaxial si la distribución presenta una concentración de los 3 ejes del elipsoide para grupos de muestras y difieren entre ellos. Por último de tipo prolato si uno de los ejes (K1) presenta una concentración y dimensión mayor que el resto de los ejes. Estas descripciones se correlacionan con la simetría y distribución de las fábricas a escala de estación con independencia de los valores paramétricos de las muestras analizadas (por ejemplo; patrón triaxial de fábricas a escala de estación definida por elipsoides particulares a escala de muestra de tipo oblato).

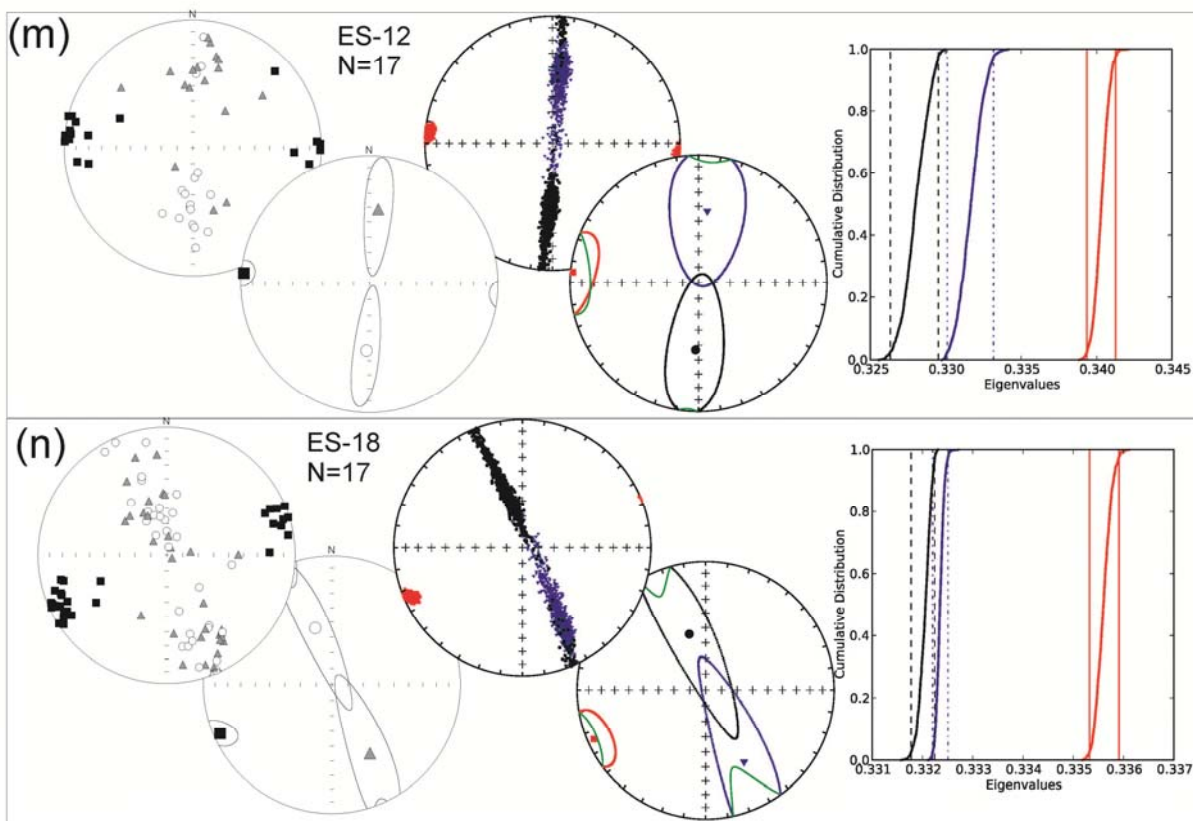
Tauxe (1998) desarrolló una aproximación para este análisis a partir de la distribución acumulativa de las dimensiones (eigen-modulos) de los datos obtenidos del *bootstrap*. En este sentido, aquellas estaciones cuya distribución de ejes muestra un solapamiento de los ejes mayor e intermedio de los elipsoides (U1 y U2; siguiendo terminología de Constable y Tauxe, 1990), definirían un patrón oblato. Aquellas estaciones donde la distribución a escala de estación muestre un solapamiento de los ejes U2 y U3 mostraría un patrón prolato. En aquellos casos en que los 3 ejes pueden diferenciarse en el rango del 95% definirían un patrón triaxial. Por último, aquellas estaciones donde los 3 ejes se solapen en el rango del 95% de sus distribuciones podrían considerarse como un patrón isótropo. Esta metodología se ha utilizado también en este trabajo porque permite el análisis visual del patrón de distribución a escala de estación de una forma más cuantitativa.

Fig. 22.-Ejemplos de resultados obtenidos para distintas estaciones analizadas en este trabajo donde se incluye la representación en proyección estereográfica de las muestras analizadas por estación, la distribución de zonas de confianza de la estadística de Jelinek, 1977), los resultados obtenidos del análisis del bootstrap naïve de los mismos datos (Constable y Tauxe, 1990), la estadística de Hext (1963) para los datos de ASM por estación y la distribución acumulativa de los valores de las dimensiones (módulos de los eigen vectores) con el rango de confianza del 95% para cada uno de los ejes. Estos ejemplos incluyen la evolución desde fábricas oblatas (a, b, c, d, e, f, g), oblatas triaxiales (h,i), triaxiales (j, k, l), prolatas triaxiales (m) a prolatas (n),









Por otro lado, la distribución de la fábrica analizada por grupos de muestras contrasta con los patrones obtenidos de los parámetros magnéticos obtenidos de la anisotropía particular a nivel de muestra de estudio. En este caso y para las estaciones analizadas en la figura anterior, se ha realizado una representación de los diagramas de Flinn (1962), Ramsay (1967), Jelinek (1981) y Km vs. P' para las mismas estaciones.

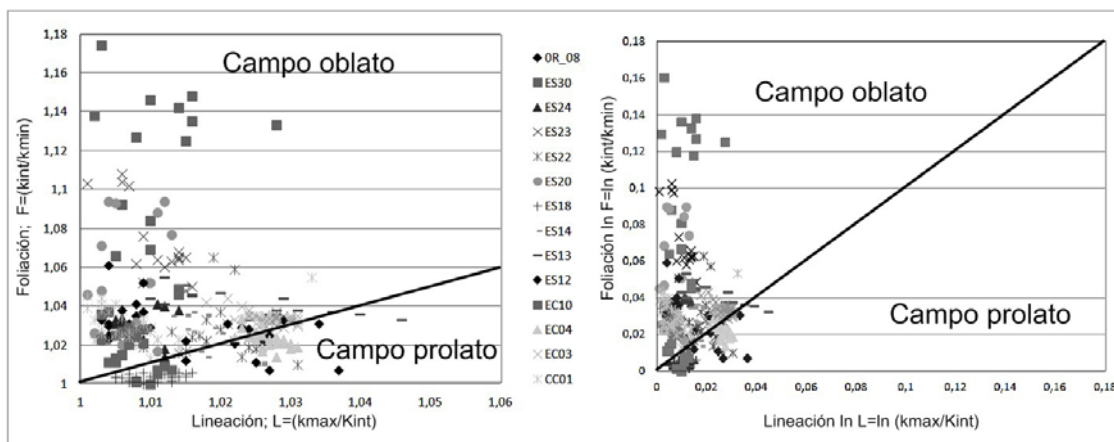


Fig. 23.-Gráficos de Flinn (1962) y Ramsay (1967) para las muestras de las estaciones representadas en la en la figura 22.

Los diagramas de Flinn (1962) y Ramsay (1967) muestran una distribución de valores para muestras analizadas dentro del campo oblató y donde se identifican también los mayores valores de anisotropía corregida (P'). Borradaile y Jackson (2004) introducen la utilización de un gráfico polar que modifica el diagrama de Jelinek (P' vs. T) con el objetivo de discriminar aquellos valores que se encuentran en las proximidades del campo neutro de los diagramas de Flinn (1962) o Ramsay (1976) y que presentaban incertidumbres de interpretación (campo neutro o triaxial).

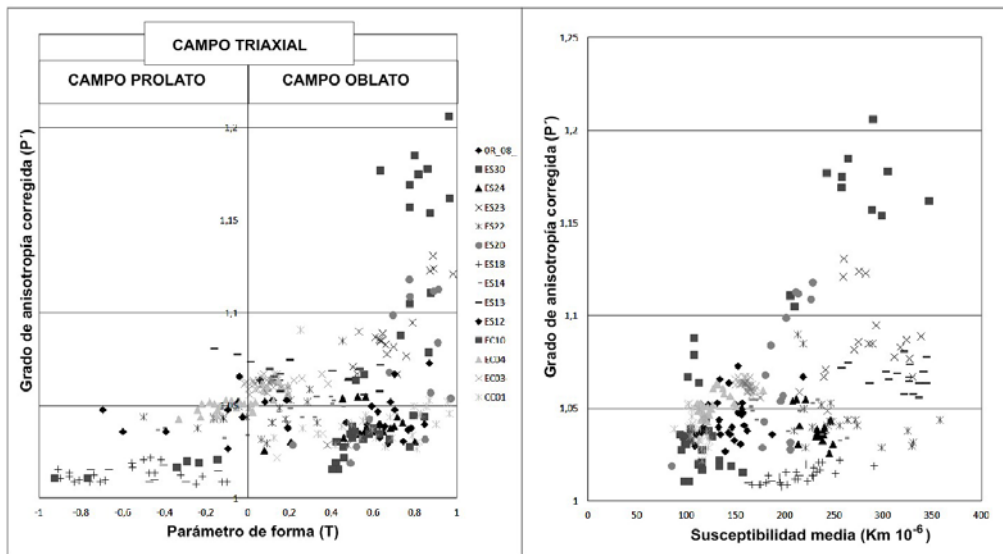


Fig. 24.-Gráficos de Jelinek (1981) y K_m vs. P' para las estaciones analizadas (definición de los parámetro de Jelinek, 1981).

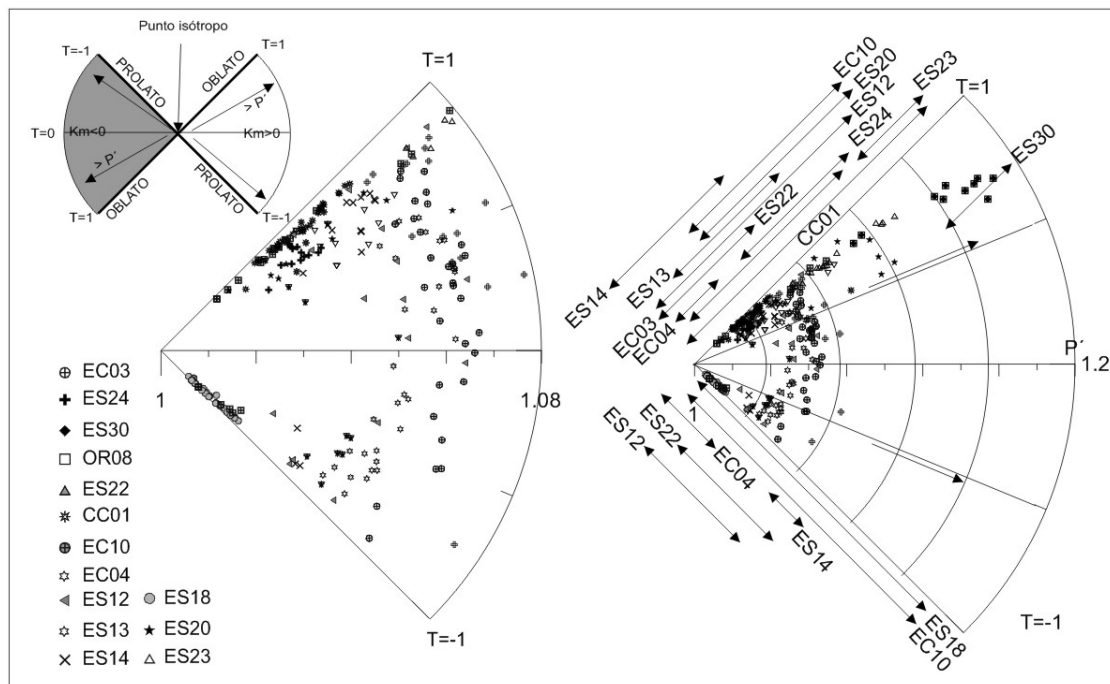


Fig. 25.-Gráfico polar de Borradaile y Jackson (2004; 2010) para los parámetros de forma (T) y grado de anisotropía corregida (P').

1.1.8.- Consideraciones sobre algunos términos utilizados en el análisis de fábricas magnéticas.

Algunos términos heredados del registro de campo magnético terrestre (paleomagnetismo) se aplican recientemente en los trabajos sobre fábricas magnéticas atendiendo al momento de adquisición, bloqueo y modificación del patrón ordenado de partículas en una roca (*blocking, locking*; Larrasoaña *et al.*, 2004; 2011).

En el caso de fábricas asociadas a cementaciones minerales, estos términos pueden tener relación directa con la adquisición y permanencia del registro de campo magnético en las rocas. Sin embargo, en el caso de su aplicación a fábricas magnéticas, estos términos presentan ligeras modificaciones conceptuales siendo estos términos más similares a los utilizados en el análisis de la deformación interna. La identificación de varias fábricas en la misma roca, o el aislamiento de subfábricas, indicaría la presencia de patrones asociados a procesos de deformación que pueden no ser evidentes a partir de la ASM. En estos casos, el término de “bloqueo de la fábrica” representa un aspecto descriptivo de la sensibilidad aparente de la ASM a determinados procesos presentes en la roca más que a un bloqueo real.

En definitiva, si una determinada fábrica registra un proceso previo y es aparentemente insensible a otros procesos de deformación posterior, el término “bloqueo de la fábrica”, debería entenderse como la fábrica no se ha modificado de forma sensible tras la ordenación interna de las partículas asociado al proceso en cuestión. Los estudios de detalle de otras técnicas o en condiciones diferentes de la ASM revelan que, en ocasiones, la ASM puede parecer insensible a un determinado proceso. Es decir, que aparentemente la técnica no registra el proceso aunque, el estudio detallado puede indicar que dicho registro no se desarrolla de un modo uniforme a lo largo de una determinada área de estudio. Es opinión generalizada, como ocurre en el análisis de la deformación, que el proceso desarrollado durante el momento de comportamiento más dúctil es el que más fácilmente puede reorientar partículas y también más fácilmente puede mantenerse y registrarse. Otros procesos, bajo condiciones de deformación de menor intensidad en lo referente a la deformación interna, pueden estar presentes pero no modificar el patrón original. Estos términos son de gran utilidad en el análisis de fábricas magnéticas y la ordenación cronológica de los distintos procesos involucrados en el desarrollo final de la petrofábrica.

Por otro lado, y como se analizará en el apartado de antecedentes y en algunos de los capítulos donde existe competencia entre distintas fábricas identificadas a través del análisis de subfábricas, el término “bloqueo” en muchos casos representa un aspecto relativo y dependiente de la escala de observación y del análisis desarrollado a escala local/regional.

Otro grupo de términos ampliamente utilizados en el análisis de fábricas magnéticas, son los que se refieren al plano de referencia empleado para caracterizar el efecto de los distintos procesos. Es el caso de la adscripción de las fábricas magnéticas a la foliación sedimentaria o tectónica con términos como fábricas sedimentarias y fábricas tectónicas.

El término fábrica “sedimentaria” se refiere a un patrón direccional caracterizado por una disposición de la foliación magnética paralela a la estratificación en la que los ejes mayor e intermedio del elipsoide de susceptibilidad (K1 y K2) muestran una distribución aleatoria o sin una orientación preferente en este plano. Esta relación, que puede deberse a los mismos factores que desarrollan la grano-clasificación o laminación, para el caso de los materiales con minerales planares (filosilicatos) y condiciones de sedimentación de baja energía, la ordenación y decantación de dichos minerales se deben principalmente a fuerzas brownianas (Osipov y Sokolov, 1978).

En los casos de sedimentación controlada por dichas fuerzas, una distribución aleatoria de minerales planares asociada a la floculación sería el patrón de orientación esperado. La adaptación al plano de laminación en estos casos no sería sedimentario y estaría asociado a la deshidratación del sedimento (e.g. Ellwood, 1984). Por otro lado, la imbricación sedimentaria de partículas a escala de afloramiento (imbricación de gravas o paleocorrientes en términos areníticos) refleja que las condiciones de sedimentación sí pueden tener una impronta clara en la ASM (incluso en tramos margosos, ver Parés *et al.*, 2007 y referencias allí incluidas). En el primero de los casos mencionados, la foliación magnética paralela a la laminación sedimentaria, sería una fábrica compactacional por lo que la asignación del término de “fábrica o patrón sedimentario” tendría una connotación genética que no siempre tiene por qué cumplirse.

Algo similar ocurre en los casos de foliación magnética paralela al plano de aplastamiento tectónico. El término de fábrica tectónica asignada a este tipo de fábrica y no aplicada a otras fábricas donde la foliación magnética es paralela a la laminación pero existen claras evidencias de acortamiento y deformación interna (fábricas de acortamiento paralelo a las capas, coaxial con el plegamiento o de competencia entre fábricas asociadas a la laminación y la esquistosidad) minusvaloraría la influencia tectónica en el término de la fábrica.

En este sentido y para evitar la asignación genética cuando se realiza una adscripción geométrica, sería recomendable evitar estos términos (aunque están ampliamente difundidos en la literatura) y asignar adscripciones geométricas como “paralelas a la laminación” (*bedding related*) o “paralelas a la esquistosidad” (*cleavage related*).

1.1.9.- Técnicas de análisis mineralógico.

El estudio de fábricas magnéticas y su relación con la petrofábrica puede presentar algunas complicaciones cuando existen cambios entre la anisotropía de forma mineral y de la susceptibilidad o bien cuando pueden existir distintas mineralogías asociadas a distintos procesos. Este aspecto es significativo, como se indicaba anteriormente, cuando una baja presencia de una fracción ferromagnética puede controlar la ASM aunque volumétricamente su presencia sea baja.

El análisis de las fases minerales presentes en las rocas de estudio, haciendo especial hincapié tanto en las especies minerales ferromagnéticas, sus dimensiones y comportamiento, como en su contribución a la susceptibilidad y a la ASM, son los objetivos de los análisis desarrollados en los distintos capítulos y apartados de esta memoria.

En este apartado se presentan, de forma general, las técnicas y metodologías utilizadas para la caracterización mineral, aunque en los distintos apartados se haga referencia de forma puntual a las técnicas utilizadas en cada uno de los análisis realizados y a los resultados obtenidos. Los análisis mineralógicos se han realizado en el Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza, en el Servicio de Medidas Físicas de la Universidad de Zaragoza y en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan (Grupo Pastel) en Ann Arbor.

Parámetro	SI	CGS	Conversión
Momento magnético (m)	Am ²	emu	1 Am ² = 10 ³ emu
Magnetización (M)	Am ⁻¹	emu/cm ³	1/ Am = 10 ⁻³ emu/cm ³
Campo magnético (H)	Am ⁻¹	Oersted (oe)	1/ Am = 4 π x 10 ⁻³ oe
Inducción magnética (B)	T	Gauss (G)	1T = 10 ⁴ G
Permeabilidad en el espacio (μ0)	Hm ⁻¹	1	4 π x 10 ⁻⁷ Hm ⁻¹ = 1
Susceptibilidad (χ)			
Total (m/H)	m ³	emu / oe	1 m ³ = 10 ⁶ / 4π emu oe ⁻¹
Volumétrica (M/H)	-	emu / cm ³ oe	1 SI = 1 / 4π emu cm ⁻³ oe ⁻¹
Másica (m/masa*H)	m ³ /Kg	emu / g oe	1 m ³ kg ⁻¹ = 10 ³ / 4π emu g ⁻¹ oe ⁻¹
1 H= kg m ² / A ² s ² , 1 emu=1G cm ³ , B= μ0 (H + M) , 1 T= kg / A s ²			Tauxe, 2010

Tabla 2.-Conversión entre las unidades más habituales utilizadas en esa memoria para el análisis de la magnetización natural o de laboratorio.

Una primera aproximación al estudio de las fases portantes de la susceptibilidad es la valoración de la contribución paramagnética. Esta valoración parte de la asunción de que la anisotropía de susceptibilidad magnética

paramagnética tiene un comportamiento más sencillo y presenta una mayor representatividad volumétrica.

La valoración de la contribución paramagnética a la susceptibilidad se ha realizado a través de la medida de la susceptibilidad magnética a alto y bajo campo con un PPMS (*Quantum Design* del laboratorio de Medidas de Propiedades Físicas de la Universidad de Zaragoza). Una segunda aproximación a la contribución paramagnética se ha realizado a través de la comparación de los resultados de susceptibilidad magnética a baja temperatura (77K) y temperatura ambiente, a través de comparación directa y a través de las curvas de calentamiento vs. susceptibilidad entre baja temperatura y temperatura ambiente. Los análisis de variación de la susceptibilidad con la temperatura se han realizado con un equipo Shappire SI2-B y un equipo Barthington Ms2-B del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan.

La medida de la contribución paramagnética a la susceptibilidad se ha realizado en, al menos, una muestra por estación. La selección de las muestras se ha realizado a partir de la distribución en los diagramas K_m vs. P' y P' vs. T , tomando una muestra representativa, o en el caso de más de una concentración en los diagramas, una muestra representativa por grupo identificado.

Por otro lado, los análisis sobre la mineralogía ferromagnética se han llevado a cabo por muestras representativas por grupo litológico de forma homogénea y además grupos de muestras con valores ferromagnéticos medios-altos o patrones irregulares de orientación en la ASM. Las técnicas ferromagnéticas analizadas han sido:

- Desmagnetización AF.
- Curvas de adquisición de la ARM (sARM).
- Espectro de coercividades obtenidas a partir de la pARM.
- Curvas de adquisición de la IRM.
- Desmagnetización térmica de la IRM.
- Desmagnetización térmica de 3 ejes de la IRM.
- Estabilidad de la magnetización de la IRM.

1.1.9.1 Valoraciones sobre la contribución paramagnética a la susceptibilidad

La susceptibilidad paramagnética es dependiente de la temperatura pero independiente del campo magnético aplicado. En cambio, la susceptibilidad ferromagnética es, en general, independiente de la temperatura y dependiente del campo magnético aplicado (muestra un comportamiento lineal hasta alcanzar un campo de saturación). Estas diferencias entre la susceptibilidad paramagnética y ferromagnética representan el fundamento de las medidas realizadas para determinar la contribución paramagnética a la susceptibilidad:

- Comparación de la susceptibilidad a bajo campo y alto campo (χ_{HF} vs. χ_{LF})
- Comparación de la susceptibilidad a baja temperatura (77K) y temperatura ambiente (298 K). χ_{LT} vs χ_{RT} .

La susceptibilidad magnética depende del tipo de partículas y de los comportamientos magnéticos presentes. La susceptibilidad magnética es la suma de la contribución de los comportamientos magnéticos: paramagnético, diamagnético y ferromagnético s.l. El comportamiento paramagnético muestra un valor constante de la susceptibilidad con independencia del campo aplicado y de la frecuencia de medida dentro de un rango, mientras que el comportamiento ferromagnético muestra una relación de cambio dependiente de la orientación de los dominios magnéticos de las partículas. Cuando todos los dominios se encuentran orientados según el campo magnético aplicado, la susceptibilidad deja de crecer en función del campo debido a que se ha alcanzado la saturación. Por otro lado, el comportamiento diamagnético, normalmente de varios órdenes de magnitud menor, es lineal con el campo aplicado.

Si se realizan medidas de la susceptibilidad a bajo campo (condiciones de medida comparables con las del *kappabridge*; campo AC; 0T y rango de 0.5 mT; 875 Hz; 397.89 A/m) y a alto campo; susceptibilidad DC a campos 1.0, 1.5 y 2.5 T), los cambios en la susceptibilidad se deben a la saturación de distintas fases minerales ferromagnéticas presentes en las muestras y cuya coercividad es menor al campo aplicado.

La comparación de la susceptibilidad a alto campo y bajo campo, permite determinar la contribución ferromagnética de las fases saturadas en el rango de campos aplicados. El rango de valores de la susceptibilidad magnética a bajo campo varía en el entorno de 10^{-4} a 10^{-6} SI, lo cual supone varios órdenes de magnitud por encima de la contribución diamagnética a la susceptibilidad. Este hecho permite valorar la contribución diamagnética a la susceptibilidad como no significativa.

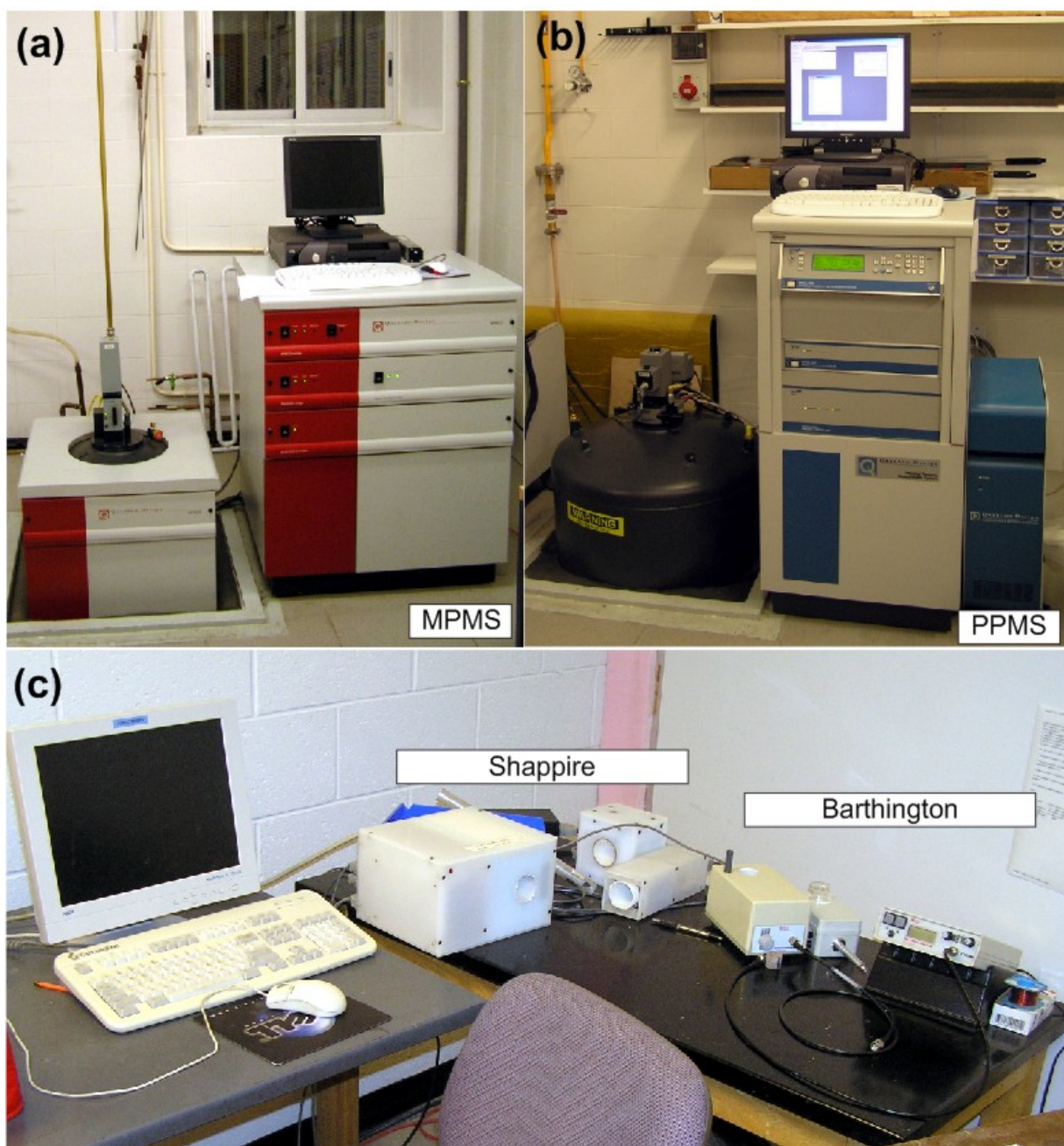


Figura 26.- Fotografías de los equipos utilizados en el Laboratorio de Medida de Propiedades Físicas de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza (a y b) y de susceptibilidad a baja temperatura (Shappire y Barthington en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan).

La rutina de análisis ha consistido en la medida de la susceptibilidad AC (corriente alterna) con centrado a 0 T (rango de medida de 0.5mT), para 2 frecuencias de media (875 y 10.000 Hz) y medida de susceptibilidad a 2.5T y las mismas frecuencias que a bajo campo. Con anterioridad a la medida sistemática de las muestras se realizaron varias comparaciones entre las medidas a distintos campos y frecuencias (0, 1, 1.5, 2, 2,5 T) para analizar la variación en los rangos de medida y la saturación a lo largo del intervalo de estudio y comparación entre los equipos de medida (PPMS y MPMS) y el KLY3-s.

La comparación de resultados de la susceptibilidad entre el kappabridge y el PPMS muestra variaciones dentro del rango de error de medida de los equipos utilizados, aunque existe un ligero incremento sistemático de la susceptibilidad a 876Hz (pendiente de la recta $y=1.0629x$) y una desviación cuadrática $R^2=0.9939$.

Las medidas de susceptibilidad dentro del equipo PPMS y para distintas frecuencias no presentan grandes variaciones. Sin embargo, da una estimación de las componentes presentes en las muestras que se encuentran próximas al comportamiento superparamagnético ($<0.03 \mu\text{m}$) o de la contribución de algunas mineralogías (e.g. greigita).

En el caso de las variaciones analizadas dentro de la magnetita, a baja frecuencia, las partículas SP próximas al comportamiento PSD contribuyen a la susceptibilidad mientras que a alta frecuencia su impronta disminuye.. De esta forma, la variación de la susceptibilidad con la frecuencia puede utilizarse como un factor para estimar la presencia y cantidad de minerales superparamagnéticos en las muestras de forma relativa.

$$\chi_{fd}\% \text{ o } \chi_{fr} = ((\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}) * 100$$

Se suelen utilizar términos relativos respecto a los valores medios de variación: i) $\chi_{fd}\%$ bajos (<2) que suponen la ausencia de granos SP, ii) valores medios ($2 < \chi_{fd}\% < 10$) que pueden correlacionarse con mezclas de partículas SP, no SP o granos SP $< 0.005 \chi_m$, iii) valores altos ($10 < \chi_{fd}\% < 14$) donde la susceptibilidad está controlada principalmente por partículas SP ($>75\%$) y iv) valores muy altos ($\chi_{fd}\% > 14$) pueden relacionarse con imprecisiones en la medida, baja señal o contaminación de las muestras.

Para el estudio de la contribución paramagnética a la susceptibilidad de forma sistemática se seleccionó una muestra por cada estación. En aquellas estaciones en que podían individualizarse dos grupos de datos (en función del diagrama de Jelinek o en el Km vs. P') se tomaron muestras adicionales por cada uno de los grupos. Asumiendo que la contribución diamagnética no es significativa frente a la intensidad de la susceptibilidad y en los casos en que no exista contribución de fases ferromagnéticas de alta coercividad, las variaciones de susceptibilidad entre bajo y alto campo pueden interpretarse como la saturación de las fases ferromagnéticas presentes y la susceptibilidad invariante con respecto al campo definir la contribución paramagnética:

$$\% \text{paramag} = 100 * (1 - ((\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}))$$

siendo χ_{lf} y χ_{hf} la susceptibilidad magnética a bajo y alto campo, respectivamente, y $\% \text{paramag}$ la contribución paramagnética a la susceptibilidad a bajo campo (condiciones de medida del kappabridge).

La expresión anterior es aplicable para la mayor parte de las muestras analizadas y de los comportamientos identificados, sin embargo algunas de las muestras pueden presentar susceptibilidades medias de tipo positivo a bajo campo y valores negativos a alto campo. En estos casos se ha asumido una contribución paramagnética a la susceptibilidad por debajo de la susceptibilidad diamagnética y por tanto una contribución paramagnética no significativa.

Por otro lado, la susceptibilidad paramagnética (k_{para}) está relacionada con la temperatura (T) según la ley de Curie-Weiss: $K_{para} = C / (T - \theta)$; donde C es la constante de Curie y θ la temperatura paramagnética de Curie (constante de Weiss). El análisis de las curvas de variación de la susceptibilidad permite discriminar entre curvas enteramente paramagnéticas, diamagnéticas o ferromagnéticas en función del valor de la constante de Weiss:

- Cuando θ es 0, es decir la línea de regresión del inverso de la susceptibilidad ($1/\chi_i$) pasa por el origen, el comportamiento de la muestra es puramente paramagnético (los spines de los electrones tienen una distribución independiente)

- Cuando $\theta > 0$, los spines tienden a orientarse de forma paralela, produciendo que el punto de intersección entre el eje X y la curva de regresión sea mayor a 0K.

- Cuando $\theta < 0$, los spines tienden a orientarse de forma antiparalela, produciendo que el punto de intersección entre el eje X y la curva de regresión sea a una temperatura menor a 0K.

La variación de la susceptibilidad con la temperatura es una primera aproximación al comportamiento magnético de las muestras. Sin embargo, la susceptibilidad de titanomagnetitas o magnetitas superparamagnéticas no es completamente independiente de la temperatura. Por otro lado, determinadas fases minerales que pueden entenderse como responsables del comportamiento paramagnético, como muchos minerales filosilicatados, presentan valores de la constante de Weiss próxima a 0 pero también diferentes a este valor (por ejemplo la biotita puede mostrar valores que oscilan entre -20 y 40 K).

Si la susceptibilidad de una roca está controlada por un comportamiento paramagnético, la relación de la susceptibilidad a temperatura ambiente y baja temperatura dependería sólo de la variación de la temperatura, es decir que un valor de cambio de la susceptibilidad con la temperatura de $T_{290}/T_{77} = 3.8$ sería el esperable para un comportamiento puro paramagnético. De forma tentativa valores inferiores indicarían competencia entre distintos comportamientos magnéticos y valores superiores a 3.8 implicarían la presencia de fases antiferromagnéticas.

El estudio de las curvas de variación continua de la susceptibilidad con la temperatura pueden incrementar la información de los análisis a baja temperatura permitiendo identificar la presencia de algunas transiciones de fase (Verwey,

Morin), valorar el parámetro θ o analizar las variaciones entre curvas de distintos grupos litológicos. Por otro lado, la medida de forma continúa con un equipo de mayor resolución y hasta rangos de mayores temperaturas (e.g. CS-03), puede permitir el ajuste de la curva a una hipérbola que permite la cuantificación de la contribución paramagnética a la susceptibilidad (rango de medida habitual entre temperatura ambiente y los 200°C).

El cálculo de la constante θ se ha realizado a partir de las curvas $1/\chi$. La mayor parte de las muestras no permiten la obtención de una línea de regresión completa para la totalidad de la curva, debido principalmente a la identificación de cambios de la susceptibilidad en condiciones próximas a la temperatura de la transición de Verwey. Estas curvas reflejan comportamientos magnéticos mixtos (el comportamiento paramagnético no es único en las muestras) o existe, en algunas muestras, un incremento de la susceptibilidad magnética tras alcanzarse la temperatura ambiente (rango de temperaturas para la transición de Morin o mayores).

La identificación de las transiciones de Verwey o Morin se ha utilizado como criterio positivo, es decir, la presencia de las transiciones indican la presencia de un determinado mineral. Sin embargo, el criterio contrario no es necesariamente cierto (su identificación depende de la concentración del mineral, su composición, estructura y la contribución a la susceptibilidad total).

1.1.9.2 Técnicas de magnetismo natural y artificial aplicadas a la caracterización ferromagnética de las muestras.

Los análisis sobre mineralogía ferromagnética se han hecho en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Michigan con los siguientes equipos: magnetómetro criogénico 2G de tres ejes, equipo de desmagnetización Shappire SI4, horno de desmagnetización ASC modelo TD-48 y un magnetómetro *spinner* de pulso ASC. El laboratorio cuenta con una habitación blindada en cuyo interior el campo magnético no supera los 200nT.

Las muestras seleccionadas, y que mostraban mayores contribuciones ferromagnéticas a la susceptibilidad, provenían de las formaciones Calizas con prealveolinas, Calizas de Larra, Margas de Zuriza, Arenisca de Marboré, de distintos tramos del flysch y depósitos detríticos continentales (principalmente de la Cuenca del Ebro). Estas últimas han sido las litologías más analizadas, aunque se han hecho análisis en muestras con contribuciones paramagnéticas medias-altas agrupadas por grupo litológico y contexto tectónico.

La **desmagnetización por campo alterno o AF** consiste en la aplicación de un campo AF incremental, a fin de que los granos con un espectro de coercividades por debajo del pico AF aplicado sean remagnetizados con una orientación aleatoria en el espacio. El resultado de esta orientación aleatoria es que el campo remanente

de la muestra para ese rango de coercividades desaparece de la magnetización medida.

La desmagnetización AF, como técnica de paleomagnetismo, permite la desmagnetización progresiva de la remanencia de las muestras en función de sus coercividades. Presenta como inconvenientes que el pico AF máximo aplicable en la mayoría de los laboratorios es bajo con respecto a determinadas fases minerales (hematites o goethita por ejemplo) y que no es posible discriminar entre poblaciones minerales de similares coercividades.

El objetivo de la aplicación de la desmagnetización AF de las muestras, en este caso, ha sido el dimensionamiento de la medida de la AARM, obtener un espectro de coercividades y su significado respecto a la NRM (presencia de varias componentes en la remanencia).

La rutina de desmagnetización se ha realizado a través de pulsos sucesivos de un pico AF en 6 posiciones progresivas para disminuir la influencia de campos rotacionales en la muestras. Los pasos de desmagnetización utilizados han sido: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 24, 28, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 90, 130, 180, 200 mT.

De las distintas curvas de desmagnetización AF resulta curiosa la presencia de, al menos, dos componentes. Como primera aproximación a la interpretación de este comportamiento, se puede decir que la primera desaparece muy próxima al inicio de la rutina de desmagnetización, y que provoca que la remanencia medida sea mayor después del inicio de la desmagnetización. En estos casos se obtienen valores de mayor intensidad que en la medida sin campo aplicado ($J_i/J_0 > 1$). Esta primera componente cuya influencia desaparece normalmente a campos de AF de 20-30 mT (el valor máximo identificado ha sido a 40 mT) se desarrolla principalmente en los grupos litológicos del flysch, especialmente en los tramos del Flysch D (a-d de Bouma), aunque su presencia se ha podido identificar, pero en menor número, en el caso de los tramos B (tramo e de Bouma). Esta primera componente identificada podría ser adscrita a una componente de magnetización remanente viscosa (VRM).

Para comprobar si esta primera componente es una fase de VRM, se realizó una prueba de estabilidad de la remanencia de distintas muestras entre las que se incluyeron aquellas en que se identificaba esta componente a bajo campo. La rutina de medidas se realizó tras el enfriamiento de las muestras en nitrógeno líquido y calentamiento en habitación aislada de campo magnético (200 nT). Estas muestras fueron analizadas primero en rutinas con intervalos de medidas exponencial dentro de la habitación y respetando una orientación constante de las muestras, cambiando la orientación y finalmente con medidas fuera de la habitación y someténdolas al campo magnético terrestre natural (fig. 27).

En todas las muestras se observan variaciones de la tendencia de la intensidad de la remanencia en función de los cambios realizados (de orientación y exposición al campo magnético terrestre externo al laboratorio).

Las variaciones son importantes en las medidas realizadas inmediatamente después del enfriamiento y comparando con los resultados antes de sumergir las muestras en nitrógeno líquido. Por otro lado, mientras la orientación de las muestras en el laboratorio se mantenía constante entre las distintas medidas sucesivas, las curvas no muestran variaciones significativas; por el contrario, cuando se cambiaba la orientación de las muestras dentro del laboratorio entre grupos de medidas, se identifican cambios en la pendiente de las curvas de intensidad de magnetización. Los cambios más significativos se producen cuando las muestras son sometidas al campo magnético terrestre externo al laboratorio. Estas variaciones se deben a la influencia del campo magnético terrestre ($\cong 54.000$ nT) frente al que existía dentro del laboratorio (200nT).

Desde el punto de vista del grado de interacción, la intensidad de los cambios en algunos casos está por debajo del 5%, valor que podemos asumir representa un valor bajo. Sin embargo estas variaciones son insignificantes en relación a los cambios de algunas muestras donde se pueden producir cambios en la intensidad de hasta el 80%.

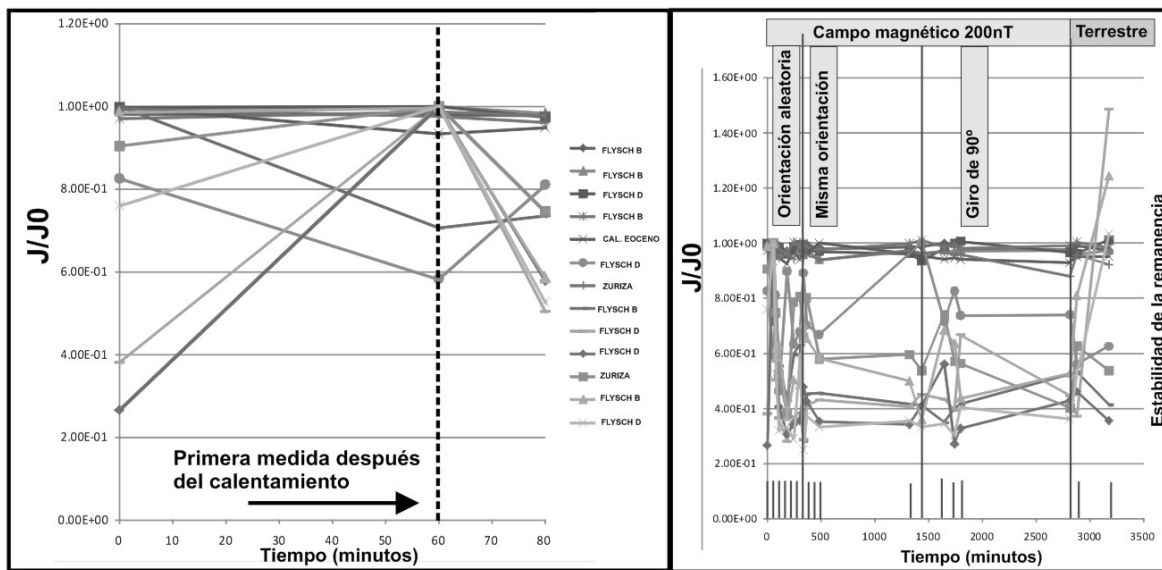


Figura 27.- Medida de la intensidad de la remanencia de muestras seleccionadas con el tiempo (t=54 horas)

En relación con el cambio de la temperatura existe también un cambio significativo de la remanencia. Por un lado, la comparación entre la medida antes del enfriamiento y la primera de las medidas tras el enfriamiento (se ha respetado la orientación de las muestras entre ambos pasos) presenta cambios importantes de la intensidad con el enfriamiento (entre 2 y 72%). Estas muestras con grandes variaciones de intensidad se pueden correlacionar con aquellas donde existe una alta impronta de la primera componente de desmagnetización y donde existen variaciones importantes de la remanencia con el tiempo y el cambio de posición.

Estas variaciones corroboran que se trata de una componente significativa de componente viscosa (VRM).

La **ARM (Remanencia Magnética Anhisterética)** es adquirida por una muestra cuando es sometida a un campo de corriente continua (DC). Este campo magnético directo DC puede ser modulado en intensidad y también en que intervalo o ventana de aplicación se desarrolla (intervalo donde no se aplica un campo AF). La aplicación del campo DC en un intervalo de campo sin desmagnetización AF supone que las partículas con coercividades comprendidas en dicho intervalo serán magnetizadas. Por otro lado, el análisis de intervalos discretos de aplicación del campo DC permite obtener un espectro de coercividades o espectro de la pARM (Jackson *et al.*, 1988).

Los datos obtenidos del análisis de las muestras por medio de la ARM se han utilizado para la obtención del espectro de coercividades de la pARM y la curva acumulativa de adquisición de la ARM (sARM). Con anterioridad a la toma de medidas de la ARM, se realizó un test de los equipos y de las muestras para poder asumir que la ARM presentaba una relación directa entre el campo DC aplicado y la intensidad de la ARM (comprobación de relación directa entre campo aplicado y generado). La aplicación de dicho campo se realizó modulando la intensidad del campo DC en 0.005. 0.015. 0.025. 0.05. 0.1 mT.

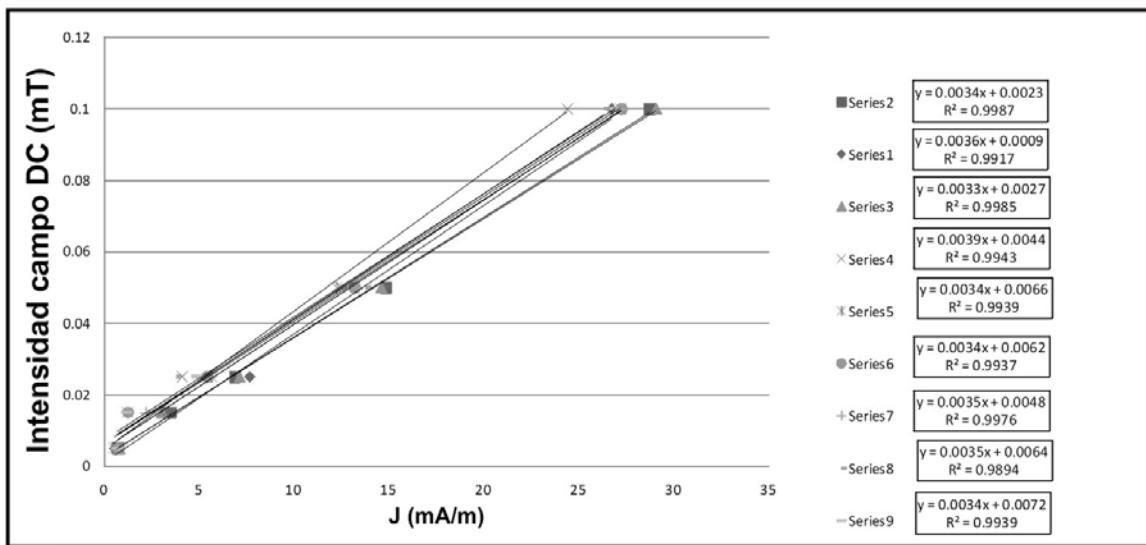


Figura 28.- Test de linealidad entre el campo DC aplicado y la remanencia de ARM generada en las muestras.

El test de linealidad entre campo DC aplicado y remanencia de ARM generada se ha realizado con un triple objetivo. Primero configurar un campo DC adecuado para la aplicación sistemática en las muestras. En segundo lugar detectar la presencia de derivas en los equipos. Por último detectar la presencia de no linealidad (presencia de interacción entre partículas importante) que podrían alterar el objetivo de la medida de la AARM. El test de linealidad para las muestras

seleccionadas muestra una buena correlación intensidad campo DC vs. ARM generada. Con desviaciones cuadráticas en torno a 0.99 ($0.9894 < R^2 < 9987$). La desviación principal se produce a bajo campo donde la impronta de fases fuera del rango de aplicación del campo AF puede ser significativa, por lo que se ha preferido seleccionar un campo DC de 0.1mT para el tratamiento sistemático de las muestras.

La obtención de las curvas acumulativas (sARM) y de pARM se ha realizado con la aplicación de un campo DC de intensidad de 0.1mT para ventanas o intervalos de aplicación de 10mT (rango sin aplicación de campos AF) y donde cada intervalo de medida progresiva se superpone al interior en 5 mT (Jackson *et al.*, 1988: intervalos 0 a 10 mT, 5 a 15 mT, ..., hasta un campo máximo de 0.180mT). Los resultados obtenidos de la pARM han sido utilizados para la caracterización del tamaño de grano y comportamiento de las magnetitas presentes en las muestras analizadas siguiendo la rutina desarrollada por Jackson *et al.*, (1988) para materiales sintéticos. Estos autores desarrollan un ábaco que permite relacionar la granulometría de la magnetita con la posición del pico máximo de la ARM (fig. 29). La posición del pico máximo de ARM se produce para campos bajos de aplicación para magnetitas de gran tamaño y comportamiento multidominio y las magnetitas de dominio sencillo y menor tamaño producen picos en posiciones de mayor campo (mayor coercividad).

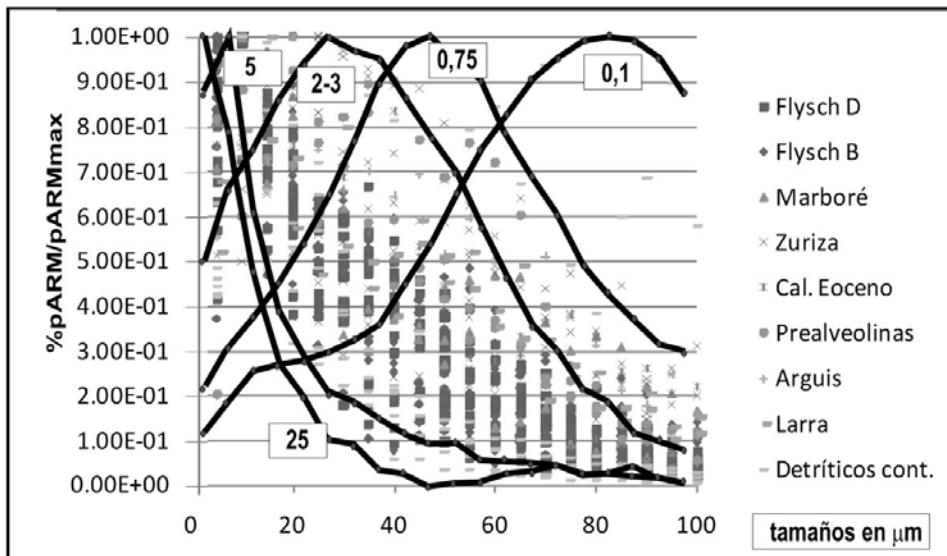


Figura 29.- pARM para distintas muestras agrupadas por unidad litoestratigráfica. Sobre el gráfico se incluye el ábaco de tamaños de grano y picos de la pARM de Jackson *et al.*, (1988).

La comparación de los datos de la pARM y los obtenidos por Jackson *et al.*, (1988) muestra que las coercividades de las muestras estudiadas son compatibles con los rangos de coercividades de la magnetita. Por otro lado, los datos obtenidos se encuentran dentro del intervalo de las curvas correspondientes a magnetitas de entre 25 y 0.75 μm y un mayor desarrollo para los tamaños comprendidos entre 2 y 5 μm (fig. 22).

El ábaco de Jackson *et al.*, (1988) se refiere a magnetitas equidimensionales. El comportamiento de las magnetitas no sólo depende del tamaño sino también de las relaciones de dimensiones. En el caso de magnetitas equidimensionales (con tamaños entre 0.06 y 0.08 μm) éstas presentan un comportamiento SD. Sin embargo, variando las relaciones de ejes pueden alcanzarse tamaños de entre 0.03 y 0.3 μm para relaciones de ejes 2:1 o incluso tamaños mayores a 1 μm para relaciones 8:1. Partículas mayores a estas dimensiones pueden comportarse como MD o PSD. Tamaños entre 1 y 10 μm se comportan en granos equidimensionales como PSD, mientras que tamaños en torno a los 100 μm presentan un claro comportamiento MD.

La adquisición de una magnetización a temperatura constante por un campo DC se denomina IRM (**magnetización remanente isoterma**). La intensidad de la magnetización se incrementa según la intensidad del campo aplicado hasta un máximo donde se produce la saturación de la IRM (sIRM). La forma de la curva de adquisición y la intensidad de la IRM dependen de la concentración y tipo de minerales magnéticos presentes en la roca. La adquisición de la IRM por una fase mineral puede aproximarse a una curva logarítmica gaussiana. Esto se debe a que la distribución del tamaño de grano de las partículas magnéticas es logarítmica. De esta forma, y siguiendo a Kruiver *et al.*, (2001), si no existen interacciones entre partículas un conjunto de granos de un mineral puede ser caracterizado por su SIRM, el campo para el que se alcanza la mitad de la SIRM: $B_{1/2}$ (o B_{cr}) y la amplitud de su distribución (DP).

Las curvas de adquisición progresiva de la IRM se han realizado en 27 pasos distribuidos de forma logarítmica: 11.8, 14, 16.7, 19.9, 23.7, 28.2, 33.6, 40, 47.6, 56.7, 67.5, 80.4, 95.7, 113.9, 135.6, 161.4, 192.2, 228.8, 272.4, 324.4, 386.2, 459.8, 547.4, 651.8, 776, 923.9, 1099 mT. La medida de la remanencia se ha realizado con un magnetómetro criogénico 2G y el pulso de magnetización instantánea se ha aplicado con un equipo magnetómetro *spinner* de pulso ASC, ambos equipos del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan.

De la lectura de la curvas y su pendiente puede obtenerse la saturación de la IRM en el rango de campos aplicados. El valor de 0.3 T es crítico en lo que concierne a la mineralogía magnética, puesto que es el valor máximo de coercividad que puede esperarse de la magnetita. Basado en la asunción de que la curva de adquisición de la IRM sigue una función logarítmica, gaussiana y centrada en un rango de coercividades, la contribución de distintas fases es de tipo aditivo, si se asume la ausencia de interacción entre partículas. Se ha aplicado el software de Kruiver *et al.*, (1991) para el análisis cuantificado de la contribución de las distintas componentes magnéticas en las curvas de la IRM.

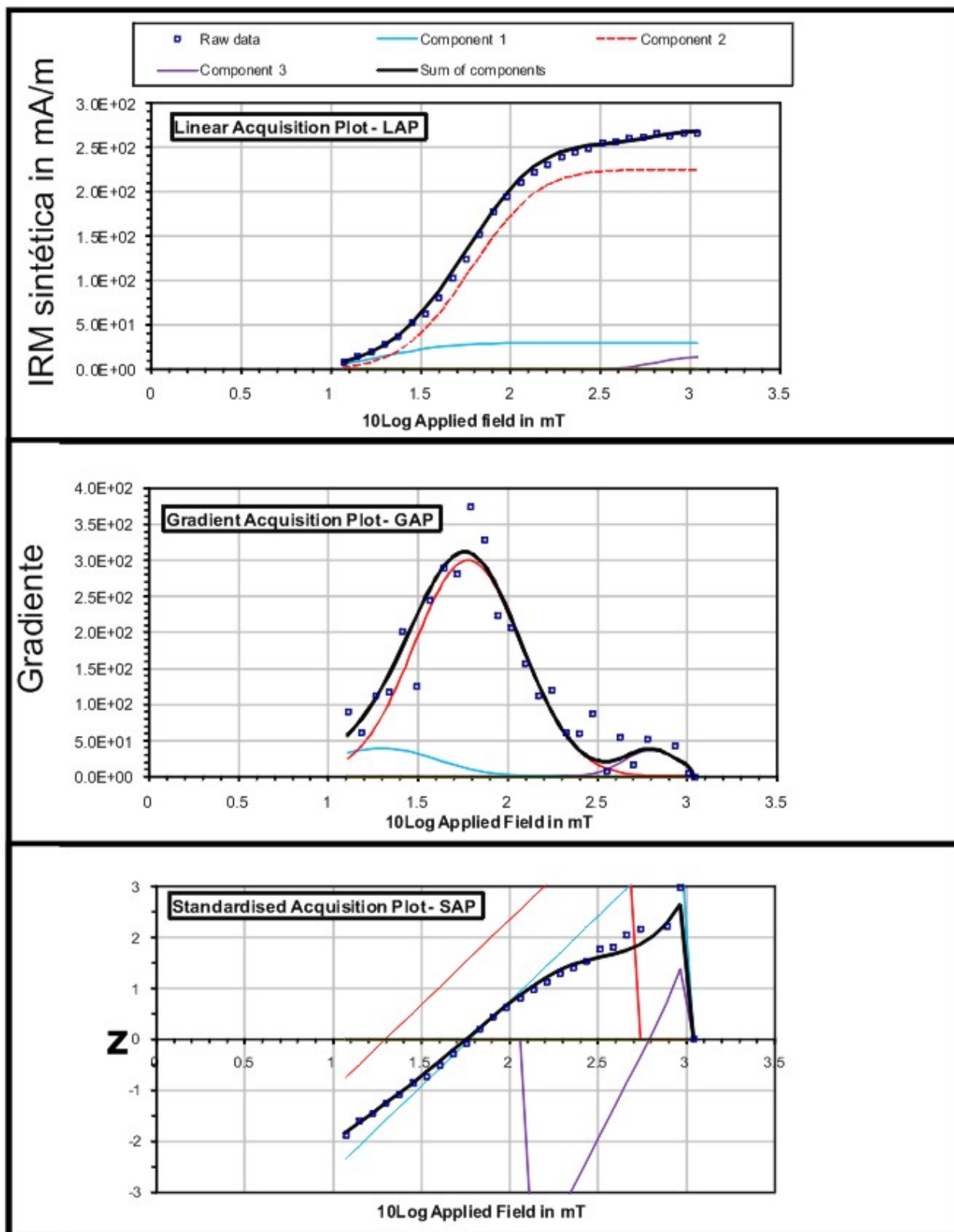


Figura 30.- Ejemplo de aplicación del programa de Kruiver et al., 2001 para la modelización de curvas de adquisición de la IRM. Ejemplo para la muestra MM01006c (Margas de Zuriza).

La modelización se realiza a través del establecimiento de la coercividad máxima de cada una de las fases presentes, su rango de variación y su contribución a la remanencia total.

Por otro lado, en Kruiver *et al.*, (2001) se demuestra que no es necesario haber alcanzado la saturación para la aplicación de su método. La modelización se realiza a través del ajuste de los datos en 3 tipos de curvas:- LAP: gráfico de adquisición lineal, GAP: gráfico de gradiente de adquisición y SAP: gráfico de adquisición estandarizado.

La modelización de las curvas permite también obtener una valoración del parámetro *S-ratio*, en ausencia de interacción entre partículas y si se ha alcanzado la saturación ($S = -IRM - 0.3T/IRM$ ó $S\text{-ratio} = (1 - IRM - 0.3T/IRM) / 2$ de Bloemendal *et al.*, 1992).

La **desmagnetización térmica de la IRM de tres ejes** (Lowrie, 1990) permite la determinación de variaciones de la remanencia dependiente de la temperatura y de la coercividad de las partículas que sufren dichos cambios. La desmagnetización térmica se basa en la pérdida de remanencia por parte de los minerales al superar su temperatura de Curie (más concretamente su temperatura de desbloqueo TD). La aplicación de 3 campos de IRM en 3 ejes ortogonales de la muestra de estudio, permite la asignación de la temperatura de desbloqueo para cada rango de coercividades. Las muestras estudiadas han sido sometidas a un campo DC de 0.1, 0.4 y 1.1 T según los ejes X, Y y Z respectivamente. El campo se ha aplicado con un magnetómetro spinner de pulso ASC, un horno de desmagnetización ASC modelo TD-48 y medido con un magnetómetro criogénico 2D, todos ellos del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan.

1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

1.2.1. Marco geodinámico

El Pirineo es la cadena montañosa situada en el margen septentrional de la Península Ibérica que representa la continuación occidental del orógeno alpino resultado de la colisión entre la placa africana y la placa euroasiática. El desarrollo de las Cordilleras Béticas, el Sistema Central o la Cordillera Ibérica son también parte de este cinturón de estructuras alpinas y asociadas genéticamente al origen y evolución del Pirineo.

El Pirineo está representado por un sector ístmico emergido que se extiende al E desde el cabo de Creus (Mathauer, 1968; Arthaud y Seguret, 1981) hasta la desembocadura del Bidasoa al W con una extensión de 425 kilómetros. Esta definición seguiría la terminología geográfica de Pirineo pero su extensión es mucho mayor en lo que se refiere a sus directrices estructurales. Barnolas y Pujalte (2004) recomiendan el respeto del término Pirineo para su extensión ístmica y Cordillera Pirenaica para la estructura que se prolonga a lo largo del norte peninsular y que se extiende hasta Galicia. Sin embargo, el desarrollo a lo largo del Golfo de Vizcaya y el océano atlántico es incluso mayor a la extensión del margen septentrional de la Península Ibérica.

La prolongación occidental de las estructuras pirenaicas interrumpe la continuidad de la anomalía magnética del fondo oceánico atlántico nº 34 (83-84 Ma) y se extiende hasta el *king's through* (Searle y Whitmarsh, 1978; Grimaud *et al.*, 1982; Boillot, 1984). El *king's through* se desarrolla entre las anomalías magnéticas del fondo oceánico 13 y 24. Se estima que debido a la continuidad y paralelismo de las anomalías magnéticas, entre las anomalías 13 y 6, la placa Ibérica se comportó de forma solidaria con Europa (Teixell, 2000). La propagación del pirineo ístmico hasta las perturbaciones identificadas en el fondo oceánico implicaría una extensión de más de mil kilómetros (desde La Provenza hasta la anomalía magnética nº13).

El Pirineo representa la sutura del límite entre las placas Europea e Ibérica formado entre el Campaniense y el Eoceno superior. El contacto entre ambos bloques continentales se produjo a través de subducción continental (Ecors Pyrenees, 1988; Choukroune, 1989; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992) o a través de la indentación tectónica a nivel de la corteza inferior (Martínez-Torres, *et al.*, 1994; Teixell, 1998). Esta colisión produjo el cierre parcial del golfo de Vizcaya y la colisión continental en el dominio ístmico (Roest y Srivastava, 1991).

El Pirineo, aunque de configuración principal alpina, tiene en su desarrollo una clara influencia de estructuras anteriores. La mayor influencia se identifica con la actividad tectónica tardihercínica que desarrolló una dinámica de grandes fracturas que involucran a buena parte de Europa central y occidental.

Este sistema se desarrolló debido al desplazamiento de la placa africana con respecto a la europea configurando una zona de cizalla dextra (Arthaud y Matte, 1975, 1977; Ziegler, 1988; Verges *et al.*, 1995). Esta fracturación se desarrolló durante el Westphaliense-Pérmico y determinó las directrices de las futuras cuencas sedimentarias alpinas. La apertura del Atlántico Norte reutiliza parte de estas fracturas (Vegas y Banda, 1982; Masson y Miles, 1986) y junto otras de neoformación permiten la creación de cuencas donde se desarrollará el depósito de los materiales alpinos. Este régimen distensivo se desarrolla a lo largo del Triásico y Jurásico con máximos en el tránsito Triásico-Jurásico y Jurásico Medio (Masson y Milles, 1984; Ziegler, 1988).

Entre los cronos 34 a 18 (Cretácico-Eoceno Superior) Iberia se mantiene solidaria con la placa africana. Durante los cronos 18 a 6 (Eoceno superior-Mioceno inferior) Iberia actúa como placa independiente. No es hasta el cron 18 cuando el límite meridional Azores-Gibraltar actúa como límite de placa (Roest y Srivastava, 1991). Durante el Cretácico la evolución del Pirineo viene principalmente ligada con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la Península Ibérica con respecto a la placa Euroasiática (Mattauer y Seguret, 1971; Williams y Mckenzie, 1971, Kristofersen, 1978; Van der Voo, 1993). La magnitud de esta rotación *“parece claramente establecida en torno a los 35°”* (Larrasoña, 2000). El giro se produjo durante el Albiense-Santonense (118 y 84 Ma.; Roest y Srivastava; 1991) y de forma paralela al vulcanismo en la cuenca vasco-cantábrica (Castañares *et al.*, 2001).

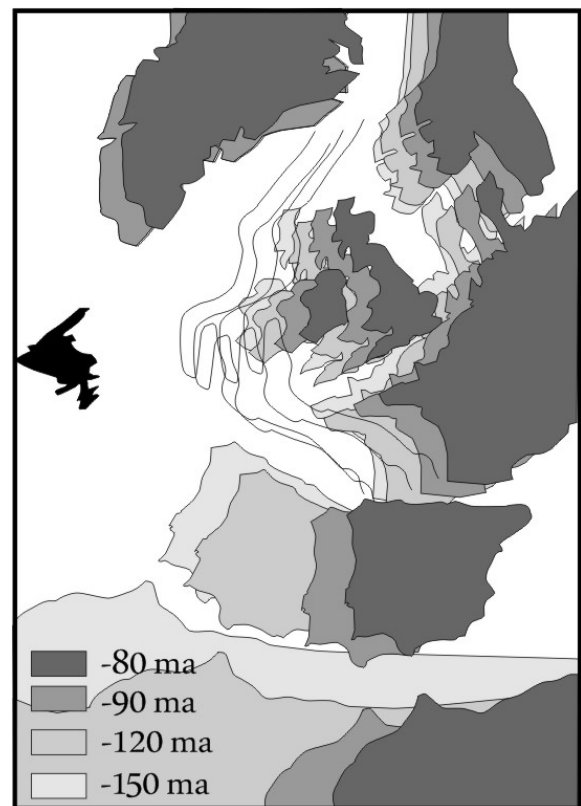


Figura 31.- Reconstrucción paleogeográfica de la placa Ibérica entre los 80 y 150 ma (Olivet *et al.*, 1996).

La cinemática de este giro se ha planteado a través de dos modelos principales: i) apertura de tipo “tijera” con un polo de rotación situado en el Pirineo o en su prolongación oriental (Carey, 1958; Masson y Miles, 1984; Sibuet y Collete, 1991) en el cual no existiría traslación de la península Ibérica o bien, ii) con un polo de rotación fuera de la cadena en el norte de Francia lo cual implicaría un

movimiento direccional contemporáneo con el giro (Le Pichon *et al.*, 1970; Van der Voo y Boessenkool, 1973; Schott y Peres, 1988, Choukroune, 1992). Los datos paleomagnéticos actuales (fig. 32) y modelos de evolución, en este momento, parecen confirmar este segundo modelo de traslación y rotación conjunta (Rosenbaum *et al.*, 2002).

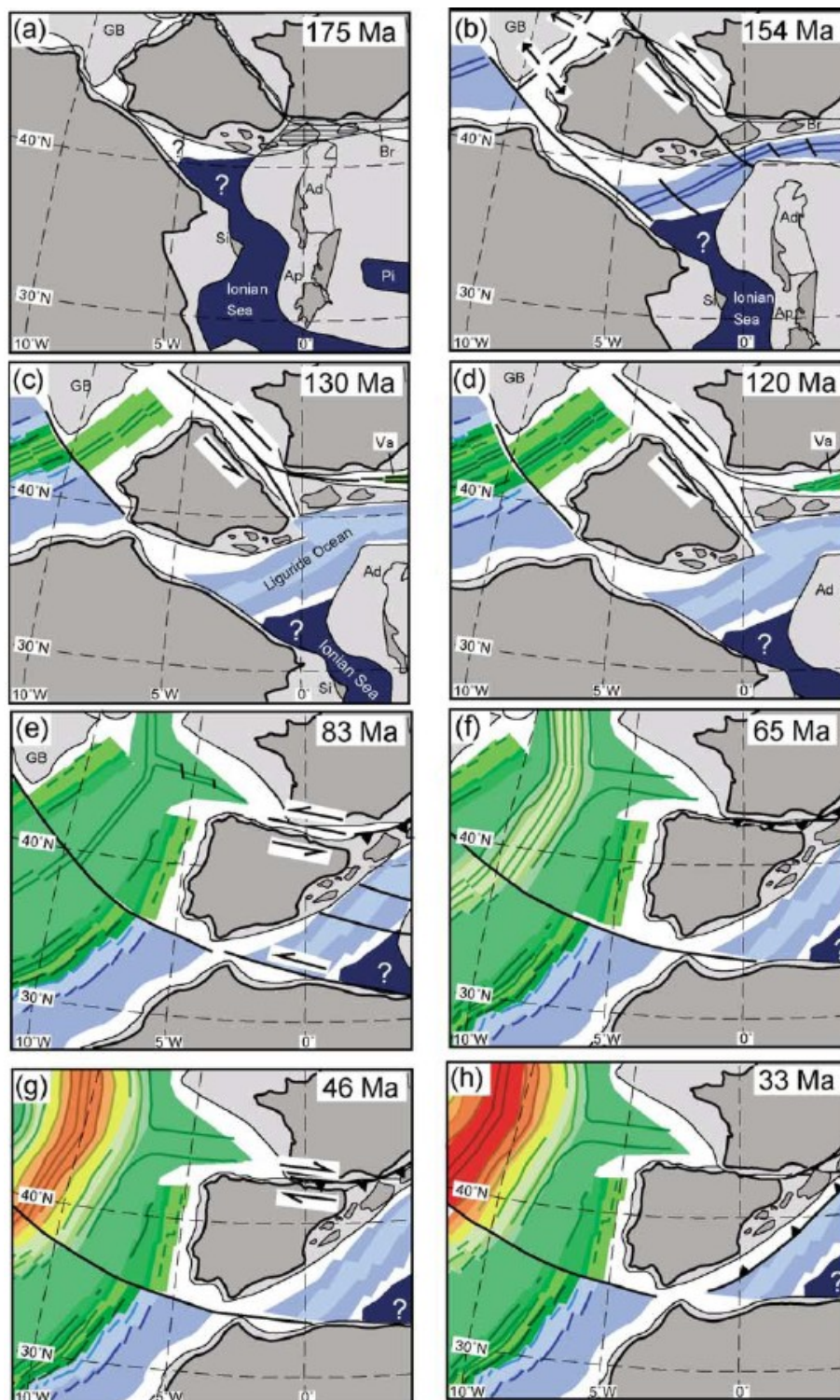


Figura 32.- Reconstrucción paleogeográfica de la placa Ibérica entre los 33 y 175 ma. (Rosenbaum *et al.*, 2002)

De forma simplificada se pueden establecer 3 etapas principales que satisfacen el movimiento relativo entre ambas placas (Boillot, 1984): i) anterior al Aptiense, desplazamiento hacia el sur de la placa ibérica, estimado en 150 kilómetros y el consiguiente adelgazamiento cortical; ii) Aptiense superior-Santoniense, movimiento hacia el sur estimado en 400 km. relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya, y movimiento transcurrente sinistro a lo largo de la zona transformante de la falla Nortepirenaica combinado con traslación de la Placa Ibérica hacia el Sur totalizando en la parte occidental (apertura del Golfo de Vizcaya) un desplazamiento de 400 km; y iii) Paleoceno-Eoceno, movimiento convergente de la placa Ibérica hacia el norte con un desplazamiento de 150 km con la subducción de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya hacia el sur.

La magnitud de la traslación direccional ha sido estimada en una horquilla que varía desde los 400 Km (Le Pichon *et al.*, 1970) hasta los 90 Km (García Mondejar, 1996) o magnitudes intermedias de 200 Km (Rosenbaum *et al.*, 2002). El movimiento direccional de la placa Ibérica con respecto a la placa Euroasiática pudo acomodarse a través de la falla nortepirenaica y de su prolongación occidental, la falla de Leiza, representando el límite interplaca durante el mesozoico (Mattauer, 1968; Le Pichon *et al.*, 1970; Van der Voo y Boessenkool, 1973; Schott y Peres, 1988; Choukroune, 1992). También pudo producirse a través de una amplia zona de cizalla que acomodó el movimiento sinistro de la placa Ibérica (Choukroune y Mattauer, 1978). Los estudios paleomagnéticos realizados en los materiales triásicos de los macizos vascos (Cinco Villas, Quinto Real-Alduides y Oroz Betelu), parecen indicar que la interpretación de un límite Iberia-Europa discreto no es compatible con los datos de rotaciones del sector septentrional del Pirineo occidental. De este modo el dominio de deformación interplaca pudo desarrollarse a lo largo de una franja de al menos varias decenas de kilómetros (Larrasoña *et al.*, 2002)

Esta extensión viene acompañada de un magmatismo alcalino y un metamorfismo térmico debido principalmente al adelgazamiento cortical desarrollado en el límite de ambas placas, que finaliza con el cese de la apertura del Golfo de Vizcaya y con la rotación de la placa Ibérica. Este metamorfismo térmico, está presente únicamente en la franja asociada a las fallas Nortepirenaica, la falla de Leiza (manto de los mármoles) y los afloramientos de rocas de naturaleza lherzolítica asociados a la falla norte-pirenaica. Durante el giro de la placa Ibérica, el borde norte de la placa estuvo sometido a transtensión y la sedimentación se desarrolló principalmente en cuencas de *pull-apart* (Choukroune y Mattauer, 1978).

El origen y evolución del Pirineo ha estado íntimamente ligado a la evolución de la microplaca Ibérica. Los materiales más antiguos aflorantes en el Pirineo están afectados por la tectónica, magmatismo y metamorfismo hercínicos. Sin embargo, la configuración y levantamiento topográfico actual del Pirineo responde a la tectónica alpina.

El Pirineo está compuesto por materiales mesozoicos y terciarios depositados sobre un substrato de dominio continental que formó parte de la cadena hercínica previamente arrasada por la erosión pretriásica. La estructura pirenaica es una banda de pliegues y cabalgamientos de orientación aproximada WNW-ESE, paralela a la estructura topográfica de la cordillera, y desarrollada entre el Cretácico Superior y el Mioceno inferior.

Las rocas involucradas en la deformación compresiva alpina incluyen el basamento paleozoico y pre-paleozoico (previamente deformado durante la orogenia hercínica), la serie mesozoica pre-orogénica depositada en un contexto extensional y un conjunto de materiales sinorogénicos de edad Cretácico Superior y Cenozoico, todo ello formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos. La cordillera se encuentra bordeada por materiales cenozoicos tanto al N como al S y que representan las cuencas de antepaís (Dalloni, 1910; Muñoz *et al.*, 1986; Teixell, 1992).

A partir del Cretácico Superior (Santoniense-Campaniense) la dinámica cambia a un régimen compresivo debido a la aproximación África-Europa (posiblemente debido a la apertura del Océano Índico; Savostin *et al.*, 1986). Los primeros registros de actividad compresiva pueden asociarse con el emplazamiento de láminas cabalgantes durante el Maastrichtiense en la parte oriental. Esa actividad tectónica migra hacia la parte occidental; aunque localmente la identificación de aportes detríticos en materiales de edad Santoniense podrían ser indicadores del inicio de levantamiento tectónico en el sector septentrional de la cuenca pirenaica (Teixell, 1992). Esta situación compresiva se mantiene hasta el Mioceno (Muñoz *et al.*, 1983).

La aproximación entre ambas placas desarrolla un acortamiento diferencial de forma longitudinal a la cadena. Desde un acortamiento total de 100 Km (Roure *et al.*, 1989), entre 150-165 km (Muñoz, 1992) o de 80 km (Teixell, 1998). Los resultados obtenidos para la reconstrucción paleomagnética del cron 34 indicaría una convergencia entre 144 y 206 km y una media en el entorno de los 160-170Km (Rosenbaum *et al.*, 2002). Estas diferencias podrían deberse a un diferente comportamiento del contacto entre placas, el desarrollo de deformación interna o una convergencia entre las placas con una dirección NW-SE (Vegas y Banda, 1982) a NNE-SSW (Rosenbaum *et al.*, 2002).

1.2.2 Marco tectónico

Las características tectónicas del Pirineo son las de una cordillera de tipo asimétrico, donde el desplazamiento de los mantos de cabalgamiento es predominantemente meridional. En este modelo se integrarían la presencia de cabalgamientos de vergencia septentrional asociados a estructuras retrocabalgantes; verticalizados o invertidos y/o asociados a un sistema de doble vergencia para los cabalgamientos frontales que se enraizarían en profundidad (Deramond *et al.*, 1985; Teixell, 2004). La Zona Axial pirenaica representaría una gran ventana tectónica en la que aflora el apilamiento antiformal de mantos de corrimiento de zócalo hercínico (Williams y Fischer, 1984; Williams, 1985, Déramond *et al.*, 1985).

Desde el punto de vista tectónico se pueden identificar 3 unidades (Mathauer y Seguret, 1971; Muñoz *et al.*, 1983): **I) Zócalo** compuesto por los materiales pre-stephanienses y que estuvieron sometidos a la orogenia hercínica. Estas unidades se encuentran asociadas a cuerpos plutónicos principalmente graníticos y emplazados durante estadios tardihercínicos. Los materiales stephanienses y pérmicos aunque no afectados por las estructuras de plegamiento hercínico suelen ser consideradas dentro del término zócalo por encontrarse su depósito íntimamente relacionado con este periodo orogénico. Así mismo, asociado a este zócalo existe una serie solidaria con él, el tegumento. Éste es esencialmente Triásico Inferior y depositado sobre una estructura hercínica arrasada, **II) Cobertera**: compuesta por materiales afectados por la orogenia alpina de edad mesozoica y cenozoica y que no presentan una fuerte deformación interna (Choukroune *et al.*, 1989); y **III) unidades post-orogénicas**, compuestas por aquellos materiales no afectados por la orogenia alpina y que principalmente comprenden al Neógeno y Cuaternario que, localmente, pueden estar afectados por procesos recientes (neotectónica).

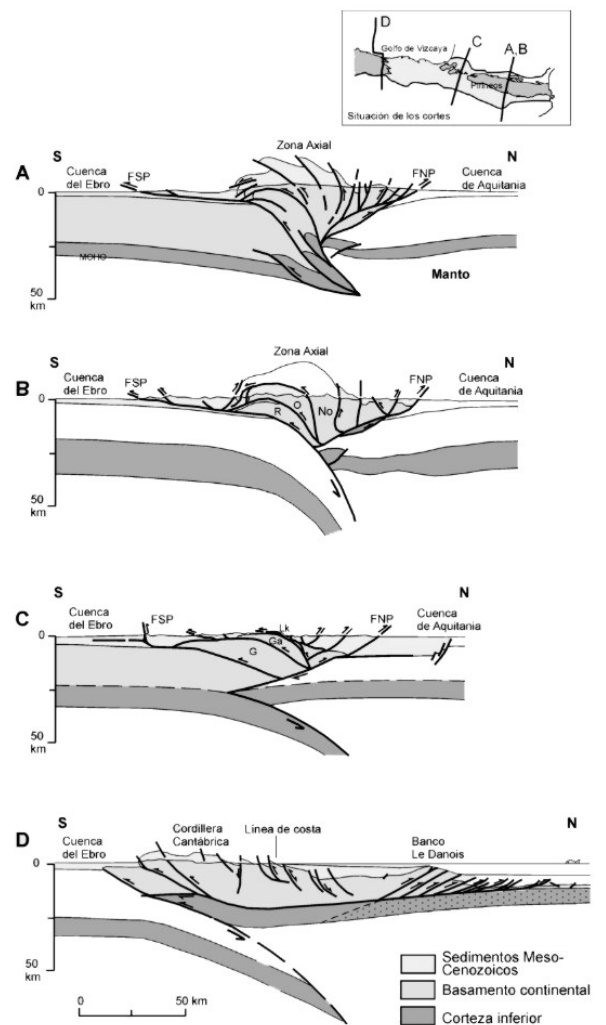


Figura 33.- Cortes geológicos a escala cortical de la cordillera pirenaica (Teixell, 2004). A. Roure *et al.*, (1989; *Ecors-Pyrenees*); B. Muñoz (1992) y Berástegui *et al.*, (1993) según el perfil ECORS-Pirineos; C. Teixell, (1998) para la transversal ECORS-Azacq, D. Pulgar (1996) v Gallastegui (2000) para los perfiles ESCIN-2

El Pirineo se ha dividido de forma simétrica respecto la falla nortepirenaica y al afloramiento de rocas proterozoicas y paleozoicas de la zona Axial (Mattauer; 1968; Mattauer y Seguret, 1971). Esta distribución, aceptada de forma generalizada, donde la Zona Axial se interpreta actualmente como la culminación antiformal de un sistema de cabalgamientos que afectan al basamento y con vergencia principalmente meridional (Muller y Roger, 1977; Déramond *et al.*, 1985; Cámara y Klimowiz, 1985; Muñoz, 1985) se establece en 5 zonas que son de S a N:

i) **antepaís plegado meridional** (Cuenca de Antepaís del Ebro) formado por materiales oligocenos y miocenos (Riba *et al.*, 1983) afectados en general por una tectónica suave;

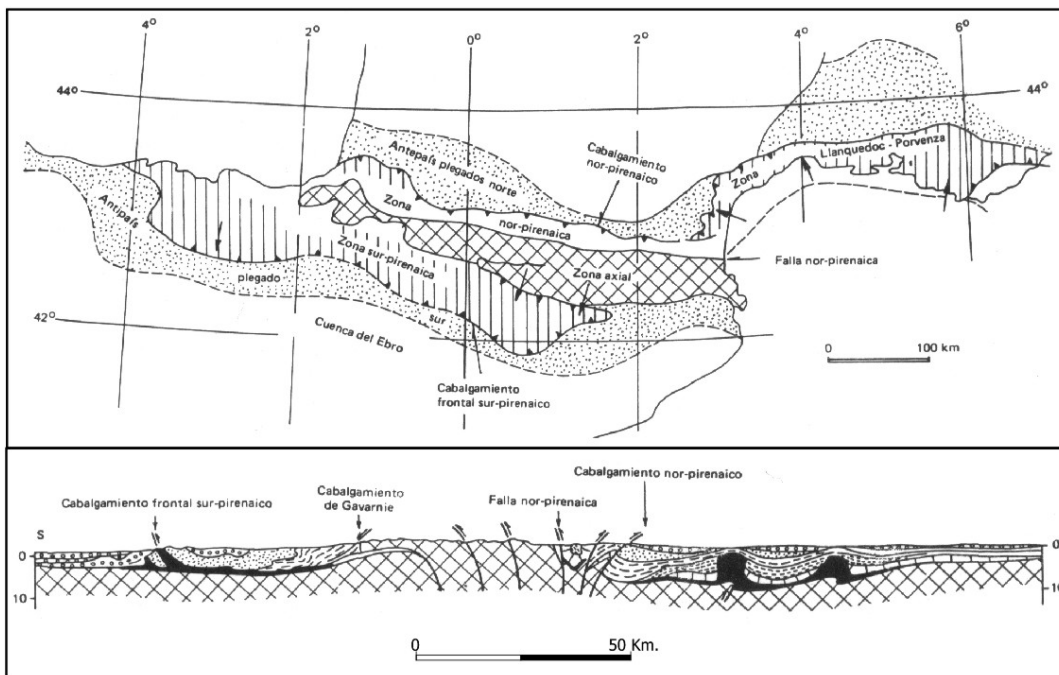


Figura 34.- División en zonas o sectores del Pirineo.

ii) **Zona Surpirenaica** separada de la cuenca del Ebro por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico (representado superficialmente por las Sierras Exteriores y Marginales) y caracterizada por un sistema imbricado de pliegues y mantos de cabalgamiento de cobertera desplazados hacia el sur y con vergencia mayoritariamente meridional (Seguret, 1972; Muñoz *et al.*, 1983);

iii) **Zona Axial** representado principalmente por afloramientos de materiales hercínicos sobre los cuales se ha superpuesto una tectónica alpina. El límite septentrional de esta zona viene representado por la falla Nortepirenaica. Estructuralmente no puede ser interpretada como una unidad independiente, sino que es considerada como un apilamiento antiformal de mantos de cabalgamiento que involucran materiales hercínicos (Fontboté *et al.*, 1986);

iv) **Zona nortepirenaica** estructurada en láminas de cobertera donde el basamento se encuentra involucrado. La vergencia general de las estructuras es septentrional y se superpone sobre los materiales cenozoicos de la Cuenca de Aquitania a través del cabalgamiento frontal nortepirenaico. Está constituida por materiales mesozoicos deformados y afloramientos de paleozoico conformando los denominados “macizos norte pirenaicos” además de afloramientos de rocas ultramáficas (Iherzolitas) asociadas a la falla nortepirenaica.

v) **Antepaís plegado septentrional** (Cuenca de Aquitania) formado por materiales del zócalo y cobertera cubiertos ampliamente por materiales postectónicos y poco deformados. Los materiales sintectónicos presentan edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Oligoceno Inferior (Fischer, 1984; Déramond *et al.*, 1993).

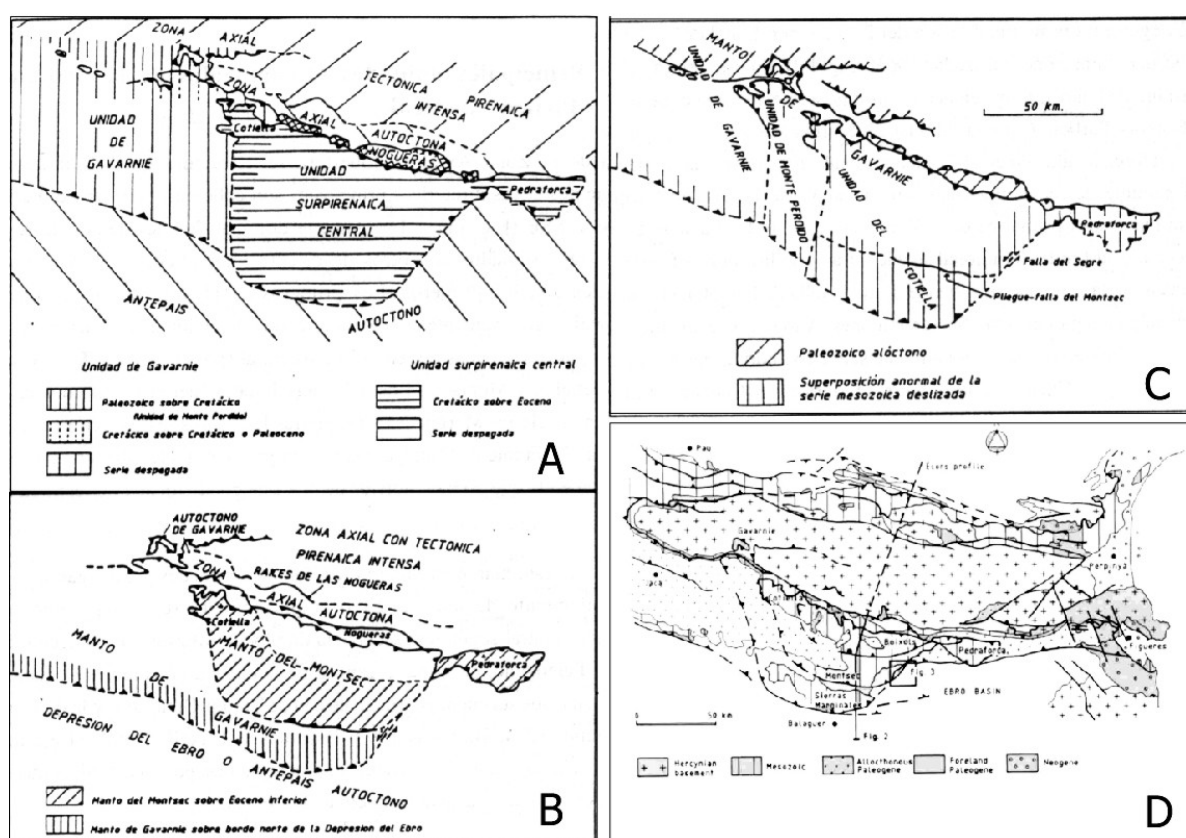


Figura 35- Figura 1.9.- Principales unidades estructurales del Pirineo meridional. (a) Seguret (1972), (b) Garrido (1972), (c) Mirousse *et al.* (1980), Vergés y Muñoz (1991). Figura tomada de Millán, (1996).

Longitudinalmente a la cadena y atendiendo a la vergencia de las estructuras, se pueden identificar un sector con vergencia mayoritariamente meridional denominada Pirineo Central y Oriental, de otro con vergencia mayoritaria septentrional y que representa el Pirineo Occidental o Vasco-Cantábrico. El límite entre el Pirineo Central y el Pirineo Occidental viene representado por la falla de Pamplona, accidente de Estella, falla de Estella-Velate o alienación de diapiros navarros.

El Pirineo Central y Oriental se ha subdividido a partir de una alineación de rampas laterales de cabalgamiento de la Unidad Surpirenaica Central que se ha relacionado con una supuesta fractura tadihercínica, la falla del Segre, del mismo orden que la Falla de Pamplona e interpretada en profundidad por Souquet *et al.*, (1975). El límite meridional del Pirineo Central y Oriental se sitúa en el cabalgamiento frontal surpirenaico a través de un sistema imbricado de cabalgamientos que pueden tener representación superficial, estar representados a través de cabalgamientos ciegos o cubiertos por materiales post-tectónicos. Este límite en superficie estaría representado por las Sierras Exteriores Aragonesas (Riglos-Sierra de Guara) y las Sierras Marginales Catalanas. Al W de las Sierras Exteriores, el CFSP se desarrolla a través de un sistema de pliegues apretados y cabalgamientos dentro de los materiales oligocenos, más al W se encuentra sumergido por debajo de la falla o retrocabalgamiento de Loiti (Pueyo Anchuela, 2004) y vuelve a aflorar a la altura de del cabalgamiento de Alaiz a la altura de Pamplona (Muñoz *et al.*, 1983).

El Pirineo Central puede dividirse en dos dominios estructurales (Seguret, 1972): la **Unidad Surpirenaica Central** que incluye la cobertera afectada por las láminas de Boixols-Tubón, Cotiella, Montsec y Sierras Marginales y la **Unidad de Gavarnie** que incluye a los materiales alóctonos situados al W de la USC y cuya representación meridional vendría representado por las Sierras Exteriores Aragonesas.

En la zona surpirenaica se emplazan una serie de mantos de cabalgamiento o láminas cabalgantes que pueden agruparse en dos grandes conjuntos atendiendo a sus características estructurales y estratigráficas. Estas son las Láminas Cabalgantes Superiores y las Láminas Cabalgantes Inferiores (Muñoz *et al.*, 1983, Muñoz *et al.*, 1986):

i) **Láminas Cabalgantes Superiores** (LCS) se caracterizan por ser mantos de cabalgamiento de cobertera donde los materiales carbonatados mesozoicos son predominantes. Estas láminas integran la Unidad Surpirenaica Central (Unidades de Sierras Marginales, Montsec, Cotiella, Pedraforca, Boixols) y en el sector oriental del Pirineo las LCS vendrían representadas por el manto de Figueres-Montgrí (Muñoz *et al.*, 1983). La estructura interna de estas láminas se caracteriza por un sistema imbricado de pliegues y cabalgamientos en secuencia de bloque inferior con baja deformación interna (Muñoz *et al.*, 1983). Dentro de las LCS existen numerosas estructuras oblicuas a la dirección general de la cadena, tanto pliegues oblicuos como cabalgamientos. En ocasiones estas estructuras se encuentran en el bloque inferior de las LCS y se formaron de forma contemporánea con el depósito de los materiales de la cuenca de antepaís surpirenaica.

ii) **Láminas Cabalgantes Inferiores** (LCI) afectan a materiales tanto del zócalo hercínico como a la cobertera. La cobertera está caracterizada por una baja representación mesozoica frente a una potente serie paleógena (cuya sedimentación

se desarrolló preferentemente en la Cuenca de Antepaís con respecto el emplazamiento de la LCS). Las LCI son de E a W el manto del Cadí en el Pirineo Oriental, la zona de las Nogueras y los mantos de Gavarnie y del Guarga en el Pirineo Central. Las láminas más inferiores están compuestas, casi exclusivamente, por materiales hercínicos y en ocasiones por una reducida serie pre-paleógena, normalmente Cretácico Superior. Estas láminas son las responsables principales del afloramiento de materiales hercínicos en la Zona Axial. La estructura del manto o cabalgamiento de Gavarnie (Bresson, 1903), en su sector de definición, muestra el Paleozoico del bloque superior sobre una película de Cretácico Superior que se encuentra discordante sobre el Paleozoico de bloque inferior. Los cabalgamientos hacia el Sur progresarán a través del keuper y su emersión en las Sierras Exteriores o bien asciende hasta las evaporitas del Eoceno Superior del margen N de la Cuenca del Ebro, con lo que la cuenca de Jaca-Pamplona se convierte en cuenca de *piggy-back*.

Todas las láminas descritas en este apartado del sector meridional del Pirineo Centro-Oriental se han desplazado hacia el Sur distancias comprendidas entre 10 y 25 kilómetros aunque en el caso de la LCS debe contemplarse que al desplazamiento original debe sumarse el desarrollado durante su traslación meridional como *piggy-back*. En esta situación un desplazamiento mínimos de 50 km puede barajarse para la traslación absoluta de estas láminas.

La secuencia de propagación de estas láminas ha sido fundamentalmente a través de un sistema de cabalgamientos de bloque inferior (Cámara y Klimowitz, 1985). Donde las LCS fueron las primeras en emplazarse y fueron trasladadas hacia el Sur durante el emplazamiento de la LCI. Internamente la secuencia de propagación dentro de estas unidades es también de bloque inferior aunque existen casos, como en Sierras Exteriores Aragonesas (Millán ,1996) en los que se identifican secuencias de bloque superior o estructuras fuera de secuencia..

Las estructuras presentan una evolución E-W, iniciándose en la parte oriental del Pirineo y propagándose hacia el sector occidental del Pirineo Centro-Oriental. La secuencia temporal de estos cabalgamientos sería Boixols, Montsec-Cotiella (LCS) seguidos por las LCI: Monte Perdido, Boltaña, Biniés-Guara. Esto supone que el cabalgamiento frontal surpirenaico no es un frente único y simultáneo sino que está formado por un conjunto de rampas y rellanos pertenecientes a diferentes cabalgamientos (Millán, 1996).

Respecto la orientación, existen estructuras oblicuas a la dirección general de la cadena, WNW-ENE tanto en las LCS como en las LCI. Ejemplos dentro de las LCI son los anticlinales de Balces, Gabardiella, Lúsera, Pico del Águila, Bentué de Rasal y Rasal en las Sierras Exteriores (Puigdefábregas, 1975), los cuales presentan una evolución temporal E-W (Almela y Ríos, 1951; Puigdefábregas, 1975).

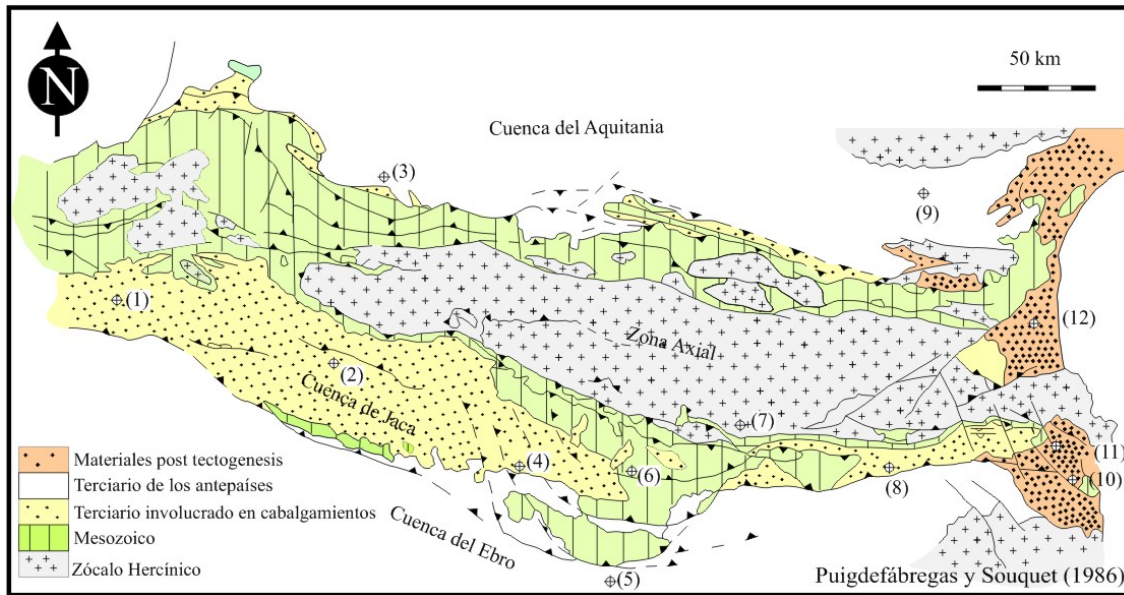


Figura 36.- Esquema geológico de El Pirineo (Puigdefábregas y Souquet, 1986). (a) Zócalo Hercínico, (b) Mesozoico, (c) Terciario involucrado en los mantos de cabalgamiento, (d) Terciario de los antepaíses, (e) Materiales post-orogénicos. (1) Pamplona, (2) Jaca, (3) Pau, (4) Graus, (5) Balaguer, (6) Tremp, (7) La Seu, (8) Ripoll, (9) Carcassone, (10) Montgri, (11) Figueres, (12) Perpignan.

Los factores que influyen en el origen de las estructuras oblicuas en sistemas de pliegues y cabalgamientos son diversos, Soto *et al.* (2002) propone que estas estructuras pueden estar influenciadas por: i) la reactivación de estructuras extensivas preexistentes; ii) existencia de un gradiente de desplazamiento, iii) existencia de rampas oblicuas y laterales, iv) variaciones de las propiedades de deslizamiento del nivel de despegue, v) variaciones de la potencia o de las propiedades reológicas de la cobertera despegada, vi) variaciones en la tasa de sedimentación sintectónica y de las tasas de erosión, vii) desarrollo influenciado por fenómenos halocinéticos, viii) existencia de giros de eje vertical asociados con el emplazamiento final de las estructuras o ix) la interacción de algunos de los factores anteriores de forma conjunta.

1.2.3. Contexto estratigráfico

En este apartado se aborda una descriptiva de las unidades estratigráficas aflorantes en la zona de estudio y la terminología utilizada para las distintas unidades litoestratigráficas. En general, la mayoría de las unidades se desarrollaron en condiciones asociadas a la tectónica y la deformación. La descripción de las distintas unidades se analiza dentro del marco sedimentario establecido por Puigdefábregas y Souquet (1986). Las unidades o términos estratigráficos locales utilizados en esta memoria se incluyen también en este apartado. Sólo se hace referencia en detalle a las unidades aflorantes y analizadas en las transversales consideradas.

Por otro lado se hace una pequeña síntesis estratigráfica, como guía a los apartados posteriores, y una simplificación general puesto que, en referencia al mapa geológico de España, la zona analizada se incluye dentro de 22 hojas 1:50.000 del mapa geológico de España. La nomenclatura geológica de las hojas es de N a S: Ochagavía (117), Zuriza (118), Navascués (143), Ansó (144), Sallent (145), Sangüesa (174), Sigüés (175), Jaca (176), Sos del Rey Católico (207), Uncastillo (208), Agüero (209), Sádaba (245), Luna (246), Ayerbe (247), Fustiñana (283), Ejea de los Caballeros (284), Almudévar (285), Tauste (321) Remolinos (322), Zuera (323), Alagón (354) y Leciñena (355).

Además de los trabajos mencionados, a lo largo de los siguientes párrafos, se han utilizado, para el análisis y correlación estratigráfica los mapas y memorias de los mapas mencionados anteriormente. La referencia a dichos trabajos, siguiendo el mismo orden que la enumeración de las hojas es: Carbayo *et al.* (1978); Teixell y García Sansegundo (1994); Puigdefábregas *et al.* (1978); Teixell y García Sansegundo (1944); Ríos Aragüés *et al.* (1990); Hernández *et al.* (1987); de Rojas y Martínez-Díaz (1973); Teixell (1993); Solé-Sedó (1977); Teixell *et al.* (2009); García-Sansegundo *et al.* (2009); Solé-Sedó (1976); Arenas y Zamorano (2008); Sanz-López *et al.* (2009); Salvany *et al.* (1995); Salazar *et al.* (1995); Del Olmo *et al.* (1995); Castiella-Muruzábal (1977); Hernández *et al.* (1995); Soriano *et al.* (1995); Gil Marín *et al.* (1995); Esnaola y Gil (1998).

El basamento hercínico aflora en los valles del río Aragón y Aragón-Subordán. Estos materiales han sido ampliamente estudiados por Lingen (1960); Schwarz (1962); Mirouse (1966); Teixell y García Sansegundo (1994) y Teixell (1992). Estas dos zonas se localizan en el sector occidental del cierre periclinal de la Zona Axial, a través de una rápida inmersión que hace que, en los valles del Veral o Roncal (al W del Aragón-Subordán) los materiales más antiguos aflorantes pertenezcan a la serie del Cretácico Superior y no existan afloramientos hercínicos hasta los macizos paleozoicos vascos.



Figura 37.- Fotos de afloramientos de materiales hercínicos, (a) calizas devónicas (valle del río Aragón); (b y c) Carbonífero en facies Culm (Guarrinza; cabecera del río Aragón-Subordán).

El Pérmico se desarrolla sobre los materiales hercínicos a través de una discordancia. Los materiales pérmicos consisten en facies detríticas con un aspecto general rojizo (*red beds*) compuesto por conglomerados/brechas, areniscas y lutitas. Estos depósitos han sido tratados extensamente por Mirouse (1959); Bixet (1984), Lucas (1985), Valero (1986) y Aso (1987) entre otros. Localmente se pueden intercalar materiales carbonatados y pueden aparecer asociados con depósitos subvolcánicos de naturaleza andesítica.

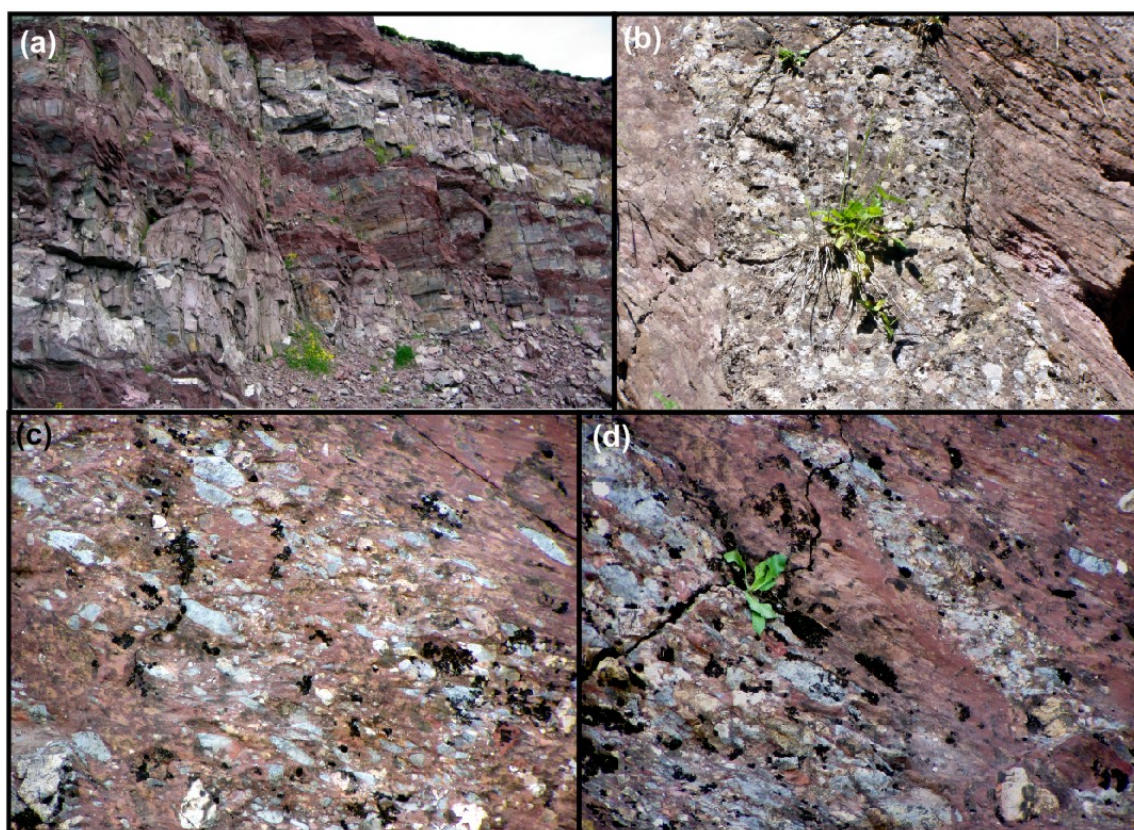


Figura 38.- Fotos de afloramientos de facies rojas del Pérmico; (a) Aspecto habitual de las facies pérmicas en Valle del Aragón (sector de Candanchú); (b) Geometrías canaliformes de los términos conglomeráticos; (c y d) Aspecto de campo de las facies pérmicas con desarrollo de cantos orientados según la esquistosidad (Boca del Infierno; Aragón-Subordán)

Sobre los materiales pérmicos se identifica una laguna/hiato sedimentario donde no existen materiales triásicos o jurásicos y está ausente buena parte del Cretácico. Este contacto se identifica a través de una superficie fuertemente ferruginizada (fig. 30). Los materiales que se identifican por encima de esta discontinuidad están caracterizados por un tramo inferior carbonatado “Calizas de los Cañones” (*Calcaires des Cañons*, Fournier, 1905) de edad Cenomaniense-Santonense y una unidad superior, de tipo plataforma mixta, que se extiende hasta el Maastrichtense.

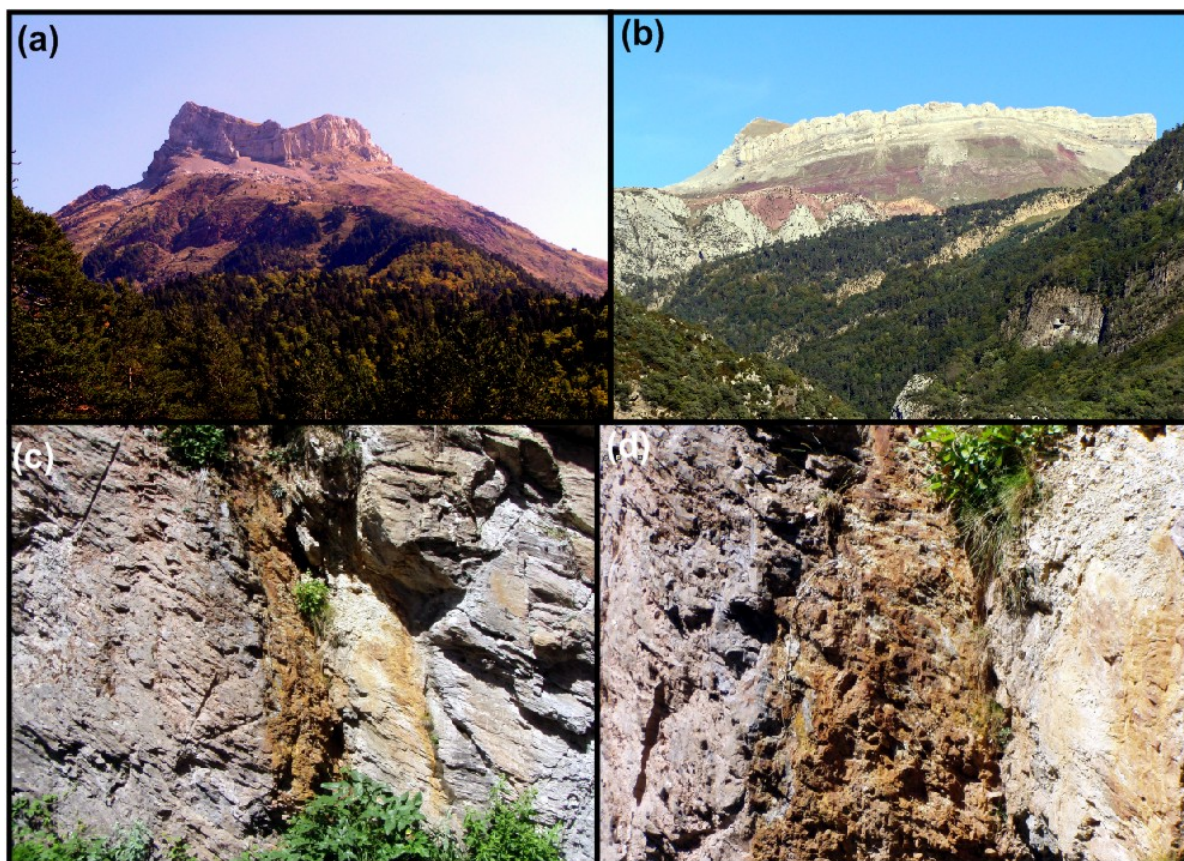


Figura 39.- Fotos del contacto entre el Pérmico y las calizas cretácicas. (A) Monte Campanil (Selva de Oza). (b) Contacto en el valle del río Verbal; (c y d) Foto detalle de la superficie ferruginizada entre el Pérmico y el Cretácico Superior (Boca del Infierno, Aragón-Subordán)

Este hiato es variable si se comparan entre los afloramientos pérmicos en el sector septentrional de la zona y las Sierras Exteriores Aragonesas. En el entorno del pico de Lakora, en el sector más septentrional (NW) de la zona, se identifican materiales de edad triásico superior en facies *Keuper*, que están ausentes en los afloramientos del sector central pero que vuelven a aparecer en la Sierras Exteriores (unido a la serie de arcillas y yesos en facies *Keuper* pueden aparecer también tramos carbonatados en facies *Mushelkalk*).

El Jurásico está presente en el sector central de las Sierras Exteriores con afloramientos poco desarrollados. La serie se caracteriza por dolomías, brechas

calcáreas y margas. Presenta unas características similares a otros puntos del entorno surpirenaico y a la serie de la Cordillera Ibérica. Afloran unidades en correlación con la Fm. Isábena o Imón en la Cordillera Ibérica, la Fm. Cortes de Tajuña para el tramo brechoide y posiblemente la Fm. Cuevas Labradas y la Fm. Turmiel para los tramos margosos superiores (Meléndez y Pocoví, 1987).

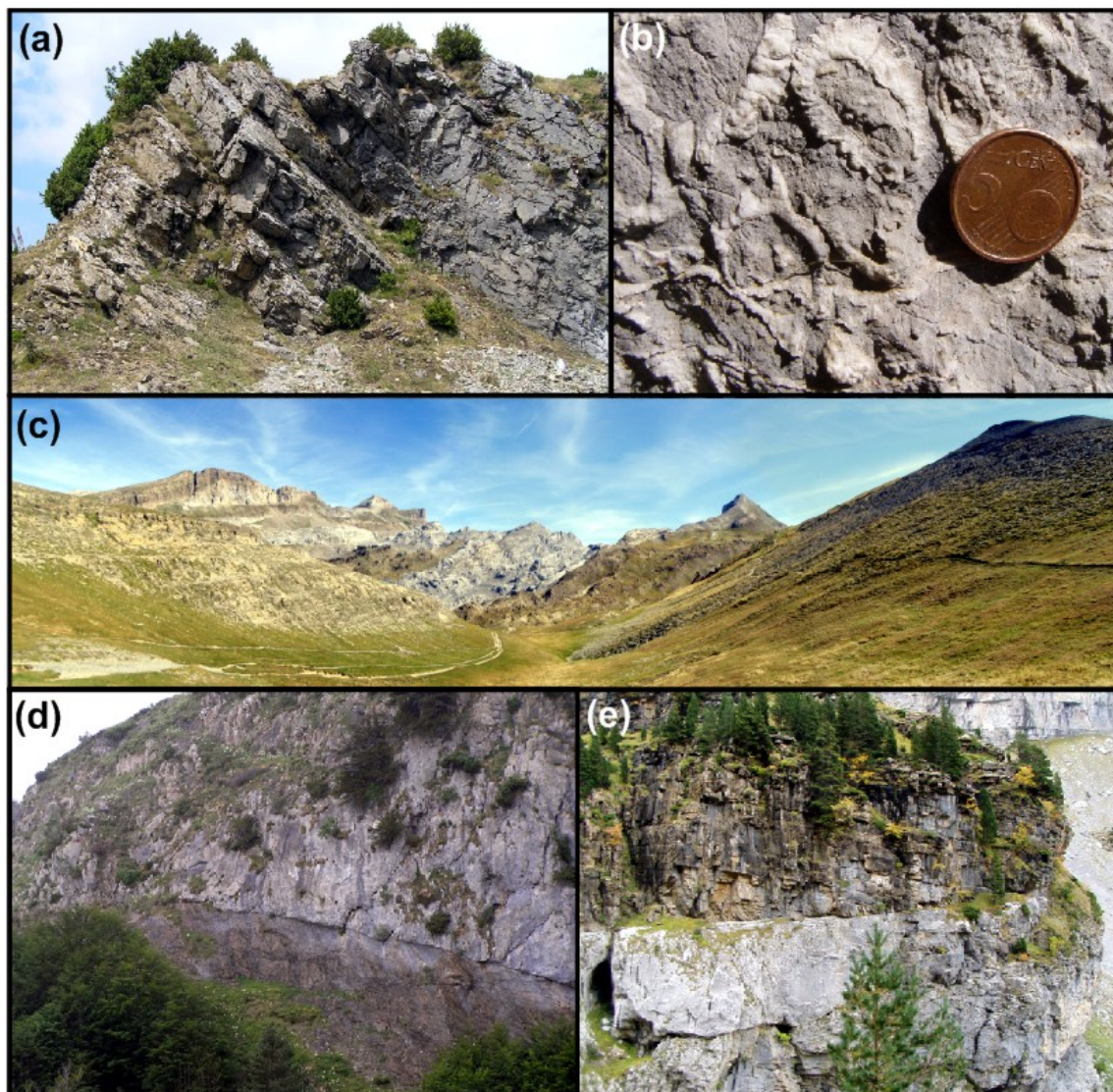


Figura 40.- Fotos del aspecto habitual de los materiales del Cretácico Superior. (a) Aspecto de las calizas de Larra (rincón del Belagua-Pierre de Saint Martin); (b) Detalle de calizas con rudistas; (c) Aspecto del Cretácico Superior en los llanos de Petrechema (primer término margas de Zuriza, se identifican en segundo término varias repeticiones de la serie – ocre arenisca de Maboré- (d) cabalgamiento de calizas de Larra sobre margas de Zuriza (rincón del Belagua); (e) cabalgamiento de Marboré sobre calizas del Eoceno; río Osia; Aragüés del Puerto)

En las Sierras Exteriores, el Cretácico superior se asienta directamente sobre el Keuper o puntualmente sobre el Jurásico. En este contexto existiría una laguna que abarcaría la práctica totalidad del Jurásico y el Cretácico Inferior. La unidad más antigua cretácica se corresponde con las calizas con rudistas (Dalloni, 1910) y cuya

base podría tener una edad Santiense (Molina, 1985). La serie está reducida a las formaciones Adraén y Bona (Mey *et al.*, 1968) y abarcaría el intervalo Santiense-Maastrichtiense (Lobato y Meléndez, 1988; Alegret y Aurell, 1999).

En el caso de las Sierras Interiores y Zona Axial los niveles que aparecen sobre la discontinuidad del Pérmico o el Paleozoico se caracterizan por una unidad carbonatada englobada dentro del término Calizas de los Cañones (Fournier, 1905). Este término es utilizado en esta memoria para agrupar los depósitos carbonatados de edad cretácica que incluyen las unidades de calizas de prealveolinas, Dolomías de Secús y Calizas de Larra (Cenomaniense-Santiense) de Teixell (1992).

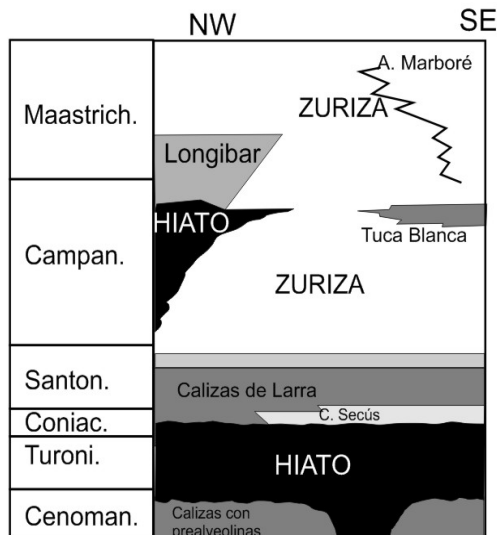


Figura 41.- Esquema de correlación de unidades del Cretácico Superior en las Sierras Interiores elaborado por Teixell, (1992).

Por encima de este tramo carbonatado se desarrolla una unidad de plataforma detrítica mixta que incluye a las unidades de Calcarenitas del Quimboa, Margas de Zuriza (*Calcschistes á Navarelles*, Souquet, 1967), Areniscas de la Tuca blanca, turbiditas de Longibar y Arenisca de Marboré (Santiense terminal-Maastrichtiense), definidas por Souquet (1967) y Teixell, (1992; 1998). La relación entre estas unidades es lateral con materiales turbidíticos en la unidad de Longibar hacia el N de la zona de estudio; facies proximales de plataforma en la Arenisca de la Tuca Blanca y margas de plataforma externa o de talud en las margas de Zuriza. Sobre este sistema progradan, de SE a NW, depósitos de plataforma proximal (Arenisca de Marboré).

La transición Cretácico Superior-Terciario también presenta un cambio de estilo a lo largo de las series analizadas entre los sectores septentrional y meridional. En el caso de las Sierras Interiores la transición se produce de forma neta desde la Arenisca de Marboré a las calizas de la Fm. Salarons, Fm. Gallinera y la Fm. Millaris (van de Velde, 1967; Robador, 1990; 1995). Por encima de esta unidad margosa y carbonatada se identifica un grupo superior de tipo turbidítico (*flysch* eoceno; Grupo Hecho de Mutti *et al.*, 1972).

En el caso de las Sierras Exteriores esta transición se produce en medios con influencia continental y lacustre en facies *Garumn*, con niveles carbonatados más dominantes en el caso del sector del pantano de Arguis y más detríticos hacia el sector occidental. En el caso del sistema frontal de los cabalgamientos de Leyre e

Illón en el valle del río Esca, se identifican facies detríticas rojas con intercalaciones menores de tipo carbonatado que pueden adscribirse a las facies *Garumn*.

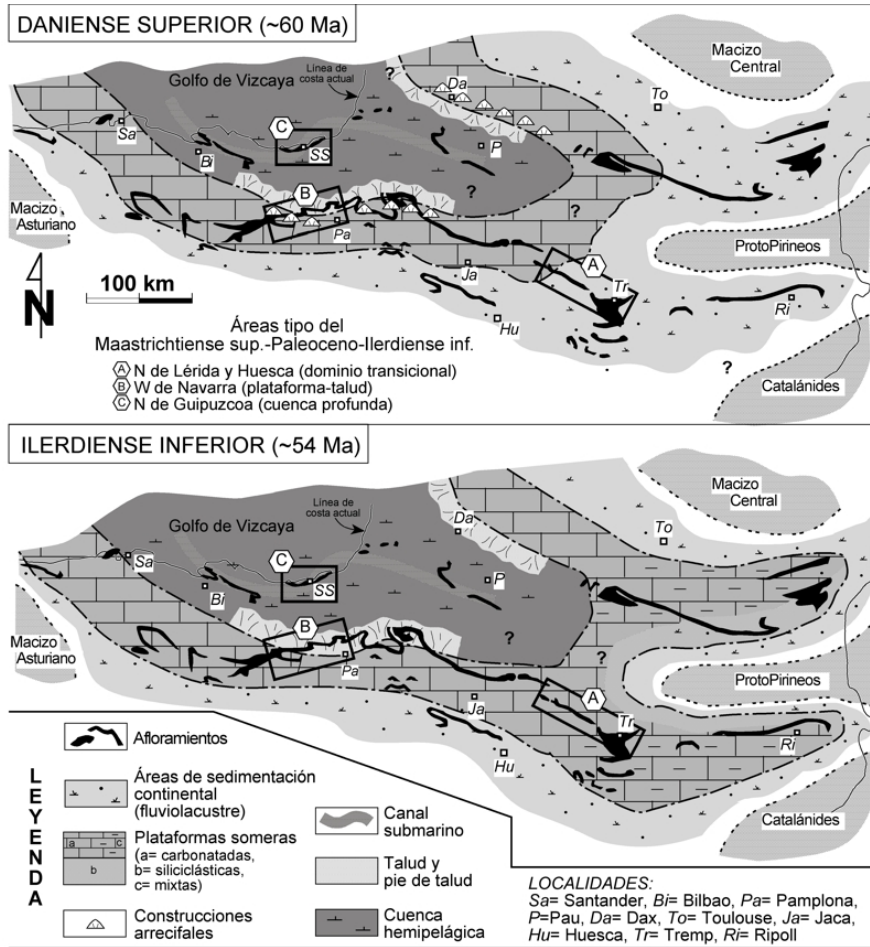


Figura 42.- Reconstrucción paleogeográfica de la Cordillera Pirenaica para el Daniense superior e Ilerdiense Inferior (Baceta et al., 2004)

En el caso de las Sierras Exteriores aragonesas sobre las facies *Garumn* se identifican las calizas y dolomías de la Fm. Salarons y las calizas arenosas de la Fm. Gallinera (Van der Velde 1967; ambas unidades representan el paleoceno de este sector). La caliza de Alveolinas (Dalloni, 1910; Mey et al., 1968) es término equivalente a la parte superior de la Fm. Calizas de la Gallinera. La formación de margas de Millares se desarrolla sobre y lateralmente a la caliza de la Gallinera (Puigdefábregas y Souquet, 1986).

El tramo carbonatado eoceno de las Sierras Exteriores se incluyó en la Caliza de Guara por Puigdefábregas (1975), aunque Samsó et al., (1994) circunscribe el término caliza de Guara a la unidad carbonatada de las Sierras Exteriores de edad Luteciense. Por encima de estos tramos carbonatados se disponen las margas de plataforma externa y prodelta de la Fm. Arguis; equivalente, en la Canal de Berdún, a la Fm. Marga de Pamplona. Robador (2005) identifica un medio de plataforma extensa somera y carbonatada para el intervalo Paleoceno-Ilerdiense.

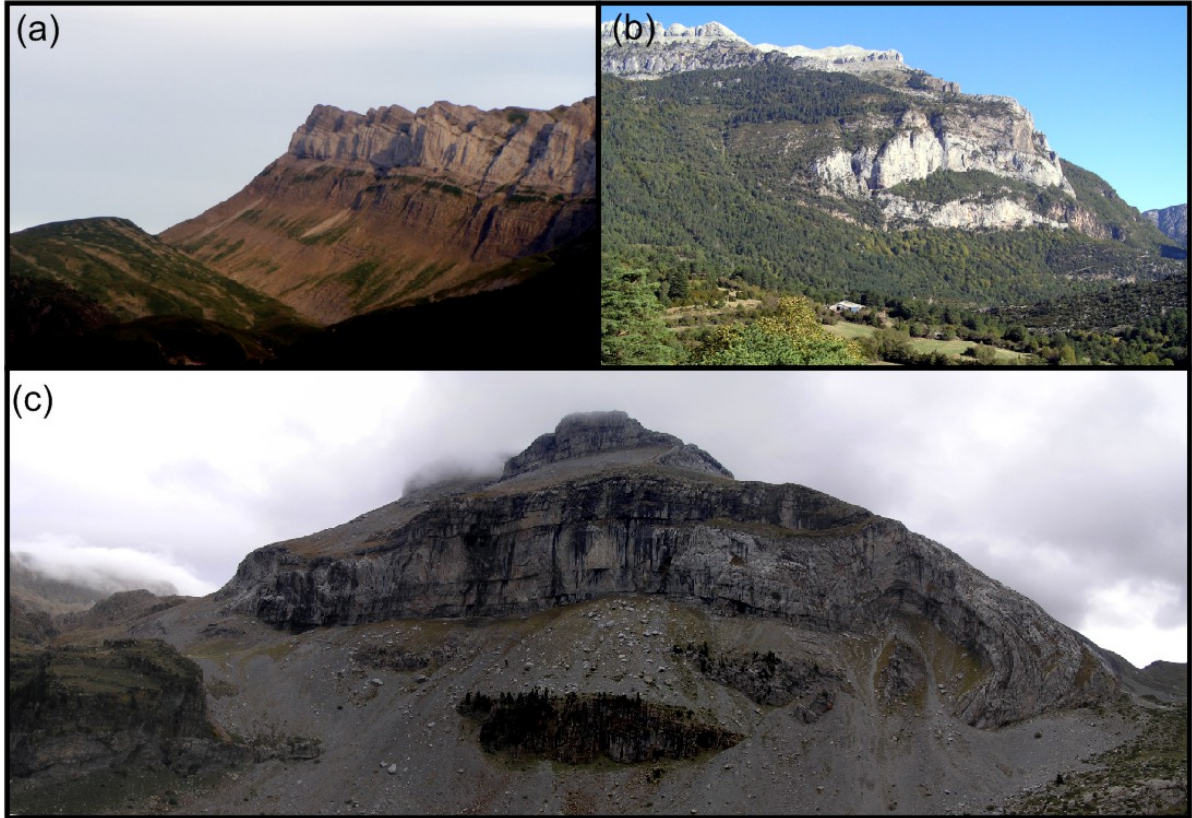


Figura 43.- (a) Serie despegada a nivel de las margas de Zuriza de la serie del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno (parte caudal de los cabalgamientos del sistema de Larra; Sierra de Alano), (b) Cabalgamiento con pliegue de bloque superior y repetición de serie a nivel del Cretácico Superior; (c) Pliegues de propagación de bloque superior de cabalgamientos del sistema de Larra (Aragüés del Puerto).

Entre la serie eocena en el entorno de las Sierras Interiores-Cuenca turbidítica y las Sierras Exteriores, se identifica un cambio de la serie estratigráfica notable. Estos cambios se suceden principalmente en el interior del Grupo de Hecho (Mutti et al., 1972).

Estos cambios representan un espesor acumulado de entre 4200-4400 metros de serie turbidítica en el sector septentrional y lateral a las calizas de la Sierra de Guara (en el sentido de Puigdefábregas, 1975; Robador, 2005) en las Sierras Exteriores. El sistema del *flysch* eoceno pirenaico representó el depósito en condiciones de cuenca abisal alargada en dirección paralela a la cadena y con facies turbidíticas proximales y de talud en el sector oriental y paso a facies de abanico turbidítico hacia el sector occidental (Mutti, 1984).

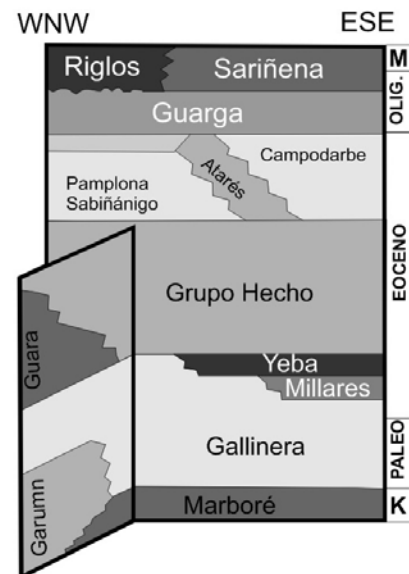


Figura 44.- Esquema de correlación de unidades cenozoicas establecido por Puigdefábregas y Souquet (1986) para el sector estudiado en esta memoria.

El sistema turbidítico presenta un desarrollo en *on-lap* hacia el N donde ésta serie se apoya sobre materiales cada vez más antiguos. Dentro de las facies turbidíticas se identifican niveles de características carbonatadas compatibles con depósitos de medio de plataforma que se han utilizado ampliamente como niveles guía en la cartografía del flysch y en la literatura geológica conocidas como megaturbiditas o megacapas. En la zona de estudio se han definido entre 8 y 9 de estas unidades (Labaume *et al.*, 1983; Teixell, 1992).

Estas unidades han sido interpretadas con un origen de tipo catastrófico de material proveniente de las plataformas carbonatadas adyacentes, ya sea desde el S (Puigdefábregas *et al.*, 1975; Barnolas *et al.*, 1991) o desde hipotéticas plataformas hoy erosionadas desde el N (Mutti *et al.*, 1972; Seguret *et al.*, 1984; Labaume *et al.*, 1985; Cámara y Klimowitz, 1985). Este sistema y su distribución geométrica ha sido analizado como un sistema de surco con plataforma en el entorno meridional (Caliza de Guara en el borde pasivo) y tramos turbidíticos hacia el N. En el borde activo no se han identificado evidencias de una plataforma carbonatada (borde septentrional) aunque actualmente no existirían por erosión.

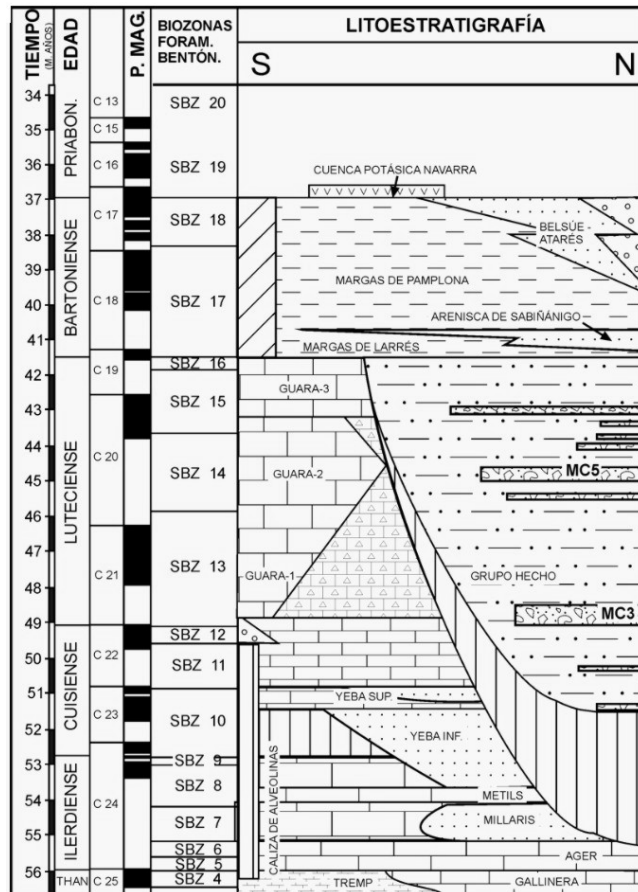


Figura 45.- Esquema cronoestratigráfico del llerdiense medio a Priaboniense (Barnolas *et al.*, 2004)

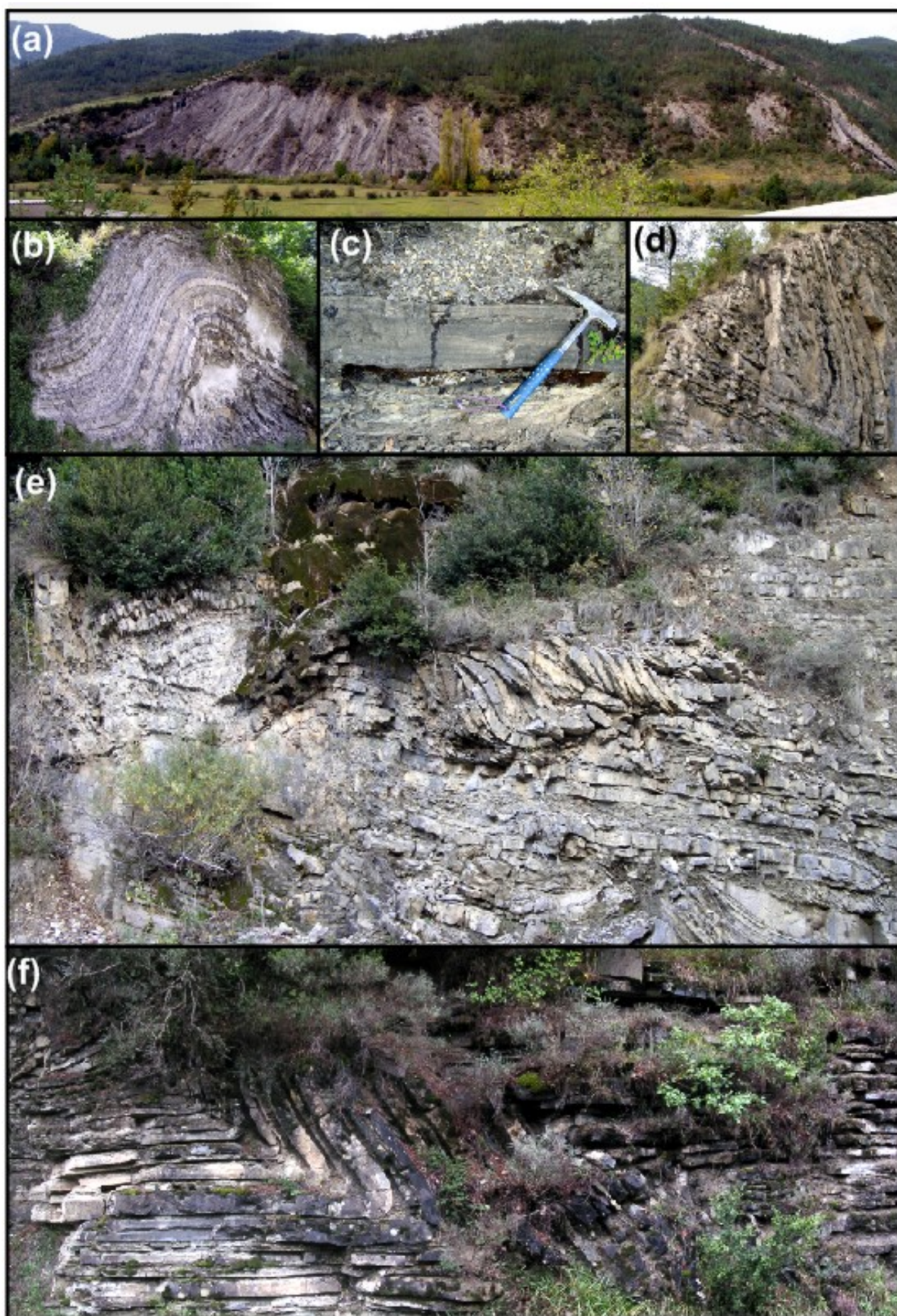


Figura 46.- (a) Plegamiento a distintas escalas dentro del flysch eoceno (macropliegue identificado en megacapa y trenes de pliegues internos; Ansó); (b) Anticlinal (Isaba, Valle de río Esca); (c) Detalle de granoclasificación en serie invertida (Siresa, Aragón-Subordán); (d) sinclinal (S de Ansó); (e) deformación interna en el flysch con desarrollo de estructuras de tipo dúplex (valle del Roncal); (f) tren de pliegues en el flysch de Aragüés del Puerto.

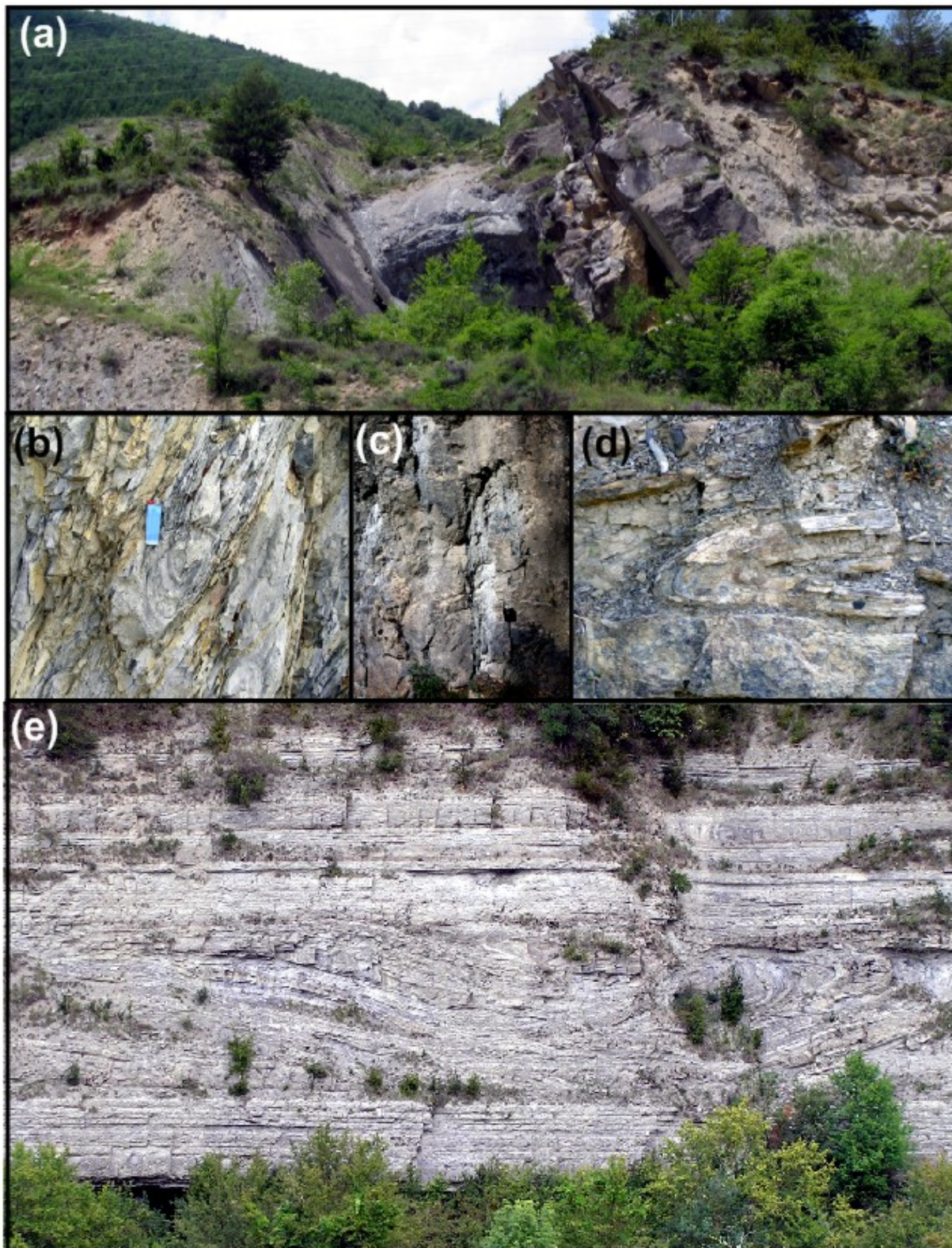


Figura 47.- (a) Megacapa en el valle del río Aragón. (b,c,d y e) Estructuras gravitacionales en el flysch eoceno.

Sobre la serie turbidítica se identifica un conjunto de depósitos detríticos de Edad Eoceno medio-Oligoceno que representan la sedimentación en condiciones marinas de plataforma externa, depósitos transicionales y continentales (Puigdefábregas, 1975). La primera unidad identificada sobre los tramos de *flysch* presenta un dispositivo en facies similares las identificadas en el flanco S del sinclinal del Guarga, en el entorno de las Sierras Exteriores.

En el caso del sector septentrional se identifican varias unidades: las Margas de Larrés (caracterizada por gran cantidad de estructuras gravitacionales y de *slumps*), la Arenisca de Sabiñánigo (plataforma detrítica que presenta facies proximales en el sector oriental y que disminuye su desarrollo hacia el W) y las Margas de Pamplona (margas de plataforma externa-talud; Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1992).



Figura 48.- (a) Aspecto de las margas Eocenas en la Canal de Berdún (la localidad de Berdún sobre un glacis que se apoya sobre las margas eocenas puede verse en la fotografía); (b) Margas de Larrés con estructuras gravitacionales (Biniés, valle del Veral); (c) Esquistosidad afectando a margas eocenas (valle del Roncal).

Sobre la Fm. Marga de Pamplona se identifican un sistema de unidades detríticas de ambientes marinos a transicionales y que culmina con la implantación de un sistema detrítico continental y fluvial en la Fm. Campodarbe (Soler y Puigdefábregas, 1970; Puigdefábregas, 1975). Este sistema detrítico puede desarrollar espesores por encima de los 5000 metros. Esta unidad está caracterizada por niveles de lutitas y areniscas de coloración general ocre, con intercalaciones de términos locales margoso-carbonatados y una parte superior de carácter conglomerático (Fm. Bernués).

La transición marino-continental se desarrolla con unidades y facies similares entre el sector septentrional y meridional del sinclinorio del Guarga. Dentro de la unidad de margas de Arguis se identifica un sistema deltáico que incrementa su desarrollo hacia techo (Yeste-Arrés) y la formación Belsué-Atarés, de tipo transicional, que representa un medio deltáico lateral de los depósitos continentales de la formación Campodarbe.



Figura 49.- (a) Aspecto de la cuenca molásica (en último término se identifican las Sierras Interiores; puerto de Santa Bárbara); (b) Sinclinal de San Juan de la Peña; (c) Aspecto de la Fm. Campodarbe (proximidades de Sos del Rey Católico)

El sistema sedimentario de esta unidad muestra, a partir de cartografías regionales (Puigdefábregas, 1975; Montes, 1992), que la parte basal del sistema detrítico fluvial tiene como equivalente lateral tanto las facies detríticas transicionales como las margas de pro-delta. La parte media y superior de la serie no tienen equivalente lateral marino.

La parte superior de la serie detrítica continental, en el sector del sinclinorio del Guarga se incluye dentro del término Fm. Bernués (Soler y Puigdefábregas; 1970) o Complejo sedimentario de Bernués (Montes, 1992), que representa un sistema con entradas conglomeráticas. Esta unidad representaría la sedimentación conglomerática asociada al desarrollo del frente en condiciones de cuenca de *piggyback*. La edad de esta unidad se adscribe al Stampiense medio-superior. En relación con el frente del cabalgamiento frontal surpirenaico en las Sierras Exteriores, se identifica una unidad conglomerática, con desarrollo en onlap por el S sobre el frente y en medios de abanico aluvial (Fm. Uncastillo; Soler y Puigdefábregas, 1970).

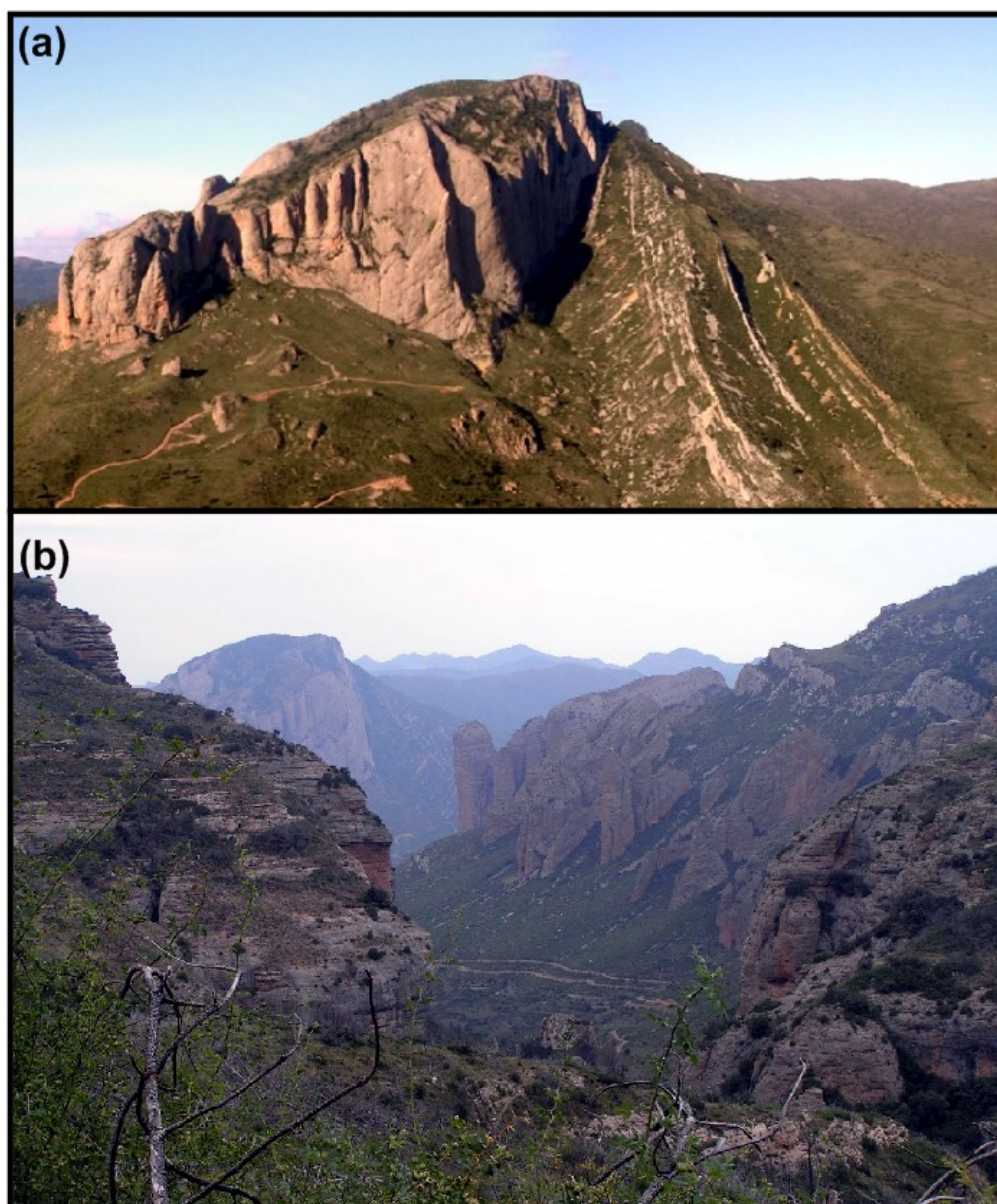


Figura 50.- Sierras Exteriores aragonesas donde se identifican depósitos sintectónicos y post-tectónicos asociados al frente; (a) Acomodación de materiales de la unidad de los mallos de Murillo sobre materiales mesozoicos; (b) Mallos de Riglos; depósitos miocenos que se acomodan al frente y pierden buzamiento rápidamente al alejarse de éste.

Estos sistemas detríticos de granulometría gruesa presentan cambios rápidos de facies hacia el antepaís pasando a términos más lutítico-arenosos. Tanto los niveles conglomeráticos como lutítico-arenosos de ambiente de abanico aluvial se incluyen dentro de dos grandes sistemas de abanicos: el de Huesca (localizado al E de la zona de estudio y alimentado desde la USC) y el de Luna alimentado principalmente desde la cuenca de Jaca (Nichols, 1984).

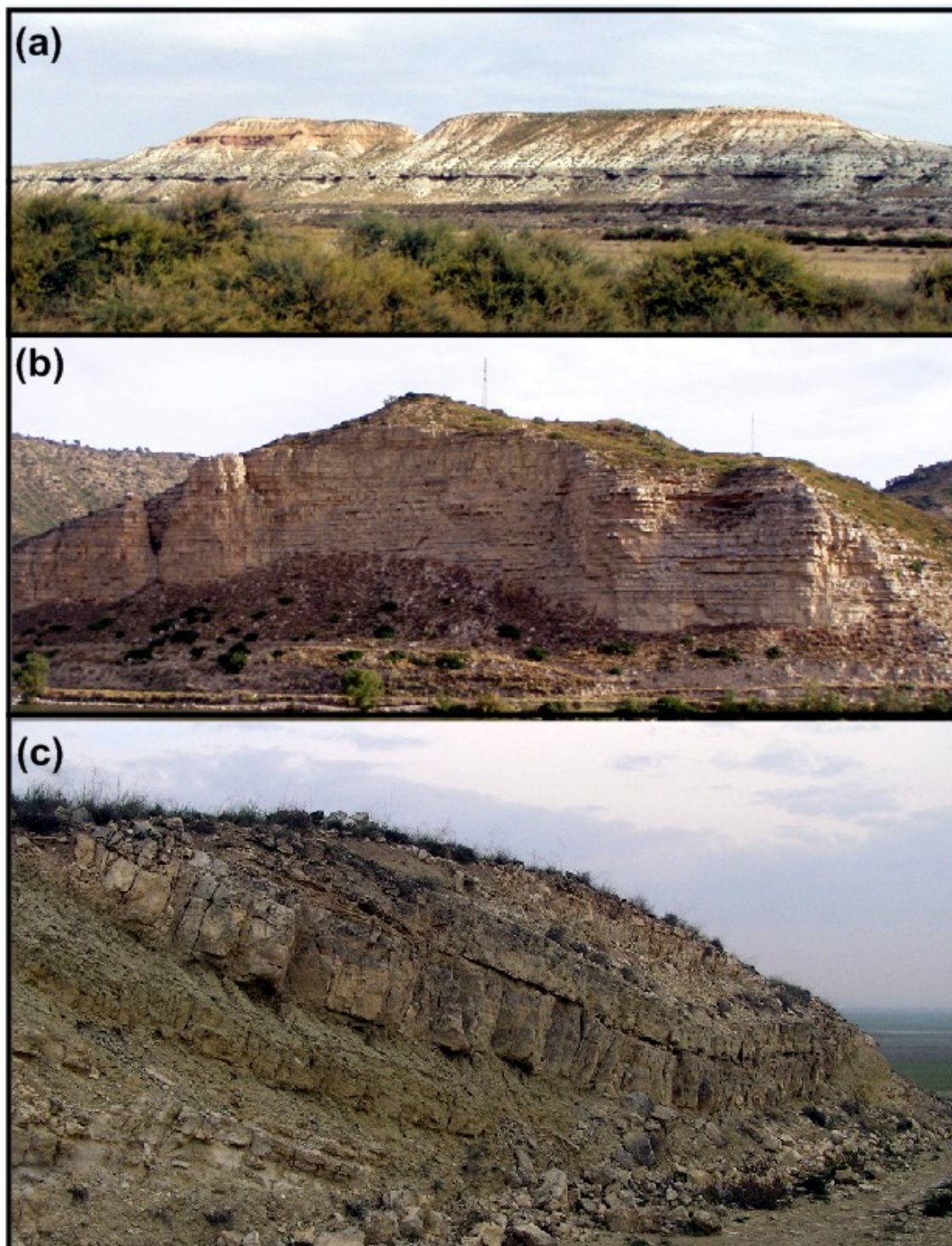


Figura 51.- (a, b) Fotografías de afloramientos de unidades miocenas de la Cuenca del Ebro. (c) flexión- pliegue pasivo de naturaleza evaporítica en las proximidades de Zaragoza.

La Fm. Uncastillo (Oligoceno superior-Mioceno: Arenas *et al.*, 2001) es equivalente en edad y facies con la unidad de la Fm. Sariñena definida por Quirantes (1978). Estas unidades detríticas están ausentes en la zona central y septentrional de la zona analizada, y presentan un mayor desarrollo hacia el sector meridional de las Sierras Exteriores. La Formación Uncastillo se asienta sobre materiales detríticos continentales, pero también sobre las distintas unidades más antiguas que conforman el anticlinorio de las Sierras Exteriores. La Fm. Uncastillo, asociada a sistemas de abanicos aluviales, es equivalente lateral de formaciones detríticas de tipo arenisca-limo hacia el sector central de la Cuenca del Ebro y de la Fm. Zaragoza, que representa el sistema lacustre desarrollado en el sector central de la cuenca con naturaleza carbonatada y evaporítica.

1.2.4. La deformación compresiva alpina en la zona de estudio.

En el sector de estudio se pueden establecer una serie de consideraciones sobre la deformación, asociadas al emplazamiento de distintas láminas que afectan al basamento hercínico. Teixell (1992) identifica el inicio de la compresión alpina en el Santoniense Superior, asociado a posibles movimientos iniciales del cabalgamiento de Lakora que se mantendría hasta, al menos, el Paleógeno Inferior (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1992).

El primer sistema de estructuras que se desarrolla, de forma generalizada, se asocia al sistema de cabalgamientos de Larra. Este sistema puede continuarse lateralmente hasta el sistema de Monte Perdido (Souquet, 1965; Van de Velde, 1967; Seguret, 1972).

La edad de esta estructura se ha acotado en el Luteciense medio-Bartoniense (Soler y Puigdefábregas, 1970; Teixell, 1992) a partir tanto de cambios en espesor y desplazamiento de los depocentros de la cuenca como por el desarrollo de *mullions* en los niveles turbidíticos indicadores de plegamiento en fases pre-litificación (cuando todavía persiste un contraste reológico entre los términos del flysch eoceno; Gil *et al.*, 2006).

El sistema de Larra se caracteriza por sistemas de pliegues y cabalgamientos de despegue subhorizontal y una tectónica de piel fina reducida (*thin-skin*) y propagación general en secuencia de bloque inferior. El sistema de Larra enlazaría caudalmente con la falla de Lakora y/o el cabalgamiento de Licq que sí desarrollaría una tectónica de piel gruesa al N de la zona de estudio (*thick-skin*).

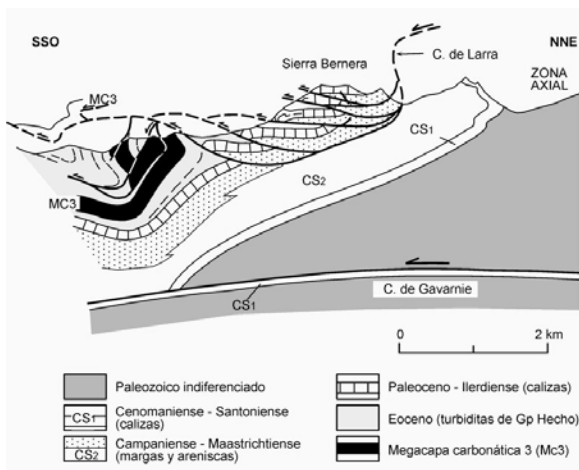


Figura 52.- Corte de las Sierras Interiores a la altura de Aragüés del Puerto, donde se identifican estructuras asociadas al sistema de Larra basculadas por el emplazamiento de la lámina de Gavarnie (Teixell, 1992; Teixell, 2004)

El segundo sistema se asocia al emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie y estructuras asociadas en la cuenca turbidítica y al S de ésta (cabalgamientos de Oturia y Javierregay o estructuras en la cuenca molásica). La actividad de esta estructura se desarrollaría entre el Priaboniense inferior-medio y el Stampiense (Teixell, 1992). Este intervalo temporal indicaría que el cabalgamiento de Gavarnie sería posterior a la sedimentación del Grupo Hecho).

El emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie produce el basculamiento del sistema de Larra en las Sierras Interiores y borde septentrional de la cuenca turbidítica.

Las Sierras Interiores representarían la parte frontal del anticlinal de bloque superior de dicho cabalgamiento que enraiza también con otras estructuras más meridionales en la cuenca turbidítica y molásica a través de un despegue a nivel del Cretácico Superior.

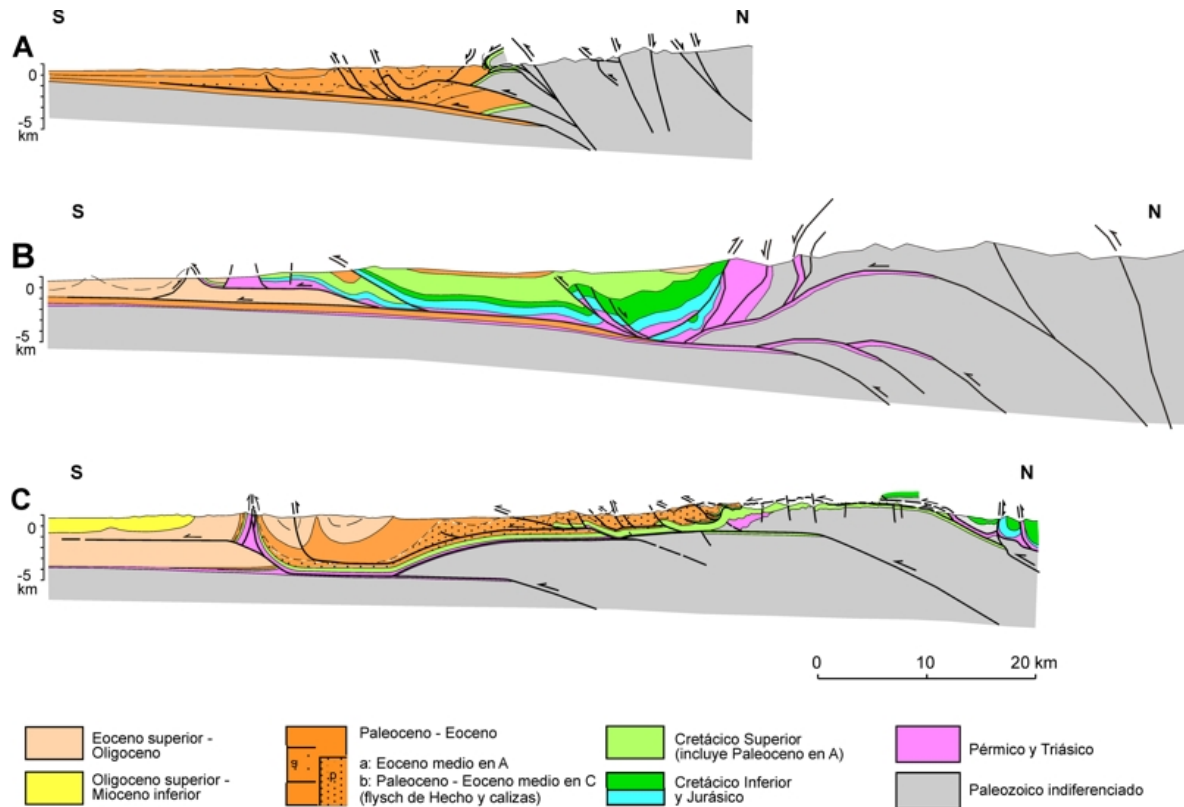


Figura 53.- Cortes geológicos representativos de la vertiente meridional del Pirineo (Teixell; 2004)
 A. Pirineos orientales (Muñoz, 1998; Capote et al., 2002; Verges, 1993); B. Transversal de la Noguera-Pallaresa (Muñoz, 1992; Verges, 1993). C. Pirineos Centro-Occidentales (Teixell, 1996)

Ambos sistemas de cabalgamientos son responsables del desarrollo del acortamiento pirenaico en la zona de estudio y responsables del desarrollo de estructuras localizadas más al S. Sin embargo, parte de esta deformación se acomodó también a partir de deformación interna de las láminas. La progresión de la deformación se produjo a través de los sistemas de Larra (o Monte Perdido, Teixell, 1992); Gavarnie (Bresson, 1903), la lámina intermedia de Teixell (1992) que se encuentra en posiciones similares a la de Ordesa planteada por Oliva (2000), Jaca (Teixell y García Sansegundo, 1995) o Guara-Gèdre de Millán *et al.*, (2006); y la lámina inferior de Guarga (Cámara y Klimowitz, 1985). La evolución de estos sistemas se produjo en secuencia de bloque inferior hacia el sector meridional, con láminas de basamento en el sector septentrional, despegues en el Cretácico Superior en el sector central y en las facies evaporíticas triásicas, en el sector más meridional.

La propagación de la deformación sigue un patrón general de progresión hacia el S, asociado al desarrollo de estructuras hectométricas y kilométricas pero también a escala microestructural. La deformación interna, en relación con las estructuras puede deberse a un acortamiento paralelo a las capas (que puede culminar en el desarrollo de esquistosidad perpendicular a la estratificación), pliegues (asimétricos con flanco S corto e invertido) y despegues menores dentro de las láminas y desarrollo de esquistosidad (tanto por cizalla asociada al movimiento de los cabalgamientos o al aplastamiento en pliegues).

Un aspecto interesante para ser tenido en cuenta en la zona interna de la cadena, es el desarrollo de la esquistosidad regional pirenaica (Choukroune y Séguret, 1973). El registro de estadios iniciales de acortamiento paralelo a las capas, previo al desarrollo de pliegues y cabalgamientos puede dar lugar a una deformación interna de amplio desarrollo y a la aparición de esquistosidad perpendicular a la estratificación. El plegamiento posterior puede deformar, bascular o modificar esta esquistosidad si llega a formarse. Sin embargo para la zona de estudio la esquistosidad presenta una asociación general con el plano axial de los pliegues.

En el caso de la zona de estudio la esquistosidad presenta una relación habitual de plano axial o de abanico de plano axial con refracción en los cambios litológicos.



Figura 54.- (a) Esquistosidad afectando a tramos del flysch eoceno donde se identifica el distinto grado de penetrabilidad dependiente de la litología; (b) refracción de la esquistosidad en tramos margoso-carbonatados en las margas de Zuriza, (c) estructura tipo "pencil" en tramos margosos del flysch eoceno

La identificación de la esquistosidad a lo largo del dominio regional muestra un claro componente litológico, con menor desarrollo en las unidades carbonatadas de las Calizas de los Cañones o del Paleoceno-Eoceno. La serie turbidítica también muestra un desarrollo diferencial entre los distintos tramos de la secuencia de Bouma (1962).

Este control litológico provoca que, en el sector del frente del antiformal de bloque superior del cabalgamiento de Gavarnie, la esquistosidad esté poco desarrollada.

La esquistosidad regional pirenaica se ha asignado a dos fases diferentes de deformación asociadas al sistema de Larra y de Gavarnie (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1992). La asignación de la esquistosidad a un sistema o a otro, Larra o Gavarnie, es complicada debido a la coaxialidad de ambos sistemas, aunque el sector donde el cabalgamiento de Gavarnie bascula al sistema de Larra (distintos afloramientos muestran dispositivos de cabalgamientos verticalizados y con sentido de propagación de tipo falla normal en coordenadas actuales) y que han sido interpretados como cabalgamientos de propagación hacia el S y basculados por el emplazamiento de la lámina de Gavarnie, presenta criterios de relación de la esquistosidad con ambos sistemas no inequívocos. En general, en estas zonas, la esquistosidad forma abanicos asociados a los mismos pliegues o se desarrolla con independencia de los cabalgamientos.

Labaume *et al.*, (1985) interpretó, para el sector occidental de la Zona Axial pirenaica, una primera fase de desarrollo de esquistosidad contemporánea con el desarrollo de pliegues y cabalgamientos, asociados al sistema de Larra. Esta esquistosidad macroscópica presentaría una disminución en penetratividad hacia el S, hasta desaparecer o presentar un bajo desarrollo en la zona de las Sierras Interiores.

Al S de las Sierras Interiores, la esquistosidad vuelve a presentar un amplio desarrollo y se asociaría al sistema de estructuras y cabalgamiento de Gavarnie. En esta zona debería poderse analizar la presencia de ambas esquistosidades, sin embargo la litología es poco adecuada (tramos carbonatados principalmente). Teixell (1992), a lo largo de la zona de las Sierras Interiores y zonas limítrofes identifica varios afloramientos donde es posible observar una esquistosidad en flanco inverso de cabalgamiento basculado por el emplazamiento de Gavarnie (pliegue de propagación de Aragüés), en el anticlinal truncado de la Reclusa y en la parte basal de la serie turbidítica del Grupo Hecho. La presencia de dos esquistosidades coexistiendo en el mismo afloramiento se ha identificado en algunos afloramientos puntuales al N de Zuriza, en el rincón de Belagua, en la zona de cabalgamientos plegados de La Plana de Tortiellas, en el sector de Aragüés o la cabecera del valle del Aspe con esquistosidad que afecta a estructuras de la segunda generación pero donde habría un paralelismo esperable entre ambas familias de esquistosidad (Teixell, 1992).

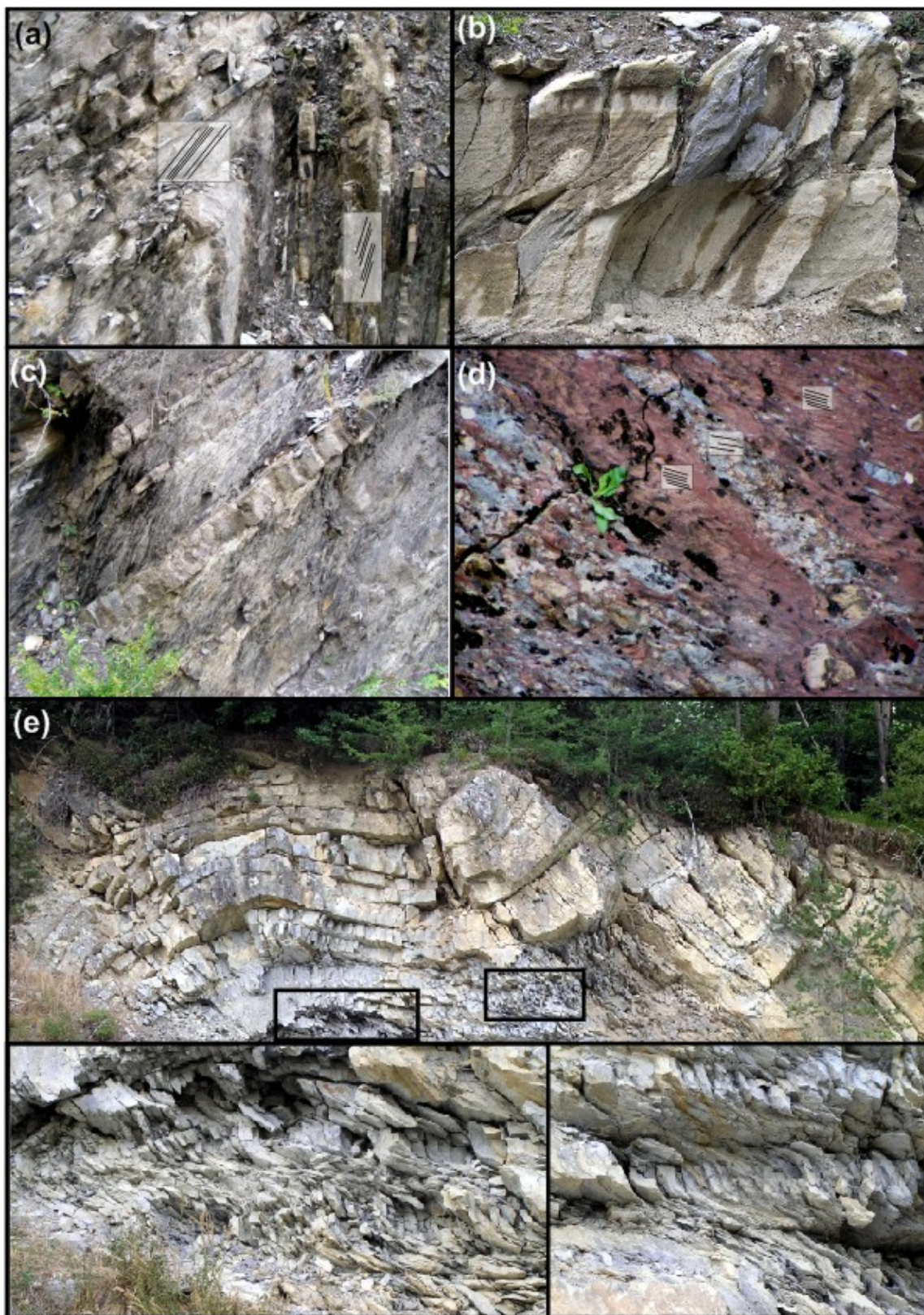


Figura 55.- (a) Variaciones de la orientación de la esquistosidad a lo largo de un pliegue anticlinal (S de Ansó, valle del Veral), (b) refracción de la esquistosidad en margas de Zuriza (Zuriza, valle del río Veral); (c) variación de la penetratividad de la esquistosidad en el flysch eoceno (valle del río Veral); (d) variación orientación de la esquistosidad dependiente de la litología (Boca del Infierno, Aragón-Subordán);(e) anticlinal donde se identifica el desarrollo de sigmoides afectando a la esquistosidad a lo largo del pliegue; en la parte inferior de la figura se incluyen dos sectores de la fotografía maximizados (rincón de Belagua;valle del Roncal

Sin embargo la coaxialidad de la deformación puede ser la responsable de la reutilización, en general, de los mismos planos de la esquistosidad de Larra durante el desarrollo de la esquistosidad asociada, potencialmente, a Gavarnie. Schellart *et al.*, (2002) e Izquierdo-Llavall (en revisión) han identificado varios afloramientos donde es posible la identificación de esquistosidades plegadas o más de un plano de foliación tectónica en el mismo afloramiento. Durante las labores de campo de este trabajo, sin embargo, no se han identificado dos familias de planos de esquistosidad en el mismo afloramiento y las variaciones identificadas pueden ser compatibles con el carácter temprano de la esquistosidad con respecto a los pliegues, el desarrollo de variaciones en orientación de tipo abanico o procesos posteriores que han podido modificar parcialmente la orientación y buzamiento de la esquistosidad.

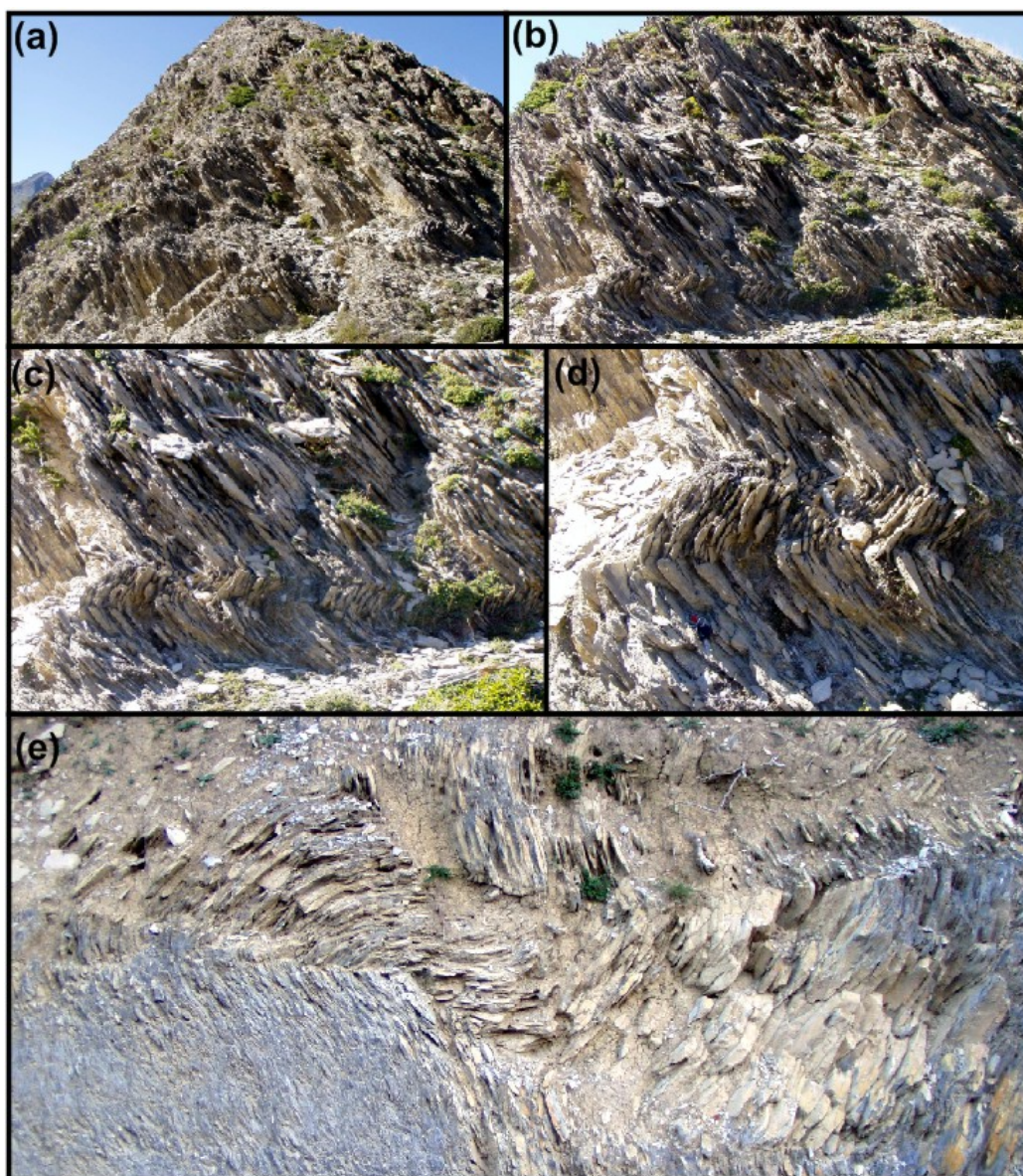


Figura 56.- Modificación de la esquistosidad por procesos posteriores a su desarrollo con bandas de cizalla y desarrollo de kinks (a,b,c ,d; Margas de Zuriza en la vertiente W del ascenso a Petrechema), (e) banda de mayor desarrollo en las margas de Zuriza entre Zuriza y Linza.

Por otro lado, además de las dos fases principales descritas, se identifican sectores con escaso desarrollo de la esquistosidad e incrementos de su penetratividad en relación con determinadas estructuras (pliegues y cabalgamientos) o la ausencia de esquistosidad a lo largo de sectores de varios kilómetros en flancos normales. Este aspecto es significativo en el caso de los valles occidentales donde como ocurre en el caso de las Sierra de Leyre, existe esquistosidad en el bloque inferior de dicho cabalgamiento y está ausente en buena parte del flanco normal septentrional de dicha estructura, o existen disminuciones de la intensidad de la esquistosidad en el sector de Roncal e incrementos de nuevo al N y S en estructuras locales de mayor desarrollo.

Localmente se han identificado afloramientos donde la esquistosidad se encuentra afectada por procesos posteriores, a través del desarrollo de bandas de cizalla o pliegues angulares (*kink bands* en fig. 47). Estos aspectos suponen que el análisis de la esquistosidad con respecto las fases mencionadas no es directa, ya que, además de la posible presencia de más de una fase de desarrollo, se une el hecho de la variabilidad interna a escala de afloramiento (desarrollo de abanicos asociados a pliegues por cambios litológicos o esquistosidades tempranas asociadas a los pliegues), la refracción de la esquistosidad o los procesos posteriores que pueden alterar este patrón.

Holl y Anastasio (1985) postularon que la identificación de la esquistosidad macroscópica dependía más de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas por las rocas que a las condiciones de deformación. En este sentido establecen la correlación del frente de esquistosidad con una isograda diagenético-metamórfica para la temperatura de 195°C. Similares resultados han sido puestos de manifiesto, recientemente, por Izquierdo-LLavall (en revisión). Por otro lado y en relación con la esquistosidad, Oliva *et al.*, (2008) ha planteado la presencia de una correlación entre el desarrollo de la esquistosidad macroscópica y la remagnetización pirenaica.

La esquistosidad desaparece en posiciones latitudinales diferentes, a la altura del cabalgamiento de Oturia, del cabalgamiento de Jaca o del de la Sierra de Leyre en el sector occidental. La propagación de la deformación al S del frente desarrolla pliegues y cabalgamientos asociados al emplazamiento del sistema de Garvarnie y estructuras asociadas. Al Sur del Surco turbídico del flysch eoceno se identifican estructuras que muestran relaciones de sedimentación contemporánea con el plegamiento a lo largo del sinclinorio del Guarga y asociables a la lámina intermedia de Teixell (1992;1996); de Ordesa (Oliva, 2004) o de Guara-Gèdre (Millán, 2006).

El frente del cabalgamiento frontal surpirenaico asociado a la lámina de Guarga (Cámara y Klimowitz, 1985; Teixell y García-Sanseguendo; 1995; o con la lámina de Guarga y Guara-Gèdre: Millán *et al.*, 2006) muestra un incremento de la complejidad estructural con respecto a la Cuenca Molásica. En este sector se identifica un anticlinal apretado complejo que conforma la estructura central de las

Sierras Exteriores y que se superpone a estructuras de pliegues y cabalgamientos de orientación oblicua a la cadena (e.g. Puigdefabregas, 1975). Estas estructuras se desarrollarían a lo largo de una gran rampa de bloque inferior (Soler, 1970; Cámara y Klimowitz, 1985, Millán, 1996) con una propagación hacia el SW y en un contexto de rotación horaria posterior (ver por ejemplo Millán, 1996; Pueyo-Morer, 2000; Pueyo *et al.*, 2002 y 2003)

1.2.4.1 Sobre la coaxialidad de la deformación.

La aproximación entre las placas Ibérica y Europea durante la compresión alpina se desarrolló prácticamente perpendicular a la orientación principal del Pirineo ístmico actual (E-W a NW-SE).

Este origen produjo un paralelismo general entre la práctica totalidad de estructuras de deformación a lo largo de toda la cadena. La estratificación y los pliegues, los principales cabalgamientos y la esquistosidad muestran una distribución subparalela tanto a escala de cadena como a escala local, con ligeras desviaciones con respecto la dirección principal de la cadena.

El análisis de la orientación principal de las estructuras (pliegues, cabalgamientos y esquistosidad) a lo largo del Pirineo muestra un *azimuth* principal N110E. Esta orientación muestra una baja horquilla de variación, donde se solapan las orientaciones de los cabalgamientos, de los pliegues y de la esquistosidad. En el caso del sector septentrional, en el entorno de las Sierras Interiores, existen grupos de fallas normales con orientación principal norcada (N025E) asociadas al bloque superior del cabalgamiento de Gavarnie o en las calizas de la Foz de Biniés. Estas estructuras presentan también una relación directa con la dirección pirenaica, puesto que son perpendiculares a ésta y paralelas a la dirección de transporte regional de las estructuras cabalgantes (hacia el SW-SSW).

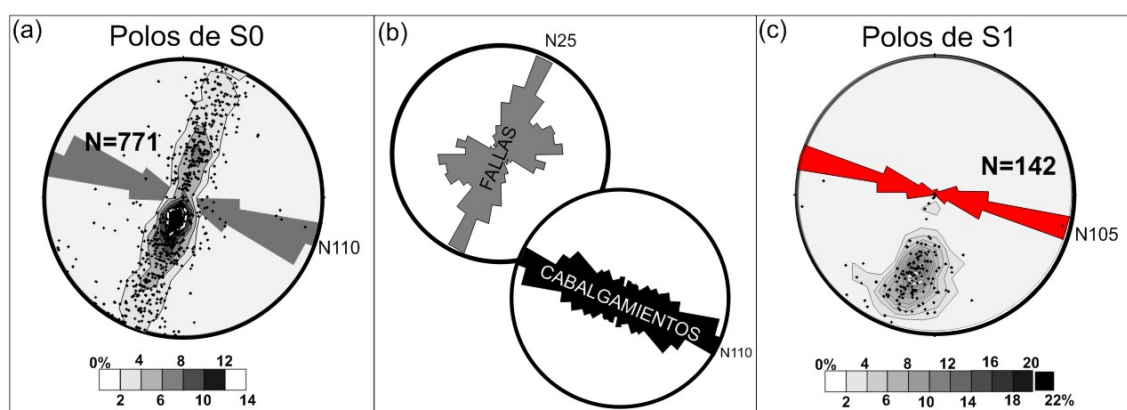


Figura 57.- Orientación de la dirección pirenaica a escala de la zona de estudio a través de (a) polos de estratificación; (b) fallas cartográficas normales principalmente desarrolladas en el bloque superior del cabalgamiento de Gavarnie y sector de la foz de Biniés y orientación media de trazas de cabalgamiento a escala cartográfica; (c) Distribución principal de polos de esquistosidad afectando a litologías alpinas.

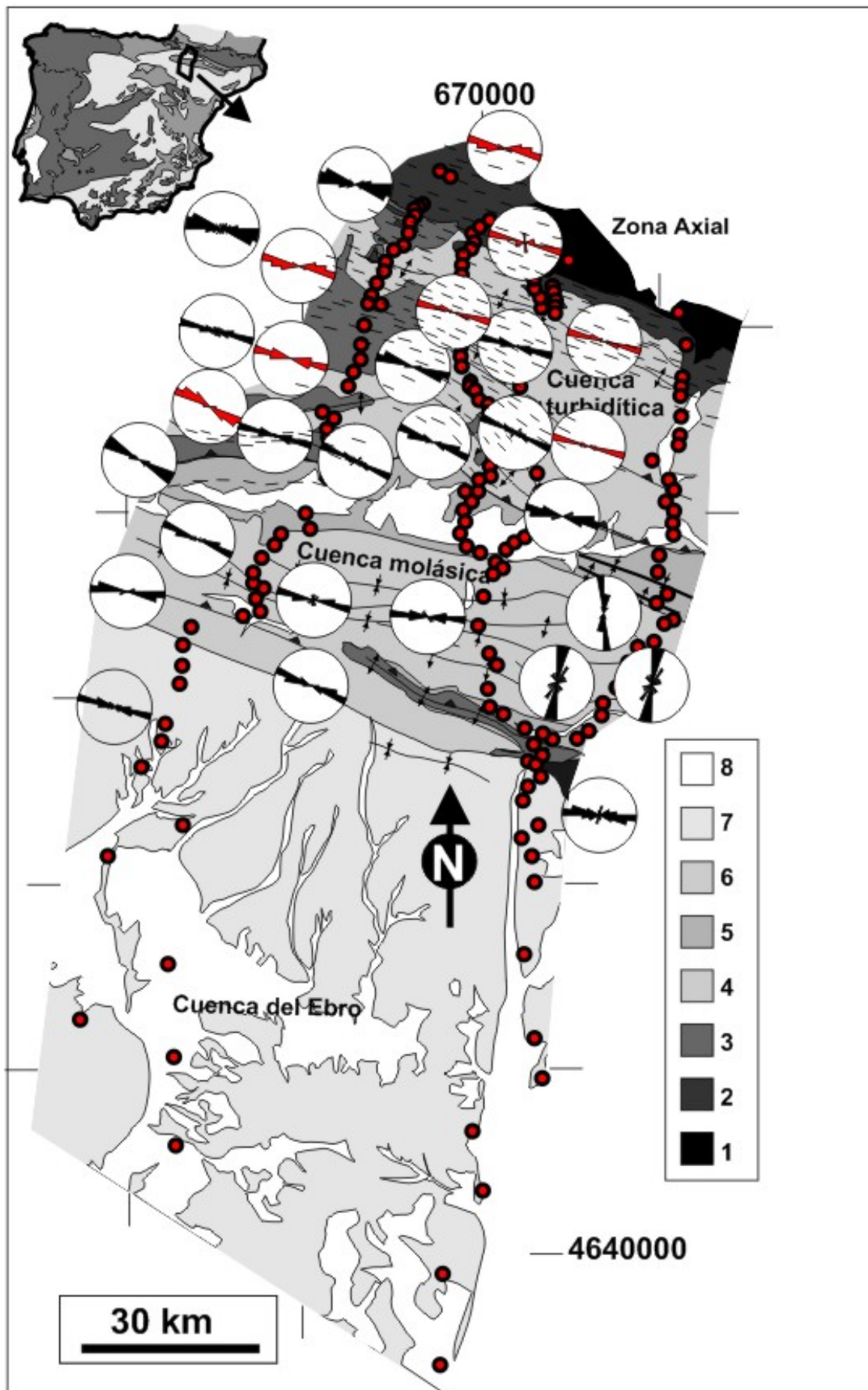


Figura 58.- Rosas de orientación para la estratificación y la esquistosidad (en rojo) para distintos sectores de la zona de estudio.

El análisis de la distribución de las orientaciones a escala local puede presentar ligeras variaciones con respecto la orientación principal de la cadena. Algunos cambios de tipo menor son los identificados en el caso del entorno septentrional de la Cuenca del Ebro con ligeras variaciones de orientación de las estructuras que siguen la orientación del cabalgamiento frontal surpirenaico o sectores de la zona central de la cuenca de Jaca donde cambios en la orientación de los pliegues y los cabalgamientos muestran cambios paralelos. En este sector, principalmente asociado a los cabalgamientos del S de las Sierras Interiores, aunque esquistosidad y estratificación presentan orientaciones similares, la lineación de intersección puede cambiar su orientación en relación con algunas estructuras menores.

Sin embargo, los cambios de mayor desarrollo, respecto la orientación principal de la cadena, se identifican al N de las Sierras Exteriores, en su sector oriental, donde existen pliegues de orientación meridiana y donde la orientación de los pliegues y capas muestra una orientación diferente a la principal de la cadena.

Esta distribución a escala de cadena es un aspecto a tener muy en cuenta en el análisis de fábricas magnéticas a lo largo de la presente memoria puesto, que excepto en el caso de las estructuras de orientación meridiana o en estructuras locales de orientación oblicua, el patrón de orientación no podrá ser empleado como argumento para analizar la correspondencia con estructuras o deformaciones determinadas. Un aspecto similar se mencionaba en lo que respecta a la esquistosidad entre los sistemas de Larra y Gavarnie donde los mismos planos pudieron reutilizarse durante la progresión de la deformación o donde su adscripción a partir de su orientación no puede establecerse de forma directa.

1.2.5.- Antecedentes de trabajos sobre fábricas magnéticas en el Pirineo.

Como se mencionaba en el apartado introductorio de este capítulo, el volumen de publicaciones en el campo de las fábricas magnéticas y especialmente en el caso de la ASM, presenta un amplio desarrollo. El Pirineo ha colaborado en esta evolución siendo uno de los orógenos donde existe una de las mayores densidades de análisis paleomagnéticos y de fábricas magnéticas del mundo.

Un análisis de las publicaciones sobre fábricas magnéticas en el Pirineo muestra la presencia de varios centenares de publicaciones (>500) sobre el análisis direccional de fábricas, los procesos identificables, su relación con procesos de deformación, adquisición y desarrollo de las fábricas. La misma evolución que se identifica en los avances de la técnica a nivel mundial se identifica también en las fábricas magnéticas del Pirineo desde casi el inicio de utilización de la técnica. Por esta razón el análisis de la evolución del conocimiento de fábricas, los procesos y las interpretaciones a lo largo del tiempo se realiza en este apartado focalizado en los trabajos realizados en el Pirineo. Este análisis se centra en los trabajos de fábricas magnéticas en rocas sedimentarias, aunque existe un volumen importante de trabajos sobre la petrofábrica en distintos cuerpos ígneos y sus condiciones de emplazamiento (e.g. Girdler, 1961; Guillet *et al.*, 1983; Parés, 1988; Bouchez *et al.*, 1990; Gleizes, *et al.*, 1993 y 1998; Leblanc, *et al.*, 1994; Román-Berdiel *et al.*, 1995, 1998, Gil *et al.*, 2002 y 2012; Pueyo *et al.*, 2004; Antolín-Tomás *et al.*, 2008; Izquierdo-Llavall *et al.*, 2012)

Centrando el análisis en los trabajos aplicados a rocas sedimentarias, el primer trabajo identificado que versa sobre el significado de fábricas sedimentarias en el entorno pirenaico se debe a Dinarès-Turell *et al.*, (1991). En este trabajo se identifica la presencia de fábricas sedimentarias en entornos sin deformación e interpretables como asociados a paleocorrientes y una transición a fábricas con mayor influencia de la deformación en sectores con esquistosidad. En este trabajo se discute la potencial influencia de fábricas inversas y de la coaxialidad del elipsoide de deformación con otras fábricas compactacionales/sedimentarias previas. Dinarès y Parés (1992) establecen la presencia de un cambio en la morfología del elipsoide de la ASM en relación con la deformación y el paso desde fábricas magnéticas asociadas a la estratificación a otras asociadas a la esquistosidad a lo largo del sector occidental de la cuenca de Aínsa. Anteriormente se habían realizado análisis en el sector central de la cuenca del Ebro en el sector de Igualada donde la fábrica magnética obtenida se interpretaba como asociable al efecto de una paleocorriente (Pascual y Parés, 1990).

De forma paralela a los trabajos anteriores de la vertiente surpirenaica, se identifican los primeros trabajos sobre fábricas magnéticas en la vertiente francesa del Pirineo (Averbuch *et al.*, 1992 y 1993). En estos trabajos se establece la presencia de una relación geométrica entre los patrones de fábrica magnética y las estructuras aflorantes. Los patrones identificados muestran la impronta de procesos

de acortamiento paralelo a las capas (LPS), desarrollo de una foliación y lineación magnética subvertical y la identificación, en la zona plegada, de una lineación magnética subhorizontal y paralela a los ejes de los pliegues. En el entorno de la zona de cabalgamientos fuera de secuencia, la lineación magnética es paralela a la dirección de transporte tectónico. Estos cambios, a lo largo del corte analizado se interpretan como una reorientación de la fábrica magnética a lo largo de los distintos episodios de deformación siendo la fábrica sensible al último de los procesos de deformación que afecta a las rocas estudiadas: LPS, plegamiento o deformación asociada a los cabalgamientos.

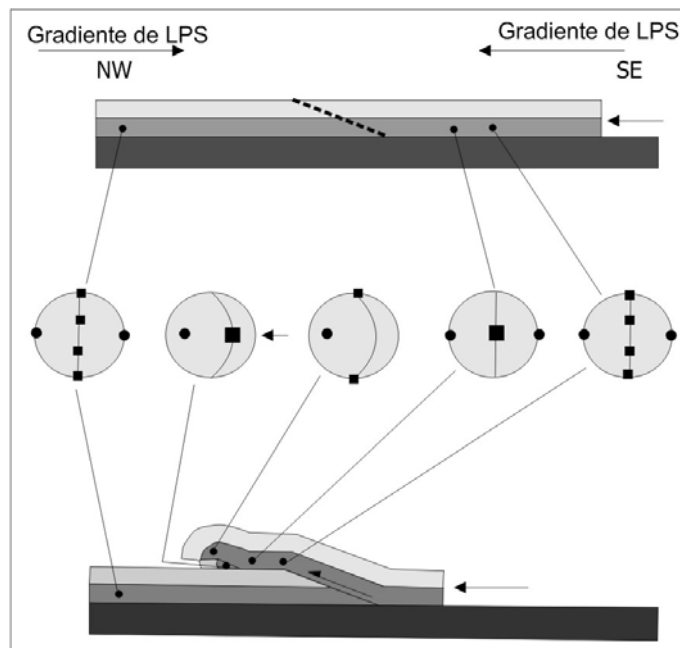


Figura 59.- Modelo evolutivo de fábricas magnéticas postulado por Averbuch et al., 1992 en la vertiente norpirenaica.

Parés y Dinarès-Turell (1993) presentan un estudio piloto de fábricas magnéticas en dos tipos de rocas sedimentarias donde identifican la presencia de competencia entre fábricas asociables a la estratificación y a la esquistosidad con guirnaldas de K_{min} paralelas a la dirección de acortamiento tectónico.

Los trabajos de Larrasoña *et al.*, (1997) y Pueyo-Morer *et al.*, (1997) establecen modelos de relación entre la ASM y el desarrollo de pliegues en la Cuenca Surpirenaica. En estos trabajos se identifican modelos más complejos y relaciones con elementos de la deformación en paralelo con el contexto tectónico de las estaciones analizadas. Larrasoña *et al.*, (1997) desarrolla un estudio donde se identifica la presencia de una fábrica tectónica sobreimpuesta a una fábrica sedimentaria-compactacional. El modelo desarrollado permite analizar la competencia entre procesos como: i) el acortamiento, ii) aplastamiento en zonas de

charnela y aproximación al plano de aplastamiento máximo, iii) cizalla simple pura en los entornos de flanco inverso y iv) casos intermedios (transicionales) a lo largo de las estructuras analizadas.

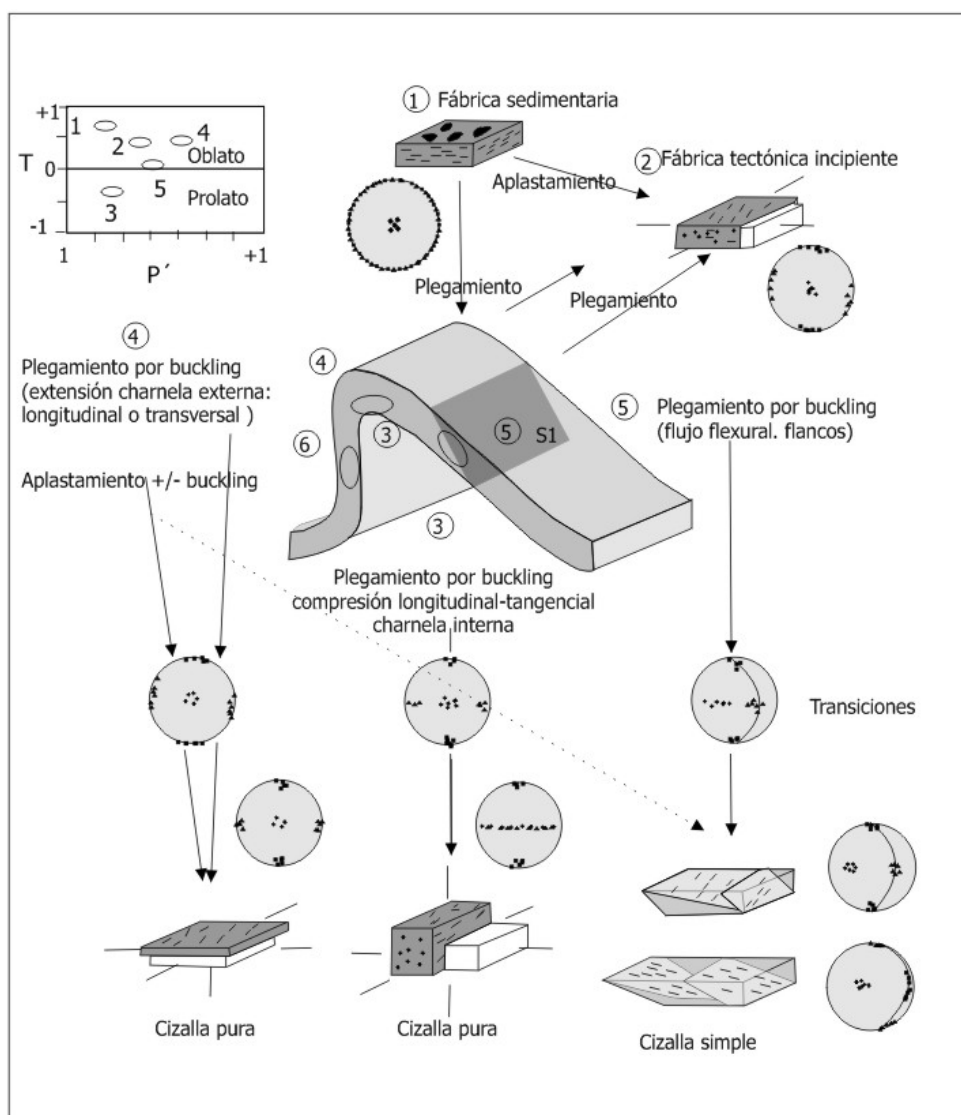


Figura. 60.- Modelo evolutivo de fábricas magnéticas postulado por Larrasoña et al., 1997

Pueyo-Morer *et al.*, (1997) identifican en el pliegue del Pico del Águila, una relación entre el acortamiento y la anisotropía del elipsoide de la ASM con el desarrollo de fábricas asociables a plegamiento flexural, una dinámica tangencial-longitudinal en las zonas de charnela y deformación por flexo-fluencia a lo largo de los flancos del mismo pliegue. Trabajos realizados en materiales cambro-ordovícicos, en el anticlinal de La Massana muestra un control principal de la ASM por parte de la esquistosidad (con foliación paralela a la esquistosidad, lineación con alto buzamiento o ligera imbricación de la foliación con respecto a la esquistosidad; Casas *et al.*, 1998).

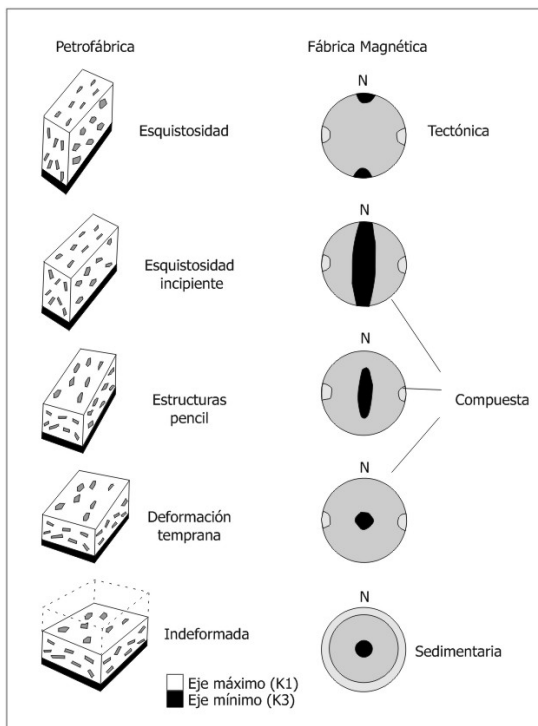


Figura 61.- Modelo evolutivo de fábricas magnéticas postulado por Parés *et al.*, (1999)

El trabajo de Parés *et al.*, (1999) presenta un modelo integrado sobre la evolución de fábricas magnéticas, respecto a su posición al frente del cabalgamiento surpirenaico en el entorno del anticlinal de Bellmunt, en entornos no deformados y en sectores asociados al desarrollo progresivo de la esquistosidad macroscópica.

El modelo general, similar al obtenido por Borradaile y Henry (1997), sería compatible con una rotación de partículas planares según el eje de deformación Y. El efecto de la deformación es observable a distancias de entre 20-30 km de la primera estructura tectónica macroscópica.

El desarrollo de una lineación, pobremente definida por partículas elongadas según el eje Y de la deformación, se mantiene a lo largo de las zonas con desarrollo de estructuras de tipo *pencil*. El incremento del acortamiento asociable a la esquistosidad progresa a fábricas más planares con el inicio de la orientación del polo de la foliación magnética hacia el polo de la esquistosidad.

El desarrollo de una lineación, pobremente definida por partículas elongadas según el eje Y de la deformación, se mantiene a lo largo de las zonas con desarrollo de estructuras de tipo *pencil*. El incremento del acortamiento asociable a la esquistosidad progresa a fábricas más planares con el inicio de la orientación del polo de la foliación magnética hacia el polo de la esquistosidad.

Sans *et al.*, (2002) desarrollan un estudio de análisis del acortamiento paralelo a las capas, en los sectores del frente de Cardona y el anticlinal de El Guix, a través de técnicas de cuantificación de la deformación finita comparando los resultados con los obtenidos de la ASM. En este trabajo obtienen valores de acortamiento, por deformación interna por acortamiento paralelo a las capas, en el entorno del 16-23%. Estas estimaciones hacen valorar el efecto de la deformación interna, preplegamiento, a escala de afloramiento.

Frizon de Lamotte *et al.*, (2002) identifican, en el sector de la zona de transferencia de Corbières, la presencia de fábricas afectadas por un proceso de acortamiento paralelo a las capas no modificado por el posterior plegamiento en las que, sólo en las proximidades de las fallas principales, este patrón se modifica (fábricas secundarias).

El uso de fábricas magnéticas para analizar la deformación a lo largo del sector septentrional del Pirineo y su relación con la deformación avanza con trabajos como la tesis de Souqué (2002) y Souqué *et al.*, (2002). En estos casos se incorpora el uso del calentamiento de las muestras antes de la medida de la ASM para

favorecer la precipitación de minerales ferromagnéticos en laboratorio (Souqué *et al.*, 2002). En estos trabajos se identifican dos fábricas magnéticas diferentes a temperatura ambiente y otra diferente tras el calentamiento. Una de ellas asociada al acortamiento tectónico (foliación magnética paralela al plano de aplastamiento máximo en muestra tras su calentamiento) y una segunda, a temperatura ambiente, asociada a un proceso posterior. Esta variación se debe a la creación de minerales en laboratorio que mimetizan la fábrica tectónica original que no se identifica a partir de la ASM en este momento. Estos resultados son confirmados con la medida de otras técnicas de remanencia (AARM, ApARM y AIRM), donde se identifican distintos patrones de fábricas en función del rango de coercividad de las muestras analizadas. Además, en estas fechas, se publica por Parés y Van der Pluijm (2002) el fundamento metodológico de la medida de la ASM a baja temperatura (LTAMS) como técnica de análisis de fábricas donde la contribución paramagnética se incrementa siguiendo la ley de Curie-Weiss.

Soto *et al.*, (2003) analizan la relación entre el elipsoide de la ASM con el plegamiento a lo largo de la lámina de Cotiella-Boixols. En este caso se identifica una lineación magnética relacionada con las distintas fases secuenciales de desarrollo de cabalgamientos en el área. Una lineación magnética, orientada perpendicular al acortamiento, interpretable como acortamiento paralelo a las capas y paralela a los ejes de los pliegues. La relación entre estructuras y fábricas muestra dos patrones de la lineación magnética: uno de ellos N-S asociable al plegamiento desarrollado durante el emplazamiento de rampas oblicuas (Cretácica) y un segundo caracterizado por una lineación de orientación WNW-ESE (pirenaica) y edad Eoceno-Oligoceno.

En 2004 se publican los resultados del muestreo piloto de esta tesis, integrando resultados procedentes del valle del río Aragón (sector más oriental de los analizados en esta memoria) donde se identifican distintos patrones de fábricas a lo largo de un sector asociado a pliegues, cabalgamientos y principalmente dentro del dominio de la esquistosidad regional pirenaica. En todos los casos, los patrones de fábricas obtenidos muestran una relación con elementos petroestructurales asociados a la deformación pero con un desarrollo diferente: i) fábricas oblatas con una lineación poco definida en entornos internos de la zona axial pirenaica, ii) fábricas asociadas a la cizalla paralela al movimiento de los cabalgamientos, iii) lineación magnética paralela a la dirección de la capa, iv) ausencia de asociación directa con la esquistosidad y v) fábricas asociadas a la dirección de la capa y en las proximidades de la lineación de intersección entre la esquistosidad y la estratificación. Este muestreo piloto presentaba resultados similares a los obtenidos por otros trabajos en la zona, integrando distintas tipologías de fábricas a lo largo de un entorno similar de deformación y la ausencia de relación evidente con la esquistosidad aunque ésta esté presente a nivel macroscópico en la mayoría de las estaciones. En 2007 se publica la segunda campaña de los trabajos de esta tesis a lo largo del valle Aragón-Subordán (Pueyo *et al.*, 2007), donde se identifican dos

patrones de orientación de la lineación magnética compatible con la dirección de la capa o la dirección de transporte tectónico. En el trabajo previo de 2004 se valoraba la posibilidad de que la ASM registrara el último de los procesos tectónicos que afectaban a las rocas estudiadas. En este caso, se plantea que la lineación magnética de estas estaciones muestran un proceso pre-plegamiento y pre-esquistoso lo cual implicaría una insensibilidad aparente de la fábrica magnética ante la deformación responsable de la esquistosidad.

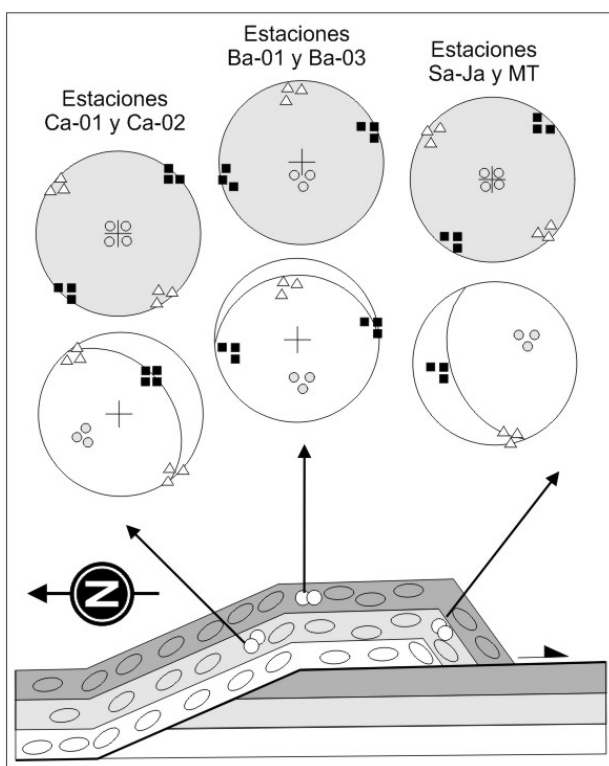


Figura 62.- Modelo evolutivo de fábricas magnéticas identificado en el antiforme de Alaiz (Pueyo-Anchuela, 2004; Pueyo-Anchuela et al., 2007)

Pueyo-Anchuela (2004) en su tesis de licenciatura desarrolla un trabajo de fábricas magnéticas en la Sierra de Alaiz (Sector occidental de la Cuenca de Jaca- Pamplona), donde se identifica una fábrica plegada por el antiforme de Alaiz, previsiblemente asociada a un proceso de LPS y no coaxial con la estructura frontal. La ASM y el estudio de objetos deformados (echinodermos) muestra un patrón de deformación coaxial, compatible con el proceso de LPS y no modificado sensiblemente por el plegamiento. En este caso se postula la posibilidad de que la deformación interna de las rocas analizadas registre los estadios pre-despegue de la lámina. A continuación la deformación se propagaría al nivel de despegue y la lámina sufriría deformación por plegamiento con ausencia significativa de deformación interna. Este aspecto se identifica tanto en objetos deformados como a partir de la fábrica magnética (Pueyo et al., 2007).

Entre los trabajos descritos en el párrafo anterior (2004-2007) se publica un número especial sobre fábricas magnéticas donde se recogen un grupo de artículos que tienen relación con el Pirineo. En lo que concierne a las rocas sedimentarias, los trabajos de Parés, (2004) y Larrasoaña et al. (2004) en el Pirineo y el de Debacker et al. (2004) concerniente a la potencial competencia entre fábricas planares en el control de la ASM, representan un avance significativo en el conocimiento de la fábricas en rocas sedimentarias en ambientes deformados.

En el caso del trabajo de Larrasoña *et al.*, (2004), se identifica un patrón asociado a acortamiento paralelo a las capas de forma generalizada a lo largo del sector centro-occidental del Pirineo Central y afectado por plegamiento pasivo asociado a estructuras tectónicas posteriores. La integración de estos resultados con el registro paleomagnético de las mismas muestras permite determinar un rango de “bloqueo” de la fábrica magnética en el mismo rango que el registro paleomagnético. De este modo se constriñe la adquisición de la fábrica (y su bloqueo) en condiciones próximas a la sedimentación y previas a la litificación (en el rango de los 15 Ka).

Parés, (2004) integra datos de distintos contextos tectónicos, incluidos los Pirineos, para analizar los factores que pueden influir en el desarrollo de fábricas magnéticas deformadas en una evolución continua y con referencia a cuantificaciones de la deformación para determinados grupos litológicos y contextos tectónicos (e.g. Parés y Van der Pluijm 2003 y 2004).

El trabajo de Debacker *et al.* (2004) posteriormente completado en 2009 retoma el concepto de competencia entre fábricas para caracterizar aquellas aparentemente no afectadas por la esquistosidad pero que desarrollan una lineación magnética paralela a la lineación de intersección. Este trabajo retoma conceptos previamente analizados desde el punto de vista matemático, análisis de orientación preferente de filosilicatos, modelos esperados y que se han descrito en la bibliografía anteriormente pero demuestra, y por ello se incluye en este apartado, la presencia de una competencia entre dos fábricas planares a partir del análisis de parámetros magnéticos. Este concepto se incluye en una discusión abierta sobre la identificación de fábricas compuestas en la ASM. Este aspecto había sido postulado anteriormente Borraille y Tarling, (1981) o discutido por Parés y Van der Pluijm, (2002) estando presente en la discusión de los resultados más tempranos obtenidos de fábricas magnéticas en el Pirineo (e.g. Parés y Dinarès-Turell, 1993; para competencia entre la estratificación y la esquistosidad). Además había sido analizado de forma matemática por Housen *et al.*, 1993. Estos trabajos reabren la cuestión de la sensibilidad de las fábricas magnéticas y la posibilidad de que patrones ordenados de ejes a escala de estación, y que no reflejan asignación directa con un determinado elemento de petrofábrica, se deban a la competencia entre fábricas.

Louis *et al.* (2006) compara la ASM que registra una fábrica magnética asociada a la esquistosidad y generada a partir de un proceso de acortamiento paralelo a las capas con una fábrica coaxial de la anisotropía acústica.

Robion *et al.* (2007) compara resultados provenientes de la cuenca de Minervois (Pirineos septentrionales) con resultados obtenidos de la cuenca de Potwar (Himalaya). En el Pirineo identifica la pérdida de la impronta sedimentaria-compactacional en las fábricas analizadas con el desarrollo de una lineación magnética perpendicular al acortamiento y una guirnalda de ejes Kint y Kmin asociada a la deformación esquistosa. El objetivo de la comparación entre ambos contextos geológicos diferentes es la valoración de la impronta de una fábrica

“sedimentaria” original o su ausencia (medio bioturbado). para que la fábrica actual desarrolle, en mayor o menor medida, una impronta tectónica.

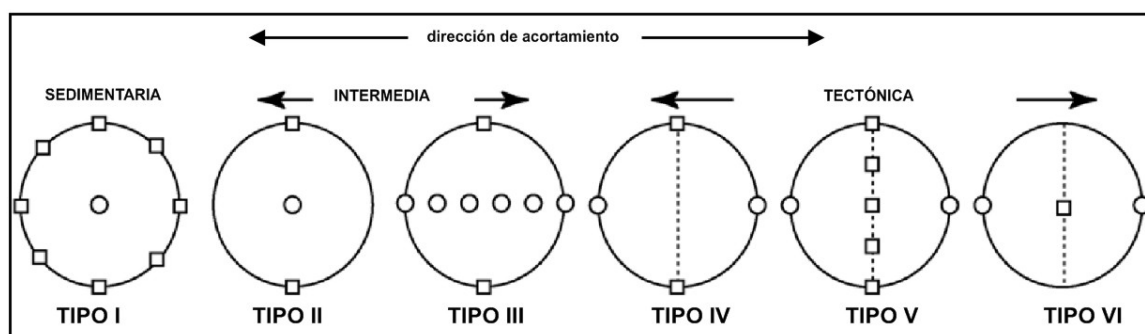


Figura 63- Modelo evolutivo de fábricas magnéticas postulado por Robion et al., (2007)

Oliván *et al.* (2008) en el sector del anticlinal de Barbastro-Balaguer (frente surpirenaico) identifican fábricas tectónicas al S del frente, donde los cambios de la lineación siguen la curvatura de la estructura frontal en ese sector.

Oliva-Urcia *et al.* (2008; 2009) realizan el primer trabajo sistemático de análisis de fábricas y subfábricas en el entorno de las Sierras Interiores aragonesas (valles de los ríos Aragón y Aragón-Subordán). Todas las estaciones se encuentran dentro del dominio de la esquistosidad pirenaica. Las técnicas utilizadas consisten en la medida de la ASM, la ASM a baja temperatura (LTAMS) y la AARM. La comparación de los resultados obtenidos entre las distintas técnicas permite determinar que la ASM es una fábrica compuesta que depende de la influencia de fábricas ferri y paramagnéticas. Las fábricas más paramagnéticas muestran lineación magnética paralela a la lineación de intersección y una foliación magnética paralela a la estratificación. Este patrón se interpreta como un proceso de acortamiento paralelo a las capas de tipo sin-sedimentario donde los elipsoides de remanencia muestran su eje principal paralelo a la dirección de acortamiento regional, e interpretado como relacionado con la cizalla asociada a la formación de la esquistosidad.

Soto *et al.* (2009) realizan un análisis de fábricas magnéticas y su comparación con indicadores de paleoesfuerzos en una zona central de la Cuenca del Ebro. Se identifica, en este contexto, un paralelismo entre ambas metodologías (K_{max} perpendicular a σ_1). Dentro del contexto geodinámico de aproximación entre Europa, Iberia y África, las fábricas se interpretan como adquiridas en momentos contemporáneos con la sedimentación de las unidades analizadas (Mioceno inferior y Medio) y en condiciones próximas a la sedimentación.

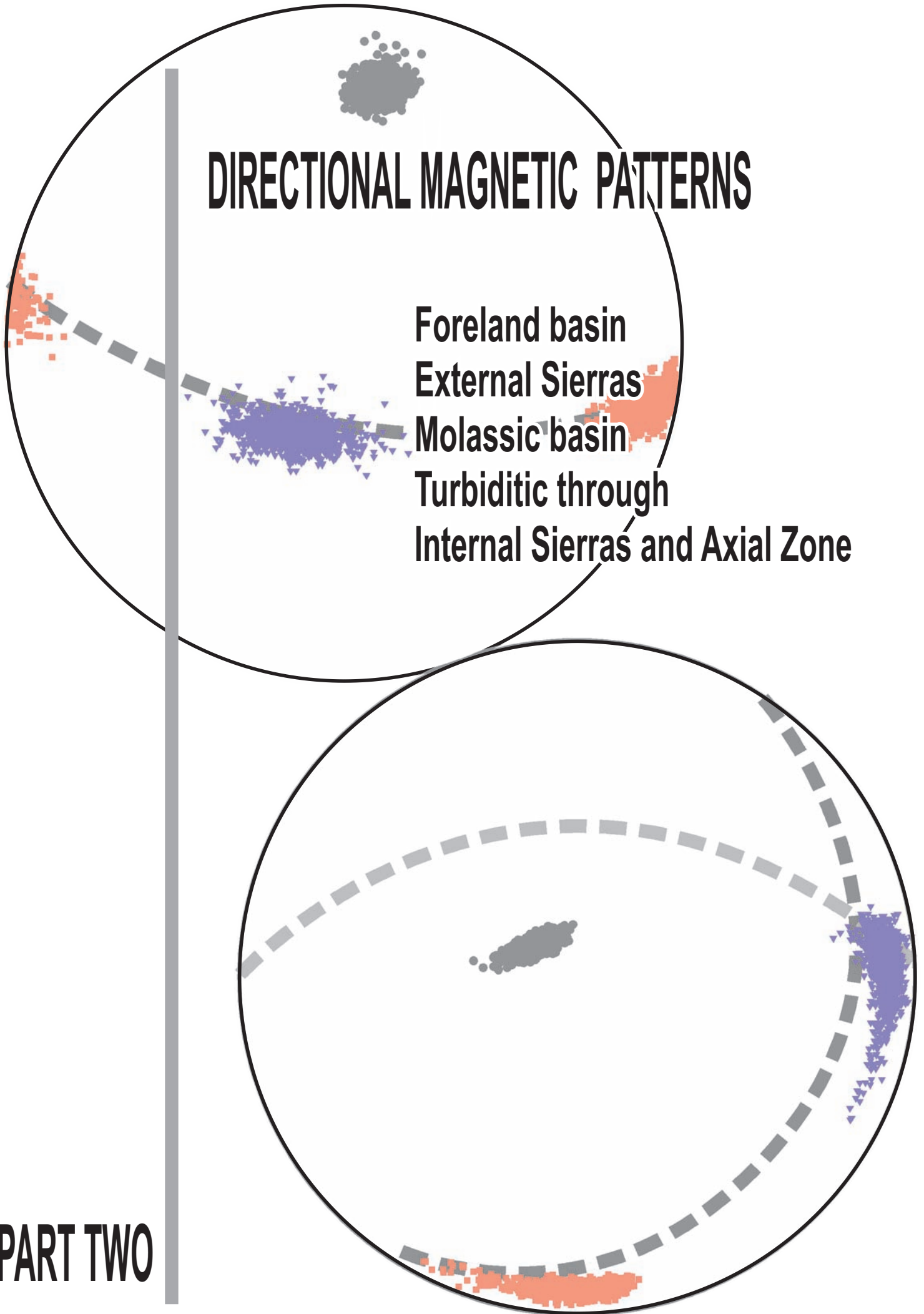
Gong *et al.* (2009) en la cuenca de Organyà, identifican un patrón de fábricas compresivas en sectores de alta deformación (lineación magnética perpendicular al acortamiento) que se impone a una fábrica distensiva anterior, identificada en los sectores con menor deformación compresiva (sector occidental; lineación magnética

paralela a la dirección de extensión cretácica y próxima a una dirección N-S). Ambos patrones de fábricas se encuentran separados por zonas con fábricas interpretadas como intermedias, que presentan orientaciones de la lineación magnética entre NW-SE y NE-SW. Oliva-Urcia *et al.* (2010) analizan datos obtenidos de la misma zona estudiada por Gong *et al.*, (2009) y obtienen patrones de fábricas similares pero con una interpretación diferente. En el caso de Oliva-Urcia *et al.* (2010) la consistencia de las orientaciones de la lineación magnética con elementos de deformación frágil, permite plantear un modelo de tipo transtensional para el desarrollo de la cuenca. En este contexto las variaciones de la lineación magnética responden a un cambio del estado de esfuerzos (y de la deformación), durante estadios próximos a la sedimentación de las unidades durante el Aptiense-Albiense inferior y donde la fábrica no se ha modificado sensiblemente durante la compresión posterior.

Oliva-Urcia *et al.* (2010) identifican, en los materiales del Aptiense-Albiense de la cuenca de Mauléon (pirineos septentrionales), la presencia de una fábrica magnética tectónica asociada a la compresión alpina pirenaica (lineación magnética con orientación NW-SE) en las proximidades de las grandes fallas. Esta fábrica se impone a otra fábrica tectónica anterior, asociada a la extensión cretácica de la Cuenca (lineación magnética paralela a la dirección N-S de extensión principal). En este caso, la presencia de una fábrica anterior parece disminuir la sensibilidad de la ASM para registrar los procesos posteriores de compresión aunque, en algunos casos, el paralelismo de la estratificación y la esquistosidad no permite una discriminación efectiva. Fábricas similares, que registraron los procesos de extensión de cuenca, habían sido puestos de manifiesto en sectores más occidentales del Pirineo (Cuenca Vasco-Cantábrica) por Soto *et al.* (2007 y 2008).

Mochales *et al.* (2010a, b) y Mochales (2011) en su estudio del anticlinal de Boltaña, desarrolla un estudio detallado de la variación de la fábrica magnética, de forma temporal y areal, a lo largo de la estructura. La fábrica magnética presenta una adquisición temprana (próxima a la litificación) y no muestra una impronta significativa de procesos de deformación posteriores. El proceso responsable de la adquisición se relaciona con un proceso de acortamiento paralelo a las capas en el que las variaciones de orientación, a lo largo de la serie, se interpretan en relación como diferentes estadios (fases) de tectónica activa, con orientaciones NNE-SSW, N-S y NW-SE al avanzar en la serie sintectónica analizada. Las variaciones en la concentración de las fábricas, a escala de grupos de muestras, indicarían la proximidad o lejanía de la estructura responsable de la orientación de la lineación magnética. Las variaciones de los parámetros magnéticos, a excepción del parámetro de forma (T) que puede estar influido por la intensidad de la deformación, parecen estar más relacionados con ciclos sedimentarios/tectónicos/climáticos que con la intensidad de la deformación en las fábricas.

DIRECTIONAL MAGNETIC PATTERNS



PART TWO

2.1.- Tectonic imprint in magnetic fabrics in foreland basins: A case study from the Ebro Basin, N Spain

Óscar Pueyo Anchuela, Andrés Pocoví Juan and Andrés Gil Imaz

TECTONOPHYSICS. 492 (2010): 150-163.

Submitted: 11 September 2009; accepted: 16 June 2010.

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is analyzed in two cross-sections from the South Pyrenean frontal thrust to the central foreland Ebro Basin. The magnetic fabrics show magnetic foliation parallel to bedding and the magnetic lineation roughly parallel to the Pyrenean trend, with different degrees of clustering. From the frontal thrust to the foreland basin the magnetic lineation is progressively less defined (decrease of ϵ_{12} angle, increase of the overlapping of parametric bootstrap eigenvalues and decrease of the magnetic lineation parameter). Reliability tests applied to the magnetic lineation show a zone of 30–40 km south of the frontal thrust with good definition of the WNW–ESE trending magnetic lineation, normal to the Pyrenean shortening. To the South, interchange between the long and intermediate susceptibility axes may appear. Farther South the magnetic lineation tests fail to discriminate efficiently the magnetic lineation, although the main orientation of the long susceptibility axes remains with a WNW–ESE trend at distances of more than 60 km and probable imprints even at distances of 80 km from the frontal thrust can be recognized. The fabric changes are mainly controlled by the distance to the frontal thrust and by the position within the series, observing poorer definition of the magnetic lineation at similar distances to the frontal thrust in younger materials. These results indicate that the tectonic imprint can be followed at distances beyond 60 km from the frontal thrust in sectors located in the central Ebro Basin without indicators of deformation at outcrop scale.

Keywords: Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS); Foreland basin; Southern Pyrenees.

Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

Over the last decades several studies have focused on the use of magnetic fabrics to analyze tectonic imprint in different types of rocks (e.g. Borradaile and Tarling, 1981; Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Parés, 2004). The application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to detect tectonic imprint without strain indicators at outcrop scale has been one of the most used approaches with a wide development and successful results in very different tectonic settings.

The progression from a magnetic lineation scattered along the bedding plane to magnetic lineation normal to shortening direction in undeformed to weakly deformed materials (layer parallel shortening, LPS) has been reported as the preliminary tectonic imprint (perpendicular to the shortening direction in compressive settings (Kissel et al., 1986; Borradaile and Henry, 1997; Mattei et al., 1997; Parés et al., 1999; Parés and van der Pluijm, 2002; Parés, 2004; Larrasoaña et al., 2004).

In the case of the Pyrenees, subtle tectonic fabrics have been reported parallel to the development of fissility elements and incipient deformation (e.g. Averbuch et al., 1992; Parés and Dinarès-Turell, 1993; Parés et al., 1999; Larrasoaña et al., 2004). Parés et al (1999) in a section through the eastern Pyrenees found the persistence of a magnetic lineation normal to shortening several kilometers to the South of the South Pyrenean frontal thrust. In the same way, Soto et al. (2009) developed an analysis of paleostress regime and AMS in the Central Ebro Basin observing the presence of a relation between σ_1 and orientation of magnetic lineation in presumably undeformed environments at the foreland basin centre.

The objectives of this work are (1) to test the presence of a Pyrenean tectonic imprint in the Ebro foreland basin by means of the analysis of magnetic fabrics along two cross-sections that extends 75 km from the Pyrenean Frontal Thrust and to determine their relation with the Pyrenean tectonic shortening (fig. 1) and (2) to test the meaning of clustering of magnetic lineation along both sections and to analyze the changes in the magnetic parameters against the position with respect to the frontal thrust.

2.- Geological context

The Pyrenees is the collision chain between European and Iberian plates. It is the result of basement thrusts and the inversion of the Cretaceous Basin initiated during the Late Cretaceous (Santonian, Teixell, 1992) and active until the Middle Miocene (Muñoz, 1992). The Pyrenees is an asymmetrical chain with better developed foreland and piggyback basins to the South. The contact with its main foreland, the Ebro Basin, is a complex frontal thrust (SPFT), in some cases folded and associated with minor, out of sequence thrusts (Millán, 2006). In the case of the studied area, Central and Western zone, the SPFT is folded and thrusts the Eocene and Cretaceous over the Oligocene and the Miocene sediments. Miocene materials

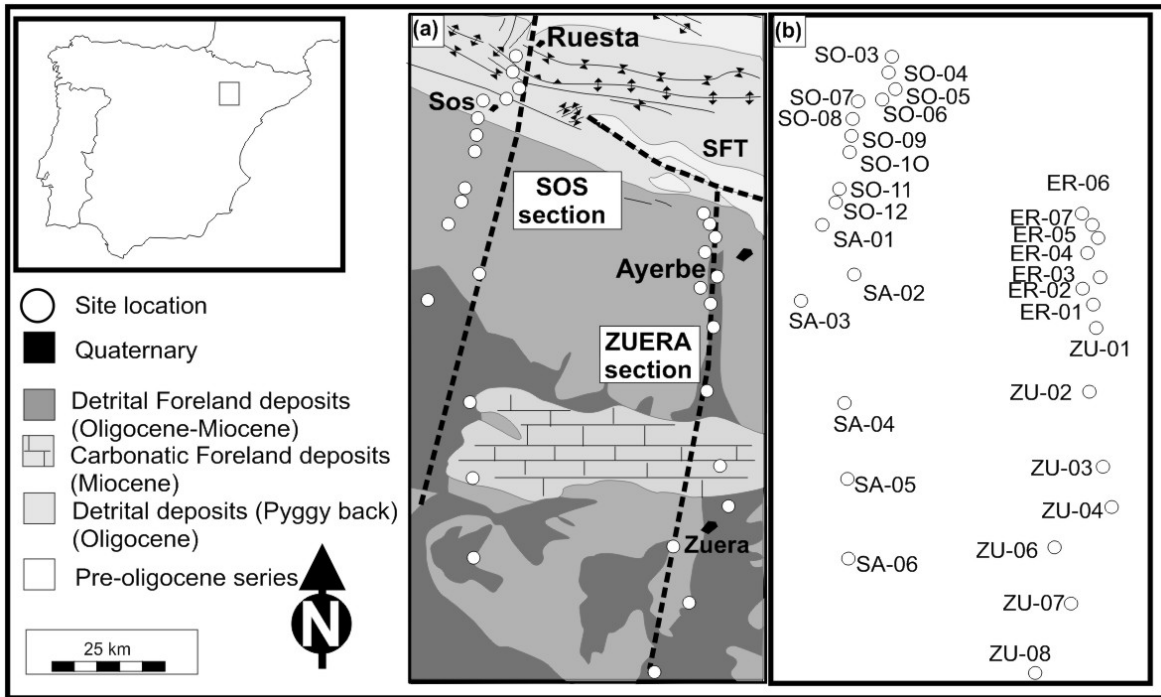


Fig. 1.- (a) Simplified geological map from the studied zone and b) location of the analyzed sites (SFT: south-Pyrenean frontal thrust).

record the tectonic activity with growth strata related to the younger thrusts. In the western Pyrenees the SPFT is a blind thrust associated with detachment folds and thrust in the Oligocene materials.

In the studied sector the structure of the SPFT is different from regions located to the East and West, because it cannot be followed to the Ebro basin through a detachment level (Millán, 2006) and the number of structures and regional dip decrease sharply to the south of the SPFT. Structures in the proximities of the frontal thrust show a N90 to N115 Pyrenean trend. The main structures are south-verging to upright small folds. To the South, folds are represented by monoclinical panels with general dip to the North. Dips change sharply from tight folds directly in the proximities of the frontal thrust to shallow bedding dips and subhorizontal attitude several kilometers to the South. This progressively decreasing dip of beds and the disappearance of tectonic structures implies that the tectonic imprint at outcrop scale seems to disappear to the South of the frontal thrust without significant impact to the foreland basin.

The sampled deposits range from Oligocene to Middle Miocene and were deposited within the same sedimentary environment (Pardo et al., 2004). During Oligocene and Miocene times the activity in the frontal thrust developed a tectonic topography in the northern sector. This relief was the source for alluvial fans in the proximities to the frontal thrust that progressed to a meandering fluvial system to the south. These rivers flowed into a central endorheic evaporitic lake. During their later evolution some of these alluvial fans were incorporated into the frontal structures in their progression to the south. During the Neogene this endorheic system opened to

Mediterranean and erosion began (Perez-Rivarés et al., 2002; García Castellanos et al., 2003). The present day erosion level permits, for example, for syntectonic materials at elevations of 1200 meters with present-day river erosion levels at 460 meters to be studied in the proximities of the SPFT. This allows to observe the evolution of the sedimentary series and its relation with the activity of the frontal thrust. The youngest units, related to the Miocene carbonates studied along the sections, are late with respect to the main activity of the frontal thrust, and can be interpreted as post-tectonic.

3. Methodology.

3.1.- Sampling. The objective of this work is to analyze the regional distribution of the magnetic fabrics. An effort was done to get evenly distributed sampling sites, even if in some cases, the sampled lithology was not the best for AMS analysis. The sampling sites are distributed according to increasing distances between sites to the South, where changes in the magnetic fabric probably occur at a larger scale. At site scale the finest grain-size at outcrop scale and levels without paleocurrent indicators in the case of sandstones were chosen for sampling. In the southernmost locations mudstones and carbonatic rocks were also sampled. The sampling was carried out with a water-refrigerated drilling machine, with 9 to 15 cores per site, totaling 15 to 40 samples per site.

3.2.- Magnetic Fabrics Analysis. Measurement of AMS was carried out with a KLY3-S (AGICO) at the University of Zaragoza. In some sites AARM was also measured (Jackson et al., 1988) within a 2-G cryogenic device from Michigan University. The fitting ellipsoid was determined with the ARMA software (McCabe et al., 1985). Because different aspects of susceptibility axes dimensions and orientation is used together, Tauxe's (1998) terminology is here used: K1, K2 and K3 (long, intermediate and minimum axes of the susceptibility ellipsoid) can be separated in a unitary vector with the orientation of the different susceptibility axes (V1, V2 and V3) and their modules can be described by τ_1 , τ_2 and τ_3 (being $(\tau_1 + \tau_2 + \tau_3)/3 = 1$). The magnetic parameters, magnetic foliation F, magnetic lineation L, corrected degree of anisotropy P' and shape parameter T are used according to Jelinek (1981).

3.3.- Magnetic mineralogy and sources to susceptibility. Paramagnetic and ferromagnetic contributions to susceptibility were determined from curves of change of susceptibility with increasing applied fields (PPMS Quantum design). Magnetic susceptibility in the susceptibility bridge represents the contributions of para-, ferro- and diamagnetic susceptibility. The measurement of susceptibility at different fields, above the saturation of ferromagnetic particles, can permit the analysis of the invariable susceptibility with the applied field and can be interpreted, in the absence of high coercivity particles, as the paramagnetic contribution to susceptibility (e.g. Dunlop and Özdemir, 1997). The analysis has been carried out with measurements of AC susceptibility (interval measurement of 5 Oe) at different field in some cases at:

0, 1, 1.5, 2.0 and 2.5 T and in others directly comparing susceptibility at 0 and 2.5 T. Diamagnetic contribution to the susceptibility has been considered as negligible because susceptibility, in all cases, is three orders of magnitude higher than the diamagnetic expected contribution. To test the presence of high coercivity forces over the range of 2.5 T, AF demagnetization (0 to 0.180T), pARM (methodology of Jackson et al., 1988 between 0 to 0.180 T), curves of progressive acquisition of the ARM (0 to 0.180 T), curves of progressive acquisition of the IRM (higher applied field of 1.1 T) and thermal demagnetization of the IRM of three axes (Lowrie, 1990) were done.

4. Results

4. 1. Mineralogical aspects

The analyzed samples show values of the mean susceptibility between 0 and $200 \cdot 10^{-6}$ (SI Units), the lowest values of susceptibility are found in the Miocene limestones. The mean susceptibility values observed fit in the expected range for paramagnetic control of the susceptibility (e.g. Tarling and Hrouda, 1993).

The quantification of the paramagnetic contribution to the susceptibility was carried out by the measurement of the AC susceptibility at different fields (measurement interval of 5 Oe at 0 and 2.5 T). In some cases the susceptibility change was tested also at 1, 1.5, 2.0 and 2.5 T. For this purpose one sample from each studied site was selected (in sites with strong variability in the K_m vs. P' diagram, several samples were analyzed). The susceptibility determined by the PPMS device was also compared with the mass normalized susceptibility obtained in the kappabridge to analyze the representativity of the studied samples. The results permit to separate two groups from the point of view of paramagnetic contribution to the susceptibility (invariable susceptibility between 0 and 2.5T; %paramag; fig. 2a): (i) group 1 with K_m between 50 and 150 $e-06$ (SI units) that shows low ferromagnetic contribution to the susceptibility (values ranging from 30 to 10 and a mean value of 15) and (ii) group 2 with higher ferromagnetic contribution and, in general, low values of susceptibility (from 0 to 50 $e-06$ SI). In this second group, the susceptibility shows a sharp decrease with applied field and values of remaining susceptibility at 2.5 T below the 5%.

The paleomagnetic mineralogical ferromagnetic techniques permit, in the same way as the paramagnetic contribution to susceptibility, to identify two groups of sites: (i) group 1 (high paramagnetic contribution to the susceptibility, fig. 2b) shows decreases of the remanent magnetization, that reaches values lower than 10% at applied field below 50 mT, and (ii) group 2 (low paramagnetic contribution to the susceptibility) shows very low values of remanence, erratic values during the AF demag or remaining remanence higher than the 50% at 0.180 mT. Similar results can be observed in the study of the pARM (Jackson et al., 1988), with peaks between 20 to 30 mT in group 1 and erratic values in group 2 (fig 2c). The ARM progressive

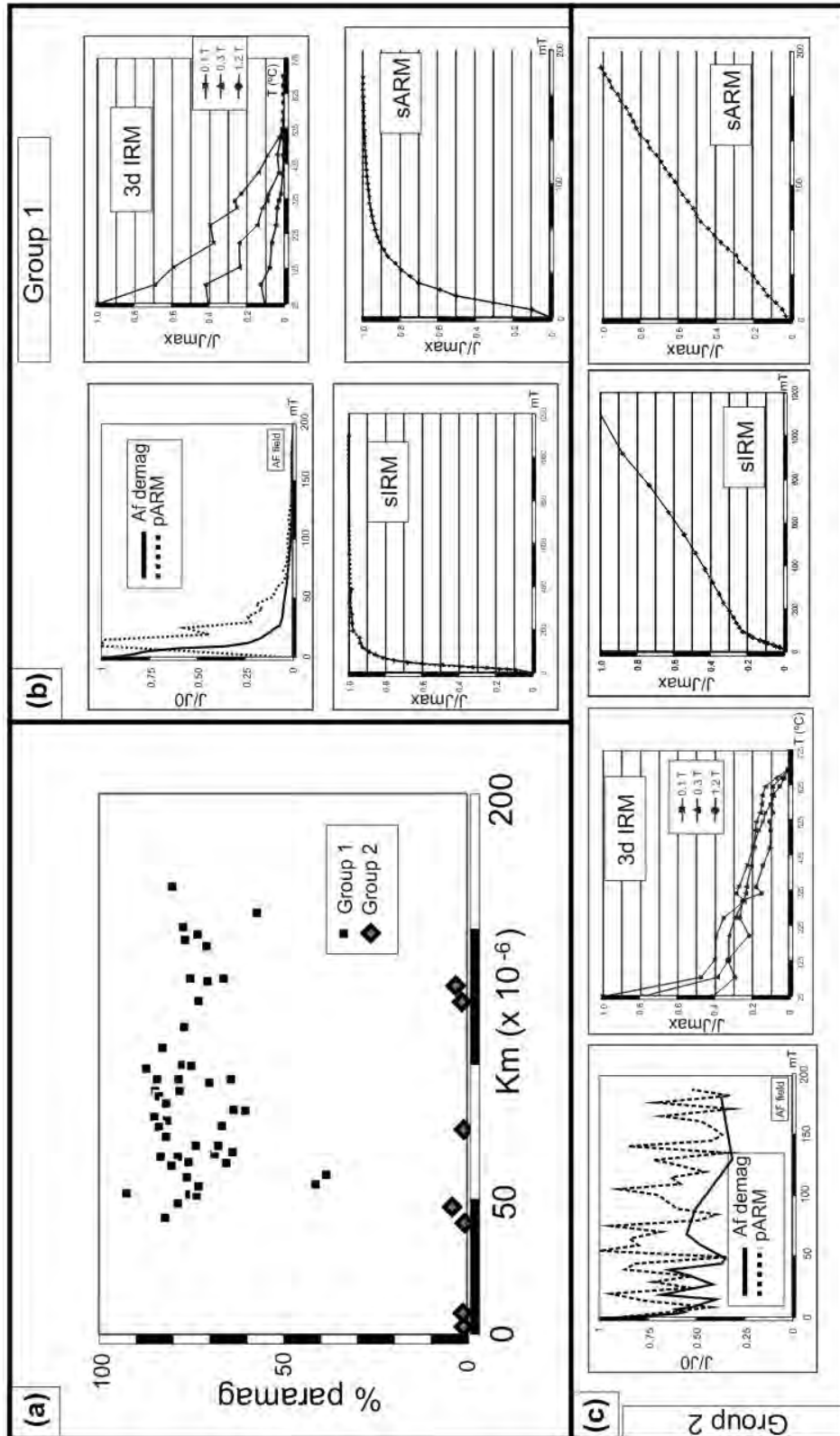


Fig. 2.- Main mineralogical results from the two identified groups: (a) plot of paramagnetic contribution to the susceptibility for the analyzed samples vs. mean susceptibility where the different groups have been separated, (b) Group 1: AF demagnetization from 0 to 0.180 T and pARM between 0 to 0.180T, measured at progressive intervals of 5 nT (Jackson et al., 1988), thermal demagnetization of the IRM of three axes ($x=0.1$ T, $y=0.3$ and $z=1.2$ T; Lowrie, 1990), progressive acquisition of the IRM between 0 to 1.1T and progressive acquisition of ARM between 0 to 0.180 T at progressive steps of 5 mT, c) same as b) for samples from group 2.

acquisition shows nearly saturation of the remanence in the measured interval (between 0 to 0.180 mT, horizontal acquisition curve) for group 1 and higher slopes for group 2. The IRM curve acquires saturation for the interval between 0 and 1.1 T with a horizontal slope after fields of 0.3T for group 1. Group 2 show evidences of non-saturation (low values of the s-parameter ranging from 0.3 to 0.5; Blomendal et al., 1992). These analyses support that the %paramag determined in the range of 0 to 2.5 T is the real paramagnetic contribution to susceptibility for group 1, while for group 2 no significant paramagnetic contribution to susceptibility is present and the contribution of high coercivity particles is relevant.

In Group 1 the IRM of three axes (Lowrie, 1990) indicates that remanence is compatible with low coercivity particles (the higher values are obtained along the X axis=0.1T) and remanence does not progress after 500°C. In group 2, strong decrease of remanence happens at low temperatures (RT to 200C) and remanence remains until 650-675°C.

Samples from group 1 show absence of high coercivity forces (IRM remanence saturation in the measurement range and non-evidence of significant contribution for higher applied fields according to the curve models (software from Kluiver et al., 2001). The main part of the remanence is consistent with low coercivity particles of MD size (comparison with the results of Jackson et al., 1988 for artificial magnetite) and maximum unblocking temperatures of 515°C. These aspects, together with the identification of a susceptibility peak in the heating curves between liquid nitrogen temperature and room temperature, allows to interpret that magnetite is the most probable remanence carrier in the samples. The contribution of these ferromagnetic phases to the susceptibility is not significant, being mainly controlled by paramagnetic particles.

The second group of samples (fig 2c) shows strong changes of the susceptibility between high and low fields (rate changes of 90-95%), and low values of magnetic susceptibility and natural remanent magnetization. The identification in these samples of erratic behaviors in the AF demagnetization, pARM, sARM and non demagnetization or saturation in the tested interval (AF demag, sIRM, sARM), together with the sharp decrease of X and Y axes of 3dIRM at low temperatures (x= 0.1T and Y=0.3T) and remanence remaining until 650-675°C suggest that besides magnetite, a high coercivity ferromagnetic phase, compatible with goethite and hematite, is also present.

Both types of results indicate a correlation between magnetic properties and lithology. Group 1 can be correlated with the continental detrital deposits where the susceptibility is controlled by paramagnetic behavior and where the ferromagnetic contribution is mainly controlled by magnetite in the range of MD. Group 2 can be correlated with continental carbonates where no significant paramagnetic contribution to the susceptibility exists and where the ferromagnetic contribution is mainly controlled by magnetite and high coercivity phases (hematite and goethite).

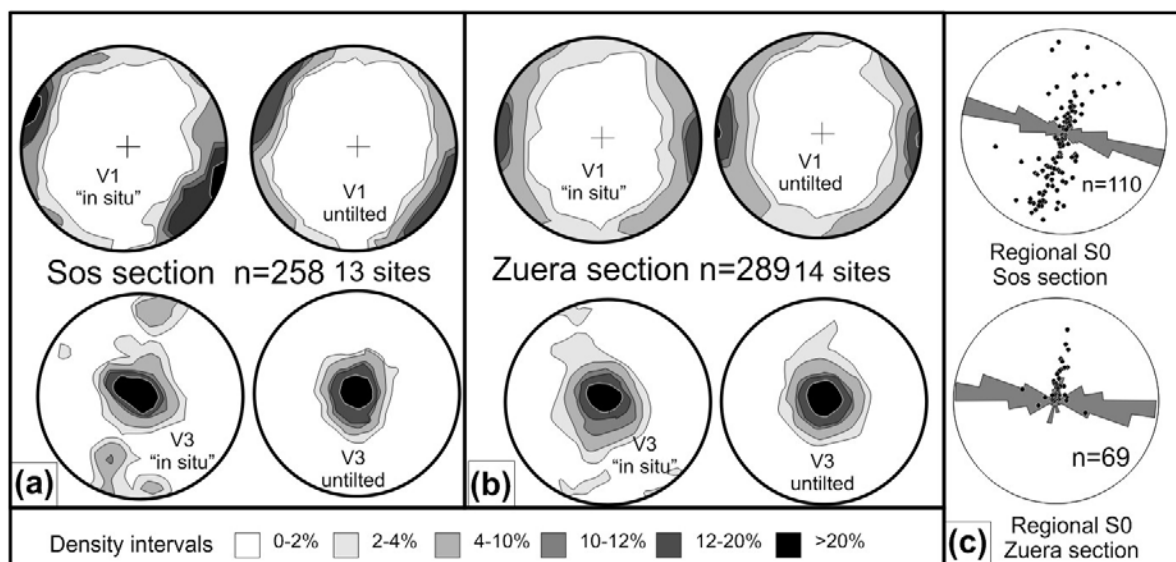


Fig. 3-.- (a) Sos section: density diagram for V1 and V3 axes in untilted and in situ conditions, over V1 stereoplots Bingham distribution for each site separately has been also plotted (b) same than a) for Zuera section, (c) rose diagrams of bedding strike and bedding poles from the Sos and Zuera section

4. 2. Magnetic fabrics

4.2.1. Orientation pattern

Magnetic fabrics obtained from the two studied transects show, in most cases, a magnetic foliation parallel to bedding and a magnetic lineation (clustering of K1 or V1 axes) trending N90-N110 (fig 3a,b). The density stereoplots correlate with the calculated value for Bingham statistics for the whole data and with the Bingham distribution of main trends for each site.

V3 axes are parallel to the pole of bedding and therefore vertical after bed restoring to the horizontal (V1 and V3 axes are compared along both sections in situ and untilted conditions in fig. 3). V1 is parallel the Pyrenean trend both in situ and untilted, with higher clustering of V3 axes in untilted conditions (fig 3 a and b). When the density diagrams from both cross-sections are compared differences in the main clustering of V1 axes in each section can be observed. In the case of the Sos section the main structural trend is N110E and in the Zuera section the main trend is close to N90E. A direct correlation exists between the regional orientation of bedding in both sections and the clustering of V1 axes.

The analysis of the magnetic fabrics shows, in general, higher clustering of axes in the northern sector (in the proximities of the frontal thrust). These fabrics show a V1 clustering parallel to the bedding strike and magnetic foliation parallel to the bedding (fig. 4a). In the northern sector, a different disposition can be observed in some sites, (fig. 4b) with magnetic foliation parallel to bedding and V1 clustering not parallel to the bedding strike.

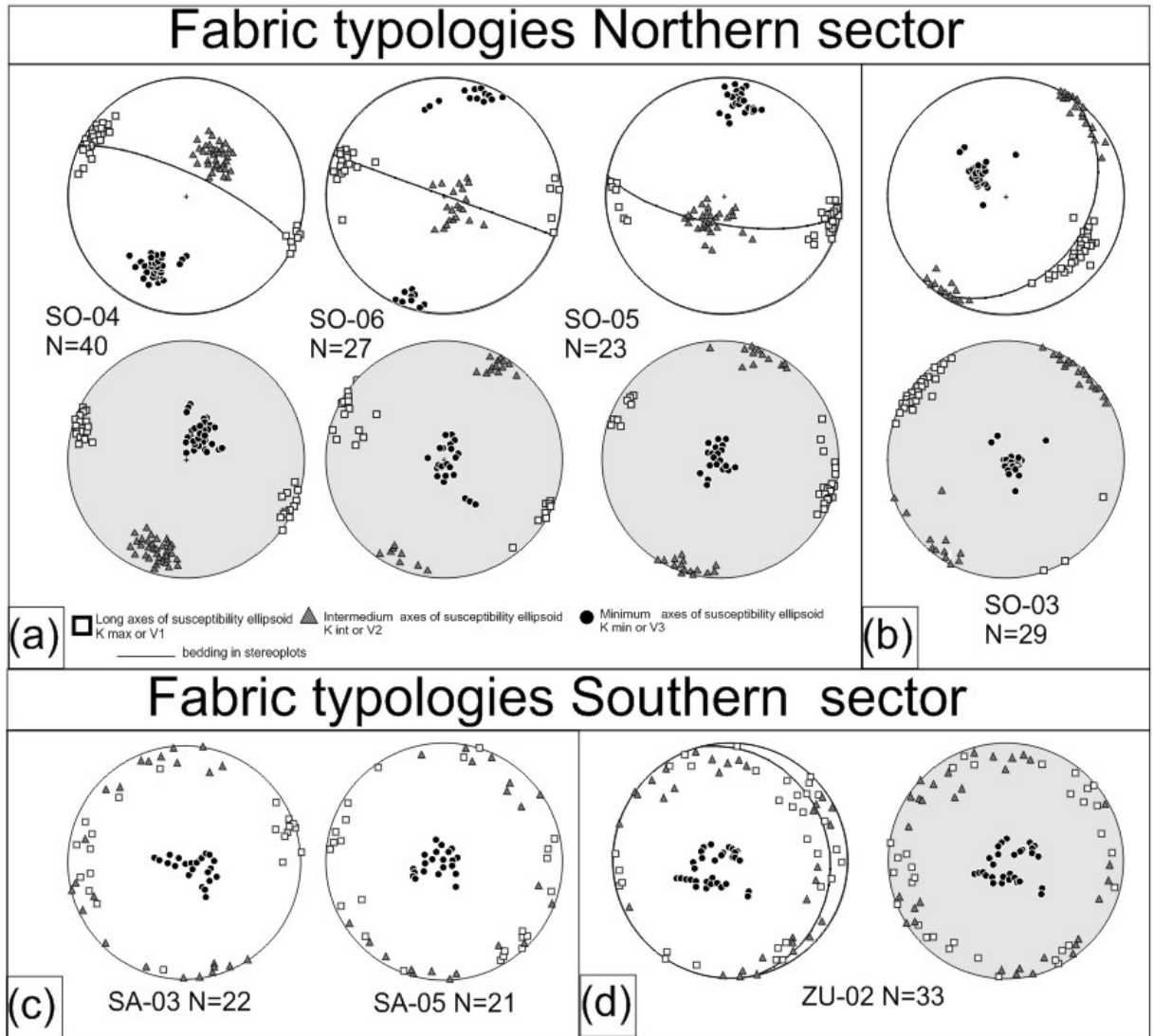


Fig. 4.- (a) General AMS fabric for different sites in the northern sector (a, b); and southern sector (c, d). Stereoplot with data “in situ” (white), and restored to the horizontal (grey). V1, V2 and V3 are the square, triangle and circle, respectively.

After untilting V1 axes are horizontal with a main orientation parallel to the regional trend. To the south, farther from the SPFT, the magnetic foliation remains parallel to bedding with poorer clustering of V1 and in some cases axes switching (V2 axes in weak clusters of V1; fig. 4c,d).

If the magnetic fabrics are analyzed according to their distance to the SPFT (fig. 5a) a change from well clustered V1 axes parallel to bedding to a weaker clustering and higher dispersion of V1 and V2 within the bedding plane can be observed in the two cross-sections. Some sites do not follow this general trend (fig. 5b): sites Er-06 and Er-07 show clustering of axes weaker than expected (V1 and V2 girdle within the bedding plane or girdle of V2 and V3 axes) and in others magnetic foliation is not parallel to bedding. This suggests that the position with respect to the frontal thrust is not the only factor determining magnetic fabrics.

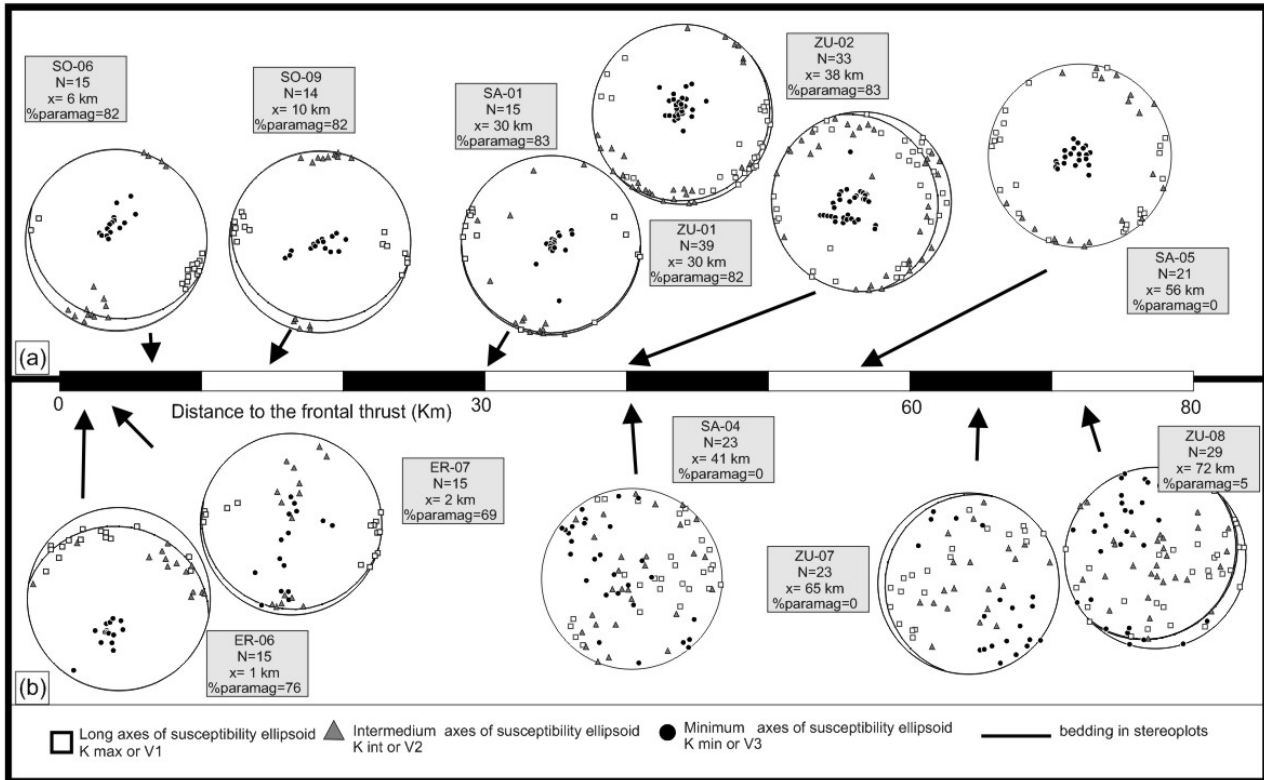


Fig. 5.- Magnetic fabrics represented vs. their position with respect to the frontal thrust (a) general trend (b) sites that do not follow the progression from the frontal thrust to the south. In both figures in grey square: name of the site, number of samples, x=distance to the frontal thrust and %paramag= paramagnetic contribution to the susceptibility.

4.2.2. Magnetic parameters

The study of magnetic parameters does not show a clear relation with the distance to the frontal thrust and some sites do not fit within the general trends. In general (figure 6) the increase in distance to the frontal thrust is related to (i) an increase of the e_{12} angle (semi-angle of the confidence ellipse around V1 in the Kmax and Kint plane), that represents a higher uncertainty in the definition of the V1 axes (fig. 6a), (ii) decrease of the corrected degree of anisotropy (fig. 6b), (iii) higher values of T parameter (oblate shapes, fig 6c) and (iv) decrease of the magnetic lineation parameter (fig. 6d). Magnetic foliation (F) is not related to the distance to the FT (fig 6e). Sites within a distance of 40 km to the SPFT show similar Km values and, in general, high paramagnetic contribution to susceptibility and a T parameter progression when distance to the SPFT increases. (fig. 6f). Beyond 40 km, sites can show variable values of Km and very low values of the paramagnetic contribution to the susceptibility. The parameter that appears to be less controlled by the changes in % paramag seems to be the magnetic lineation (fig 6 d).

Sites with low paramagnetic contribution to the susceptibility show similar high values of the confidence angles (e_{12} , e_{23} and e_{31}), shape parameter values near 0

and in some cases high values of the lineation parameter. These aspects suggest that besides the distance to the frontal thrust, the magnetic mineralogy, or at least, the %paramag is a factor that influences the magnetic fabrics in this zone. For example, fabrics deviating from the expected progression, share the mineralogical characteristics of group 2.

In order to test the influence of mineralogical effects or competition between different subfabrics, AARM was measured in some of these sites. To avoid noise related to competition of different subfabrics at site scale in the definition of clustering or magnetic parameters, the contribution of ferromagnetic ellipsoid must be analyzed. For example, if two different subfabrics are present at site scale, the scattering of axes can be linked with lower definition of orientation or competition between two different subfabrics. In this sense, the analysis of orientation patterns from low coercivity particles must be addresses even when their contribution is low.

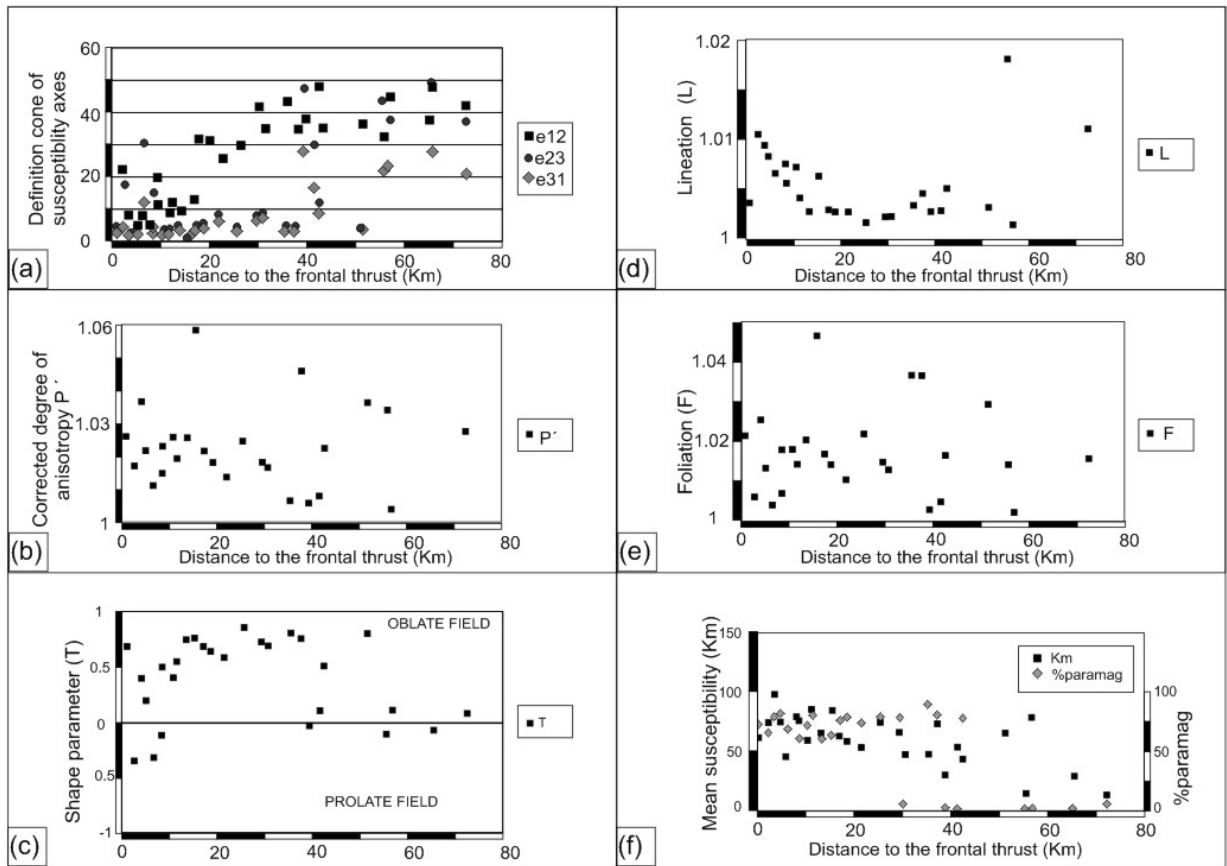


Fig. 6.- Magnetic parameters represented as a function of their position with respect to the frontal thrust for both analyzed sections, a) semi-angle of definition of susceptibility axes (e12: cone of distribution of V1 vs. V2, e23: cone of distribution of V2 vs. V3 and e31: cone of distribution of V3 vs. V1), b) corrected degree of anisotropy (P'); c) shape parameter T, d) magnetic lineation parameter, e) magnetic foliation parameter, f) mean susceptibility.

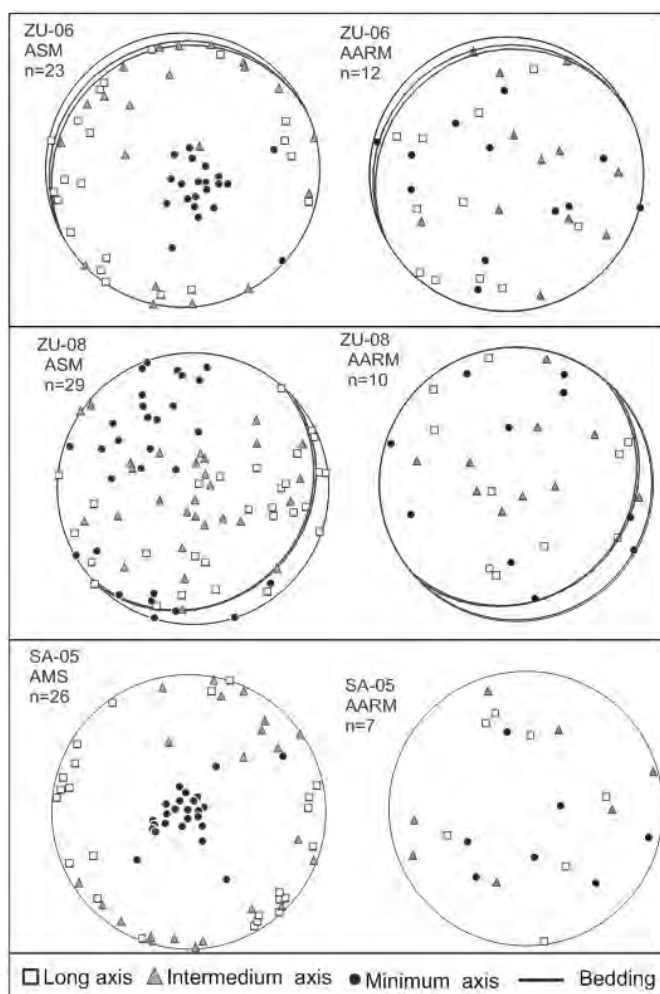


Fig. 7.- Main results obtained from AARM applied to sites from the studied zone (AMS and AARM have been plotted, the same terminology has been used in both diagrams; square, triangle and circle for long, intermediate and minimum axes of the measured property)

The obtained results, (fig. 7) indicate that no clustering of axes are obtained from the AARM fabrics, whichever the degree of clustering in the AMS. In the three cases shown in fig.7 the AARM is two orders of magnitude higher than the potential noise, and residual values are, in general low, usually lower than 5% (quality preliminary criteria for AARM measurements, Jackson et al., 1988). Therefore, AARM represents the orientation pattern of magnetic particles in the measured interval, that are randomly distributed in the rock. In site sa-05, where no high coercivity particles are present (see fig. 2) and with high paramagnetic contribution to the susceptibility, the AMS orientation seems to be controlled by paramagnetic particles. In the case of zu-06 with nearly 0% of paramagnetic contribution to the susceptibility, the absence of a clustered axis pattern in the AARM suggests that high coercivity particles can be the responsible for the orientation pattern (hematite has been inferred from 3d-irm demagnetization; fig. 2c). In both cases low coercivity particles (ferromagnetic s.l. contribution analyzed in the susceptibility measurements from PPMS) do not contribute to the directional pattern. These results suggest that even if magnetite is present in all the studied samples, it is not responsible for the AMS orientation, which is instead related to paramagnetic and high coercivity particles (mainly hematite).

5. Definition and meaning of magnetic lineation

The reliability of magnetic lineation can be defined from different points of view: (i) clustering of orientation axes and distribution within a site (for example measuring the confidence $\alpha 95$ semi-apical cone for a site), (ii) from the differences between the length of the three axes in a site (from the magnetic lineation parameter or the comparison of the eigenvalues of the different magnetic axes), (iii) from the semi-apical angle of the confidence ellipse (for example from e_{12} angle) and more recently (iv) by the application of the Montecarlo method to the site distribution (naïve bootstrap, Constable and Tauxe, 1990, or the parametric bootstrap, Tauxe, 1998).

The L parameter is a quantitative value of the differences between τ_1 and τ_2 , that is, the difference between the long and intermediate axes of the susceptibility ellipsoid. This parameter shows an asymptotic decrease to 30-40 km south of the FT (fig. 6d) and a slight increase beyond this distance. The e_{12} angle (that represents the definition of the V1 axes at sample scale and higher values represent the uncertainty of axes definition) shows a general decrease to 30-40 km from the FT and beyond the e_{12} angle remains stable with values around 30 to 40° (fig 6a).

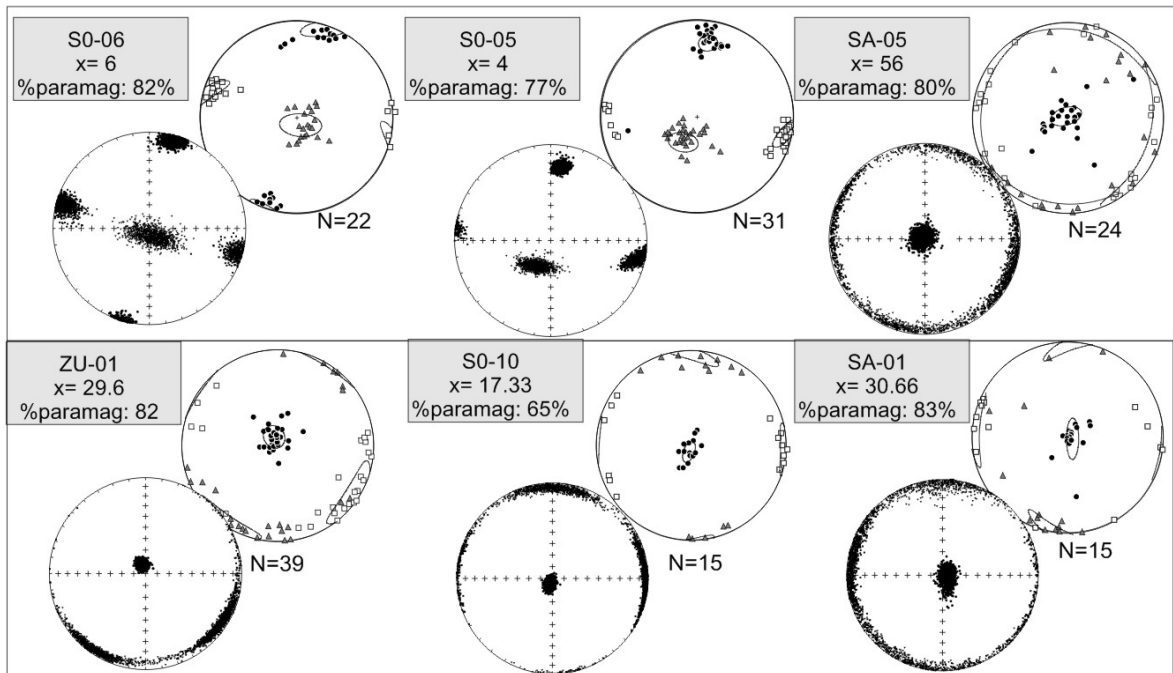


Fig. 8.- AMS with Jelinek $\alpha 95$ confidence angles and bootstrapping examples for different analyzed sites.

From the bootstrap methods applied to susceptibility tensors (Constable and Tauxe, 1990) the parametric bootstrap was chosen because it does not require either preliminary assumptions or a minimum number of 20 samples (Tauxe et al, 2010). The parametric bootstrap was applied to all sites and permits to obtain the axes

distribution for a selected site and the possibility to compare the cumulative distribution of the bootstrapped eigenvalues (fig. 8). From the cumulative distribution of the bootstrapped eigenvalues the bounds that contains 95% of each eigenvalue permits to compare the overlapping between τ_1 and τ_2 axes. In the same way, from bootstrapped pseudosamples, confidence angles for the 95% distribution can be defined to analyze the cone overlapping from the different susceptibility axes (for example ε_{12} semiapical cone of 95% confidence measured in the direction of V1 to V2)

If test of discrimination of families of data is applied following Tauxe(1998) statistics, two axes, τ_1 and τ_2 , are discriminated if they do not overlap in the 95% of the bootstrapped eigenvalues. This analysis shows that eigenvalues are different in the range of the 95% in some sites while in others overlapping between τ_1 and τ_2 is higher than 95%.

In order to compare sites that cannot be distinguished with a confidence of 95%, another parameter was used. From the parametric eigenvalues distribution the overlapping of the 95% of τ_1 over τ_2 was measured. This parameter represents the eigenvalues that cannot be distinguished with 95% of confidence between τ_1 and τ_2 (% of τ_2 that cannot be distinguished from τ_1 with a 95% confidence).

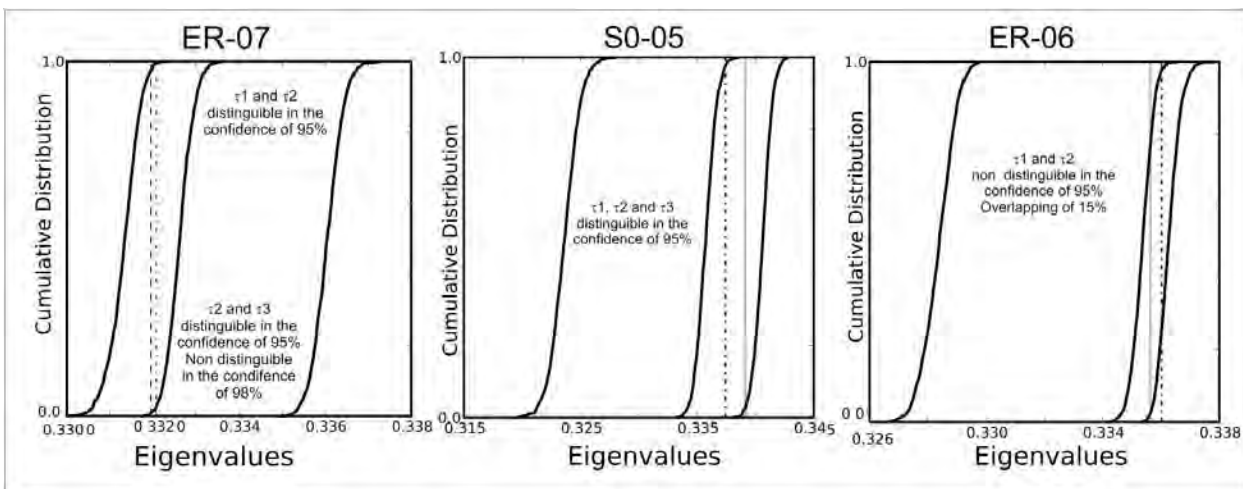


Fig. 9.- Cumulative distribution of bootstrapped τ_1 , τ_2 and τ_3 and overlapping analysis for three different sites.

With this objective the overlapping between τ_1 and τ_2 was calculated for all sites. Except for Zu-07 that has overlapping values close to 100% and random distribution of magnetic axes in the stereoplot and bootstrap, the rest of the cases are between 0 and 12%. The sites nearest to the SPFT show values below 4% (except for site er-06 that shows a girdle of V1 and V2 axes along the bedding plane with an overlapping value of 15% and a prolate susceptibility ellipsoid).

The comparison between e_{12} angle and the % overlapping of τ_1 and τ_2 axes (fig. 10a and b) shows (for values of e_{12} below 20°) values of overlapping lower than 4%, that correlates with the northern sites. To the south, the e_{12} angle increases and higher values of the overlapping % between τ_1 and τ_2 are obtained, although not following a linear relationship. In site Sa-03 the e_{12} angle shows a distribution of K_{max} in the foliation plane (mean for site distribution 37°) and an overlapping between τ_1 and τ_2 of 1%. These values indicate that while the definition of K_{max} axes from the AMS ellipsoid is low at sample scale, it shows a good definition at site scale. If this site is analyzed in detail, two density maxima of V1 and V2 axes are found in the stereoplot (fig 10c). If V1 and V2 (fig. 10d, e) are analyzed independently, the higher densities are found in the V1 and V2 main trends respectively, and a second clustering is also found at 90 degrees. The same clusters identified in the V1+V2 diagram (fig. 10c) are also found if they are analyzed separately (fig. 10 d and e). These clusters in the density diagram can also be identified in the rose diagram with two sets (figure 10 c,d, e): (i) parallel to the main trend of V1 axes and (ii) parallel to the main trend of V2 axes.

This pattern is also found in the case of V2. The analysis of the magnetic lineation vs. the main trend of V1 and V2 shows that the higher values of magnetic lineation are located near the V1 and V2 main orientation trends while the rest of the samples, with lower lineation parameter, develops two Gaussian-type curves (fig. 10 f). Samples with low L values lie in the overlapping zone between curves. In some samples, switching of axes (V1 axes that follow the main V2 orientation or vice versa; fig 10 f) can be observed. For the shape parameter, in this site all the samples are in the oblate field ($T > 0$). The lower value of T in this site (0.4), represents the main trend of V1 and V2 axes while the rest of the samples, more oblate, develops two Gaussian curves similar to the one identified in the magnetic lineation parameter and where switching of V1 and V2 position can be observed (fig. 10 g). These aspects indicate that the clustering of axes at site scale is poor and the overlapping between V1 and V2 axes is high. The orientation of these poorly defined axes permits to define two normal different directions defined by an orthorhombic symmetry in the rose diagram. These aspects suggest that the fabric in this site is defined by low degrees of anisotropy at site scale while magnetic lineation define two main orientations at 90° compatible with a switching of axes rather than with a random distribution. The parametric bootstrap method does not allow to define two different families of eigenvalues (in the range of 95%), but two different trends defined by very low differences between V1 and V2 axes and a systematic switching of axes in the lower definition of V1 (low definition of L parameter or high e_{12} angle).

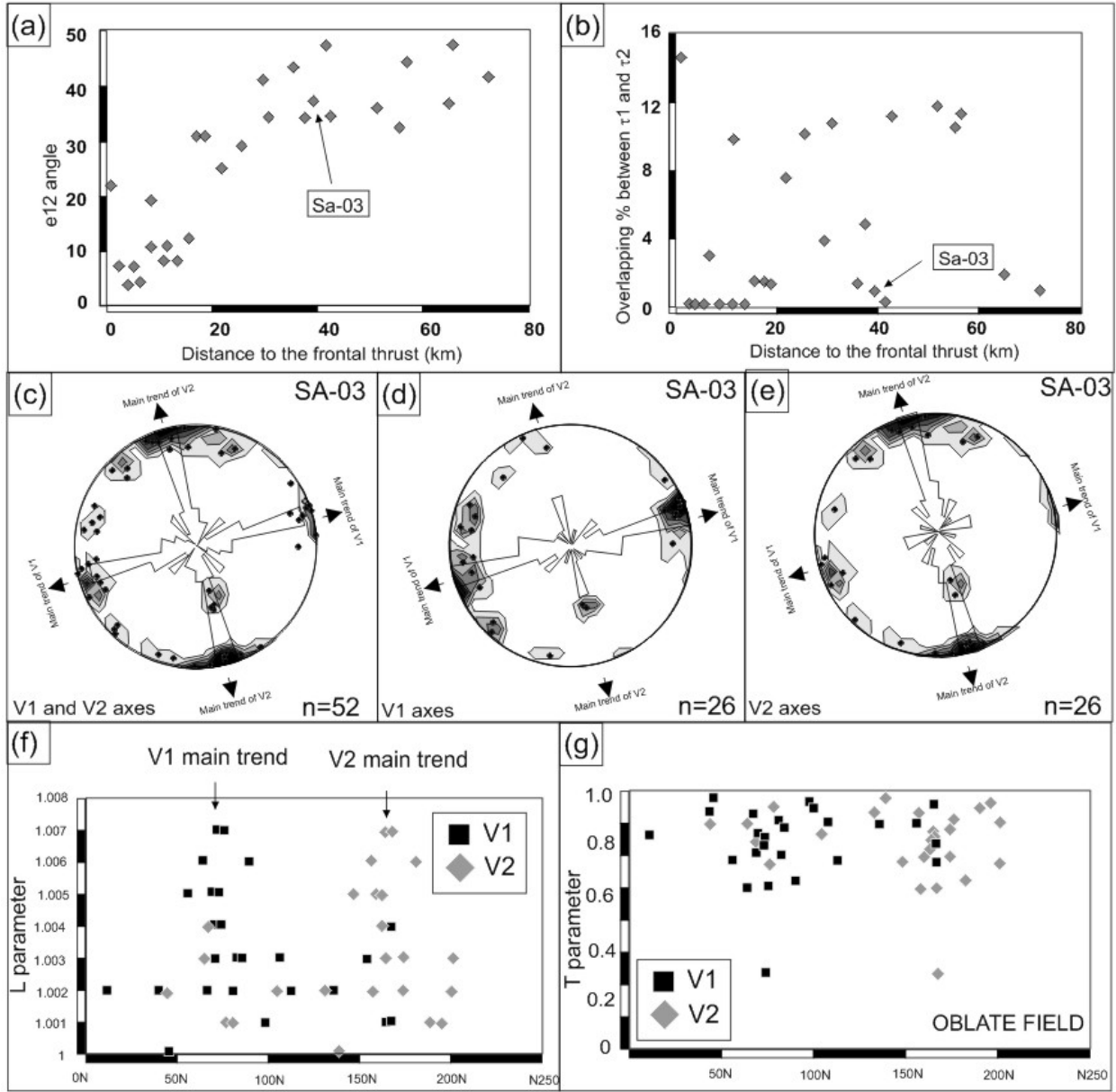


Fig. 10.- (a) relation between the ϵ_{12} angle and the distance to the frontal thrust, (b) relation between the % overlapping between τ_1 and τ_2 obtained from the parametric bootstrap. In both (a) and (b) the position of sa-03 site has been plotted. (c) Density and rose diagram for the V1 and V2 axes of site sa-03, the main trend of V1 and V2 axes have been marked by arrows in the stereoplot; (d) density diagram and rose diagram for V1 axes from site sa-03, (e) density diagram and rose diagram for V2 axes from site sa-03. (f) Relation between trend of V1 axes and L parameter (lineation) for site Sa-03, the main trend for V1 and V2 axes have been marked with an arrow. (g) Relation between the strike of V1 and V2 axes and shape parameter (T) for site sa-03.

6.0- Factors controlling AMS fabrics.

Other works involving the study of the tectonic imprint in magnetic fabrics in the Pyrenees (Parés et al., 1999; Soto et al., 2009) described the tectonic imprint of Pyrenean deformation in the Ebro basin from magnetic fabrics. In Parés et al. (1999), AMS magnetic fabrics from a N-S section including zones with cleavage and pencil structures were studied. The analyzed section includes 25 km in Eocene materials in the Ebro basin, with an apparent clustering of V1 magnetic axes parallel to the Pyrenean trend in the southernmost positions. Soto et al. (2009) compared AMS and paleostress indicators in the Central Ebro Basin, obtaining a good correlation (magnetic lineation normal to σ_1). A difference with these previous works is that our study considers the tectonic imprint in magnetic fabrics from the frontal thrust to the foreland basin, analyzing different materials with different age relationships with the tectonic activity and analyzing the magnetic fabrics from sectors with clear tectonic deformation to zones without strain indicators at outcrop scale.

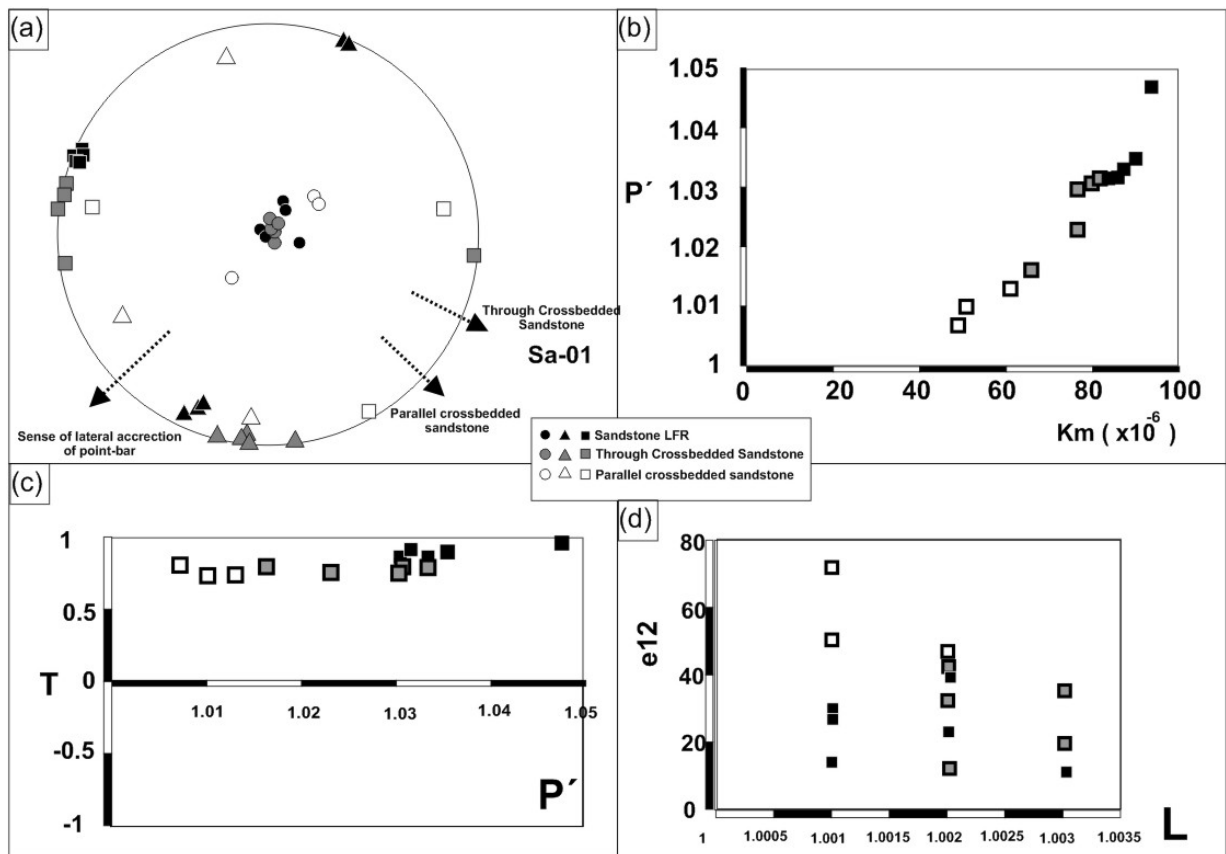


Fig. 11.- Test site for analyzing the paleocurrent imprint in magnetic fabrics. Sa-01 is located in a point bar where sandstone levels without paleocurrent indicators (sandstone LFR), trough cross-bedded sandstone and parallel cross-bedded sandstone have been sampled. (a) stereoplot of AMS for the three different sampled lithologies, (b) mean susceptibility vs. degree of anisotropy for the samples from sa-01 site, (c) corrected degree of anisotropy (P') vs. shape parameter (T) for site Sa-01, (d) magnetic lineation parameter (L) vs. e_{12} angle for site sa-01.

The meaning of magnetic lineation and clustering of long axis of the susceptibility ellipsoid at site scale have been analyzed by several authors (e.g. Parés and van der Pluijm, 2002 and references therein), and it has been related to paleocurrents, tectonic shortening, shear bands, etc. In sandstone levels, the potential influence of sedimentary particle arrangement related to paleocurrents must be tested. Nevertheless, at a regional scale, paleocurrents shows a main NNE-SSW orientation, normal to the main structures and the SPFT, and parallel to the expected tectonic shortening direction. At a local scale, paleocurrent orientations change along meandering channels and are more variable. On the other hand, many of the sampled levels do not show paleocurrent indicators at outcrop scale. To test the potential influence of paleocurrents, an outcrop was selected, where we observed a point bar with changes in the inferred paleocurrent direction (fig. 11).

In the selected outcrop the sampling routine took into account the effect of grain-size variations. Site sa-01 includes the finest sandstones of a point-bar without paleocurrent indicators and several samples in coarser sandstones with paleocurrent indicators: trough and parallel cross-bedding. The bed without paleocurrent indicators shows the highest values of P' and lower values of e_{12} with variable values of the magnetic lineation, ranging from 1.001 to 1.003 (fig. 11). The orientation pattern shows a magnetic lineation parallel to the strike of bedding and magnetic foliation parallel to bedding. In the sandstones with trough cross-bedding, magnetic foliation is also parallel to bedding and magnetic lineation is horizontal with higher scattering in orientation. P' values are similar to the first described level, with similar values of the shape parameter. In the case of the samples from cross-bedded sandstones lower values of the degree of anisotropy, slightly lower values of T parameter and higher values of the e_{12} angle were obtained. These samples do not show a magnetic foliation parallel to the bedding although their V_3 axes tend to be parallel to the bedding pole. The relation between AMS and paleocurrents can be of two types: a(p) b(t) with magnetic lineation parallel to the flow or magnetic lineation normal to the paleocurrent a(t) b(p). These two models are related to the model of imbrications or rolling of particles and depend upon the flow characteristics. The magnetic lineation obtained from the test is neither parallel nor normal to the paleocurrent. These aspects suggest that AMS is more influenced by the grain size than by the internal structure of the sampled levels (fig. 11a). On the other hand, the paleocurrent directions change in the different sampled levels, but the magnetic lineation remains constant with independence of the sampled level, and remains normal to the expected tectonic shortening (magnetic lineation parallel to strike of bedding). At the regional scale the magnetic lineation also remains constant along each cross-section

Two factors have been considered in the preceding paragraphs: magnetic mineralogy and position with respect to the frontal thrust. Considering magnetic mineralogy, clustered fabrics were found both with high and low paramagnetic contribution to the susceptibility but better clustering appears in highly paramagnetic fabrics. AARM fabrics do not show clustered results, indicating that the ferromagnetic fraction does not have an ordered pattern. In some cases, very low values of paramagnetic contribution to the susceptibility show clustered fabrics indicating that high coercivity phases present in these rocks can also be responsible for the magnetic fabrics.

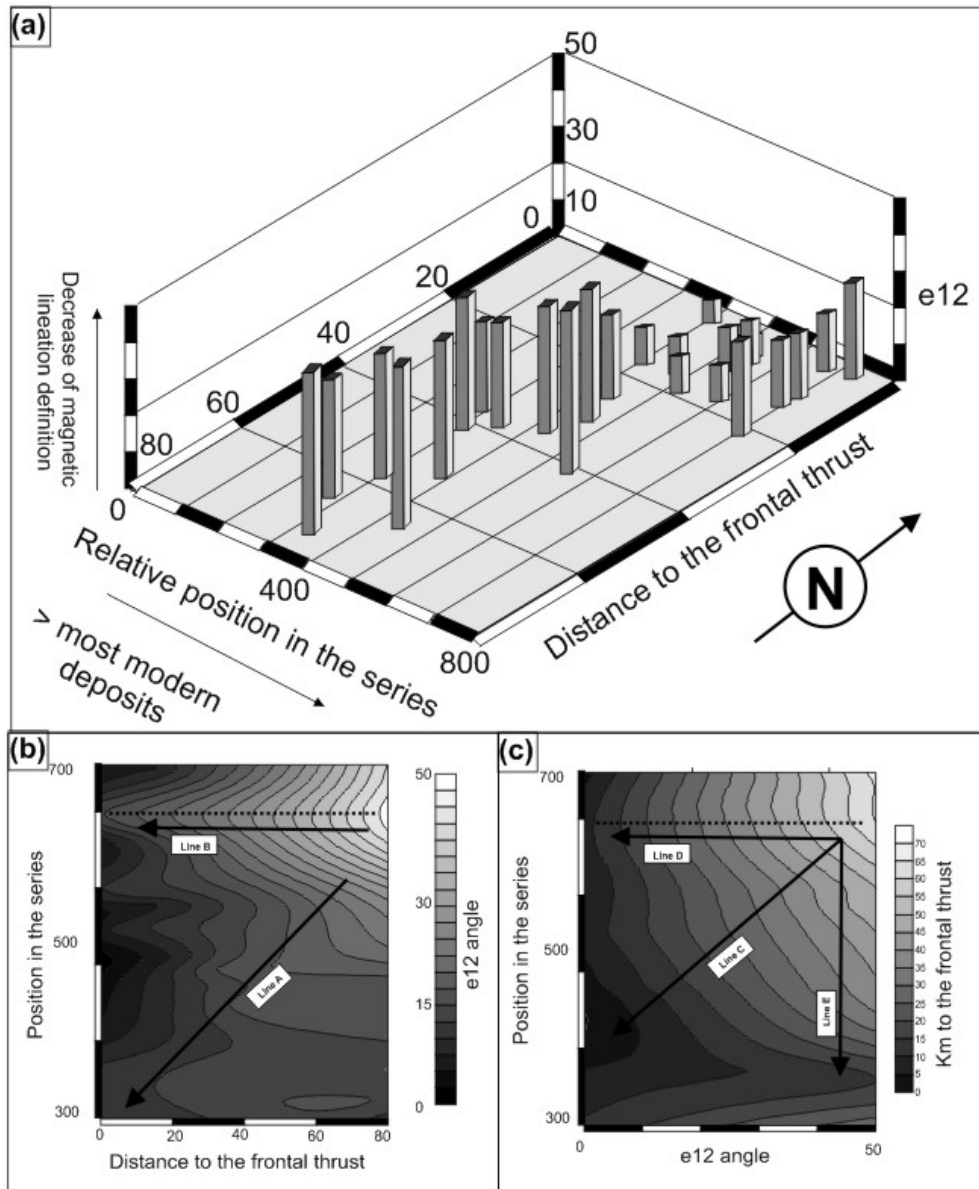


Fig. 12.- (a) Sketch showing the relationship between distance to the frontal thrust, relative position in the series and e12 angle (magnetic lineation definition). (b) interpolation model of e12 angle as a function of the distance to the frontal thrust and position in the series, (c) interpolation model of distance to the frontal thrust vs. position in the series and the e12 angle. In both interpolation models (b and c) several lines have been marked to help in the description. See text for explanation.

Another aspect that potentially influences the magnetic fabrics is the position of sites within the sedimentary series. In general, the distance to the SPTF is related to the age of rocks, However, the exact chronostratigraphic location of samples is a difficult task in a continental sequence. In this work, a cartographic correlation has been done to establish the relative position of sampled levels.

Three parameters: relative position in the series, distance to the frontal thrust and e_{12} angle were plotted in a three axes diagram (figure 12a). The best defined V1 axes are located in the proximity of the frontal thrust, showing a decrease of definition in younger materials. The 20-40 km interval shows, depending to the position in the series, poorer and better definition of the magnetic lineation. To the south a general increase of the e_{12} angle with trend irregularities related to higher positions in the series can be observed. This indicates that the magnetic lineation definition depends on the distance to the frontal thrust and on its position in the series. To analyze these relationships, two different mathematical models were developed (fig. 12 b and c). In the first model (x = distance to the frontal thrust, y = position in the series and z = e_{12} angle, fig. 12b) the e_{12} angle shows lower values near the frontal thrust and progressively increases with the distance to the frontal thrust (following line a). There is a sharp change in the diagram in the higher positions in the series, independent from the distance to the frontal thrust (line B from fig. 12b) that can be potentially related to a change from syntectonic to posttectonic materials.

In the second model (x = e_{12} angle, y = position in the series and z =distance to the frontal thrust, fig. 12c) the higher values of e_{12} are found at higher distances to the frontal thrust and a decreasing trend (line C) from higher e_{12} values in younger rocks to lower values of e_{12} angle in older materials. In this case (fig. 12c) near the frontal thrust the definition of the magnetic lineation is independent from the position in the series and when the distance to the frontal thrust increases, e_{12} and the position in the series are related through the diagonal of the diagram.

The northern sector (to a distance of 30-40 km to the frontal thrust, fig. 13) can be clearly correlated with a magnetic lineation normal to the predicted shortening direction (parallel to the Pyrenean trend). Within this zone there is a decrease of magnetic lineation parameter, increase of e_{12} and the bootstrap parametric overlapping angle (fig. 10 a and b). South of this zone, to 60 km, the magnetic lineation parameter decreases, parallel to the increase of the e_{12} angle and more scattered magnetic lineations. In some sites of this zone, another clustering together with a cluster of V1 and V2 axes parallel to the Pyrenean trend at 90° (as presented in fig. 10 and cross-sections from fig. 13) can be observed. These switches are interpreted as an intermediate state, where V1 and V2, with similar moduli, show similar orientation in different samples. To the south, the analyzed parameters do not satisfy the criteria for a statistic analysis of magnetic lineation (high values of e_{12} , overlapping between τ_1 and τ_2 eigenvalues and very low values of magnetic lineation parameter, fig. 10 a, b and fig. 6d). Although these sites do not show a

scattering of V1 and V2 axes in the bedding plane, it is possible to observe a preferred orientation in the magnetic lineation that corresponds to the expected shortening direction of Pyrenean origin (case of sa-06 site, located more than 60 km far from the frontal thrust; fig. 13).

The parallelism between the magnetic lineation in both cross-sections and the main structural trends supports its tectonic origin. Moreover, the identification of a magnetic lineation in some sites where the strike of bedding does not fit in the regional trend and where the magnetic lineation is not horizontal and shows a Pyrenean trend after bedding untilting, supports a relation between the main structural trend and fabric acquisition by LPS before tilting. The gradient from the frontal thrust with clear deformed magnetic fabrics to sectors without strain markers permits the analysis of the decrease of the tectonic imprint from the frontal thrust to the foreland basin. The origin of the magnetic lineation parallel to the main structures and mainly controlled by paramagnetic particles suggest an origin similar to the one proposed by Parés et al. (1999) with particle re-orientations within the bedding plane normal to the main shortening direction as also postulated in the tectonic related magnetic fabrics in the Central Ebro basin by Soto et al., (2009).

7.- Conclusions

The results of this study demonstrate that magnetic fabrics are related to Pyrenean shortening at distances of 30 to 40 km from the South Pyrenean frontal thrust. In southern positions (40 to 60 km) there is a poorer definition of the magnetic lineation, axes switching, and low values of reliability of magnetic lineation, but persistence of a preferred trend parallel to the Pyrenean direction even at 60 km from the frontal thrust. The possibility to correlate the magnetic fabrics along the cross-sections from the frontal thrust to the central Ebro basin, where changes in the magnetic lineation are related to changes in the main trend of the structures, suggest that mechanism responsible of the magnetic fabrics was Pyrenean shortening, that maintained the same direction during later folding and preserved a tectonic imprint in magnetic fabrics developed along the Ebro basin without formation of tectonic compressional structures.



Fig. 13.- Cross sections from the studied zone with the projection of the location of sampled sites. Vertical scale is enlarged to observe the changes in the bedding dip (a) Zuera cross-section (eastern section) with rose diagrams for V1, the paramagnetic contribution to the susceptibility, ϵ_{12} angle from bootstrapping confidence ellipses (Tauxe, 1998). The different color of the rose diagram represent the τ_1 and τ_2 overlapping in the parametric bootstrap : black $<5\%$, grey overlapping angle between 5 and 10%, light grey overlapping angle between 10 and 15%,

site	SRP	DFT	n	Km	std	paramag	L	std	F	std	P'	std	T	std	Error	std	e12	std	e23	std	e31	std
er-01	525	18,8	15	60,25	2,09	76	1,003	0,042	1,014	0,061	1,018	0,057	0,630	0,508	0,066	0,168	30,7	4,2	6,0	1,8	4,7	1,5
er-02	480	15,6	17	88,67	2,70	69	1,006	0,044	1,047	0,115	1,058	0,127	0,750	0,280	0,060	0,170	12,7	2,3	1,7	0,9	1,5	0,8
er-03	540	11,6	14	88,32	3,55	84	1,004	0,033	1,014	0,062	1,019	0,069	0,529	0,370	0,041	0,144	11,6	2,4	3,8	1,7	2,7	1,4
er-04	525	8,6	15	80,03	2,44	63	1,006	0,033	1,018	0,069	1,023	0,104	0,493	0,346	0,483	1,311	10,9	2,1	3,6	1,3	2,9	1,2
er-05	515	5	15	78,15	2,22	85	1,008	0,041	1,022	0,070	1,022	0,071	0,198	0,424	0,057	0,143	7,7	1,8	5,6	1,4	3,2	1,1
er-06	640	0,8	15	64,73	4,13	76	1,004	0,047	1,022	0,098	1,027	0,102	0,687	0,592	0,067	0,188	22,1	3,3	4,3	2,6	3,4	1,7
er-07	620	2,6	15	78,08	2,62	69	1,011	0,047	1,006	0,069	1,017	0,072	-0,349	0,544	0,067	0,164	7,8	2,0	18,2	3,4	5,0	1,6
sa-01	450	30,66	15	77,63	3,73	83	1,002	0,027	1,022	0,095	1,025	0,111	0,835	0,261	0,053	0,153	33,7	4,0	4,5	2,1	3,7	2,0
sa-02	425	35,55	20	49,37	1,52	4	1,002	0,040	1,013	0,074	1,017	0,081	0,680	0,410	0,090	0,187	43,0	4,6	8,9	2,2	7,9	2,1
sa-03	350	39,33	26	49,15	1,77	93	1,004	0,045	1,037	0,104	1,006	0,444	0,806	0,374	0,119	0,217	37,0	4,4	4,6	1,8	4,0	1,5
sa-04	550	41,55	29	30,14	2,85	0	1,003	0,038	1,003	0,048	1,006	0,056	-0,017	0,660	0,138	0,247	46,7	4,1	47,7	4,4	28,2	3,5
sa-05	330	55,77	24	56,10	5,29	80	1,003	0,040	1,003	0,065	1,008	0,070	0,116	0,672	0,091	0,221	32,4	3,6	31,1	4,9	16,8	3,5
sa-06	290	65,11	24	13,25	4,06	0	1,018	0,045	1,014	0,098	1,034	0,114	-0,104	0,698	0,688	0,737	36,6	4,2	43,8	4,7	22,0	3,5
sa-07	480	1	36	126,70	2,84	79	1,006	0,045	1,043	0,088	1,053	0,093	0,729	0,320	0,037	0,158	8,3	2,8	1,2	1,0	1,0	0,9
sa-08	460	3	40	164,36	3,79	79,7	1,009	0,046	1,033	0,124	1,045	0,131	0,520	0,418	0,099	0,404	9,4	2,6	2,6	3,0	1,5	2,0
sa-09	405	6,44	4	154,43	3,44	31	1,015	0,052	1,040	0,160	1,058	0,168	0,261	0,636	0,057	0,190	4,3	1,7	3,4	2,1	1,5	1,1
sa-10	525	8,44	15	103,18	5,17	82	1,010	0,067	1,025	0,133	1,037	0,153	0,399	0,397	0,035	0,127	5,1	1,8	2,8	1,5	1,8	1,2
sa-11	550	8,44	15	47,01	2,62	73	1,007	0,047	1,004	0,050	1,011	0,061	-0,302	0,521	0,100	0,216	19,2	3,7	31,0	3,6	12,3	2,8
sa-12	700	10,66	15	82,09	3,79	82	1,008	0,050	1,007	0,070	1,015	0,075	-0,126	0,597	0,052	0,058	8,8	2,6	15,7	3,9	4,8	1,9
za-01	465	29,6	39	61,28	2,44	76	1,007	0,039	1,018	0,069	1,026	0,074	0,405	0,347	0,056	0,162	8,7	2,1	2,1	1,4	2,7	1,1
za-02	600	17,33	15	67,28	2,69	65	1,003	0,040	1,020	0,081	1,026	0,085	0,736	0,391	0,069	0,174	30,7	3,7	4,7	1,7	3,9	1,5
za-03	705	21,77	15	66,02	3,27	80	1,003	0,038	1,017	0,075	1,022	0,083	0,676	0,400	0,062	0,148	25,0	3,7	5,3	1,8	4,3	1,5
za-04	425	25,55	15	54,99	2,22	78	1,003	0,031	1,010	0,048	1,014	0,046	0,572	0,403	0,071	0,153	28,8	3,5	8,5	1,8	6,5	1,6
za-05	300	37,6	33	76,32	3,01	82	1,002	0,043	1,015	0,071	1,019	0,076	0,711	0,471	0,088	0,204	40,6	4,5	8,4	2,4	6,7	2,0
za-06	290	42,6	29	43,55	1,74	82	1,005	0,063	1,037	0,100	1,046	0,098	0,751	0,498	0,114	0,193	33,8	4,0	4,4	1,9	3,5	1,3
za-07	380	51,6	23	68,53	3,55	68	1,003	0,044	1,016	0,067	1,023	0,065	0,508	0,553	0,157	0,309	34,2	4,5	12,6	2,9	9,0	2,4
za-08	310	56,8	23	82,45	7,11	0	1,002	0,035	1,029	0,093	1,036	0,103	0,801	0,305	0,102	0,214	35,4	3,7	4,3	1,5	3,9	1,4
za-09	450	65,6	23	28,74	10,18	0	1,060	0,284	1,109	0,439	1,197	0,583	-0,069	0,725	3,539	1,991	46,6	4,4	49,8	4,3	27,7	3,3
za-10	350	72,6	29	13,29	3,73	5	1,011	0,094	1,016	0,116	1,028	0,143	0,081	0,617	0,473	0,628	41,0	3,9	37,6	4,2	21,0	2,9

Acknowledgements

This work has been supported by the project CGL-2006-05817, the Geotransfer Research Group from University of Zaragoza and a PHD Grant to the first author (FPU program). The authors want to thank discussions with Antonio Casas, who helped in the evolution of this work and the hospitality of Drs. Van der Voo, van der Pluijm and Parés during a stay in the paleomagnetism laboratory at the University of Michigan.

Table 1.- Main data from the different analyzed sites: SRP (relative position in the series), DFT (distance to the Frontal Thrust), n number of samples, Km mean susceptibility (10⁻⁶ SI units), %paramag (paramagnetic susceptibility per cent), L: lineation parameter, F: foliation parameter, P' corrected degree of anisotropy, T shape parameter, Error percent during measurement, e12, e23, e31: 95% confidence angles during routine measurement around the different susceptibility axes, std: standard deviation of the previous column value.

site	Tauxe statistics									Bootstrapping		%overlap
	τ_1	V1 trend	V1 plunge	τ_2	V2 trend	V2plunge	τ_3	V3trend	V3plunge	ϵ_{1-2} Naïve	ϵ_{1-2} parametric	τ_1 over τ_2 95% confi.
er-01	0,3353	283,6	8,8	0,3346	192,3	8,3	0,3300	59,4	77,9	5,1	7,9	1,3
er-02	0,3394	80,2	14,9	0,3367	173,8	13,1	0,3239	303,2	69,9	6,6	9,5	1,6
er-03	0,3350	84,3	4,5	0,3344	175,4	14,6	0,3306	337,4	74,7	8,4	30,5	10
er-04	0,3364	96,8	4,7	0,3347	187,1	2,9	0,3289	308,6	84,5	4,4	6,3	0
er-05	0,3359	277,4	12,8	0,3333	7,5	0,7	0,3307	100,7	77,2	9,3	13,7	0
er-06	0,3361	326,3	20,3	0,3354	64,4	20,8	0,3284	196	60,2	3,9	6,8	15
er-07	0,3359	280,7	3,3	0,3326	190,6	2,7	0,3315	60,6	85,7	29,7	84,2	0
sa-01	0,3360	275,6	3,9	0,3350	5,6	0,3	0,3290	100,7	86,1	3,2	22,3	11
sa-02	0,3348	5	9,1	0,3340	273,4	9,8	0,3312	137,3	76,6	9,6	21,4	1,5
sa-03	0,3374	247,6	3,2	0,3355	157,5	0,9	0,3271	51,5	86,7	6,3	24,7	1
sa-04	0,3338	57,8	18,6	0,3332	168,9	4,7	0,3330	313,1	37,1	11,6	24,6	0,3
sa-05	0,3341	107,3	2,1	0,3338	197,3	0,8	0,3321	309,1	87,7	12,9	85,9	10,8
sa-06	0,3372	33,5	1	0,3332	124	24,9	0,3297	301,3	65,1	23,4	75,41	2
so-03	0,3377	142,4	21,3	0,3371	49,8	6,5	0,3252	303,7	67,6	9,2	5,5	0
so-04	0,3387	299,8	5,9	0,3358	38,6	56	0,3255	205,9	33,3	2,3	16,7	0
so-05	0,3405	101,7	7,9	0,3358	208,9	65	0,3237	8,2	23,6	6,6	23,1	0
so-06	0,3377	285,5	5,1	0,3349	153	82,4	0,3274	16	5,6	6,7	15,3	3
so-07	0,3349	296,6	1,6	0,3329	205,9	31,1	0,3322	29,6	50,9	5,8	21,2	0
so-08	0,3357	110,9	6,8	0,3332	202	8,7	0,3311	343,3	78,9	3,4	7,3	0
so-09	0,3363	283,6	0,8	0,3344	13,7	4,3	0,3293	182,8	85,6	4,1	4,6	0
so-10	0,3361	91,8	2,3	0,3352	1,6	5,2	0,3287	205,3	84,3	3,7	11,7	1,5
so-11	0,3357	113,8	1,7	0,3349	203,9	3,5	0,3295	357,8	86,1	2,9	21,7	7,7
so-12	0,3346	56,5	8,3	0,3342	148,6	14,2	0,3313	297	73,5	9,3	17,9	10,4
zu-01	0,3352	124,3	6,6	0,3347	214,9	4,8	0,3301	340,4	81,9	4,4	6,4	4
zu-02	0,3372	61,5	11,5	0,3365	331,4	0,6	0,3263	238,4	78,5	6,6	9,1	5
zu-03	0,3351	58,3	6,7	0,3348	148,8	4,7	0,3301	273,9	81,8	9,5	16,8	11,4
zu-04	0,3362	125	9,3	0,3355	217,6	15	0,3283	4,4	72,2	8,3	19	12
zu-06	0,3337	246,5	5,8	0,3336	337,3	8,1	0,3327	121,2	80,1	4,9	14,5	11,5
zu-07	0,3558	266,4	5,1	0,3413	41,9	30	0,3029	145,7	22,5	57,6	146,9	100
zu-08	0,3355	92,4	29,4	0,3337	247,8	58,2	0,3308	356,1	11	26,6	56,2	100

Table 2.- Statistics from bootstrap. τ_1 , τ_2 , τ_3 eigenvalues of tensor representing k_{max} , k_{int} and k_{min} , respectively (Tauxe, 1998); V_i trend and V_i plunge declination and inclination for the orientation of V_1 , V_2 , V_3 (orientation from K_{max} , K_{in} and K_{min}), ϵ_{12} semi-angle of the confidence ellipse around k_{max} from Tauxe's statistics (Tauxe, 1998) for Naïve and parametric bootstrap. % overlapping of 95% confidence of cumulative distribution between τ_1 and τ_2 .

2.2.- Vertical axis rotations in fold and thrust belts: comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees).

Óscar Pueyo Anchuela ⁽¹⁾, Emilio L. Pueyo Morer ⁽²⁾, Andrés Pocoví Juan ⁽¹⁾ and Andrés Gil Imaz ⁽¹⁾

TECTONOPHYSICS. (2012): 532-535: 119-133

Submitted: 30 April 2011; accepted: 18 January 2012.

Geometry and kinematics of fold-and-thrust belts can be complex settings when oblique structures and vertical-axis rotations (VAR) take place during thrust emplacement. Many techniques can be used to unravel such complex tectonic histories, from classic ones like strain analysis and changes of paleocurrents, to more modern approaches such as paleomagnetism and calcite twin analysis. In this paper, anisotropy of magnetic susceptibility is compared to vertical axis rotations deduced from paleomagnetic data along three cross-sections in the External Sierras and the Jaca Basin (southwestern Pyrenees). These data enable us to state that: 1) AMS represents pre-tilting deformation fabrics and magnetic lineation behaves like a passive marker during later deformation; and 2) a primary record of the paleomagnetic field can be found in the area. Therefore, the difference with the paleomagnetic reference is the local VAR. The comparison of the two datasets allows us to draw the following conclusions: A) the changes in both paleomagnetic VAR and magnetic lineation orientation between neighbouring sites are similar; and B) there is a significant linear regression between VAR and trend changes in magnetic lineation. Deviations in magnetic lineation with respect to the expected local magnetic lineation permit vertical axis rotations to be quantified using the AMS dataset. The combined analysis of paleomagnetic and AMS data enables: 1) a quicker comparison of the kinematic evolution in areas with similar AMS patterns; 2) the identification of anomalous orientations of magnetic lineation linked to VARs; and 3) the use of AMS analysis as a homogeneity test for VARs determined from other techniques. AMS is proposed as a suitable preliminary technique to select further sites for paleomagnetic analysis since paleomagnetic laboratory procedures are much more time-consuming than AMS measurements, AMS does not usually modify sample remanence and hence samples can be used for both types of analysis.

Keywords: AMS, Paleomagnetism, Vertical-Axis rotations, External Sierras, Western-Central Pyrenees.

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

(2) Instituto Geológico y Minero de España
Unidad de Zaragoza
c/ Manuel Lasala 44, 50006
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

Vertical axis rotations are common in fold-and-thrust belts and have been widely reported from minor structures to regional scales (Elredge et al., 1985; Nur et al., 1989; McCaig and McClelland, 1992; Allerton, 1998). Classic structural geology analysis (2D) on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts may be seriously complicated when vertical axis rotations (VARs) are present (McCaig and McClelland, 1992; Pueyo et al., 2004; Sussman et al., 2011).

Various different techniques have been used to analyze the rotational evolution of thrust fronts: a) detailed mapping, cut-off relations or along-strike comparison of shortening from balanced cross-sections (Dixon, 1982; Millán et al., 2000); b) apparent changes in paleostress or paleostrain (Schreurs, 1994); c) changes in the orientation of strain markers, such as folds axes, faults, thrusts, cleavage and deformed objects (Nickelsen, 1979; Marshak, 1988; Gray and Mitra, 1993; Apotria, 1995); d) paleostress analysis from calcite twins or fault kinematics data (Craddock et al., 1988; Kollmeier et al., 2000; Guarnieri, 2004; Ong et al., 2007; Hnat et al., 2008); and e) changes in paleocurrent orientations at the basin scale (Freund, 1970; Puigdefábregas, 1975). Paleomagnetism is, however, the most reliable tool to determine VARs since it can be constrained to an absolute and universal reference system (Eldredge et al., 1985; Lowrie and Hirt, 1986; Tait et al., 1996; and Pueyo et al., 2002; among many others). Among other applications, paleomagnetic data have been used to explain changes in tectonic shortening (Pueyo et al., 2004; Oliva and Pueyo, 2007b; Sussman et al., 2011), and to analyze along-strike variations in cross-sections and maps (Ron et al., 1984; Nur et al., 1989; Oldowet al., 1990; Dela Pierre et al., 1992; Platt et al., 1995; Mazzoli et al., 2001; Hnat, 2008), while they can also be used as primary data in 2D (Arriagada et al., 2008) and 3D restoration methods (Ramón et al., 2011). Overall, the reliable estimation of VARs is achieved by high-density sampling and time-consuming laboratory procedures regardless of the technique used (x-ray texture goniometry of quartz grains, calcite twinning, textural analysis of clay or even paleomagnetic analysis).

On the other hand, the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been used as a rapid and reliable approach for assessing mineral preferred orientation. The AMS depends on the orientation of magnetic particles and their properties. Providing there is a good knowledge of mineralogy, the AMS ellipsoid may be used to unravel deformation history. Recent studies have noted a very early AMS ellipsoid lock-in under weak deformation conditions (Parés et al., 1999; Larrasoaña et al., 2004; Parés, 2004; Oliva et al. 2009; Mochales et al., 2010; Larrasoaña et al., 2011). In such settings, AMS can be considered as a passive marker of deformation (Mattei et al., 1997; Parés et al. 1999; Oliva et al, 2009). Trend changes in AMS axes have been used to detect vertical axis rotations related to: anomalous tectonic transport directions (Weaver et al., 2004) or in the expected tectonic shortening direction (Astudillo et al., 2008; Sagnotti et al., 1998; Somma, 2006). Lefort et al. (2001)

measured the deflection between magnetic lineation and the regional direction of expected strain to obtain rotations. Conversely, homogeneous AMS results have been used to rule out VARs (Smith et al., 2005; Cifelli et al., 2004; Hnat et al., 2008).

Since AMS analysis represents a less time-consuming laboratory procedure, this paper explores the possibility of using it to estimate VARs. The case study from the Southern Pyrenees comprises both paleomagnetic and AMS datasets enabling correlations to be assessed. This unusually large amount of data allows us to test this hypothesis in a quantitative manner.

2. Geological setting

The Pyrenean External Sierras are the outcrop of the Southwestern Pyrenean frontal thrust. Deformation progressed in a piggy-back sequence during the Tertiary compression (Nichols, 1984; Anastasio, 1992; Teixell 1992, 1996 and 1998; Millán, 1996) and the range is defined by a nearly linear escarpment trending N090-110E (Fig. 1).

Thin and pre-deformation Mesozoic rocks outcrop at the core of the External Sierra structure including Middle-Upper Triassic evaporites (regional detachment level), Upper Cretaceous limestones and Garumnian facies (Puigdefàbregas 1975; Puigdefàbregas & Souquet, 1986). Syntectonic deposits include Lutetian limestones (Guara Fm), Bartonian marls (Arguis-Larrés Fm) and Belsué-Atarés and Yeste-Arrés transitional sandstone formations. On top of these deposits, continental, detrital and synorogenic units (Campodarbe, Bernués and Uncastillo formations) can reach more than 4 kilometers in thickness (Oligocene-Early Miocene).

The External Sierra thrust system can be traced for more than 100 km. It was formed during Late Lutetian to Early Miocene time as attested by syntectonic strata along the frontal structure (Puigdefàbregas, 1975; Nichols, 1984; Anastasio, 1992; Millán 1996; Arenas et al., 2001). During Eocene time, a first imbricated thrust system was formed in relation to the Gavarnie basement thrust (Teixell, 1992 and 1996). The main trend changes gradually from WNW-ESE to NW-SE in the frontal structures to N-S to NW-SE in the oblique ones. Finally, the emplacement of this first system was diachronous, being younger to the west (Puigdefàbregas, 1975; Nichols, 1984; Millán, 1996). A second thrust-system related to the Guarga basement thrust developed during Miocene time (Teixell 1992; 1996 and Millán, 1996)

The oblique structures, the so-called N-S folds (Puigdefábregas, 1975; Millán, 1996), have recently from paleomagnetic analysis, been linked to rotational evolution of the frontal thrust (Pueyo, 2000). This rotation has been suggested by several approaches, namely palaeogeographical reconstructions using paleocurrent data (Puigdefabregas, 1975), structural data and serial balanced cross-sections (Nichols, 1987; McElroy, 1990; Millán, 1996). Paleomagnetic data indicate local clockwise rotations of more than 50°. These rotations are related to the progressive and diachronous emplacement of the front to the west. Within this setting, the N-S structures indicated an original Pyrenean trend that was later rotated passively (Pueyo et al., 2002; Mochales et al., 2011).

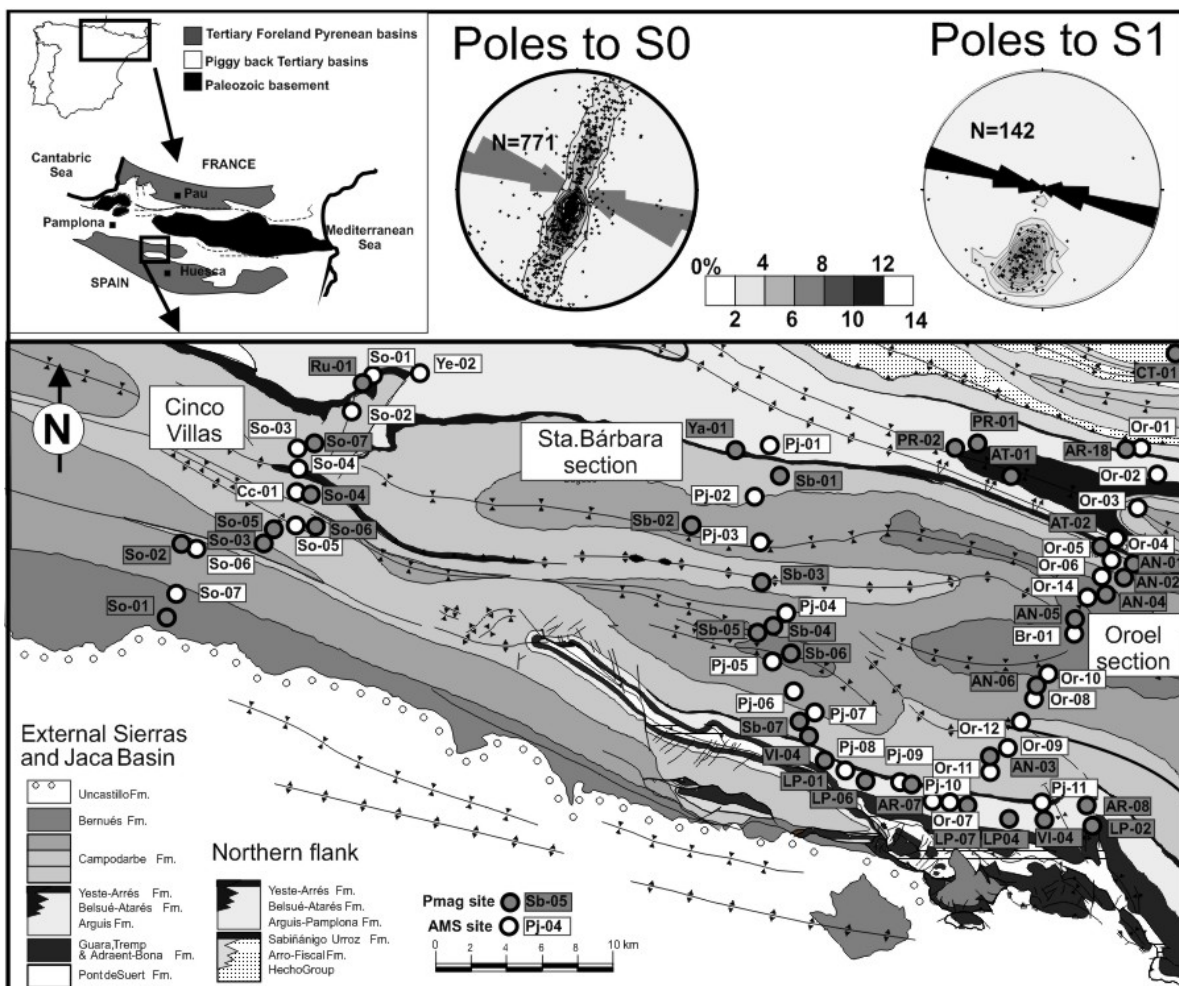


Fig. 1.- Geological map (Puigdefabregas, 1975 and Millán, 1996) displaying the location of the cross sections and sites studied. Stereographic projection showing the main Pyrenean trend deduced from bedding (S0) and cleavage poles (S1). AMS sites are white (open) circles and paleomagnetic ones are shaded in grey.

The studied zone has been analyzed in three different cross-sections (from west to east): Cinco Villas, Santa Bárbara and Oroel. The geological setting varies across this zone. The South-Pyrenean frontal thrust does not outcrop at the westernmost zone and deformation progresses to the south, out of the studied area, within the foreland basin. On the other hand, some oblique folds outcrop in the studied zone (namely, Rasal, La Peña and Fachar anticlines), although most bedding strikes show a persistent Pyrenean trend (N090 to N115E). Deformation events are recorded in coeval syntectonic sedimentation of the Arguis-Pamplona, Campodarbe and the Bernués formations. Some regional AMS studies in the Southern Pyrenees have proposed early acquisition and blocking of the magnetic fabric linked to layer-parallel shortening processes (Parés et al., 1999; Larrasoaña et al., 2004; Parés, 2004; Oliva et al. 2009; Mochales et al., 2010). These authors have suggested that AMS remained unchanged (south of the cleavage front) during subsequent deformation events.

3. Sampling and laboratory procedures.

3.1 AMS sampling

Sampling was focused on the three aforementioned cross-sections (from east to west, Fig. 1): i) the Oroel section, close to the External Sierra N-S folds; ii) the Santa Bárbara section, far from oblique structures but where vertical axis rotations have been indicated by paleomagnetic data (Pueyo et al., 2003); and iii) the Cinco Villas section, with no significant rotations (Pueyo, 2000; Larrasoaña et al., 2003b; Oliva et al., 2011).

Sites evenly spaced along each of the sections (every 2-3 km) were selected. Sampled units (from south to north) comprise: Arguis (marls), Campodarbe (sandstones and clays), Bernués (mainly sandstones), Larrés (marls) and Arguis Fms. Coarse granulometries were not taken during sampling to avoid potential paleocurrent imprints. In total, 34 sites were sampled (666 samples). Cores were obtained with a water-cooled drill and samples (on average 15 per site) were in-situ oriented with a compass. Standard AMS specimens were measured in a KLY-3s magnetic susceptibility bridge (AGICO) in the Magnetic Fabric Laboratory (Geotransfer group, University of Zaragoza).

3.2. Rock magnetism

Various techniques have been used to analyze the origin of magnetic susceptibility and to characterize ferromagnetic mineralogy, as well as its contribution to magnetic susceptibility.

Rock magnetic analysis was carried out at the University of Michigan at Ann Arbor (PaSTeL group). A 2G cryogenic magnetometer was used to measure alternating field (AF) demagnetizations (between 0 and 0.2 T in 32 progressive steps), acquisitions of partial anhysteretic remanent magnetization (pARM) (Jackson

et al., 1988), progressive acquisitions of anhysteretic remanent magnetization (sARM) from 0 to 0.2 T, progressive acquisitions of isothermal remanent magnetization (IRM) from 0 to 1.1 T (following a logarithmic scale) and thermal demagnetizations of IRM along three orthogonal axes (Lowrie, 1990).

Magnetic susceptibility was measured under different fields to differentiate the paramagnetic and ferromagnetic susceptibilities. This analysis was performed using a PPMS (Quantum Design) in the Physical Properties Measurements Laboratory at the University of Zaragoza. Magnetic susceptibility was measured under an AC field (0.5 mT) at 0 and 2.5 T and at 875 Hz (similar conditions to those in the KLY-3s system). One to three samples were analyzed per site. To ensure that they were representative, the criteria for the selection of samples was that their values of K_m and P' were close to the site mean (Jelinek, 1981). Magnetic susceptibility was measured at low and high fields and the paramagnetic contribution was calculated as a percentage (Rochette, 1987; Mochales et al., 2010).

3.3.-Paleomagnetism

Thermal demagnetizations were performed at the PaSTeL group laboratory (University of Michigan) using a TD-48 oven (ASC). Magnetization measurements were taken (every 20 to 50°C) in a 2G magnetometer (shielded room). Characteristic remanent magnetization (ChRM) directions were calculated by principal component analysis (Kirschvink, 1980) using the "Paldir" program (from the Paleomagnetic Laboratory at Utrecht University). The demagnetization circle method (Bailey and Halls, 1984) and the stacking routine (Scheepers and Zijdeveld, 1992; Ramón et al., 2011) were also applied to poorly characterized end-point vectors. Further, Fisher's statistics (1953) were used to obtain site means, and the fold test (Super IAPD software by Torsvik et al., 1995) enabled us to constrain the timing of the magnetization of these syntectonic rocks. In total, 21 sites for which such data has not previously been published (Pueyo, 2000) were sampled (7-10 cores per site along a 3-10 meter section; Table 1 and Figure 1) in the Santa Bárbara and Oroel sections in Campodarbe formation. These results are combined with data for another 30 sites previously published by Hogan (1993), Hogan and Burbank (1996), Larrasoaña et al. (1997), Pueyo et al. (2003a; 2003b) and Oliva et al. (2011; see Table 1). Fourteen sites from this previous dataset are in the Oligocene-Miocene sandstones (Campodarbe and Bernués Fms.) and the rest in the Arguis-Pamplona marls or the Belsué-Atarés deltaic facies.

4.-Results

4.1.- Rock magnetism

Mean magnetic susceptibility at room temperature was found to have values between 25 and 200 x 10⁻⁶ (SI units: Fig. 2a), typical for dominant paramagnetic fabrics (e.g., Rochette 1987; Tarling and Hrouda, 1993). Comparison of magnetic susceptibility at low and high fields (Fig. 2b) allows us to estimate that the paramagnetic contribution ranges from 55 to 98% (Fig. 2c). Higher values ($\geq 70\%$) were obtained in the Arguis-Larrés samples while the continental deposits exhibit slightly lower mean values (Fig. 2b and c).

High vs. low field measurements identified a significant ferrimagnetic contribution to susceptibility (2 to 45%). Therefore, various types of analyses were carried out to unravel the ferrimagnetic mineralogy. AF demagnetization reveals dominant low coercivity particles (more than 90% of remanence being carried by particles below 0.050 T; Fig. 2d). The main peaks in pARM (Jackson et al., 1988; Fig. 2e) occurred at 10 to 20 mT. ARM saturation was reached below 70 mT (Fig. 2f) and IRM saturated before 0.3 T (Fig. 2g). All these data point to a low coercivity ferrimagnetic mineral and the absence of significant contributions of high coercivity phases. The three component thermal demagnetization of IRM (Lowrie, 1990; Fig. 2h and i) found the highest values for the x axes ($x=0.1$ T) and the largest decrease between 450 and 525°C. This evidences the occurrence of magnetite in the multidomain range (pARM peaks are usual for high grain sizes of magnetite; Jackson et al., 1988) and iron sulfides (namely, a decrease in y-axis in the 275-350°C range of IRM of three axes). These results are consistent with previous data from the mudstone sequences (Larrasoña et al., 2003a).

The analysis of magnetic parameters (K_m , mean magnetic susceptibility; P' , corrected degree of anisotropy and T shape parameter; as in Jelinek, 1981) revealed some characteristic trends. There was a positive linear regression between K_{mean} and P' (Fig. 3a) which is not associated with a change in the ferrimagnetic contribution to susceptibility. Values of T have a wide distribution, covering from the prolate to the oblate field, but most values lie in the triaxial to oblate fields (Fig. 3b). Besides this general trend, another group of samples displays higher K_m and P' values as can be seen at the fig. 3a and at the T vs. P' diagram (fig. 3b).

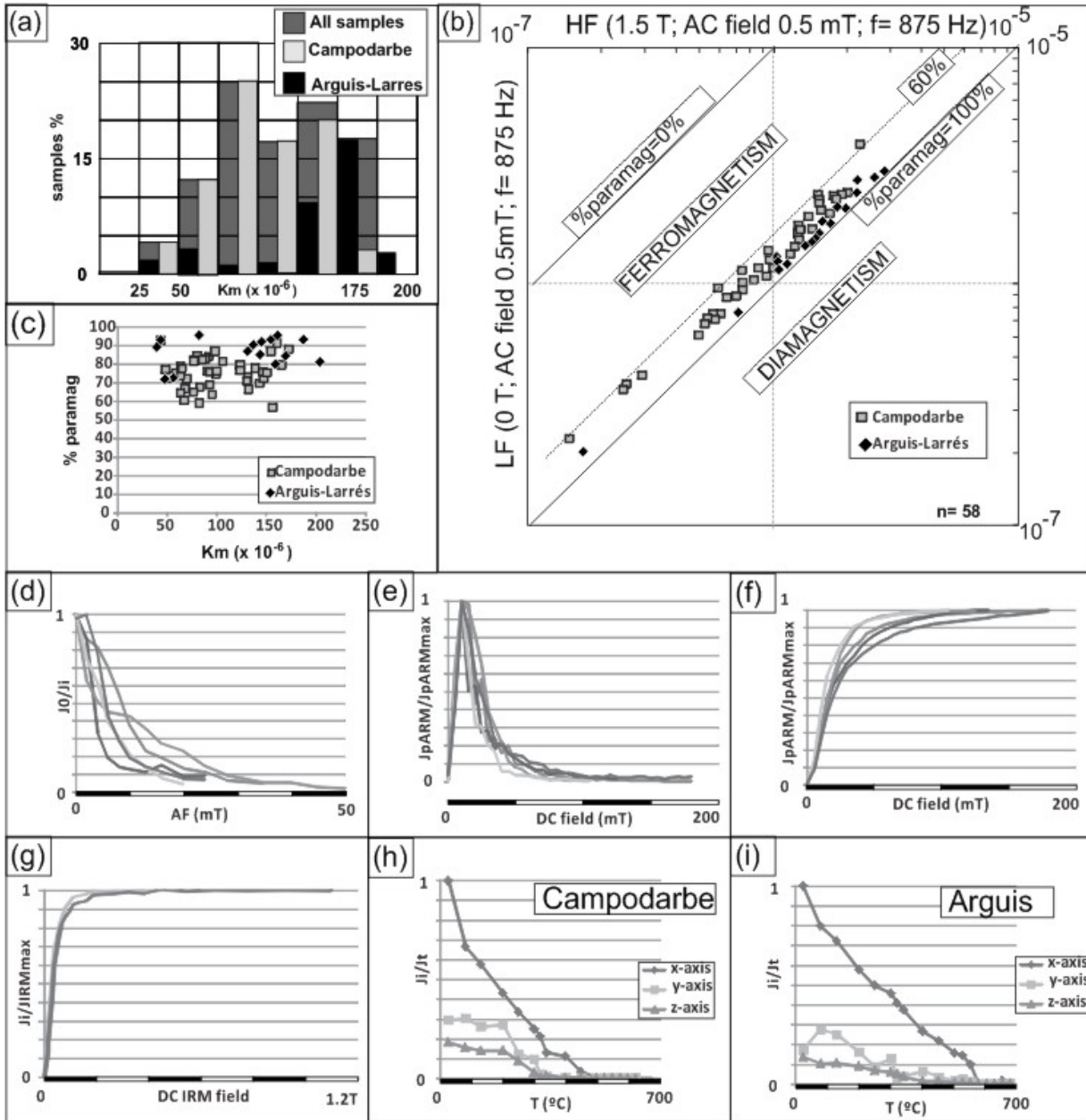


Fig. 2.- (a) Bulk magnetic susceptibility as a function of the lithology (black for marls and light grey for sandstone and conglomeratic formations); (b) magnetic susceptibility at low and high field measurement conditions, where diagonal lines represent different paramagnetic contribution to magnetic susceptibility; (c) mean magnetic susceptibility (K_m) at low field (KLY-3) versus paramagnetic contribution (%); (d) intensity decay for some selected AF demagnetizations; (e) partial anhysteretic remanent magnetization with progressive 5 mT increments between 0 to 0.18 T (as in Jackson et al., 1988, (f) progressive acquisition of anhysteretic remanent magnetization for the interval between 0 to 0.18 T; (g) progressive acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM); and thermal demagnetization of three axis IRM ($x=0.1$ T, $y=0.3$ T and $z=1.1$ T) for the range 50 to 750°C, for Campodarbe sandstones (h) and for Arguis marls (i).

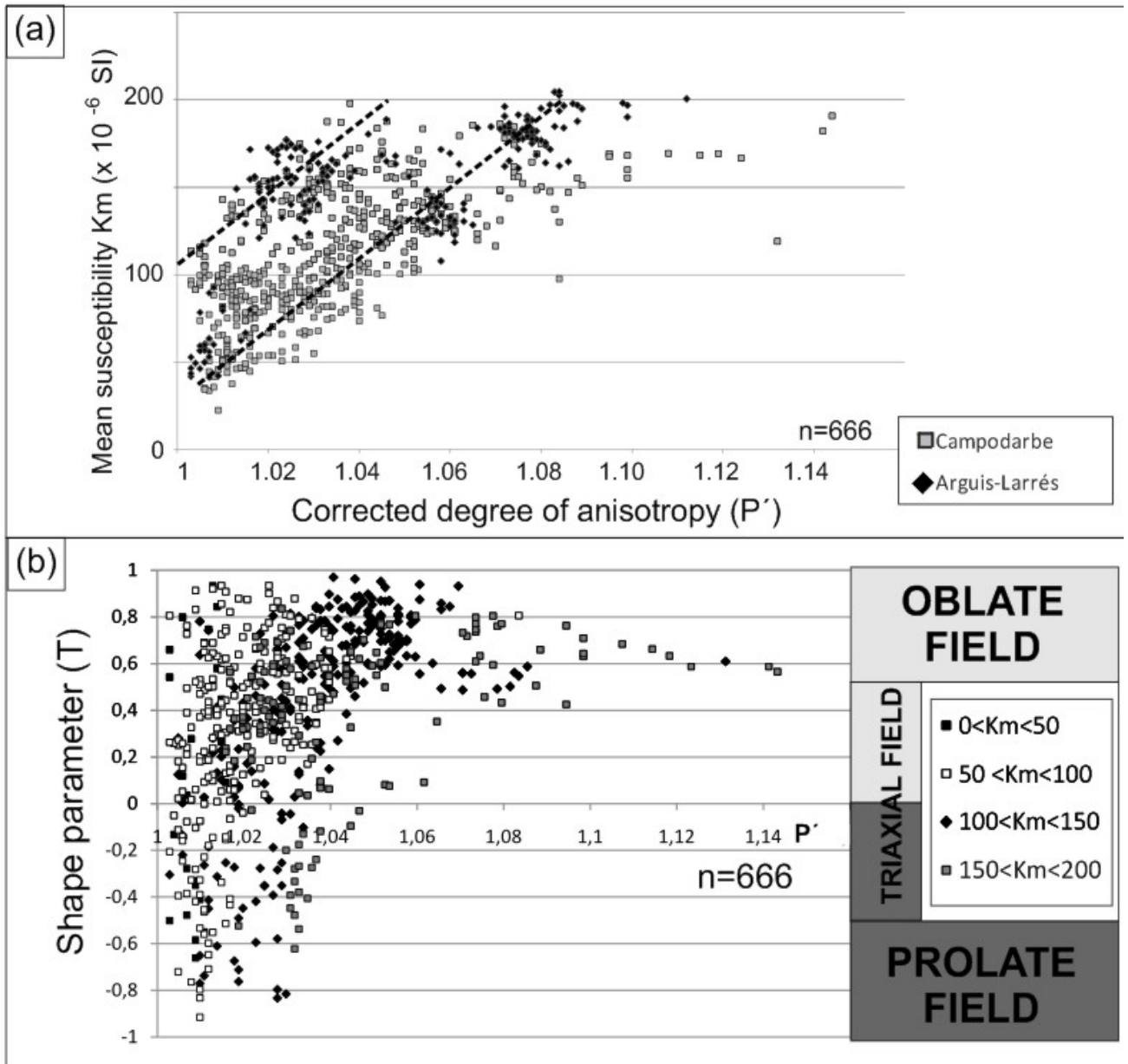


Fig. 3.- (a) Mean magnetic susceptibility and (b) shape parameter (T) against the corrected anisotropy degree, P' (Jelinek, 1981). Different lithologies are plotted separately.

4.2.- Directional data from AMS

AMS was found to always show a clustering of k_3 parallel to the bedding pole (Fig. 4), a so-called bedding-related fabric. Magnetic lineation (k_1) is parallel to the main Pyrenean trend (N090E to N110E) at Oroel and Santa Bárbara sections and slightly different at Cinco Villas. At Oroel and Santa Bárbara there is more than one cluster in both in situ and restored conditions. These anomalous clusters, being different to the Pyrenean one, indicate a general N-S orientation. Samples from each cluster develop with the same constant bedding strike.

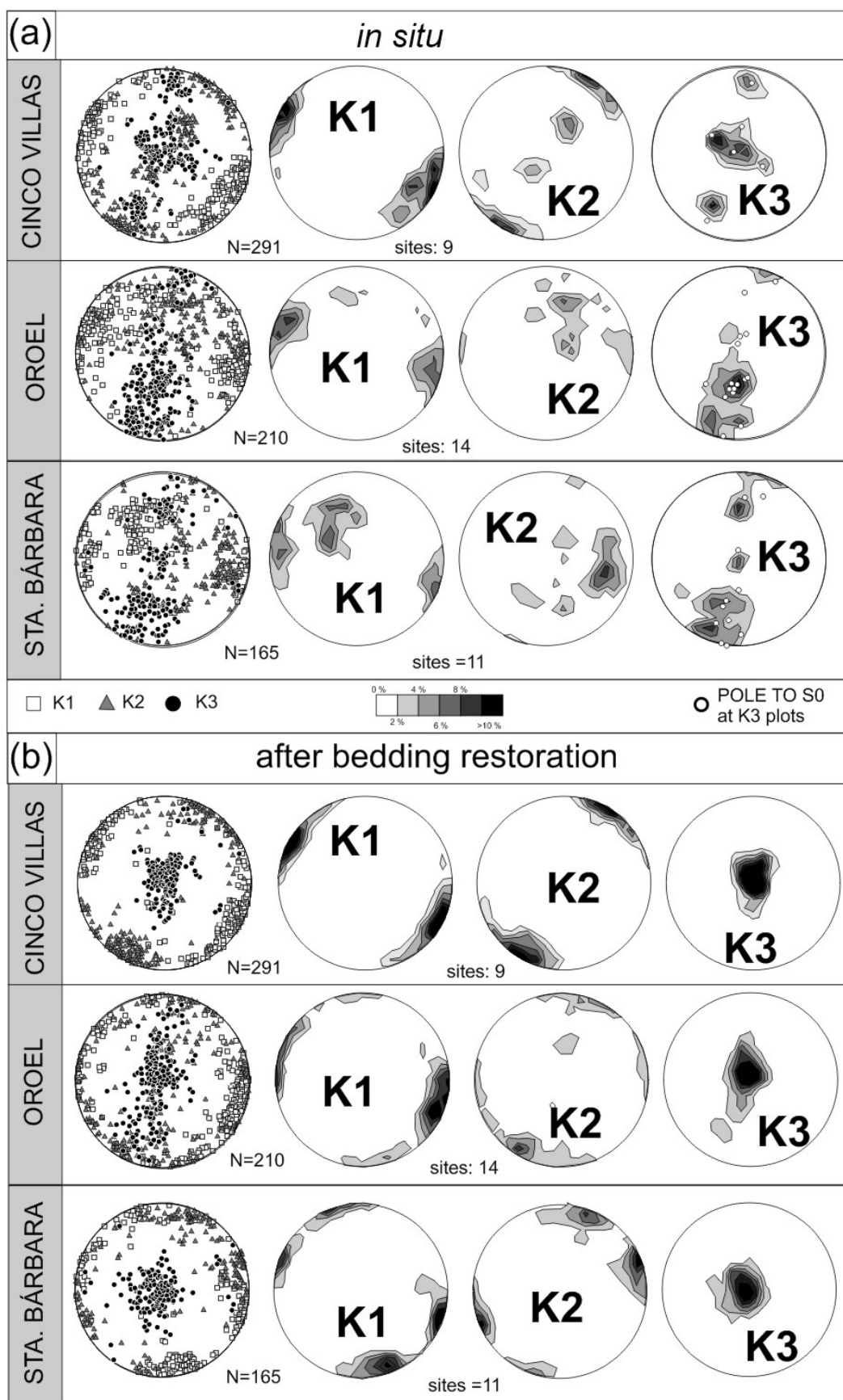


Fig. 4.- a) Stereographic projection of the magnetic susceptibility axes section by section. Separated contour plots (2% intervals) for the different axes. Data are displayed (a) in *in situ* coordinates and (b) restored to the paleohorizontal.

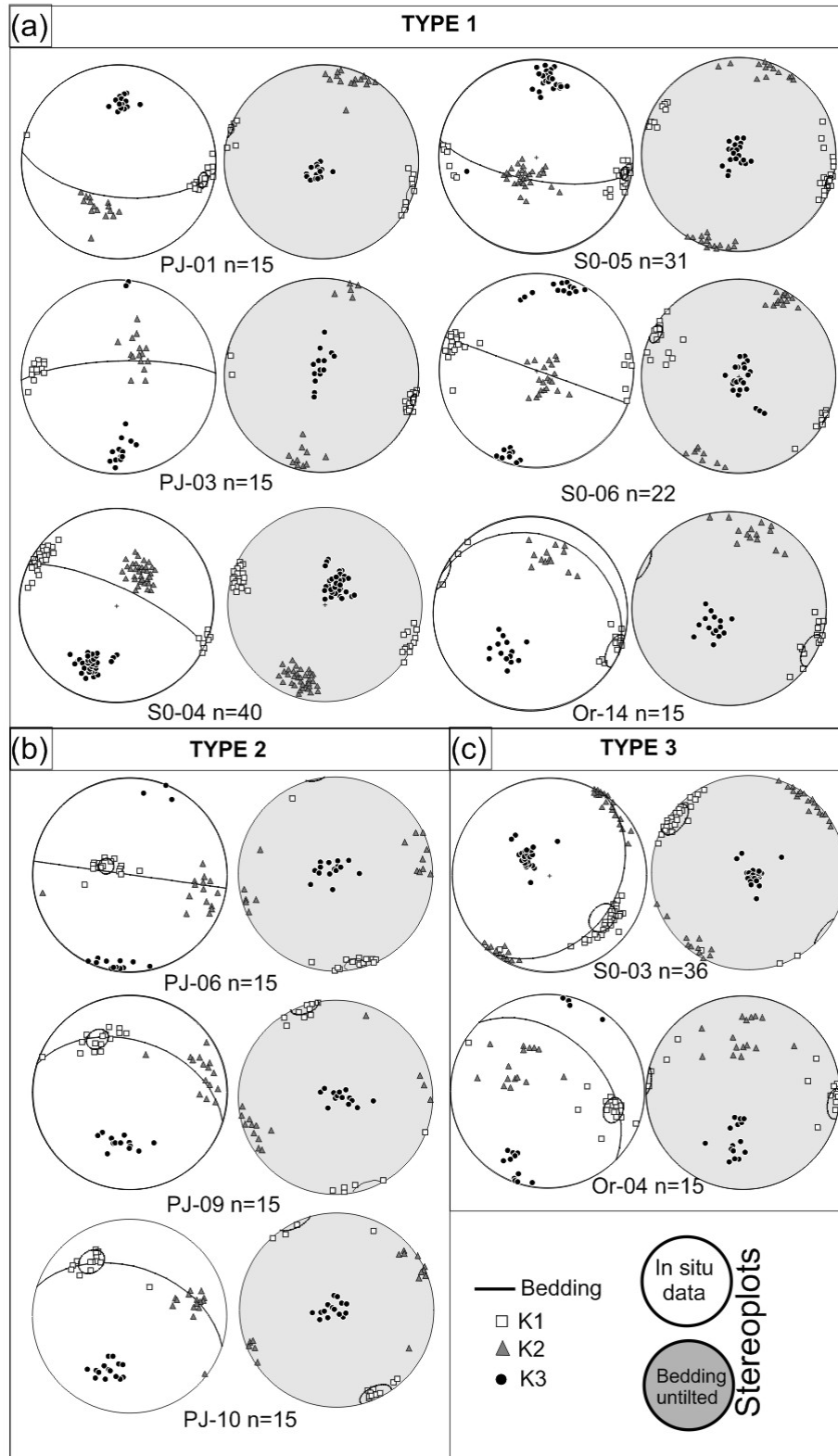


Fig. 5.- Types of AMS fabrics in the Jaca Basin and External Sierras (a) Type 1: magnetic lineation parallel to the bedding strike; (b) Type 2, magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation oblique to the main Pyrenean trend; and (c) Type 3, magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation horizontal and parallel to Pyrenean trend after untilting bedding. White stereoplots are in in situ coordinates and grey ones are untilted. The α_{95} confidence angle of the Kmax means (Fisher, 1953) is also shown.

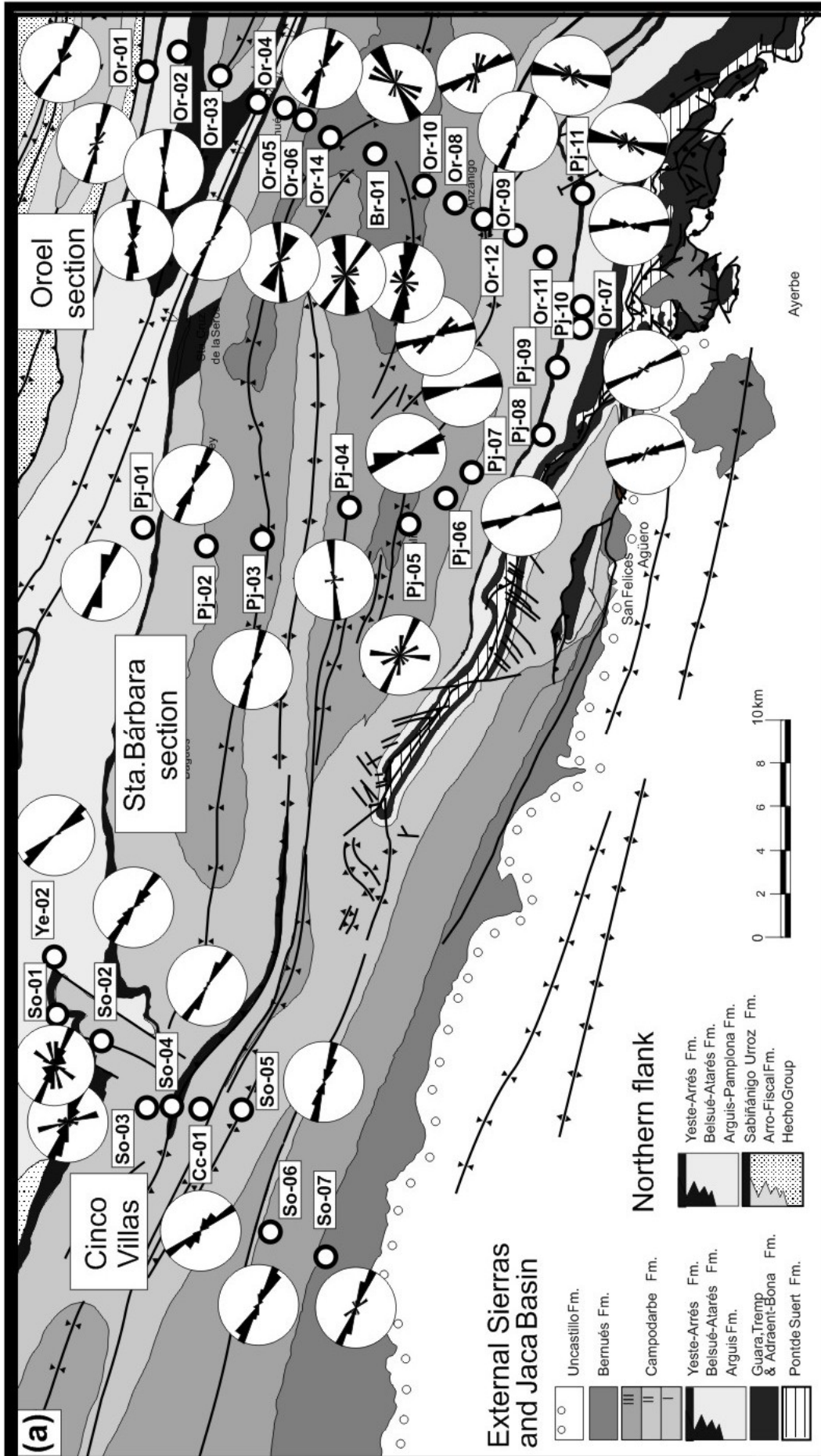
The relationships between the bedding strike, the magnetic lineation and its orientation permit us to define three different fabric types (Fig. 5): i) Type 1: magnetic lineation is parallel to the bedding strike; ii) Type 2: magnetic lineation is not parallel to the bedding strike and it usually displays a near N-S orientation, which is responsible for the non-Pyrenean clustering at regional scale (Fig. 4); and, finally, iii) Type 3: an intermediate case, between type 1 and 2, where the magnetic lineation is not parallel to the bedding strike but obtains a Pyrenean trend after bedding correction.

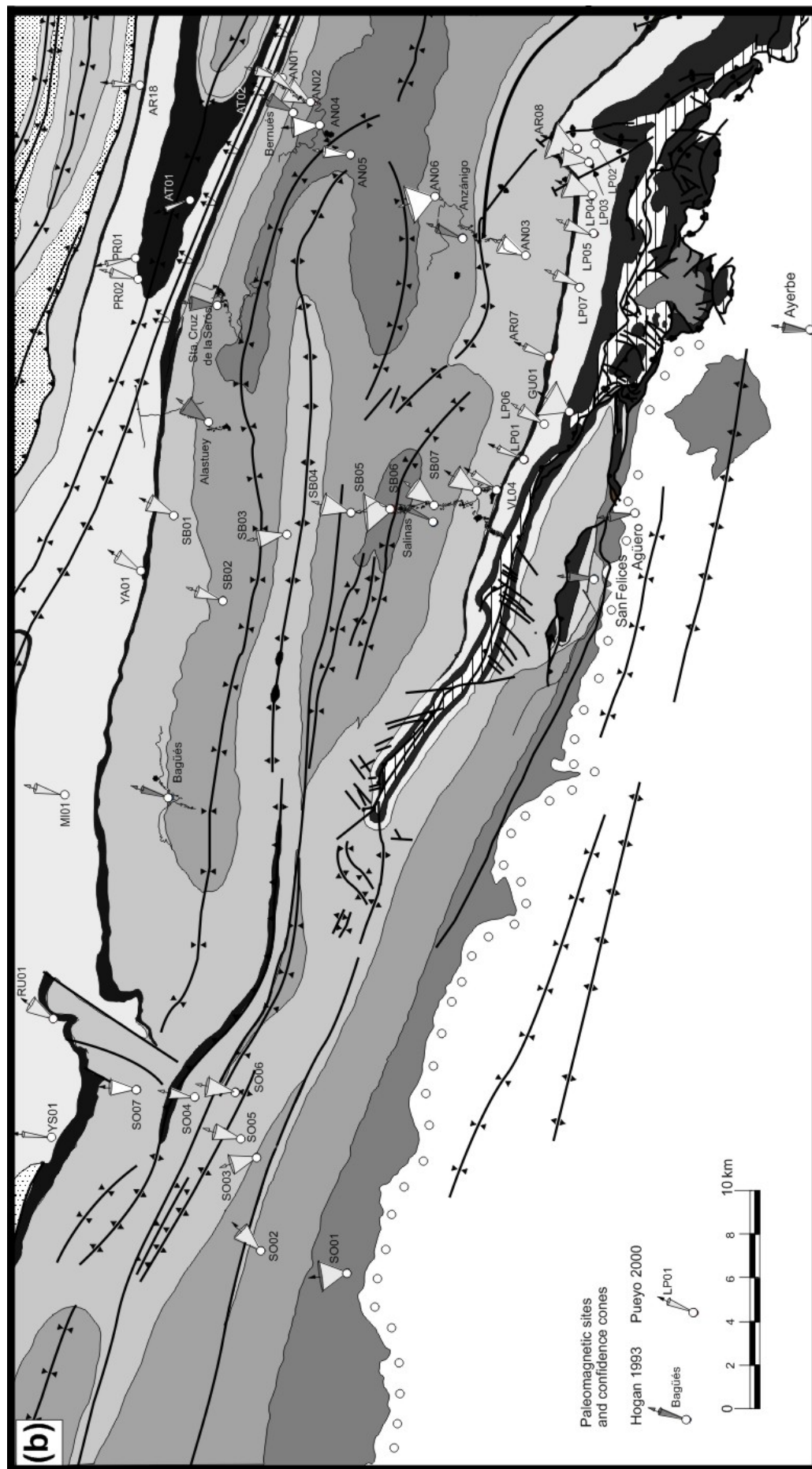
Regional distribution of fabric types (Fig. 6a) shows that Type 1 is the most common at Cinco Villas (the westernmost section) and also in the northern sites from the other two sections. Type 2 is mainly found in the southern of the eastern and central sections (closer to the front of the External Sierras), while type 3 has been identified at several positions in the Cinco Villas and Oroel sections.

Rose diagrams allow a better analysis of the lineation main trend (Fig. 6a). They show a clear parallel pattern respect to local structures in the western and northern parts of the Oroel and Santa Bárbara sections, in contrast to their southern parts. In these sections, a north-south drifting from the Pyrenean trend to a NNW-SSE orientation can be observed. Surprisingly, the bedding strike is fairly constant across these areas.

Fig. 6.- (a) Geological map and rose diagrams of the magnetic lineation (untilted), and (b) paleomagnetic data from the western sector of the External Sierras and the Jaca Basin. Cones represent the VAR; the angle between the magnetic declination (after tectonic correction) and the Eocene reference direction (D&I: 005, 52, α_{95} : 5; k: 546; recalculated by Larrasoña et al., 2003b from data by Taberner et al., 1999). The semiapical angle is the α_{95} confidence angle. Geological map after Puigdefabregas (1975) and Millán (1996).

2.2.- Vertical axis rotations in fold and thrust belts: comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees).





4.3 Paleomagnetic data.

Thermal demagnetization (Fig. 7a) showed a viscous present field direction unblocking at 150-200°C and a second ChRM component between 250° and 450°C in samples from the Arguis and Larrés formations and between 300° and 650-800°C in those from the Campodarbe formation. These intermediate and high-temperature components display two polarities in both of these lithologies. At the site scale, measurements for Campodarbe (continental detrital deposits) were noisier than those for Arguis samples (marine Eocene marls) and $\alpha_{95} > 15^\circ$ in 14 out of 20 sites.

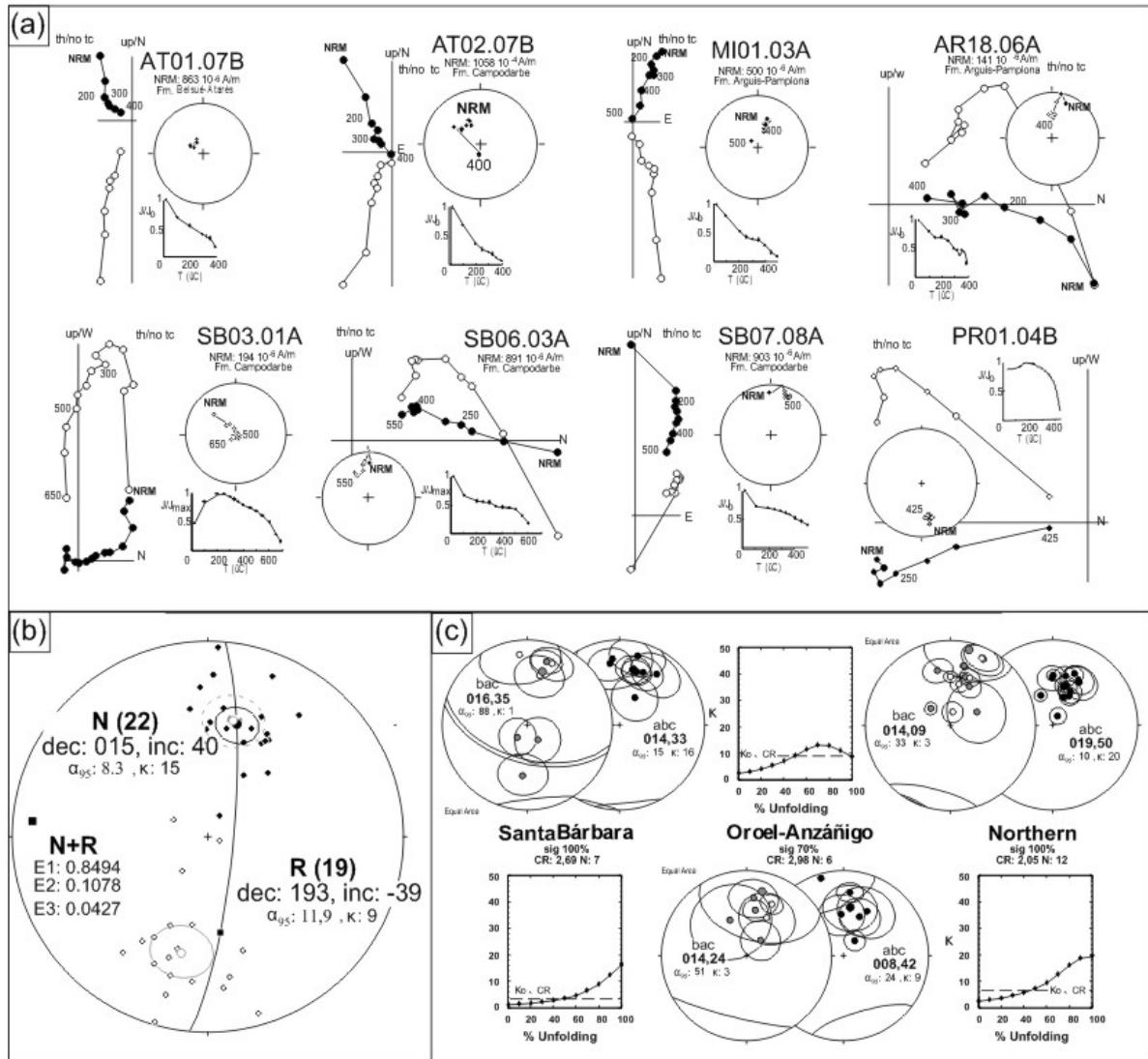


Fig. 7.- (a) Thermal demagnetizations (orthogonal, stereographic and intensity decay plots) from selected samples (always in in situ coordinates). (b) Stereographic projection of all site means (see Table 1), where bac stands for before bedding correction and abc for after bedding correction. Black mean: normal component; white: reverse and gray: reverse normalized. (c) Fold tests (McElhinny 1964) for the three different sections

ChRMs seem to be a primary direction as attested by: 1) the antiparallelism (Fig. 7b) of normal and reverse components (normal component: $D=15^\circ$, $I=40^\circ$, α_{95} : 8.3; k : 15 and reverse polarity $D: 193^\circ$, $I=-39$, α_{95} : 11.9; k : 9); and 2) the results of the fold test performed in Bartonian rocks (Arguis) in several locations of the External Sierras (Pueyo et al., 2002, 2003a, 2004; Larrasoaña et al., 2003b; Oliva et al., 2010) as well as those carried out as part of this work in the eastern Campodarbe outcrops (Fig. 7c). However, the new data from the Oroel and Santa Bárbara sections evidence an inclination becoming shallower with respect to the expected Eocene reference (Table 1, Fig. 7), as already detected by Hogan (1993) in the Campodarbe rocks. These inconsistencies are probably due to sedimentary flattening in the continental beds.

The sites located at the External Sierra front show significant clockwise (CW) rotations (average out of $D=25$, $I=40$, α_{95} : 5; $k=140$; Fig. 6b) and larger values ($> 40^\circ$) have been found in the westernmost sector (Pueyo et al., 2003). In contrast, the northwestern part of the Jaca basin shows significant but moderate CW rotations (average out of $D= 19$, $I=50$; $\alpha_{95}= 10$; $k=20$). These results are similar to the moderate CW rotations ($\sim 20^\circ$) found in the Internal Sierras (Oliva-Urcia and Pueyo, 2007a; 2007b). On the other hand, the data from the Oroel, Santa Bárbara and Cinco Villas sections were notably different. a) Rotations in the Cinco Villas section (westernmost) were not significant ($D=8$, $I=33$; $\alpha_{95}= 18$; $k=14$; Oliva et al., 2011; Pueyo, 2000). Similar results have been reported for the Pamplona area directly to the north and west of the studied section (Larrasoaña et al., 2003b). b) Oroel and Santa Bárbara sections had similar average results ($D=008$, $I= 42$; $\alpha_{95}= 24$; $k: 9$ and $D=14$, $I=33$; $\alpha_{95}= 15$; $k= 16$ respectively), but values varied with the structural position. For example, at the southern sites close to the External Sierras front (AN3, SB8 and SB7) there were significant CW rotations ($\approx 30^\circ$) while values were lower for more northern sites.

2.2.- Vertical axis rotations in fold and thrust belts: comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees).

Site	Reference	Formation	x	y	So (rhr)	n	N	D&I(bac)	a95	K	D&I(abc)	D&I(atc)					
AR18	Larrasoña et al., 1996	Arro-Fiscal	700400	4714540	111	86	S	10	10	0	-42	6	61	1.0	41		
AT01	This work	Belsué-Atarés	695390	4712310	303	15	N	10	10	311	65	6	68	338.0	59		
AT02	This work	Belsué-Atarés	701390	4708480	107	-63	N	5	5	189	77	10	46	195.0	-40		
CT01	This work	Hecho	701630	4719770	283	46	N	4	5	63	61	29	8	37.0	23		
PR01	This work	Belsué-Atarés	692210	4714440	87	50	S	11	11	171	-38	5	104	108.0	-85		
PR02	This work	Belsué-Atarés	691710	4714350	95	52	S	10	10	206	-42	8	34	296.0	-74		
BE01	Larrasoña et al., 1996	Sabiñanigo	675400	4718910	27	18	E	11	11	347	34	13	13	359.0	44		
MI01	Oliva et al., 2011	Arguis-Pamplona	667870	4716960	96	32	S	4	5	12	49	8	111	30.0	80		
RU01	Oliva et al., 2011	Sabiñanigo	657790	4717600	95	29	S	7	8	26	14	17	11	32.0	41		
YA01	This work	Yeste-Arrés	678240	4714000	96	55	S	7	8	25	-13	14	17	30.0	39		
YS01	Oliva et al., 2011	Arguis-Pamplona	649830	4720520	92	33	S	10	10	13	29	3	184	22.0	61		
Alastuey	Hogan, 1993	Campodarbe	684506	4710963	-	-	-	27	27	-	-	10	8	35.0	28		
Sta. Cruz	Hogan, 1993	Campodarbe	690622	4710310	-	-	-	44	44	-	-	11	5	4.0	31		
Bernués	Hogan, 1993	Campodarbe+Bernués	700117	4706838	-	-	-	29	29	-	-	14	5	26.0	28		
Bagüés	Hogan, 1993	Campodarbe	668199	4712316	-	-	-	32	32	-	-	13	5	17.0	18		
AR08	Pueyo et al., 2004	Arguis	698158	4692184	202	38	W	9	11	45	39	35	<1°	10.0	43	19	43
LP02	This work	Arguis	698673	4694475	220	40	W	5	7	22	45	43	3	357.0	24	4	24
LP03	This work	Arguis	697500	4694160	206	48	W	8	10	42	35	19	9	7.0	34	17	34
LP04	Pueyo et al., 2003	Arguis	695977	4694023	282	46	N	10	10	128	83	25	4	21.0	47		
LP05	Pueyo et al., 2003	Arguis	693550	4694365	279	46	N	7	10	0	49	15	15	3.0	3		
AR07	Pueyo et al., 2003	Arguis	688421	4695835	281	40	N	13	13	52	77	8	52	22.0	40		
GU01	Pueyo et al., 2003	Guara	686250	4694929	290	53	N	18	18	156	80	35	<5	30.0	44	32	44
LP06	Pueyo et al., 2003	Arguis	684350	4696943	295	61	N	9	10	354	-80	13	16	212.0	-37		
LP07	Pueyo et al., 2003	Arguis	692247	4694023	280	44	N	28	28	228	-71	11	8	203.0	-30		
LP01	Pueyo et al., 2003	Arguis	683471	4697429	120	73	S	13	14	226	60	7	30	22.0	12		
VL04	Pueyo et al., 2003	Arguis	682173	4698102	290	82	N	9	9	185	55	8	36	31.0	42		
Anzánigo	Hogan, 1993	Campodarbe	694057	4699367	-	-	-	55	55	-	-	5.3	14	22.8	28		
Salinas	Hogan, 1993	Arguis+Campodarbe	681326	4699060	-	-	-	80	100	-	-	5.2	10	20.0	35		
AN01	This work	Campodarbe II	700430	4707550	110	-74	N	4	6	206	33	10	70	217.0	-72		
AN02	This work	Campodarbe III	700110	4706900	110	90	S	4	6	209	48	26	10	208.0	-41		
AN03	This work	Campodarbe II	693120	4696781	273	24	N	10	10	223	-70	19	7	203.0	-49		
AN04	This work	Bernués	699170	4706270	124	21	S	4	6	7	32	21	15	357.0	50		
AN05	This work	Bernués	697580	4705000	267	20	N	12	15	191	-45	11	16	186.0	-26		
AN06	This work	Campodarbe III	693630	4700580	260	49	N	17	18	155	-52	7	6	164.0	-6		
SB01	This work	Campodarbe II	681020	4712610	96	58	S	7	9	22	-23	18	10	24	33		
SB02	This work	Campodarbe III	676640	4710560	98	12	S	10	10	197	-23	13	14	198	-35		
SB03	This work	Campodarbe II	680120	4707470	271	74	N	9	10	39	-75	18	8	171	-28		
SB04	This work	Campodarbe III	681360	4705390	111	57	S	7	8	194	40	22	7	195	-17		
SB05	This work	Bernués	681297	4702389	95	42	S	8	9	174	18	32	4	174	-23		
SB06	This work	Campodarbe III	681544	4700965	290	73	N	6	6	326	-72	22	9	216	-27		
SB07	This work	Campodarbe II	681586	4699304	285	79	N	5	7	185	40	22	11	30	60		
SO01	Oliva et al., 2011	Bernués	648407	4703468	99	14	S	6	7	354	20	29	5	352	34		
SO02	Oliva et al., 2011	Campodarbe III	647607	4708364	104	82	S	9	10	33	-24	18	9	43	53		
SO03	Oliva et al., 2011	Campodarbe III	651660	4708200	114	57	S	6	8	173	9	20	10	163	-39		
SO04	Oliva et al., 2011	Campodarbe II	654270	4710730	112	-80	N	9	9	191	47	12	11	190	-52		
SO05	Oliva et al., 2011	Campodarbe II	652380	4708950	90	78	S	6	7	200	48	16	16	195	-27		
SO06	Oliva et al., 2011	Campodarbe II	655000	4708920	296	57	N	15	15	189	-55	7	29	196	1		
SO07	Oliva et al., 2011	Campodarbe II	654480	4713540	15	59	E	7	9	353	-2	17	12	2	18		
Ayerbe	Hogan, 1993	Uncastillo	687881	4685087	-	-	-	80	80	-	-	8.5	4.5	4	41		
San Felices	Hogan, 1993	Uncastillo	679355	4692721	-	-	-	157	157	-	-	5.4	5.4	359	36.5		
Agüero	Hogan, 1993	Uncastillo	681244	4691656	-	-	-	33	34	-	-	7	14	352	27.8		

Table 1.- Paleomagnetic data from the External Sierras and the Jaca Basin. Site: name of the sampling site, reference to previously published work (if any); Formation: stratigraphic unit); x and y, the geographic coordinates of the studied site (ED50; 30T projection); SO: bedding data following the right hand rule (rhr); n: number of analyzed samples; N: number of considered samples; D & I bac: declination and inclination before any correction (bac); Fisher's (1953) statistics; α_{95} and K, D & I abc: declination and inclination after bedding correction (abc); and D & I atc: after tectonic correction of plunging structures (atc).

5.- Discussion

5.1.- Interpretation of magnetic fabrics

Type 1 fabrics have magnetic lineation normal to the shortening direction inferred from folds and thrusts in the area (parallel to fold axes or K1 is parallel to the Y strain axis; e.g., Borradaile and Henry, 1997). In the studied area, this type of fabric has been interpreted to indicate very early reorientation of particles normal to the main shortening direction during the first stages of lithification and related to pre-folding layer-parallel shortening processes (e.g., Pueyo et al., 1997; Parés et al., 1999; Larrasoaña et al. 1997 and 2003; Parés and van der Pluijm, 2003; Parés, 2004; Oliva et al., 2009; Mochales et al., 2010). Type 3 fabrics also indicate this kind of acquisition mechanism where magnetic lineation is parallel to the main regional tectonic direction in pre-tilting conditions.

Type 2 shows magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation parallel to the trend of the oblique structures located to the east. This pattern is similar to type 1 where K1 is normal to the main shortening direction (parallel to structures) but the inferred orientation of the shortening direction is different to the regional trend.

The main differences between fabrics depend on the expected shortening direction responsible for the orientation of the magnetic lineation. In type 1 fabrics the bedding strike and magnetic lineation have parallel orientations, in Type 3 the magnetic lineation is parallel to the regional trend only after bedding restoration, and in type 2 the orientation of the magnetic lineation is not parallel to regional structures or to the bedding strike and the inferred shortening direction is different to the later bedding tilting and folding.

5.2.-Correlation between AMS and paleomagnetic vertical-axis rotations.

The pre-tilting acquisition and early blocking of magnetic fabrics indicate that AMS can serve as a passive marker of more recent deformation events. This may be useful to demonstrate the absence of differential evolution between sites, namely, those which have similar AMS orientations. On the other hand, if two relatively close sites were found to have different orientations of magnetic lineation this would indicate that they have evolved differently. This could be due to local changes in the shortening direction or to a differential rotation between the two sites.

Paleomagnetic techniques allow the VAR of a site to be obtained when the local vector is compared with its paleomagnetic reference (defined in a stable portion of the plate in a rock of the same age; Elredge et al., 1985; Lowrie and Hirt, 1986; and Tait et al., 1996; among many others). In contrast, this reference does not exist for the AMS, but the comparison between paleomagnetic and AMS data may enable the original orientation of the magnetic lineation before the rotation to be identified. The azimuth of the magnetic lineation was plotted against the VAR (Fig. 8a) to

analyze whether there was a correlation between these variables. There were found two main groups of data that correspond to type 1 and 2 fabrics. The regression line of each data group with the abscissa (PMAG-VAR=0) gives the primary orientation of magnetic lineation before any VAR. For type 2 fabrics (Fig. 8a) this primary value is at N146E. ($R^2=0.72$), the type 1 intersection being relatively close to the “Pyrenean” trend (W-E to WNW-ESE) but with a larger dispersion. Further, two subgroups can be identified within type 1 fabrics and these seem to be related to the cross-sections analyzed (Sos and Santa Bárbara-Oroel). Fitting the data separately helps reduce the residuals, yielding N092E for the Santa Bárbara-Oroel sections and N110E for the Sos one (Fig. 8a). These two original magnetic lineation azimuths prior to rotation can be also observed in the similar structural trend changes between the Sos (western) and Oroel-Santa Bárbara (central) sections. In particular, the main orientation of structures at the Sos section has a larger strike than in central sections.

These primary orientations of the magnetic lineation correspond to a Pyrenean orientation for type 1 fabrics (N090-N110E) and a slightly oblique one for type 2 fabrics (N145E). The comparison of these orientations with the local (measured) magnetic lineation at the different sites permits the disagreement between them to be assessed and to be used to quantify the apparent rotation deduced from AMS data (AMS-VAR; Table 2).

A rotation has been defined as positive when the magnetic lineation trend exceeds the reference line (clockwise rotation; Fig. 8b and c) and negative for the opposite case (counterclockwise rotations). AMSVAR data are accompanied with the $\alpha 95$ calculated for the magnetic lineation.

The comparison between the VAR deduced from paleomagnetic and AMS data shows some scattering along the diagonal of the graph (where a perfect alignment should be expected; Fig. 8d). Each group of data, paleomagnetic and AMS, has its accuracy range ($\alpha 95$). Measurements are related to the different techniques and can be compared in terms of a representativeness factor (S). A rotation is considered to be significant when the calculated VAR exceeds the data confidence angle; else, data are in the resolution range of the technique and these results are considered to be not significant. The “S” parameter is defined for AMS and paleomagnetic VARs by the expression $S = \text{VAR} / \alpha 95$. This factor (Fig. 8d) permits the meaning of the data to be interpreted in terms of their resolution. Sites with higher S values lie on the diagonal of the graph and dispersion is higher for sites with lower S values. In the case of central sections, there is an almost perfect linear regression for both type 1 and 2 fabrics, while for the western section the fit was less good and S parameter is lower than 1.

5.3.- Comparison of paleomagnetic and AMS data.

To compare the VAR obtained from the two methods the rotation magnitudes are shown in map view (Fig. 9). AMSVARs have been represented as the usual way

for paleomagnetic data. The cone axis is the trend of the paleomagnetic vector and the calculated deviation of AMS magnetic lineation respect their original calculated orientation and the semiapical cone angle is the α_{95} for each technique.

There is a clear parallel distribution between the VAR magnitudes and the confidence angles (α_{95}) derived from the two techniques. The highest α_{95} angles were obtained for the continental detrital deposits from Campodarbe and Bernués Fms and the lowest ones for the Arguis-Larrés marls formations.

In general, the S parameter ($S=VAR/\alpha_{95}$) was higher for the AMS data meaning that their results show a higher reliability than the paleomagnetic data (especially for detrital deposits). Given this, the rotation consistency is improved when the two techniques are combined. Indeed, our results indicate that AMSVAR should not be used in isolation, but the reliability of paleomagnetic rotations with very low S values can be significantly strengthened by AMS data.

In the western section, PMAG-VAR produced different results but their definition is, in general, low ($S<1$). In this case, paleomagnetic data show non-significant rotations and AMS, with higher resolution, confirms that absence of rotation. Similarly, some sites with counter clockwise rotations in the central sections are poorly defined on the basis of the paleomagnetic data but these rotations are confirmed with high reliability ($S>1$) by AMS data.

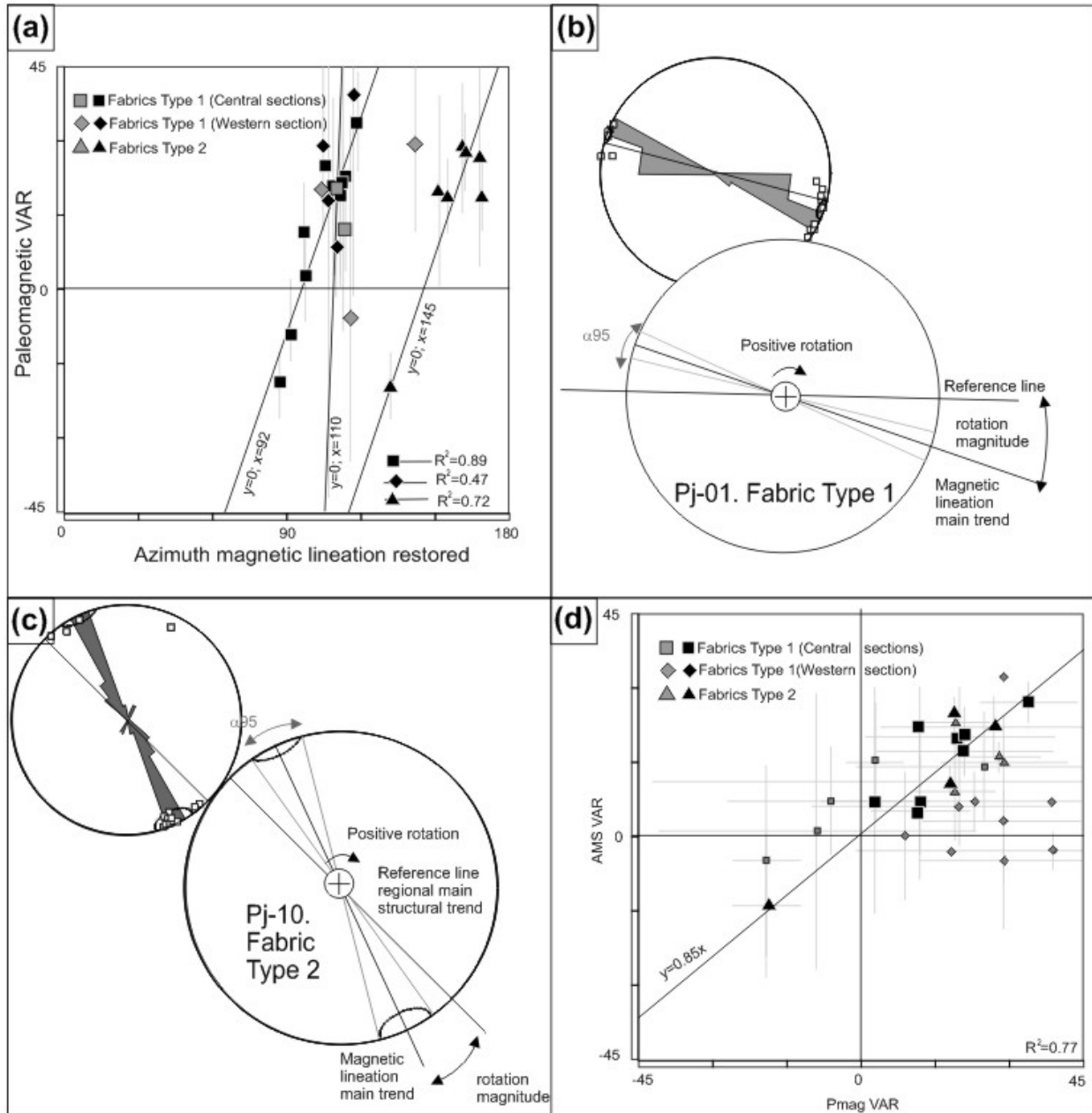


Figure 8.- (a) Plot of paleomagnetic rotations (VAR) against azimuths of AMS magnetic lineation. Sites are separated depending on the fabric type and the S parameter value ($S > 1$ in black and $S < 1$ in grey), fitting residuals for data are also shown; (b) and (c) VAR estimations from AMS data (as a function of the fabric type); and (d) VAR from paleomagnetism against VAR from fabric types and sections have been plotted separately; black for $S > 1$; grey for $S < 1$. Sites where $S < 1$ have not been used for the regression calculation. Error bars representing the α_{95} are also shown.

site	x	y	T	ROT	S	Az	PI	a95	k	n	%pa	Km	S0	dip	
or01	700221.62	4714966.35	1	22	2.7	114	2	8	25	15	90	136.1	100	30	N
or02	700179.92	4713121.13	1	15	1.3	107	0	12	12	15	72	54.6	97	60	S
or03	700794.15	4711502.67	1	-2	0.3	90	14	5	61	15	75	97.3	105	45	N
or04	700389.23	4710065.41	3	5	0.5	97	4	9	19	15	74	50.1	135	43	N
or05	701389.39	4708422.34	1	27	6.1	119	15	4	81	15	76	90.1	100	90	N
or06	700650.46	4707893.31	1	14	1.3	106	10	11	15	15	76	93.3	118	82	S
or07	691305.57	4695644.97	2	39	5.5	5	1	7	32	15	73	131.4	97	37	N
or08	693977.17	4699195.52	2	-14	0.9	132	5	15	8	15	57	140.6	88	76	N
or09	695442.13	4701126.57	2	20	2.1	292	3	10	18	15	87	83.5	95	38	N
or10	696558.91	4703657.75	1	-37	2.1	55	1	17	8	15	72	68.7	85	7	S
or11	693815.35	4698341.29	2	6	0.7	332	2	8	24	15	76	140.2	90	30	N
or12	696274.12	4701971.66	1	-5	0.3	87	5	19	6	15	82	75.8	70	26	N
br01	697763.73	4705395.02	1	7	0.3	99	24	23	4	15	76	97.6	104	15	N
or14	699320.58	4706145.22	1	25	2.4	117	4	11	15	15	76	98.0	115	19	N
pj01	681286.9	4713275.97	1	17	3.5	109	2	5	66	15	73	166.4	90	60	S
pj02	680229.97	4710660.74	1	20	3.6	292	3	6	50	15	59	92.5	81	7	S
pj03	680122.14	4707781.52	1	13	3.7	105	2	4	126	15	64	95.8	88	77	N
pj04	681282.4	4704667.14	1	6	0.4	98	31	15	8	15	67	74.7	112	65	S
PJ05	681668.54	4703448.93	1	1	0.0	273	13	28	3	15	38	63.9	109	70	N
PJ06	681322.81	4698882.66	2	22	3.4	168	3	6	39	15	70	138.9	98	90	N
PJ07	682150.07	4698072.98	2	16	5.3	162	16	3	171	15	78	147.2	102	90	N
PJ08	685201.84	4696622.01	2	23	4.3	169	12	5	57	15	91	161.1	100	60	N
PJ09	687185.91	4696045.99	2	15	1.7	341	2	9	22	15	88	172.2	107	45	N
PJ10	687880.28	4695692.11	2	9	0.9	155	3	10	26	15	87	153.5	108	48	N
PJ11	692053.82	4695235.29	2	49	2.5	15	4	19	5	15	93	63.8	90	30	N
SO01	657896.38	4717327.29	1	-5	0.4	285	7	14	4	38	83	92.1	95	25	S
SO02	657620.83	4716724.73	1	0	0.0	110	7	13	4	42	67	126.1	30	25	N
SO03	654519.05	4713654.34	3	17	1.5	307	6	11	6	36	77	126.7	35	30	S
SO04	654925.57	4711429.55	1	11	4.2	121	3	3	74	40	80	163.4	115	75	N
CC01	654217.16	4712630.16	1	22	3.7	132	3	6	21	29	76	111.7	97	85	e
SO05	653232.68	4709082.48	1	-3	0.8	107	2	4	43	31	76	153.5	100	70	S
SO06	647303.93	4707579.02	1	7	1.2	297	5	6	29	22	82	105.1	110	90	N
so07	646601.24	4705560.59	1	3	0.2	293	7	13	10	15	73	48.3	96	29	S
ye02	660948.06	4717899.68	2	32	##	142	7	3	56	38	93	181.9	120	6	S

Table 2.- Anisotropy of magnetic susceptibility - main data from the studied zone. Sitename of the sampling site; x and y, the geographic coordinates of the studied sites (ED50; 30T projection); T: type of fabric; Rot: magnitude of estimated vertical axis rotation, S: value of the representativity factor; Az: azimuth of the magnetic lineation; Inm: plunge of magnetic lineation after bedding restoring : α_{95} and k (from Fisher, 1953); n: number of samples at site scale; %pa: paramagnetic contribution to the susceptibility in per cent; Km: mean susceptibility; S0: bedding strike; and dip: dip of bedding strike and of dipping direction.

6. Conclusions

A combined paleomagnetic and AMS study has been performed along three cross-sections in the western sector of the External Sierras and the Jaca Basin (southwestern Pyrenees). An almost pure paramagnetic signal revealed by rock-magnetism analyses together with directional data (always bedding parallel) allow us to propose an early acquisition and blocking mechanism for the AMS. In turn, this makes it possible to use the AMS magnetic lineation as a passive marker during more recent deformation events (only folding, thrusting and vertical axis rotations in these areas). Comparison of AMS data and paleomagnetic deduced VAR shows that: i) rotations are similar in relatively close sites with parallel magnetic lineation; and ii) angular variations in the magnetic lineation at close sites are similar to relative paleomagnetic rotations between the sites.

This integrated analysis permits us to identify two primary orientations of the magnetic lineation before the rotations: one related to the main Pyrenean trend (N100E) and a second one related to oblique structures (N145E). These reference lines, deduced from paleomagnetic data, have been used to calculate rotations from the AMS dataset.

The regression with AMS and paleomagnetic rotations was nearly linear. This correlation enables us to infer the occurrence of VAR using AMS in sites with no paleomagnetic data. When there is a robust paleomagnetic dataset that guarantees its reliability, the estimation of VAR from AMS can be used as a preliminary approach to: i) constrain parallel evolution in areas with similar AMS results; ii) identify anomalies in the regional distribution of magnetic lineation or to find potential changes in the evolution of local structures; iii) correlate discrete paleomagnetic data through sectors where AMS is fairly constant; and iv) contribute to the sampling design and the selection of AMS sites for demagnetization measurements.

The combining of paleomagnetic and AMS data should enable us to obtain a better three-dimensional understanding of fold and thrust systems. The results presented in this paper provide evidence that AMS data is a valuable resource to detect VAR in other fold and thrust belts, providing that they have a similar AMS blocking mechanism and results are double-checked with paleomagnetic data.

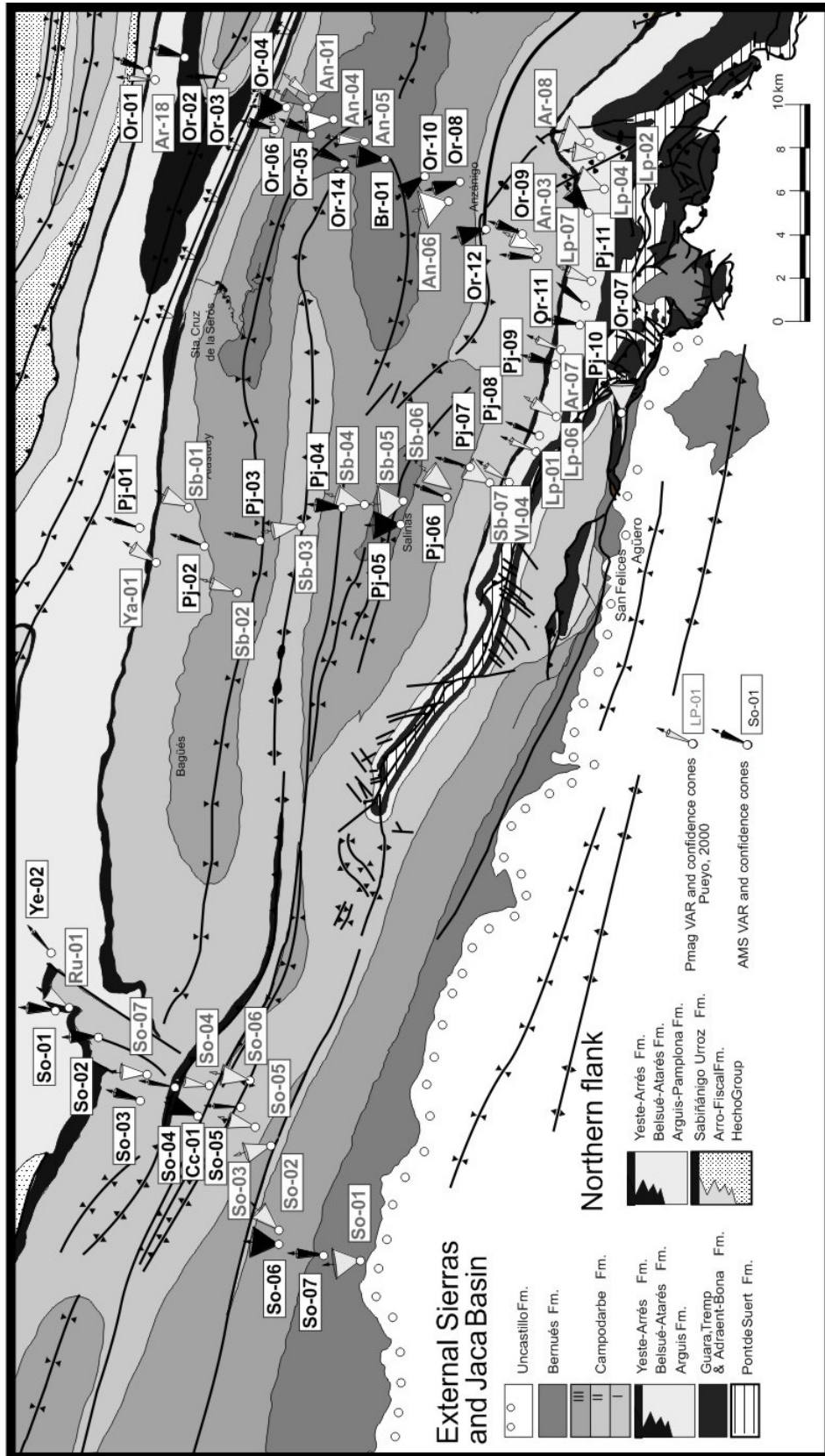


Figure 9.- Geological map and VAR. Cones obtained from paleomagnetic VAR are displayed in grey and those from AMS in black. The cone axis represents the VAR and the semiapical angles are the α_{95} confidence angles from Fisher (1953) statistics.

Acknowledgements

This work has been supported by Geotransfer Research Group from the University of Zaragoza and the research projects CGL2009-08969, CGL2009-14214 (MICINN) and 3DR3 & GeoPyrDatabases (PI165/09 & CTPP01/07 Regional Government of Aragón). Paleomagnetic measurements were performed at the University of Michigan. Data processing was carried out using the "Paldir" program from Paleomagnetic Laboratory at Utrecht University. Stereographic projections were made with the "Stereonet" program (6.3.2) developed by Richard Allmendinger to whom we are very grateful. A FPU doctoral fellowship (MICINN) to the first author is also acknowledged. Lastly, the authors want to thank Fabriccio Storti and two anonymous reviewers for their support in reviewing the manuscript.

2.3.- Acquisition and blocking of magnetic fabrics in synsedimentary structures, Eocene Pyrenees, Spain.

Óscar Pueyo Anchuela, Andrés Gil Imaz, Andrés Pocoví Juan and Javier Francisco Ibas Lloréns

GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL (2011): 186, 1015-1028

Submitted: 30 November 2010; accepted: 29 June 2011.

Magnetic fabric analysis can be used as a tool to investigate tectonic processes and deformational events but the manner in which the studied fabrics were acquired and blocked must also be carefully considered. In studies using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), the timing of AMS moment acquisition and its blocking must be identified. The former term refers to the acquisition of a preferred orientation of the AMS ellipsoid while the latter is the last process that can be inferred to modify it. In this paper, the very early diagenetic acquisition of magnetic fabrics is analyzed in synsedimentary slump structures within Eocene marls from the Southern Pyrenees. The paramagnetic contribution to susceptibility ranges from 80 to 98%, although iron-oxides and magnetite are present in all of the studied samples. AMS is analyzed at two scales: at site scale with synsedimentary deformational structures and at regional scale. Slumps systematically exhibit a magnetic lineation (K_{max}) parallel to the slump fold axes and a girdle of K_{min} axes normal to the slump lamination at sample scale. The obtained results show that acquisition of magnetic fabrics occurred during prelithification stages (pre-slump folding) and that blocking immediately postdates folding (no modifications of slump AMS fabrics after slump folding occurred). Comparison between magnetic fabrics in slump folds and in the undisturbed series indicates a contemporary synsedimentary acquisition occurring after sedimentation and prior to lithification.

Keywords: AMS, fabric acquisition, fabric blocking, Pyrenees

Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is frequently used to analyze the arrangement of magnetic particles and to infer strain, deformational trends, paleocurrents, etc. (e.g. Kissel et al, 1986; Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997; Mattei et al, 1997; Parès et al, 1999; Parès & van der Pluijm, 2002; Parès, 2004). AMS at sample scale is dependent on the magnetic particles, their magnetic behaviour, their grain anisotropy and the particles orientation. In the case of paramagnetic behavior, a good correlation between grain distribution and susceptibility anisotropy (magnetocrystalline anisotropy and the shape of the rock forming minerals; e.g Tarling & Hrouda, 1993; Dunlop & Ozdemir, 2001) can be expected. While ferromagnetic fabrics can also be sensitive to strain, magnetostatic effects can complicate the interpretation. Differences between grain anisotropy and susceptibility anisotropy (e.g. inverse fabrics) can be difficult to interpret. Dominant paramagnetic fabrics related to clay particles have been traditionally used in structural geology as good strain markers at outcrop scale (e.g. related to cleavage).

AMS depends on the orientation and distribution of diamagnetic, paramagnetic and ferromagnetic s.l. minerals. Magnetic susceptibility depends, in first instance, on the magnetic behavior of particles: diamagnetic (10^{-8} to 10^{-9} SI and negative susceptibility), paramagnetic (10^{-4} to 10^{-6} SI) or ferromagnetic s.l. (10^{-2} to 10^{-3} SI). Ferromagnetic particles in a sample can efficiently control AMS with weight contribution of 2% (e.g. Tarling & Hrouda, 1993). Aspects like mean susceptibility have traditionally been used as a preliminary tool to determine the magnetic behavior of a rock (Rochette 1987; Tarling & Hrouda, 1993). However, in some cases, mean susceptibilities in the paramagnetic range can be due to low ferromagnetic particle contributions (e.g. Hirt et al., 2008; Pueyo Anchuela et al. 2008).

AMS has been used as a very sensitive strain marker technique in low to moderate deformation settings (Parès, 2004; Cifelli et al., 2009; Pueyo et al., 2010). AMS blocking can be a handicap for strain analysis implying that AMS can be insensitive to some tectonic processes. In the case of the Southern Pyrenees, Eocene marls (Arguis-Pamplona- Larrés formations, Puigdefàbregas & Souquet, 1985) have been accurately analyzed with AMS techniques in the past few decades. The main results obtained during these works show a pervasive magnetic lineation, parallel to the general structural Pyrenean orientation (NE, 090° to 110°) and K_{min} normal to bedding. These fabrics have been interpreted to be pre-folding acquired due to tectonic shortening in horizontal bedding (by means of reorientation of paramagnetic particles during incipient shortening –LPS; Parès et al., 1999; Larrasoaña et al., 2004; Parès, 2004; Oliva et al. 2009; Mochales et al., 2010). In some cases, these fabrics do not seem to have been affected by later tectonic folding or cleavage development (Parès et al, 1999; Pueyo Morer et al, 1997; Larrasoaña et al, 1997; Oliva, et al., 2009). Larrasoaña et al, (2004) interpreted this to reflect a very early acquisition of magnetic fabrics and their blocking during early diagenesis linked to cementation and lithification (on the order of 15 kyr after sedimentation).

Magnetic lineation (clustering of Kmax axes of the magnetic susceptibility ellipsoid) can be related to: (i) orientation of anisotropic magnetic particles (e.g. Hrouda, 1982; Borradaile 1987; Borradaile and Henry, 1997; Martín-Hernández, 2005), (ii) imbrications, intersection or apparent lineation between different planar subfabrics (Borradaile, 1988; Housen et al., 1993; Lüneburg et al., 1999; Debaecker et al., 2004, 2009; Martín-Hernández, 2005) or (iii) post-deformational growth of magnetic particles (e.g. Saint Bezar et al., 2002).

The study area is located in the Southern Pyrenees, at the foreland basin linked to the collision between the Iberian and European plates during Late Cretaceous to Late Oligocene times. Sediments were progressively incorporated in thrust sheets, defining piggyback basin geometries until Miocene times (Fig. 1. Muñoz, 1992; Teixell, 1992). The sedimentary evolution included important syntectonic sedimentation at the southern foreland basin. This was mainly marine during the Eocene and terrestrial during the Oligocene-Miocene (Puigdefàbregas & Souquet, 1986). The structural trend in the Pyrenees shows a general NE (090-115°) trend (fig. 1), parallel to the chain and linked to south-verging basement thrusts (Teixell, 1992). In the southern part of the chain, fold and thrust systems progressed through Triassic evaporites as the main detachment level (e.g. Millán 2006).

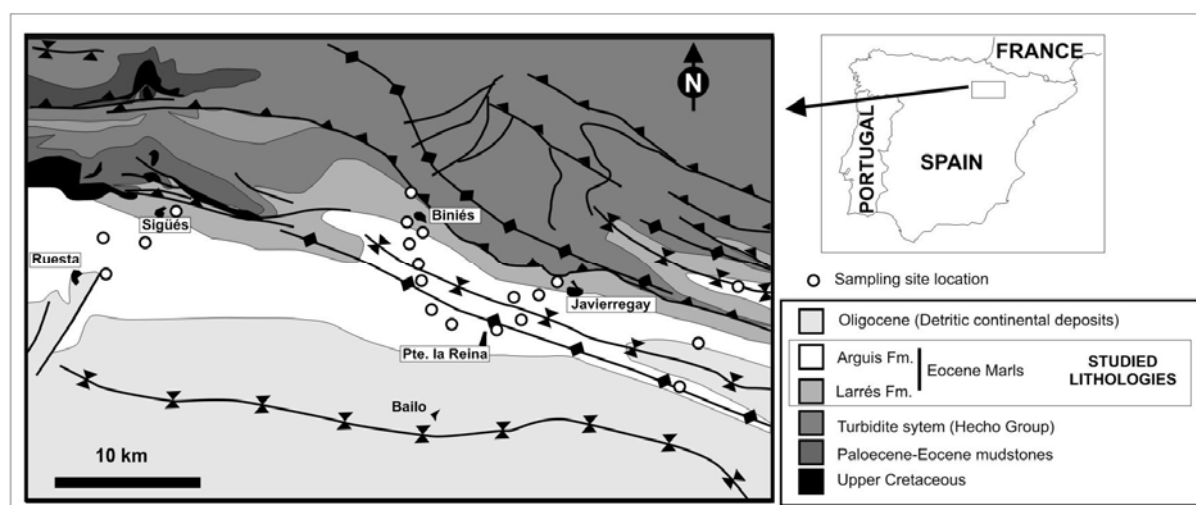


Fig. 1.- Geological sketch of the studied area and location of sampling sites.

The study area comprises outcrops of Upper Eocene marls affected by asymmetric south-verging folds and thrusts. Upper Eocene marls were deposited in external platform conditions, overlying the Middle Eocene turbiditic system (Hecho Group; Mutti et al, 1972; fig. 1) and under a compressional tectonic regime. The platform was progressively displaced to the South during piggy back thrust progression in northern areas. The marly Larrés Fm exhibits important syn-sedimentary gravitational deformation (Puigdefàbregas, 1975; Teixell, 1992) with isolated antiformal hinges included in undisturbed sediments and levels several

meters thick with very complex deformational patterns and extensions of tens of kilometers along strike. The studied area is located south of the main Pyrenean regional cleavage front although local cleavage linked to some of the folds can be observed. In other cases fissility (following the definition of Durney & Kirsch, 1994), parallel to the cleavage plane but not clearly defined at outcrop scale, is also present.

An early acquisition and blocking of magnetic fabrics has been postulated in this sedimentary environment (e.g. Parès et al, 1999; Pueyo Morer et al, 1997; Larrasoña et al, 1997, among others). The analysis of primary gravitational structures can allow the magnetic fabric acquisition and blocking to be better defined and to be compared with the regional results. The imprint of expected tectonic shortening linked to cleavage or other deformational processes is also analyzed.

2. Methodology

2.1. Field work:

Field work consisted of the geological analysis of the studied area to obtain a regional homogeneous distribution of sampling sites (fig. 1). For this purpose, homogeneous outcrops were selected. In some of the sampled stratigraphic levels, small isolated anticlinal hinges could be observed with parallel undeformed laminations above and below. At levels with deformational structures, laminations did not show lateral continuity. Other evidence of activity during the sedimentation process are the presence of thickness changes, on-lap geometries, and high ductile folds developed at plane-concave geometric levels with erosional lower limits.

For AMS sampling, a water-cooled, gas-powered drill machine was used. Cores were oriented in situ with a compass and cut to standard specimen size in the laboratory. Two sampling strategies were used: (i) Regional sampling consisted in 18 sites of 9 to 21 cores (15 to 38 samples) in homogeneous outcrops of the marly Larrés-Arguis Fm and (ii) two sites at disturbed sites (um-01 and Or-01). In site um-01, sampling was undertaken in a gravitational synform anticline (33 cores; 98 samples). Or-01 was also sampled at a disturbed structure. In both sites bedding above and below the disturbed sediments and lamination within the fold were measured. In the case of um-01 a higher control of sampling position was carried out.

Attitude of bedding, cleavage and other deformation markers at outcrop scale were also analyzed. The main part of the studied sites does not exhibit cleavage but an incipient foliation can be inferred in weathered exposures. In these cases, an analysis of fissility elements following the methodology of Durney & Kirsch (1994) has been performed measuring a minimum of 50 elements in each site. In all of the cases, except for Bi-02, bedding has been used for the tilt correction. Due to local bedding changes Bi-02 site has been grouped in two subsites. At Um-01, bedding was measured both above and below the slumped unit to be used for bedding correction.

2.2. Rock magnetism

Standard AMS specimens were measured in a KLY-3s from AGICO at the Geotransfer Magnetic Fabric laboratory (Universidad de Zaragoza), and rock magnetic experiments have been performed both in the PASTEL group lab at Michigan University and at the Laboratory of Measurement of Physical Properties at the University of Zaragoza.

AMS directional data were plotted using the program Stereonet (Richard Allmendinger) and scalar parameters were obtained from the AMS measurement using the SUSAR software from AGICO. The parameters used are: mean susceptibility (average of the three principal axes of the susceptibility ellipsoid; $K_m = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$), the magnetic foliation parameter (relation between the intermediate and minimum susceptibility axes: $F = K_{int}/K_{min}$), the magnetic lineation parameter (relation between the long and intermediate susceptibility axis: $L = K_{max}/K_{min}$), the shape parameter (T) and corrected degree of anisotropy (P'), following the definition of Jelinek (1981).

Identification of ferromagnetic phases were carried out at Pastel Lab from University of Michigan and measured with a 2G magnetometer. The different analysis consisted of: i) AF demagnetization performed in 32 progressive steps between 0 and 0.2 T, ii) partial acquisition of the anhysteretic remanent magnetization (pARM; Jackson et al, 1988), iii) progressive acquisition of the AARM between 0 and 0.2 T (Jackson et al., 1988), iv) progressive acquisition of the IRM between 0 and 1.1 T (following a logarithmic scale), v) thermal demagnetization of the IRM imparted along three axes (Lowrie, 1990) and vi) susceptibility changes with temperature between liquid nitrogen and room temperature (following Richter and Van der Pluijm's 1994 methodology).

Measurements of susceptibility in different fields were carried out at the University of Zaragoza with a PPMS device (Quantum design). Field-dependent susceptibility was measured in an AC field (0.5 mT amplitude; 875Hz) with mean values 0 and 2.5 T. In selected samples, measurements were also carried out using mean values of 0.5, 1.0, 1.5, and 2.0 T. Samples measured with the PPMS were subsamples from those used in the Kappabridge experiments. A comparison of susceptibility values obtained from each device was carried out. These tests involved the comparison of susceptibility for equivalent volumes of each sample used. Results from 3 samples were discarded because variations above 5% were observed. These cases were presumably caused by inhomogeneous K_m at the site scale. The analysis of %paramag (invariant susceptibility with applied field) was carried out by the measurement of susceptibility at low and high fields and at a frequency similar to the kappabridge conditions (Rochette, 1987; Pueyo et al, 2005).

Both ferromagnetic s.l. and paramagnetic minerals exhibit a linear correspondence of the susceptibility at low applied fields (e.g. Dunlop & Özdemir,

1997). Unlike their paramagnetic counterparts, ferromagnetic particles reach saturation at fields similar to their coercivity. In these conditions the increase in the applied field is not followed by the increase of the measured susceptibility. Providing there are no high coercivity particles, the paramagnetic contribution to susceptibility can be identified from a comparison of the susceptibility at low (0 T; AC measurement field of ± 0.5 mT) and high (2.5 T, AC field of ± 0.5 mT). In the same way, saturated susceptibility in the measurement range can be considered as the ferromagnetic contribution to susceptibility. The correlation between the measurements in the two different devices permits the calculation of paramagnetic and ferromagnetic equivalent susceptibility. To provide a double-check, the increase of paramagnetic susceptibility with temperature of 34 samples was measured with a SI-2 Shappire kappabridge at Pastel laboratory. The susceptibility was measured at room temperature and after cooling the sample in liquid nitrogen. The susceptibility ratio (χ_{LT}/χ_{RT}) was calculated. A ratio of 3.8 is expected for pure paramagnetic behavior in the studied temperature interval (e.g. Dunlop & Ozdemir, 2001).

3. Results

3.1. Rock magnetism results. Susceptibility sources.

Artificial isothermal magnetization applied to selected samples exhibits a saturation of magnetization in all of the samples before 0.5T (usually before 0.3T; fig. 2a). This indicates that no particles with higher coercivity than the applied fields are present (inferred from the curve model by means Kruiver et al., 2001 software). pARM imparted at 0.5mT intervals following methodology of Jackson et al., (1988) exhibits the highest peaks of magnetization between 10 and 50 mT (fig. 2b).

Thermal demagnetization of IRMs imparted along three orthogonal axes (Lowrie, 1990; x=0.1 T; y=0.4 T and z=1.1T) indicates that low coercivity particles (magnetized along the X axis) carry the main part of the remanence (fig. 2c). The observed remanence decreases at 525-550°C for the X axis and at 325-375 °C for both the X and Y axes. No remanence remains above 600°C, and X and Z axes lose their remanence at similar temperatures.

The measurement of susceptibility from AC field at low (LF: 0T) and high fields (HF: 2.5T) shows similar values (through the plot diagonal at fig. 3a). Thirty two samples show consistent PPMS and kappabridge susceptibility measurements. Some of them show a slight displacement with respect to the plot diagonal (pure paramagnetic). At these samples lower susceptibility at HF respect LF conditions is identified. This is interpreted as saturation of ferromagnetic particles at high field). Comparing the slope changes between low and high field, a quantification of susceptibility has been carried out.

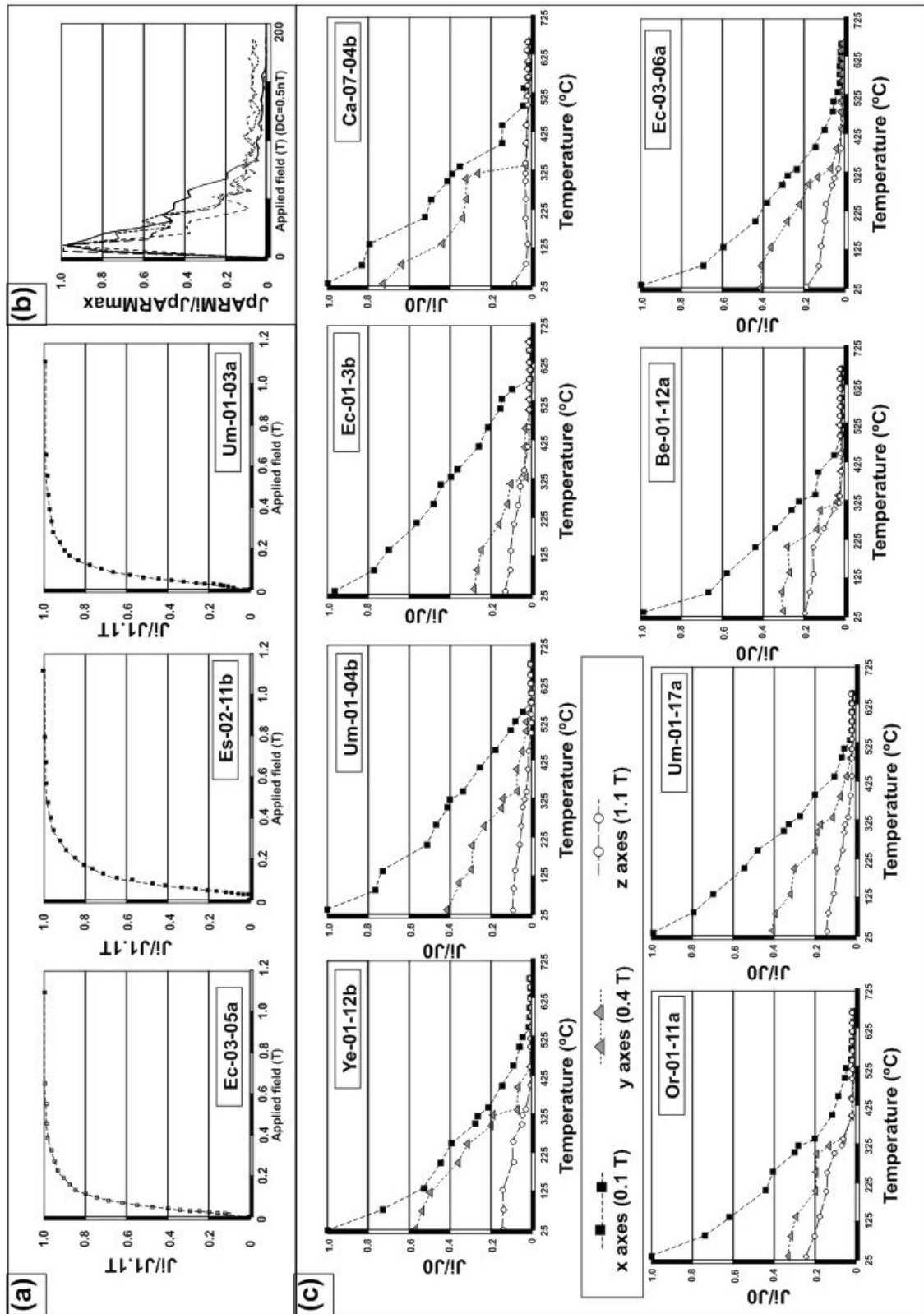


Fig. 2.- Mineralogical results obtained in the studied samples. (a) IRM acquisition curves for selected samples; J_i : measurement of isothermal remanence normalized by magnetic remanence at 1.1T ($J_{1.1T}$), (b) pARM for overlapped increases of 0.005 T for the interval between 0 to 0.2 T (38 steps following Jackson et al., 1998 methodology) for selected samples from Eocene marls. (c) Three axes IRM for selected samples; J_i measurement of isothermal remanence normalized to first value J_0 (measured at 25 $^{\circ}C$). Three axis of thermal demagnetization of IRM following $x=0.1$ T (black squares), $y=0.4$ T (grey triangles) and $z=1.1$ T (white circles)

A value of 100% means that no change of susceptibility occurs between low and high fields, and a value of 0% means that no susceptibility exists under high field conditions (100% of susceptibility has been saturated in the measurement range). All the samples exhibit values between 80 to 98% of invariant AC susceptibility measured at 0 and 2.5 T.

The paramagnetic contribution to susceptibility is independent of anisotropy values (fig. 3b). Calculated equivalent paramagnetic and ferromagnetic susceptibility indicate that the main changes in K_{mean} are due to changes in paramagnetic particles. K_m values for the studied samples range between 100 and 200 $\times 10^{-6}$ (SI) and the ferromagnetic component is responsible of 10 to 30 $\times 10^{-6}$ (SI units) The K_m vs. P' diagram (fig. 3c) shows two regression lines. The parallel change between K_m and P' can be used as an indicator of the ferromagnetic contribution to the AMS. In this case the increase in K_m does not represent an increase of ferromagnetic susceptibility (fig 3b). Jelinek's plot (P' vs. T) shows that the main part of the samples is in the triaxial to oblate field with a direct relationship between P' and T (fig 3d). In this case there is a positive correlation between P' and T going from prolate to oblate fabric with increasing anisotropies.

Susceptibility measurements at 0, 0.5, 1, 1.5 and 2.T show absence of significant changes above 1.5 T. 33 samples from the studied sites were analyzed for susceptibility changes with temperature (fig. 3e). Susceptibility at low temperature (LT; liquid nitrogen temperature) and at room temperature (RT) exhibits a near linear correlation. The calculated ratio of susceptibility change show values between 3 and 3.8 for all the samples (fig. 3f). The consistency of this ratio corroborates the high paramagnetic contribution to susceptibility identified in the low and high field measurements.

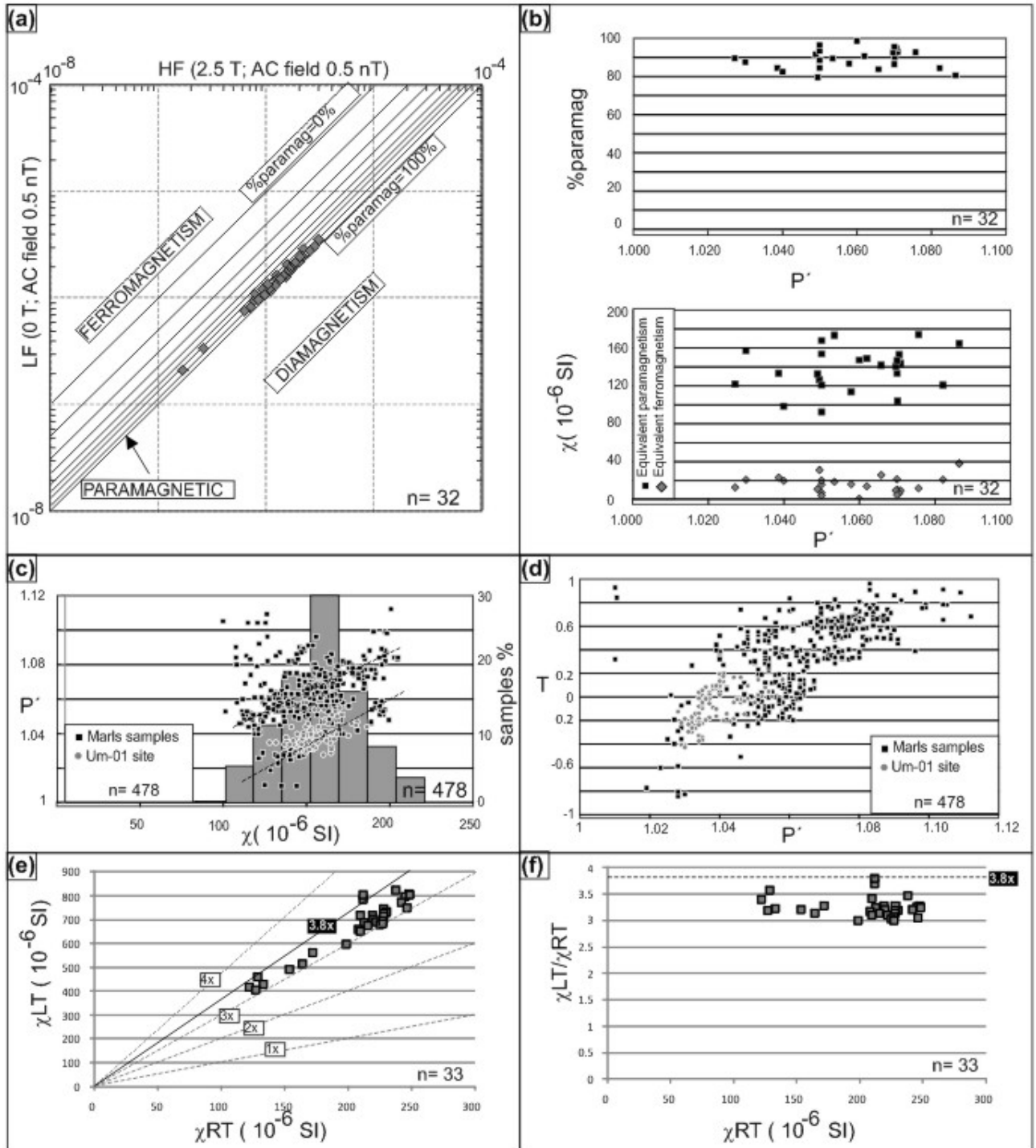


Fig. 3.- (a) Susceptibility measurement at low and high fields (LF=0; AC amplitude = 0.5mT and HF=2.5T AC amplitude =0.5 mT) and equivalence of magnetic behaviors and paramagnetic contribution to susceptibility (axes are logarithmic), (b) plot of paramagnetic contribution to susceptibility vs. corrected degree of anisotropy (P') and calculated equivalent paramagnetic and ferromagnetic susceptibility (SI units) vs. corrected degree of anisotropy. (c) Mean susceptibility at room temperature (kappabridge measurement) against corrected degree of susceptibility and histogram of susceptibilities for susceptibility intervals of 15 (10^{-6} S.I.), (d) corrected degree of anisotropy (P') vs. shape parameter for the studies samples where um-01 site is represented in grey, (e) measurement of susceptibility at low (LT= liquid nitrogen temperature) and room temperature (RT) for selected samples from Eocene marls (measurement were carried out at Si-2 Shappire instrument). Reference to the different change factors between both susceptibilities have been plotted in the diagram; (f) factor of change between LT and RT against susceptibility measured at room temperature. Anisotropy factors after Jelínek, (1981).

3.2. Directional constraints of magnetic fabrics.

3.2.1 Regional results

The magnetic lineation (Kmax axes) shows a general NE (110-120°) trend and is near horizontal (fig 4a). Kint and Kmin are within a NNE-SSW girdle. After bedding restoration to the horizontal, Kmin is vertical and the Kint axis is horizontal. This strongly suggests that this is a bedding related fabric that has been tilted. At Um-01 and Or-01 (sites with gravitational structures), Kint and Kmin remain scattered after bedding correction. Site Or-02 shows a similar pattern but it did not exhibit gravitational structures at outcrop scale.

Two types of fabrics can be identified depending on their axes orientations. TYPE 1 fabric with a triaxial pattern and Kmin parallel to bedding pole and TYPE 2 fabrics where Kmin develops a girdle (fig. 4a). Based on their magnetic lineation, TYPE 1 fabrics can be subdivided in two subfabric types. TYPE 1A (fig. 4c) has magnetic lineation parallel to bedding strike and TYPE 1B has magnetic foliation parallel to bedding but magnetic lineation not parallel to the bedding strike (sites Sb-03 and Cb-02; fig. 4c and fig. 5a). After bedding restoration (fig. 5b), results from TYPE 1A and 1B cannot be distinguished. Fabrics of TYPE 2 appear in disturbed sites (Um-01 and Or-01) and at a third site in the Larrés formation without deformational structures (fig. 4c, 5a and b).

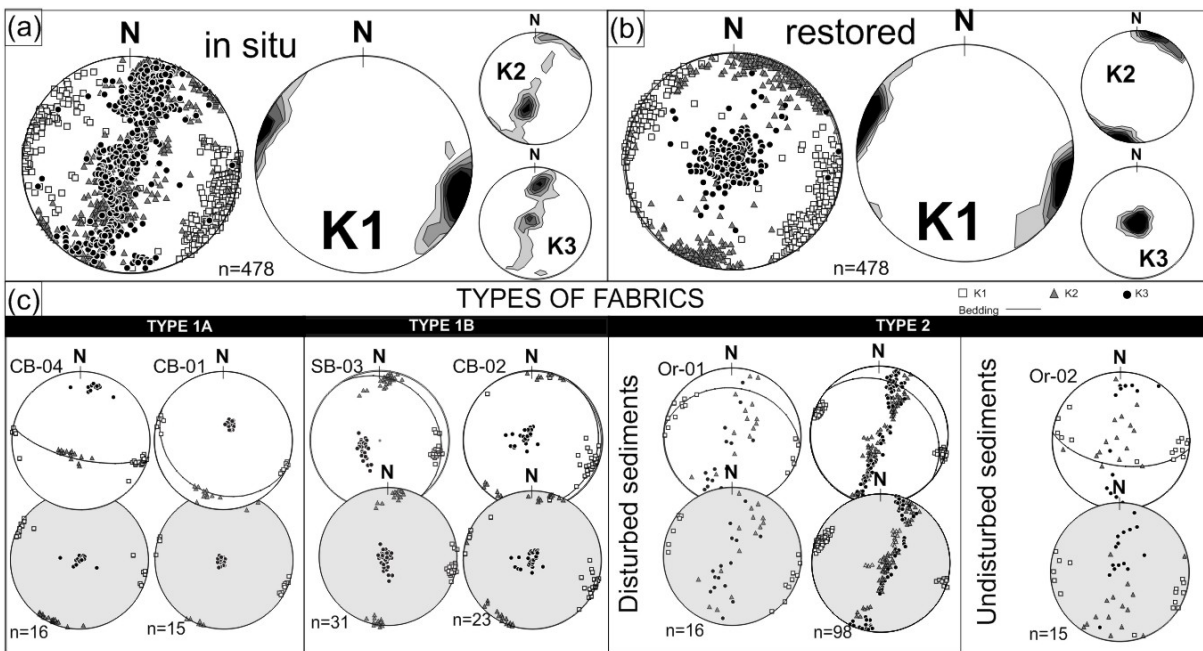


Fig. 4.- (a) Regional AMS results and density plots for the different susceptibility axes Kmax (Kmax), Kint (Kint) and Kmin (Kmin), (b) same as (a) for untilted conditions. (c) Types of fabrics defined in this work: "in situ" (white) and restored conditions (grey).

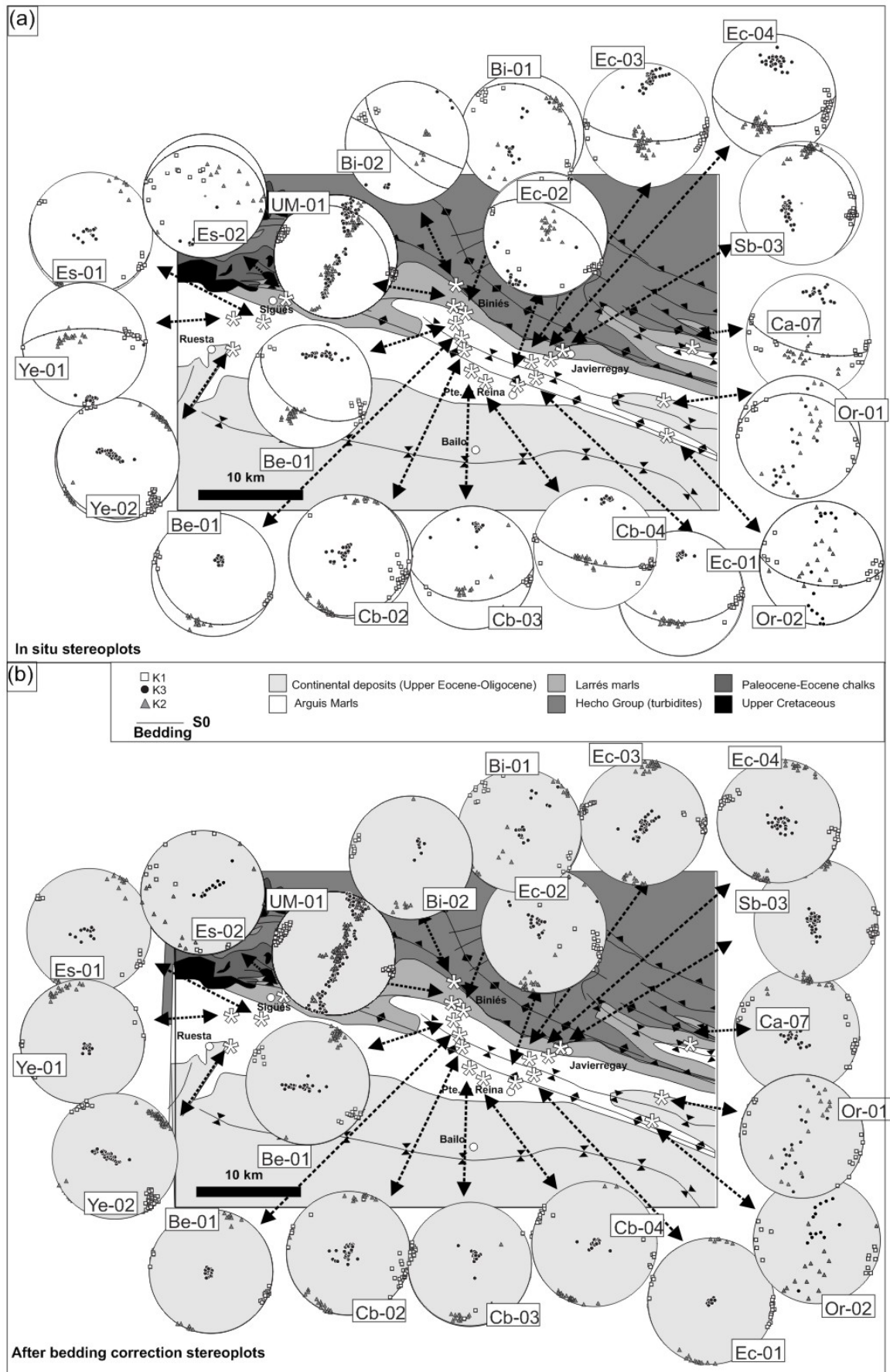


Fig. 5.- (a) In situ AMS regional results plotted on the simplified geological map and (b) bedding restored, AMS regional results plotted on the geological simplified map.

AMS, bedding strike, cleavage and long axes of fissility elements (following the methodology of Durney & Kirsch, 1994) have been compared (fig. 6). TYPE 1A fabrics show magnetic lineation parallel to the intersection lineation or to the long axis of fissility elements (fig 6b). TYPE 1B fabrics show magnetic lineation parallel to the cleavage or long fissility elements. In these fabrics, bedding strike is not parallel to magnetic lineation and it has Pyrenean orientation only after bedding restoration (fig. 6c).

Fissility elements show: i) a cleavage-controlled pattern in the northern sites (and in sites with cleavage development at outcrop scale), ii) pencil structures and iii) bedding controlled elements (fissility elements parallel to bedding). In cases where cleavage can be observed at outcrop scale, the long axes of the fissility elements follow the intersection lineation between bedding and cleavage. In more southern positions, where cleavage is not clearly developed, fissility elements have their long axes parallel or slightly oblique to the strike of the bedding (TYPE 1A fabrics) and parallel to the expected orientation of Pyrenean cleavage with independence of bedding (TYPE 1B fabrics).

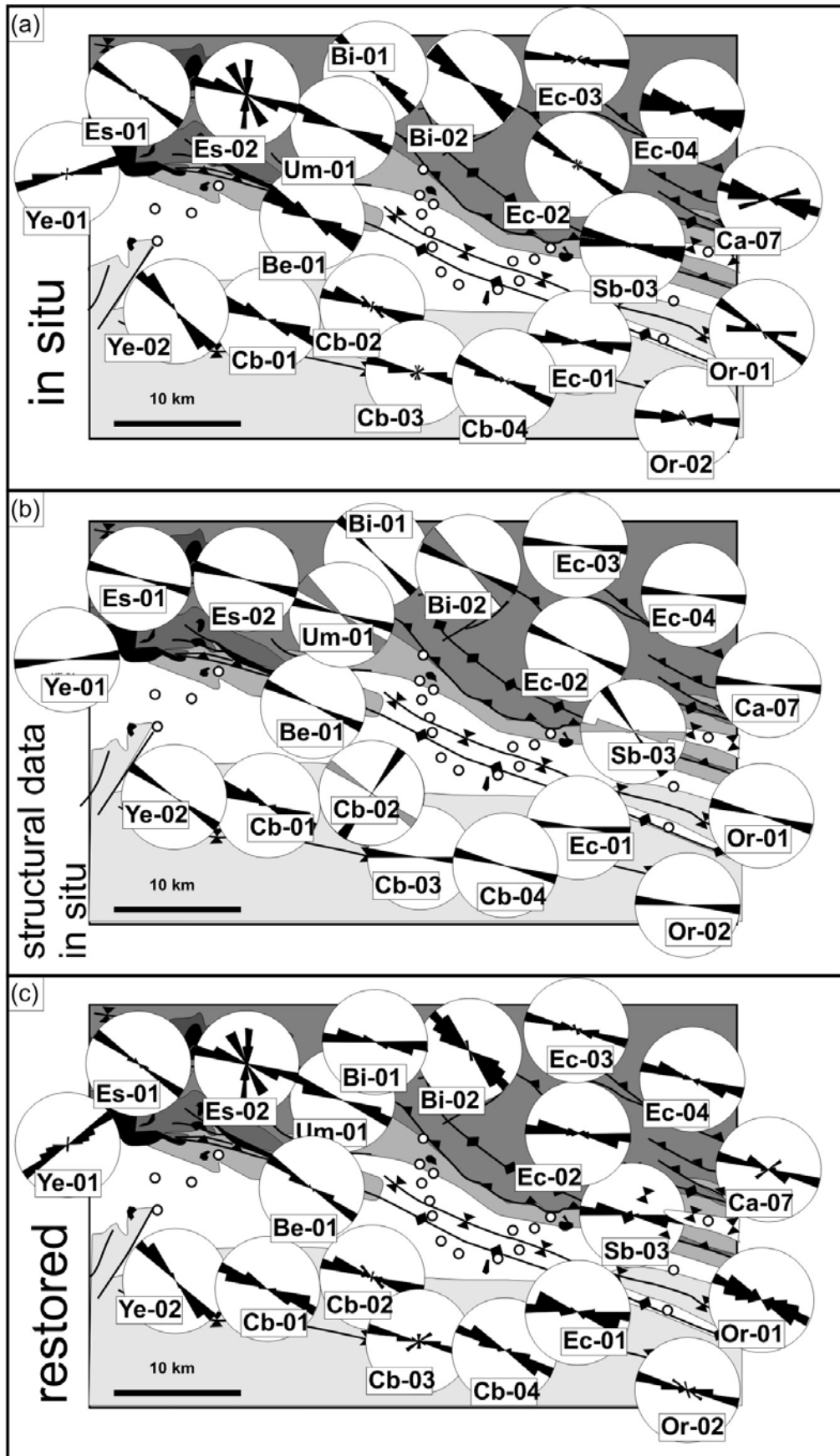


Fig. 6.- Simplified map of the studied zone with rose diagrams for (a) long axis of susceptibility ellipsoid in "in situ" position, (b) rose diagram for structural data: cleavage (grey) fissility long axes (black), (c) long axis of susceptibility ellipsoid after bedding restored to the horizontal.

3.2.2 AMS in slumped units

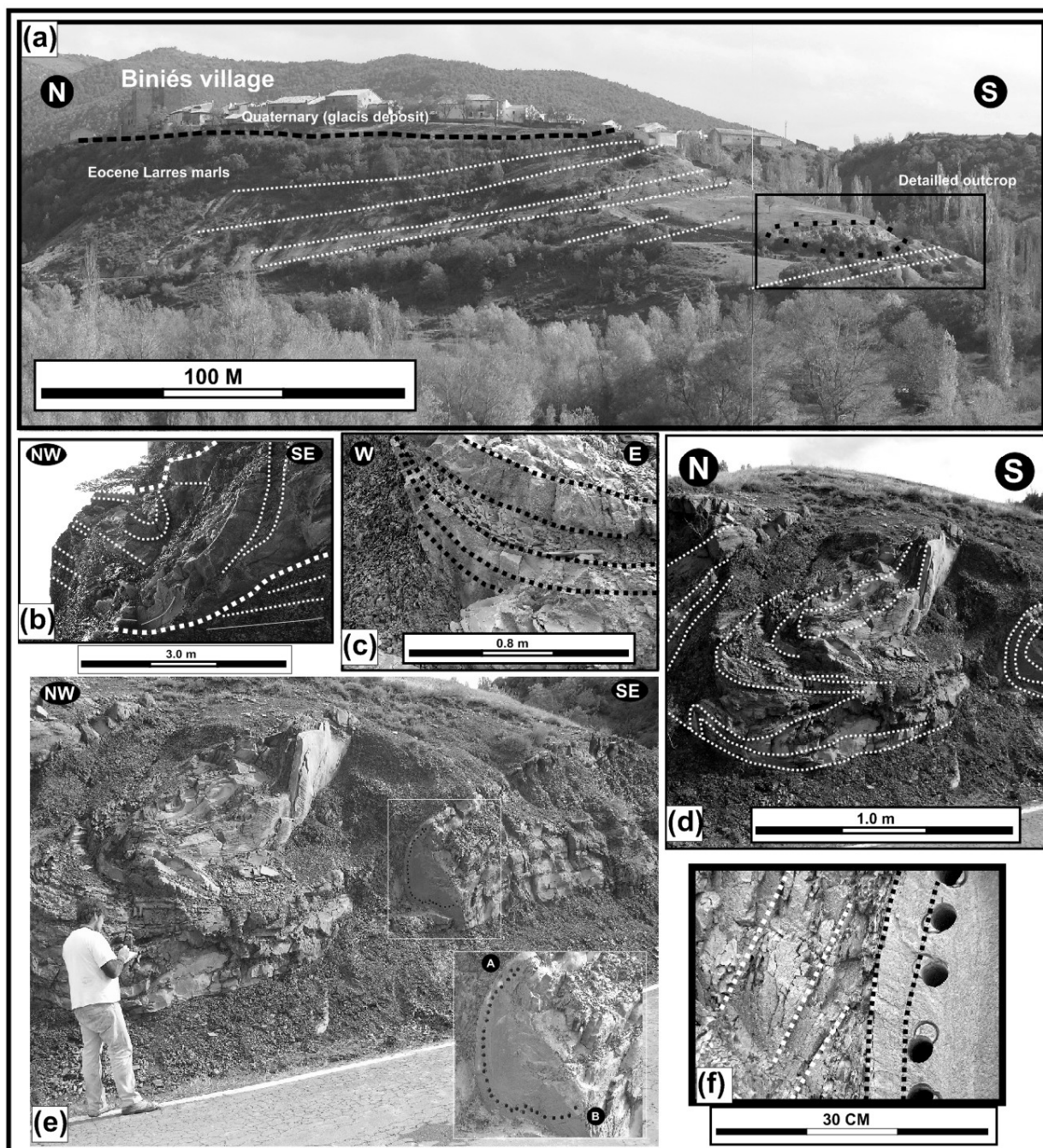


Fig 7.- Photographs from site Um-01, (a) panoramic view of the studied outcrop, (b) folded structures and detached anticlinal hinges, (c) change of thickness of units and detached contacts, (d) detached anticlinal hinges and detached lower limits of the studied structures, (e) analyzed outcrop and antiformal structure studied, (f) detail of sharp contacts between the hinge of the studied anticline and the outcropping marls. In the different photographs some dashed lines have been added to identify lamination and truncation surfaces.

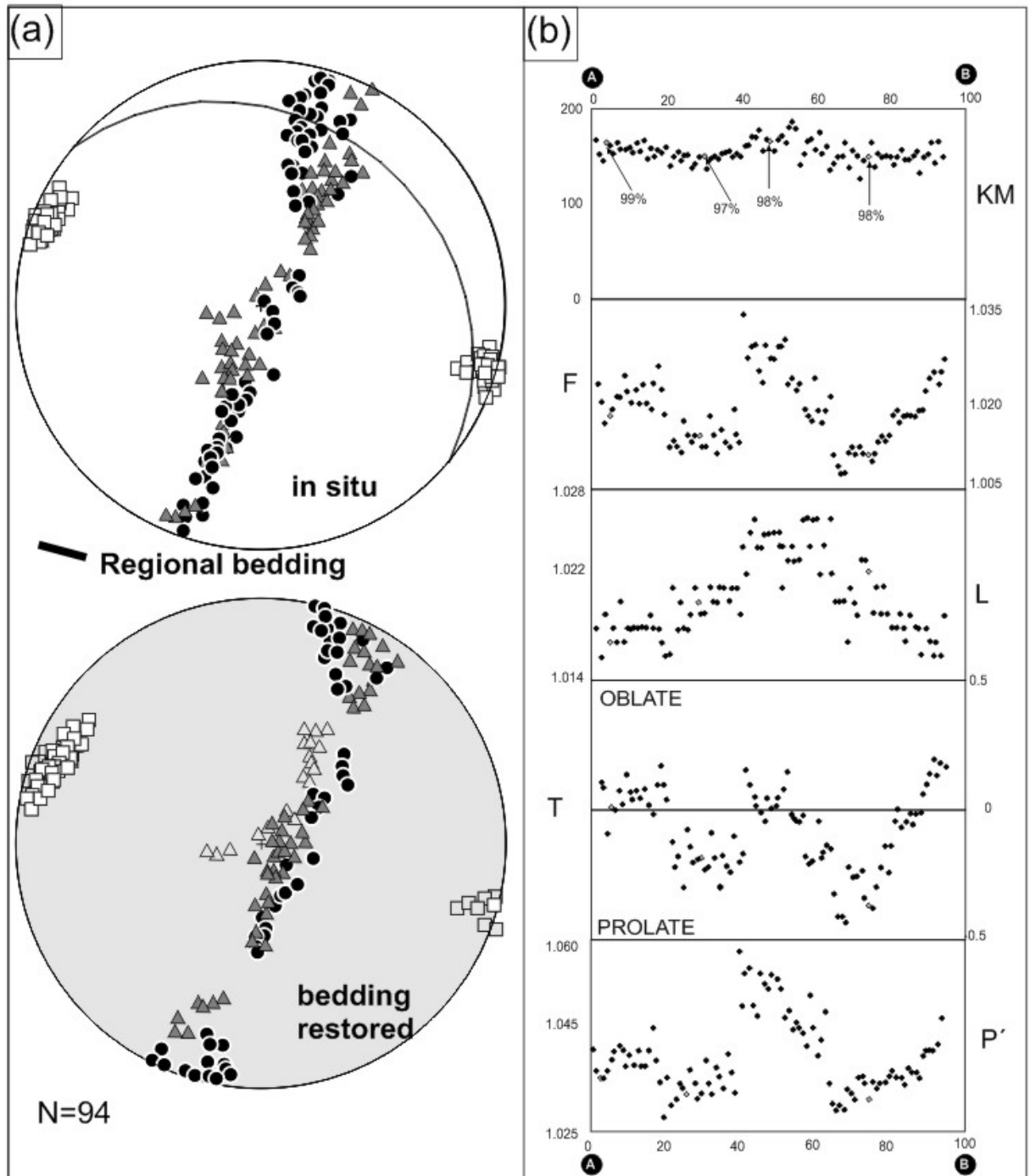


Fig. 8.- (a) AMS results from the analyzed slump in situ (white), and after bedding restored to the horizontal (grey); (b) cross-sections of magnetic parameters along the studied fold (Km: mean susceptibility; F: foliation parameter, L: magnetic lineation parameter; T: shape parameter, P': corrected degree of anisotropy; after Jelinek, 1981).

In Um-01 and Or-01, Kint and Kmin are within a girdle both before and after regional bedding restoration. The outcrop at Um-01 shows: i) a similar bedding orientation above and below the disturbed unit (fig. 7a), ii) a general plane-concave geometry with lateral continuity of several tens of meters (fig. 7a), iii) detached folds with sedimentary lamination truncations (fig. 7b), iv) marls laminations laterally cut

(fig. 7c) and v) folds limited by tear faults (fig. 7d). These aspects and the lower erosive contact and the plane-concave geometry of the disturbed unit support its interpretation as a gravitational slump structure (Elliot and Williams, 1988).

The structure at site Um-01 (fig. 7e) was sampled with spacing of 2 to 3 cm (fig. 7f). AMS indicates TYPE 2 fabrics with magnetic lineation orientation (113°) that is parallel to the slump fold axis (111°) and Kint and Kmin axes scattered before and after bedding correction (fig. 8a). Orientation of Kmin axes are related to the position within the fold as the Kmin distribution exhibits a rotation axis of 115° (similar to the magnetic lineation and fold axes).

Paramagnetic susceptibility measured in four samples from Um-01 show values between 97 to 99%. Magnetic parameters along the fold cross-section (fig. 8b) show a mean susceptibility (K_m) value of 154×10^{-6} SI (ranging from 127.6 to 186.2) and higher values in the central part. The foliation parameter (F) has a mean value of 1.018 (ranging from 1.008 to 1.033) and higher values in the central part of the section. The lineation parameter (L) has a mean value of 1.020 (ranging from 1.016 to 1.026) with higher values in the central part. The shape parameter T has a mean value of -0.077 (ranging from -0.423 to 0.196) with higher values, indicating more oblate ellipsoids, in the central and marginal parts of the cross-section.

The degree of corrected anisotropy P' has a mean value of 1.038 (ranging from 1.028 to 1.058) with a maximum in the central part of the cross-section. The plotting of the magnetic parameters (fig. 7e) show a near symmetrical trend with respect to the central part (the hinge zone). The central part of the slump section shows higher values for all the studied parameters (K_m , L, F, P, and T).

Parallelism between magnetic foliation and bedding lamination was analyzed by plotting their dips (fig. 9). This plot can be used to compare the parallelism of lamination and magnetic foliation for data at the same position and for non comparable data by means of the fitted curves.

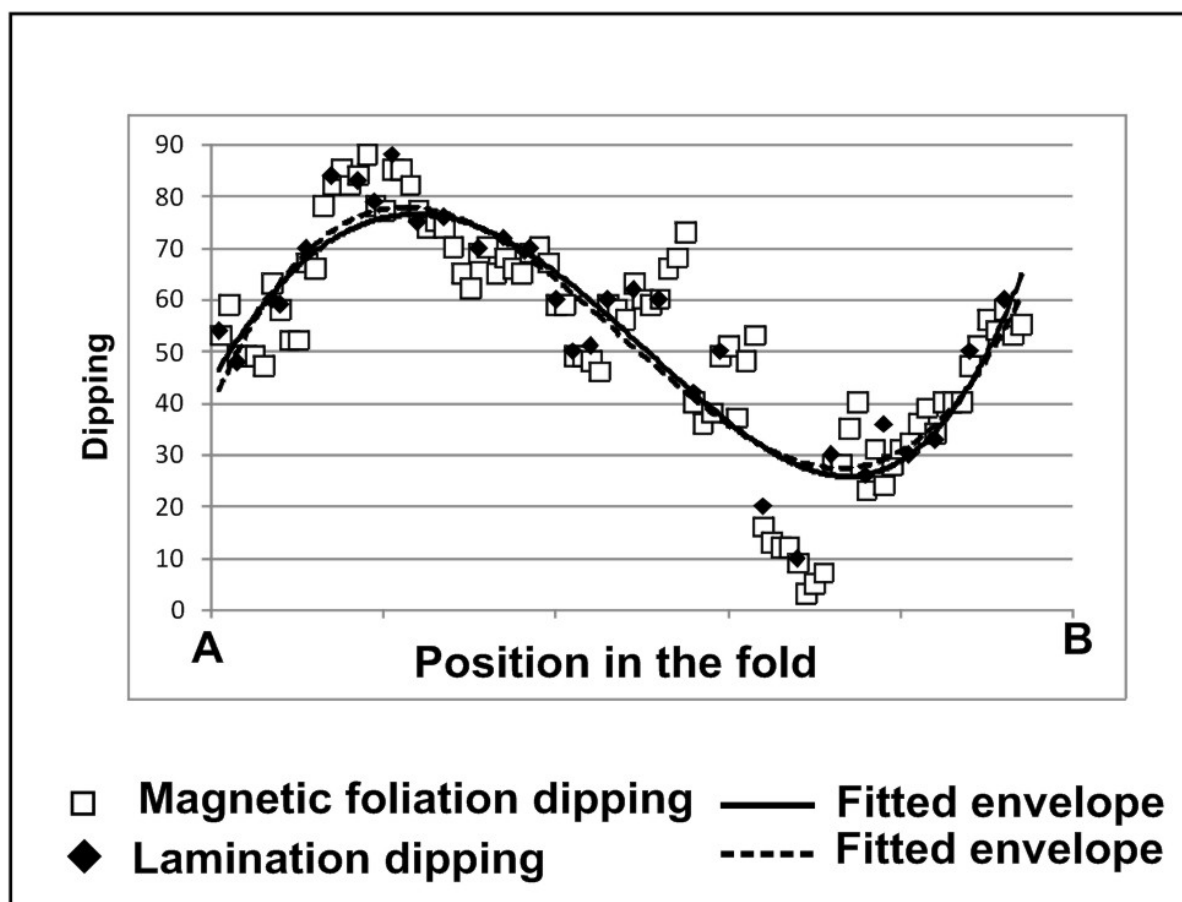


Fig. 9.- Test of parallelism between the envelopes of dip of lamination and dip of magnetic foliation at in situ conditions. For direct comparison of different number of data and to help in the identification of general trends, a fitted curve linked to a running average sinusoidal curve is presented.

4. Interpretation and discussion.

4.1.- Susceptibility sources and mineralogy.

The studied samples from the Eocene marls exhibit susceptibility values ranging from 100 to 200 x 10⁻⁶ (SI) that are common in paramagnetic samples (Rochette 1987; Tarling & Hrouda, 1993). IRM, pARM and 3 axes IRM show the persistence of magnetite and iron-sulphides. These ferromagnetic phases control the sample remanence as other authors have pointed out at the same area (Pueyo Morer et al, 1997; Larrasoña et al, 1997; Pueyo Morer, 2000, Larrasoña; 2000). On the other hand studied samples show a predominant contribution of paramagnetic behavior to susceptibility. This paramagnetic contribution can be linked to muscovite and chlorite (as analyzed by Bauluz, 2008 and Oliva et al, 2009) and also is compatible with the expected bulk susceptibility for samples wholly controlled by muscovite and chlorite (200 to 500 x 10⁻⁶ SI; e.g. Martín Hernández et al., 2005)

The degree of axes clustering at AMS sites and the fabric types does not show a correlation with changes in ferromagnetic s.l. contribution to susceptibility. pARM analysis shows low field peaks (at MD field following Jackson et al., 1988 tests) and the progressive decrease of thermal demagnetization is more common for MD magnetites (Dunlop & Ozdemir, 2001). These observations indicate that although ferromagnetic s.l. phases are present in all of the studied samples, they do not control the directional pattern of AMS fabric.

The ferromagnetic contribution to the susceptibility does not control the AMS pattern but there is a progression between K_m and P' . This correlation may sometimes be influenced by changes in the ferromagnetic contribution to susceptibility but this is not the case in site Um-01. Here, the magnetic parameters depend on the position along the studied slump fold rather than on changes in ferrimagnetic and paramagnetic susceptibility.

4.2.- Origin of magnetic foliation

Magnetic foliation parallel to bedding or lamination is commonly associated with sedimentary fabrics (e.g. Tarling & Hrouda, 1993 among many others). The use of the term “sedimentary” generally suggests that magnetic foliation parallel to bedding or lamination is linked to the orientation of platy minerals during sedimentation or grain sorting (consequence of flow energy decreases). Sandstones and conglomerates fit this assumption and exhibit paleocurrent imprints. But in marls and clay-rich deposits, Brownian forces (flocculation and clay particles agglomerates) are expected to control sedimentation rather than flow energy decay. Osipov & Sokolov (1978) analyzed sediments with scanning electron microscopy. They obtained a random distribution of platy particles (clays) after sedimentation. Dewatering in early, soft-sediment conditions was responsible for the parallel arrangement of planar particles parallel to the sedimentation surface. Ellwood (1984), comparing AMS in non disturbed and bioturbated sediments, demonstrated that magnetic foliation parallel to lamination was not disturbed by bioturbation, supporting a post-bioturbation and post-sedimentary acquisition.

This dewatering acquisition during pre-lithification stages have been described in other settings (Gill & Kuenen 1958; von Huene, 1984; Moon & Hurst, 1984; Brain & Karing, 1985, Carson & Berglund, 1986). This situation has been also observed at different sub-bottom depths at boreholes (e.g. Arthur et al, 1980; Lundberg & Moore, 1981; Fass & Crocket, 1983; Cowan et al, 1984). This means that preferred grain orientation in clay sediments parallel to lamination or bedding is not necessarily of sedimentary origin. This post-sedimentary arrangement can be very early (Larrasoana et al., 2004 and 2011) but this does not need to be the general rule, as paleocurrent imprints have also been interpreted from AMS analysis in clay-rich deposits (e.g. Parès et al., 2007 and references therein). Therefore, we recommend that the generic term “sedimentary fabric” is avoided as it may be misleading.

Site Um-01 shows: i) a cylindrical scattering of K_{min} and the pole to lamination, ii) clustering of K_{max} parallel to the fold axis, iii) K_{int} and K_{min} normal to the fold plane and (iv) magnetic foliation parallel to the deformed sedimentary lamination. These arguments support that the gravitational structure folds an earlier magnetic fabric (acquisition during pre-lithification stages by dewatering, pre-dating slump folding).

4.3.- Origin of magnetic lineation at regional scale

The origin of magnetic lineation (clustering of K_{max} axes) can be related to different processes and times of acquisition. Paleocurrents and shear fabrics are not involved in the presented case (see Parés & van der Pluijm, 2001 for a discussion of different origins of magnetic lineation). In the case of fold-and-thrust-belts, magnetic lineation is commonly parallel to fold axes (K_{max} parallel to Y strain axis, e.g. Tarling & Hrouda, 1982; Borradaile & Henry, 1997). Magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation normal to expected shortening, has been interpreted as the result of low deformation rates with rotation of particles within bedding during prefolding stages (see Parés, 2004 for detailed description). Magnetic lineation normal to shortening has also been interpreted as composite fabrics comprising bedding related and tectonic shortening fabrics (LPS or cleavage development; Housen et al., 1993; Debaecker, 2004, 2009 among others). In the cases of competition between two planar subfabrics, magnetic lineation usually develops parallel to the intersection lineation (Housen et al., 1993; Debaecker et al., 2004, 2009). In these cases, magnetic foliation remains parallel to the main planar subfabric and scattering develops when competition between both planar subfabrics provide similar contributions to the AMS (K_{min} between pole to bedding and to cleavage; Housen et al., 1993).

TYPE 1A fabrics exhibit a magnetic lineation with a general Pyrenean trend, with magnetic foliation parallel to bedding (K_{min} clustering at site and regional scale after bedding correction). TYPE 1B fabrics show a magnetic lineation consistent with the regional tectonic shortening predating folding and later tilted by oblique structures. In this case, both magnetic lineation and K_{min} clusters coincide with regional AMS data after bedding untilting. Intersection lineation and long axes of fissility elements exhibit a relation with regional tectonic shortening rather than with local structures. Cleavage and the related flattening plane inferred from fissility elements, have similar orientations, with independence of bedding attitude (more clearly observed in oblique structures). In these cases, AMS is not directly correlated with bedding strike, intersection lineation or cleavage (or flattening plane) identified in TYPE 1A. For TYPE 1B, AMS is more compatible with a pre-tilting magnetic lineation acquisition than with a composite magnetic fabric between cleavage-related and bedding-related fabrics.

The magnetic lineation observed in site Um-01 does not exhibit clear geometrical differences to that found in other non-slumped sites. A similar orientation

of cleavage and bedding is also found. In this case the interpretation of early magnetic fabric acquisition is compatible with a laminae-related fabric in which the magnetic lineation can be geometrically related to gravitational folding or intersection lineation between two subfabrics. Debaecker et al. (2004; 2009) developed a test for magnetic parameters in cases where K_{max} was parallel to intersection lineation (previously modelled by Housen et al., 1993). They observed that the angle between cleavage and bedding planes has an imprint in scalar magnetic parameters. They obtained higher values of P' and T for low angles between cleavage and bedding and the opposite for higher cleavage-bedding angles. This correlation is interpreted as competition between two planar fabrics where anisotropy values are maxima when both fabrics have similar orientations.

Following this test, site Um-01 can be analyzed for potential competition between two planar subfabrics. The potential subplanar fabrics can be related to lamination, vertical loading, potential cleavage or tectonic horizontal shortening (pre- or post-tilting). Lamination or bedding related fabrics and cleavage or horizontal shortening are expected to be the most developed. In the inner zone of the studied fold, lamination exhibits a horizontal orientation while the flattening plane is subvertical or slightly north-dipping. In this situation a higher difference between both planes is observed. Conversely, at the fold limbs, lamination- or bedding-foliation and the fold flattening plane or cleavage plane exhibit a lower angle difference than in the hinge area. The highest P' values are obtained in the inner zone of the fold (higher difference between planar subfabrics) and lower at the limbs. This indicates that a simple competition between two planar subfabrics does not resolve the magnetic lineation as potential intersection lineation between two planar subfabrics.

Even in coaxial settings, where deformation features remains parallel during the deformational history, our analysis shows that: i) bedding strike does not fit exactly with magnetic lineation or with the slump fold axis, ii) Gravitational folding develops parallel to a symmetrical pattern of magnetic parameters with respect to its axial plane. The magnetic parameter pattern is also that expected for ductile folds with better definition of flattening plane at the hinge areas and better definition of lineation within this plane. AMS axis orientation at site Um-01 has also been found at strain analysis of slump folds: the X strain axis was observed to be parallel to the fold axis (K_{max} of AMS) or lamination strike and the Z axis was observed to be normal to the layering (K_{min} of AMS; Patterson & Tobisch, 1993)

At sites Um-01, Or-01 and Or-02, the presence of a girdle normal to lamination can also be used for the identification of gravitational processes. Previous works have postulated that changes of K_{min} clustering can be used to identify the presence of gravitational processes in boreholes (Rosenbaum, et al., 2000; Cronin et al., 2001) or in slump folds (Schwehr and Tauxe, 2003). In the studied case, the identification of a K_{min} folded distribution can also be used as a criterion for gravitational processes in units with (Um-01 and Or-01) or without (Or-02) outcrop markers. Similar claims of folded AMS (K_{min} normal to layering) and stretching lineation parallel to magnetic

lineation and related to slump folding mechanism, have also been made for other settings (Lowrie and Hirt, 1986).

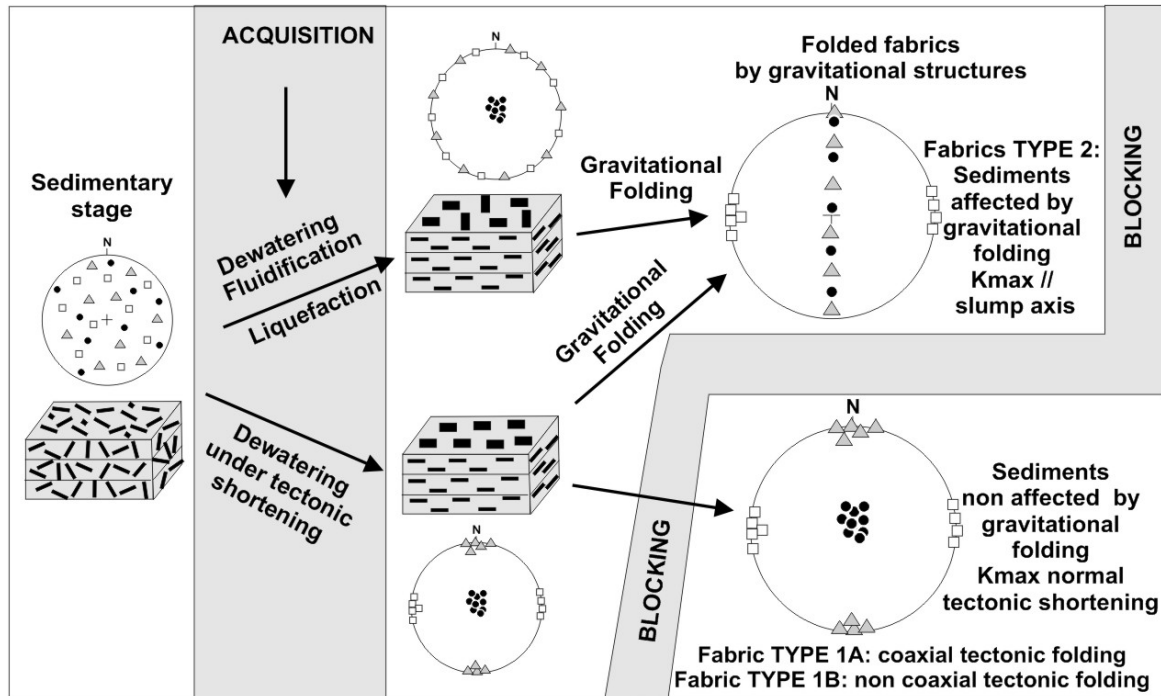


Fig. 10.- Model of evolution for magnetic fabrics in the studied area and relative chronology of acquisition and blocking of magnetic fabrics. The steps and modifications to magnetic fabrics are only related to significant changes in AMS while other processes are not reported (see text for description of other processes that can influence these types of fabrics).

4.4. Proposed model of AMS acquisition for the study area.

Integration of the obtained results indicates that the magnetic fabric acquisition predates slumping and that its blocking predates tectonic shortening, vertical loading or cleavage development. This relation supports fabric acquisition during pre-lithification stages (conditions needed for plastic gravitational folding) and no significant modifications occurring after this stage. The slump conditions allow acquisition under pre-lithification conditions to be determined. The correlation between the slump fold axis, the clustering of long axes of the susceptibility ellipsoid (magnetic lineation) and the symmetrical patterns of distribution of magnetic parameters along the analyzed section supports a modification of the fabric during slumping. After slump folding, no observable modifications related to cleavage development, tectonic shortening or vertical sedimentary loading (fig. 10) affect the AMS in an observable scale, corroborating its potential blocking in the range of 15 kyr as postulated by Larrasoña et al, (2004).

If these conclusions are extrapolated to a regional scale, they suggest that the magnetic fabrics record the deformational conditions at the dewatering moment and that they develop a magnetic lineation normal to the regional shortening during prelithification stages.

5.- Conclusions

AMS analysis of Eocene marls of the southern Pyrenees indicates a pre-folding acquisition of the fabrics. Fabrics represent a magnetic foliation parallel to bedding and a magnetic lineation normal to the main shortening direction in pre-tilting conditions. This relative chronology is assessed from the development conditions of gravitational structures with low vertical sedimentary load and prelithification conditions. These conditions support a prelithification magnetic fabric acquisition. The slump fold modified the magnetic fabric in a ductile manner with stronger alignment of particles, higher definition of foliation and lineation parameters, and higher degree of anisotropy in its hinge zone than in its limbs. The processes related to slump folding did not erase the magnetic foliation acquired during pre-folding stage (K_{min} normal to lamination) but did develop a magnetic lineation parallel to the slump fold axes.

These results show that the analysis of continuous deformation in later stages by means of magnetic methods must be carefully interpreted because of the important imprint of the early stages in the magnetic fabric (i.e. they reflect strain conditions in prelithification states). On the other hand, these results indicate that deformation under ductile conditions can produce an important AMS imprint. These imprints can be a handicap for the recording of later deformational processes because of the decrease of strain AMS sensitivity (Parès and Van der Pluijm, 2002) or because of strain saturation (Borradaile and Alford, 1987).

	n	TYPE	%pmag	Km x 10 ⁻⁶	s	L	s	F	S	P'	S	T	S	Bedding			Kmax			Kmin		
														Strk	plng	sen	Azim	plng	α95	Azim	plng	α95
be01	21	1A	80	161.19	8.14	1.018	0.003	1.030	0.006	1.049	0.008	0.255	0.116	118	55	S	118	7	6	20	44	6
bi01	17	1A	84	163.89	9.65	1.012	0.003	1.050	0.007	1.066	0.007	0.603	0.099	130	25	N	312	3	7	214	62	15
ca07	19	1A	91	167.00	7.51	1.016	0.008	1.043	0.017	1.062	0.015	0.417	0.358	105	68	N	281	2	10	13	29	6
cb01	15	1A	85	142.35	4.97	1.019	0.002	1.060	0.005	1.082	0.009	0.510	0.069	118	23	S	291	1	4	22	69	2
cb02	27	1B	93	156.10	10.37	1.022	0.002	1.047	0.004	1.071	0.007	0.361	0.035	30	8	S	108	14	11	294	80	4
cb03	16	1A	92	138.66	5.87	1.017	0.002	1.034	0.002	1.049	0.011	0.324	0.043	90	45	S	95	2	17	2	34	9
cb04	20	1A	95	159.06	3.75	1.012	0.001	1.054	0.003	1.071	0.003	0.632	0.029	103	69	S	170	9	5	15	20	4
ec01	19	1A	90	192.99	5.92	1.012	0.001	1.039	0.003	1.053	0.003	0.523	0.046	90	51	S	99	12	13	360	39	2
ec02	20	1A	93	150.76	7.25	1.020	0.005	1.047	0.009	1.070	0.013	0.404	0.101	110	88	N	122	2	12	212	11	14
ec03	33	1A	92	162.71	6.40	1.027	0.003	1.034	0.003	1.062	0.003	0.139	0.187	94	70	S	95	4	4	5	25	4
ec04	26	1A	86	124.23	11.38	1.026	0.002	1.025	0.006	1.052	0.005	-0.042	0.143	90	49	S	105	13	4	2	42	4
es01	14	1A	91	114.39	6.98	1.007	0.002	1.057	0.011	1.070	0.012	0.764	0.062	108	4	S	123	4	6	283	86	6
es02	15	1A	82	119.73	10.88	1.007	0.003	1.078	0.010	1.081	0.032	0.822	0.072	108	66	N	300	37	19	188	35	9
es09	16	1A	83	174.32	14.43	1.010	0.004	1.030	0.005	1.042	0.003	0.506	0.215	130	22	N	116	2	14	306	87	5
or01	15	2	90	136.09	2.76	1.018	0.057	1.011	0.116	1.027	0.053	-0.423	0.533	100	30	N	292	6	8	203	33	24
or02	15	2	87	54.65	2.55	1.003	0.033	1.003	0.028	1.006	0.042	0.011	0.575	97	60	S	101	9	12	188	2	16
sb03	32	1B	87	131.64	7.61	1.030	0.003	1.027	0.004	1.058	0.003	-0.045	0.114	148	16	N	100	18	2	244	69	3
um01	98	2	85	154.68	10.62	1.020	0.002	1.018	0.004	1.039	0.003	-0.078	0.133	106	24	N	290	1	1	18	78	45
ye01	17	1A	81	195.51	5.83	1.011	0.003	1.068	0.006	1.086	0.007	0.723	0.073	269	69	N	83	25	18	170	12	9
ye02	38	1A	93	181.89	2.17	1.015	0.045	1.056	0.058	1.076	0.057	0.575	0.254	120	6	S	140	9	3	310	80	3

Table 01.- Summary of the main magnetic parameters and orientation data in the studied sites: n: number of samples in each site, TYPE of fabric, Km mean susceptibility ($\times 10^{-6}$ SI), s (standard deviation for each group of data); L lineation parameter, F foliation parameters, P' corrected degree of anisotropy, T shape parameter. Bedding: strike, dip and sense of dip for bedding at site scale. Kmax: azimuth, plunge for magnetic lineation at in situ conditions and $\alpha 95$. K min; azimuth and plunge for Kmin axes at in situ conditions and $\alpha 95$ for each studied site.

Acknowledgements.

This work has been supported by the project CGL-2006-05817, the Geotransfer Research Group from University of Zaragoza, and a PhD Grant to the first author (FPU program). Authors want to thank you the revision, suggestions and recommendations by Antonio M. Casas Sainz, Andrew Biggin, Fátima Martín Hernández and, Dario Bilardello that have significantly improved the manuscript.

2.4.- Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Spain)

Óscar Pueyo Anchuela, Andrés Gil Imaz and Andrés Pocoví Juan

GEOLOGICAL JOURNAL (2010): 45, 544-561

Submitted: 27 March 2009; accepted: 01 October 2009.

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and other magnetic fabric techniques (AARM, LTAMS and AGRM) have been tested in a multilayer system of Eocene turbidites from the Southern Pyrenees. The identified magnetic fabrics can be grouped into (1) fabrics related to layer parallel shortening (LPS) acquired in pre-folding conditions, (2) fabrics related to cleavage development, and (3) fabrics related to shear parallel to the thrust movement and intermediate cases. AMS depends on (i) the paramagnetic contribution to the susceptibility and (ii) on the position of sites in the fold-thrust belt. The study of sites in the southern Pyrenees shows that the processes underwent by rocks and recorded by the different magnetic fabrics are independent from their lithology. The most paramagnetic samples show fabrics related to LPS and cleavage, whereas shear parallel to the thrust movement is observed in the most ferromagnetic ones. Measurement of other magnetic fabrics shows the presence of more than one magnetic fabric at site scale with independence of the AMS ellipsoid aspect ratio. The intersection lineation fabrics are interpreted as composite magnetic fabrics, developing a progression between LPS, intersection fabrics (from magnetic foliation parallel to bedding to magnetic foliation parallel to cleavage) and magnetic axes switching from K1 parallel to the intersection lineation to K1 parallel to the dip direction of cleavage or amplification direction. This change can be inferred from the transition from the outer (farther from the Axial Zone) to inner domains of the studied zone, consistent with the intensity of cleavage at outcrop scale.

Keywords: anisotropy of magnetic susceptibility; AMS; magnetic subfabrics, turbidites; Pyrenees

Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

The Pyrenees is a mountain chain formed by the collision of the European and Iberian plates between the Late Cretaceous and the Miocene (Muñoz 1992). During the Eocene, a turbidite trough open to the Atlantic Ocean developed along the South Pyrenean Basin (Labaume et al. 1985). The syntectonic turbidite trough was progressively affected by south-verging structures linked to the Larra and Gavarnie thrusts systems in piggyback sequence (Figure 1; Teixell 1992). The studied zone is affected by several south-verging thrusts and folds with a main strike between 095° and 110° (Pyrenean trend). The zone is also affected by the regional Pyrenean cleavage that shows an overall fan shape geometry related to folds and thrusts.

The present work is based on a detailed study of three cross-sections in the Eocene turbidite basin, by analyzing magnetic fabrics and using palaeomagnetic mineralogical techniques. Anisotropic magnetic susceptibility (AMS) studies in the South Pyrenean Zone have showed that several relationships between strain and AMS can be inferred from the study of magnetic fabrics. South of the zone studied in this work, AMS studies indicate a magnetic foliation parallel to the bedding and a magnetic lineation parallel to the main structural trend (Pueyo-Morer et al. 1997; Larrasoña et al. 1997; Parés et al. 1999; Larrasoña et al. 2004; Pueyo Anchuela et al. 2004; Oliva-Urcia et al. 2009). The origin of these magnetic fabrics has been related to (i) pre-folding layer parallel shortening (LPS) (ii) shear parallel to thrust movement and (iii) intersection lineation fabrics (magnetic lineation parallel to the fold axes). Different types of fabrics can co-exist (Oliva-Urcia 2009), linked to paramagnetic fabrics related to LPS fabrics (LTAMS) and ferromagnetic fabrics related to shear parallel to thrusts (AARM). In some cases, the dating of acquisition of magnetic fabrics has been established by means of palaeomagnetic techniques giving blocking times of less than 15 ky after deposition (Larrasoña et al. 2004)

2. Geological setting

The Jaca turbidite basin represents an intermediate zone of the Pyrenean Chain, covering part of the Internal Zone of the chain with cleavage development and tilted thrusts. The cleavage disappears gradually to the south along the studied zone. The Pyrenean cleavage developed contemporaneously with folds and thrusts and may disappear for several kilometres along the studied cross-sections. The cleavage development in this domain is not homogeneous. Cleavage appears related to some structures or disappears along particular sectors (e.g. Labaume et al. 1986). These changes can be attributed to lithological changes, since some lithologies are not prone to cleavage development (Teixell 1992) or can be related to particular structures.

2.4.- Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Spain)

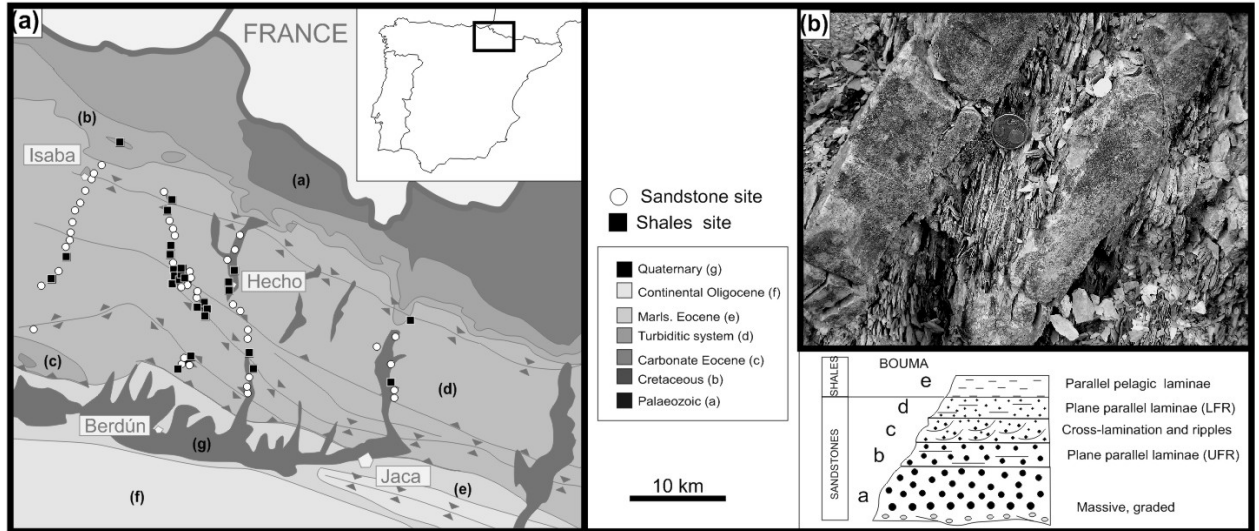


Fig. 1.- (a) Geological sketch of the studied zone in the Southern Pyrenees with the sampling locations (b) Photograph of Pyrenean turbidites, Bouma sequence and distinguished units.

The studied zone represents a natural laboratory for analyzing the meaning of magnetic fabrics in similar structural positions, but with clear changes of lithology in turbiditic Bouma sequences (Bouma 1962), since, at the outcrop scale, cleavage can be well-developed in the shale levels and absent in the sandstones ('a' to 'd' terms of Bouma sequence). The objective of this work is to analyze the meaning and distribution on a regional scale of magnetic fabrics through the turbiditic units located in the hanging wall of the Gavarnie thrust.

From a palaeogeographical point of view, the studied zone represents a distal sector of the turbiditic system. The identification of the whole Bouma sequence is rare, and usually only Low Flow Regime terms are present (from 'c' to 'e'). The sampling, looking for the analysis of the most different lithologies, have been separated in shales (for 'e' term of Bouma sequence) and sandstones (ranging where present from 'a' to 'd').

Sampling across this heterogeneous zone was planned according to structural complexity; samples were more closely spaced in the north (1 km) than in the south (3 km). At least 8 cores were drilled in each site with a water-cooled drill in homogeneous outcrops, and sub-sites when there were lithological changes at outcrop scale. The study used the data from 78 sites (1569 samples).

3. Methodology

3.1. Magnetic behaviour contributions to the susceptibility

The approach adopted to understand the source of susceptibility was the measurement of susceptibility in different conditions: i) measurement of susceptibility at changing frequencies and fields and ii) measurement of susceptibility with variable temperature. Measurement of susceptibility at different fields permits the isolation of the saturated ferromagnetic phases with the applied magnetic fields. The invariant susceptibility with the field can be understood as the paramagnetic contribution to the susceptibility and the changes in the susceptibility with progressively higher fields as the saturated contribution related to different ferromagnetic phases. The measurements were carried out in a PPMS (Quantum design) with the systematic measurement of at least one sample per site and more detailed measurements in sites with changes in the orientation of the magnetic ellipsoids or where different data clusters in the anisotropy diagrams exists. Measurements were taken in conditions similar to those in the kappabridge (0 T field and AC susceptibility measurement in a range of 5 Oe and a frequency of 876 Hz). This measurement was compared with the measurement at 0, 1.0, 1.5, 2.0 and 2.5 T and in other cases with the measurement at 0 and 2.5 T. The changes in susceptibility between 0 to 2.5 T are related to the ferromagnetic saturation of mineralogical phases and represent the ferromagnetic contribution to the susceptibility in the measured range. Since all the studied samples have susceptibilities between 150 and 450 10^{-6} (SI units), the diamagnetic contribution can be considered as negligible. In the same way, the invariant susceptibility during the measurement at low and high fields can be described as the paramagnetic contribution to susceptibility (no significant contribution from high coercivity phases are present in the studied samples and no significant changes in the susceptibility were observed when comparing measurements at 1.0 to 2.5 T). Susceptibility was measured at low and high frequencies (876 and 10000Hz). The changes in susceptibility with the frequency are indicative of the superparamagnetic contribution to susceptibility ($\chi_{fd}\%$), assuming that similar values represent a non-significant superparamagnetic contribution to the susceptibility, and values higher than 14% represent strange cases (where 2 to 10% represents different mixtures of superparamagnetic and non-superparamagnetic particles and values between 10 and 14% indicate that the main part of the susceptibility is superparamagnetic controlled).

Another approach for evaluating various contributions to susceptibility is the measurement of susceptibility at different temperatures and the heating curves between liquid nitrogen and room temperature. The paramagnetic susceptibility change with the temperature follows the Curie-Weiss Law. When the Θ parameter (Theta parameter or Weiss constant) is 0, the susceptibility is wholly controlled by paramagnetic behaviour (producing susceptibility increases by a factor of 3.5 to 4 between 77 and 298 K). When the θ parameter is higher than zero, ferromagnetic behaviour is present and the susceptibility rate can be an indicator of the

ferromagnetic contribution. When the θ parameter is lower than zero, it signifies the presence of antiferromagnetic (AF) contribution to the susceptibility.

3.2. Ferromagnetic mineralogy

From the above-described routine, sister samples were chosen for palaeomagnetic mineralogical analysis. Care was taken to select sister samples with similar values of mean susceptibility and magnetic parameters. The selected samples fill the whole spectrum of paramagnetic and ferromagnetic contribution to susceptibility, and test sites were also chosen to analyze the changes at outcrop scale.

The applied techniques to the selected samples were: (i) AF demagnetization ranging from 0 to 0.2 T, (ii) partial acquisition of the anhysteretic remanent magnetization (pARM, methodology of Jackson et al. 1988), (iii) progressive acquisition of the AARM between 0 to 0.2 T, (iv) progressive acquisition of the IRM between 0 to 1.1T and (v) thermal demagnetization of the IRM of three axes (Lowrie 1990). The IRM acquisition was developed in DC intervals separated in a logarithmic scale to develop the curve model by means of Kruiver's et al. (2001) software.

3.3 . Anisotropy of Magnetic Susceptibility, LTAMS, AARM and AGRM

The anisotropy of magnetic properties has been used as a petrofabric technique, giving information about preferred orientation of particles and its clustering. Anisotropy of Magnetic Susceptibility represents the measurement of the magnetic susceptibility contributions within a rock (paramagnetic, diamagnetic and ferromagnetic s.l.). The contribution to susceptibility depends upon the behavior, chemical and mineralogical composition, concentration and size of the magnetic particles (e.g. Tarling and Hrouda, 1993).

Ferromagnetic s.l. fabrics can be isolated by means of artificial remanent magnetization techniques, as anisotropy of anhysteretic (AARM), isothermal (AIRM) or gyro-remanent magnetization (AGRM, see Potter 2004 or Martín Hernández and Ferré 2007 for a detailed description of techniques and methods). AARM permits the measurement of the anisotropy of the ferromagnetic particles. In the case of AGRM, some particles, such as acicular single domain (SD) magnetites or some sulphides, can develop a remanence at 90 degrees to the applied field and to the rotation measurement axis. The anisotropy of this measurement is very sensitive to low quantities of these particles, and although it is not completely understood at this moment and the property cannot be ascribed with a second rank tensor, it can give important information because the GRM behaviour is only present in very specific particles (AGRM).

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) was measured with a KLY-3s (AGICO), the LTAMS with a Shappire instrumentation (following the methodology of Parés and Van der Pluijm 2002a) and a double measurement routine of 6 positions,

AARM was measured with a 2G-Cryogenic magnetometer with a routine of 9 positions and the fitting ellipsoid was established by the ARMA software (McCabe et al. 1985 based in Girdler 1961). AGRM was established by means of the residuals obtained during the AARM fitting ellipsoid by the ARMA software.

4. Results

4.1. Ferromagnetic mineralogy

The AF demagnetization shows that the main part of the remanent magnetization is carried by particles with lower coercivity than 180 mT (in most cases it goes below 10% before 100 mT; Figure 2a). Only one component is usually present in the AF demagnetization, although in some cases two phases are present (Figure 2a). Where two phases are present (Figure 2a), one of them is reverse (lost at lower fields), and a second one that is similar to the cases in which only one component has been identified. The presence of two components is not linked to a particular lithology, although it is more common in sandstones than in shales.

In the progressive acquisition of the ARM and pARM (Jackson et al. 1988), the saturation seems to be reached in the measured interval (0 to 0.2T) and usually only one peak or a broad peak is present in all the samples (Figure 2b). The higher values of the pARM are obtained in fields between 10 to 50 mT. The whole variance spectrum is present in sandstones and shales, and the means for both lithologies show similar values.

The 3D-IRM (Lowrie 1990) shows that the main part of the magnetization is carried by the X axis (0.1T) and magnetization decreases in a progressive manner to 525-580°C. Beyond this temperature no significant magnetization remains (Figure 2d). The progressive acquisition of the IRM (Figure 2e) shows that the main part of the acquired remanent magnetization is compatible with coercivities between 25 to 90 mT, although sometimes a higher phase with mean coercivity around 250mT is also present. The IRM acquisition curves show no important contribution of high coercivity phases, acquiring horizontal curves usually before 350 to 500 mT and remaining horizontal until 1.2T (Figure 2e).

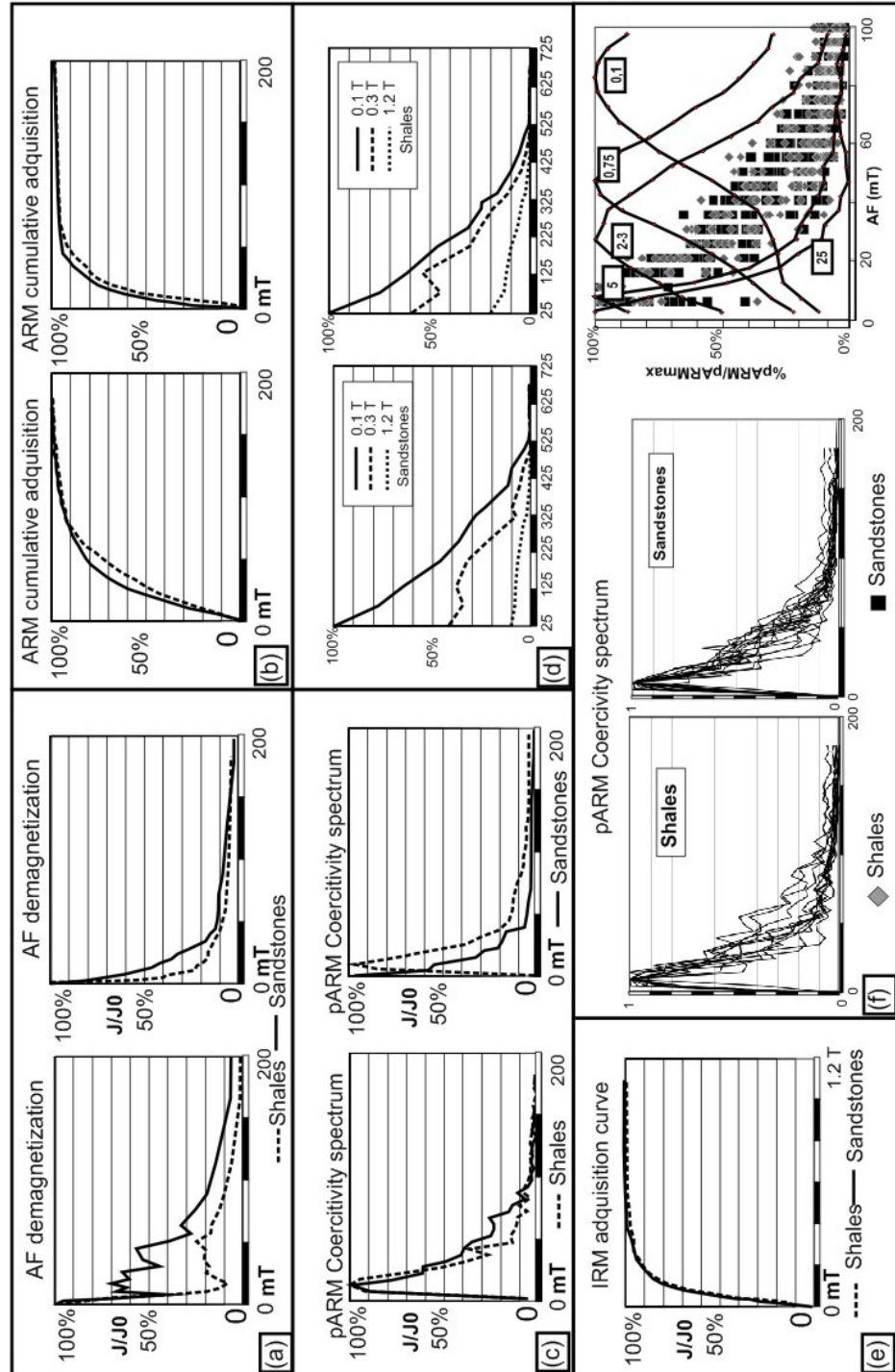


Fig. 2.- Ferromagnetic mineralogical results from selected samples from the turbidite system. (a) AF demagnetization for four samples, it has been represented by two cases: in case one where two phases in the remanence have been observed (it can be observed as a decrease of the remanence, and increase and a decrease again related to the presence of two phases in the AF demagnetization) and a second case where no significant contribution from the lower coercivity phase is present. (b) ARM accumulative acquisition from the ARM for the same samples from (a). (c) Coercivity spectrum obtained from the partial acquisition of the ARM for the same samples than (a) and (b). (d) Three axes thermal demagnetization for two samples from sandstones and shales (same samples as in Figure a. left). (e) IRM acquisition curve for the same samples as in (d). (f) pARM for different samples from shales and sandstones and plot of the different peaks from pARM to be compared with the expected grain size of magnetites (Jackson et al. 1988).

The curve model (Kruiver et al. 2001) at higher fields shows in some cases the presence of high coercivity phases with contributions to the remanent magnetization lower than 5 % (in the main part of the cases are between 0 to 3%). The pARM for selected samples throughout the studied zone and separated by lithology (Figure 2f) show a spectrum of variability similar in both lithological groups. If these results are compared with the expected coercivity of grain sizes of magnetite (data from Jackson et al. 1988), analyzed samples are in the interval of high grain sizes (the main part of the data fall between the curves of 5 to 2-3 micrometres).

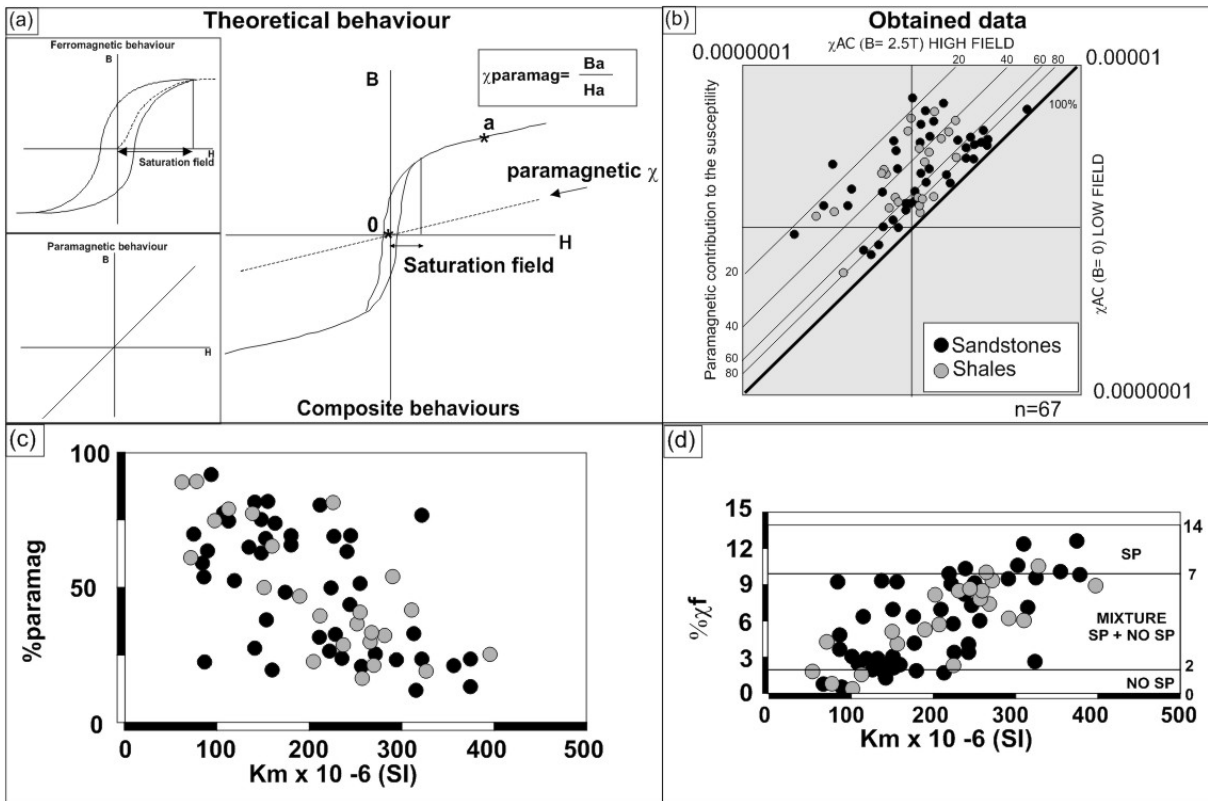


Fig. 3.- (a) Theoretical behaviour of magnetic behaviours in susceptibility measurement with successive higher applied magnetic fields (b) comparison of high field versus low field susceptibility (applied fields from 0T- AC interval of 5Oe to 2.5T-Ac interval of 5 Oe). (b) plot of paramagnetic contribution to the susceptibility versus mean susceptibility for sandstones and shales. (c) frequency susceptibility dependency versus mean susceptibility (measurement at 876 and 10000 Hz) and expected behaviour for mixtures of superparamagnetic and non superparamagnetic particles.

The paramagnetic susceptibility can be defined from the Ba/Ha ratio (Figure 3a), that represents the relation between the applied field and the induced magnetic field when the ferromagnetic saturation has been reached (point a in Figure 3a). In the same way, the comparison between the susceptibility at low and high fields represents the ferromagnetic saturated susceptibility and the invariable susceptibility the paramagnetic component. In this way, the %ferromag can be defined as the saturated susceptibility in the measurement interval and if saturation has been reached the %paramag (percentage of invariable susceptibility with the applied field) the paramagnetic contribution to the susceptibility. The direct comparison of high and low field susceptibility shows that samples from sandstones and shales overlap in the diagram of Figure 3b. Shales show values of %paramag between 17 and 89 and mean of 47 and sandstones show values between 13 and 91 with mean of 52 (Figure 3c). The analysis of the superparamagnetic contribution to the susceptibility, measured as the frequency-dependent susceptibility at two frequencies (876 and 10000Hz) shows a range of variation shared by both lithologies and is independent from the paramagnetic contribution to the susceptibility. The results show a correlation between the increase in ferromagnetic contribution to susceptibility and the increase of the superparamagnetic contribution to susceptibility ($\chi_{fr}=100^*$ (susceptibility at low frequency - susceptibility at high frequency)/(susceptibility at low frequency)). This log-normal distribution has been used as indicative of non-biogenic origin of the magnetite, and means that the increase in ferromagnetic particles occurs for all of the size ranges present in the rock, as can also be inferred from the relation between Kmean and χ_{fr} (Figure 3d).

In order to test the application of LTAMS, the sites measured at low temperature have been compared with the % paramag of sister samples from the same sites. The relationship between change rate of susceptibility and temperature show similar values for both rock types (Figure 4a) and the comparison between %paramag and factor of change of susceptibility with temperature show a good linear regression line between both parameters (Figure 4b) for most samples. However, some samples do not show this direct relationship.

The obtained results show remanent magnetization carried by low coercivity phases with unblocking temperatures around 525-580°C (Figure 2a and d) and high IRM saturation (s-ratio from Bloemendal et al. 1992) before 0.350 T (s-ratio values of 0.9 to 1.0). These features, together with the identification of a Verwey transition in the heating curves (Figure 4c), indicate that magnetite is the main remanence carrier in the studied samples. If the obtained coercivity spectrum from the pARM is compared with the laboratory results from Jackson et al. (1988), the expected size of the magnetite is in the range of large magnetites (ranging from 2 to 5 μm , Figure 2f) which is also compatible with the progressive decrease of the remanent magnetization in the heating curves of the 3D-IRM for multidomain magnetites (e.g. Dunlop and Ozdemir, 2001).

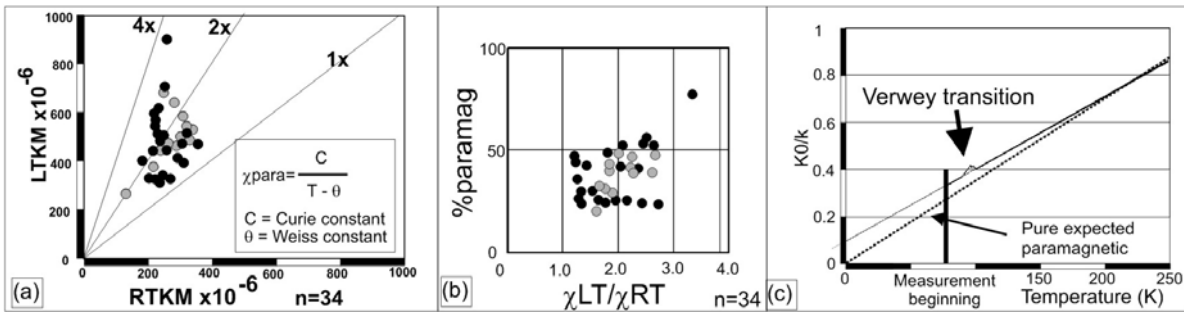


Fig. 4.- (a) Mean susceptibility measured at 77K and 298K and (b) relation of susceptibility change with the temperature and %paramag for the same samples as (a), (c) curve of variation of susceptibility with temperature, it has been plotted the normalized reciprocal susceptibility (k_0/k) for a selected sample where it can be observed a slight peak in the expected temperature for the Verwey transition.

Saturation in the range of the measurements between 0 to 2.5 T, high s-ratio parameter values, horizontal disposition of the IRM and the model of the IRM curves suggest the absence, or insignificant contribution, of high coercivity mineral sources to the susceptibility, which means that the invariant susceptibility between the range of 0 to 2.5 T represents the paramagnetic contribution to the susceptibility (%paramag). The comparison between sandstones and shales shows the same ferromagnetic s.l. mineralogical sources and the same variation range of the % paramag with independence of the lithology.

4.2. Fabric types

From the spectrum of fabrics identified across the studied zone and making reference to outcrop elements (bedding and cleavage), four groups of fabrics can be defined (Figure 5):

- Group 1.- The magnetic foliation is parallel to bedding (S0) and the magnetic lineation is not parallel to the strike of the bedding and/or intersection lineation. After the bedding is restored to the horizontal the magnetic lineation is parallel to the trend of the main structures (regional orientation).

- Group 2.- the magnetic foliation is parallel to the bedding (K3 axes are parallel to the bedding pole) and the magnetic lineation is parallel to the intersection lineation (the lineation usually show small plunges and usually is horizontal).

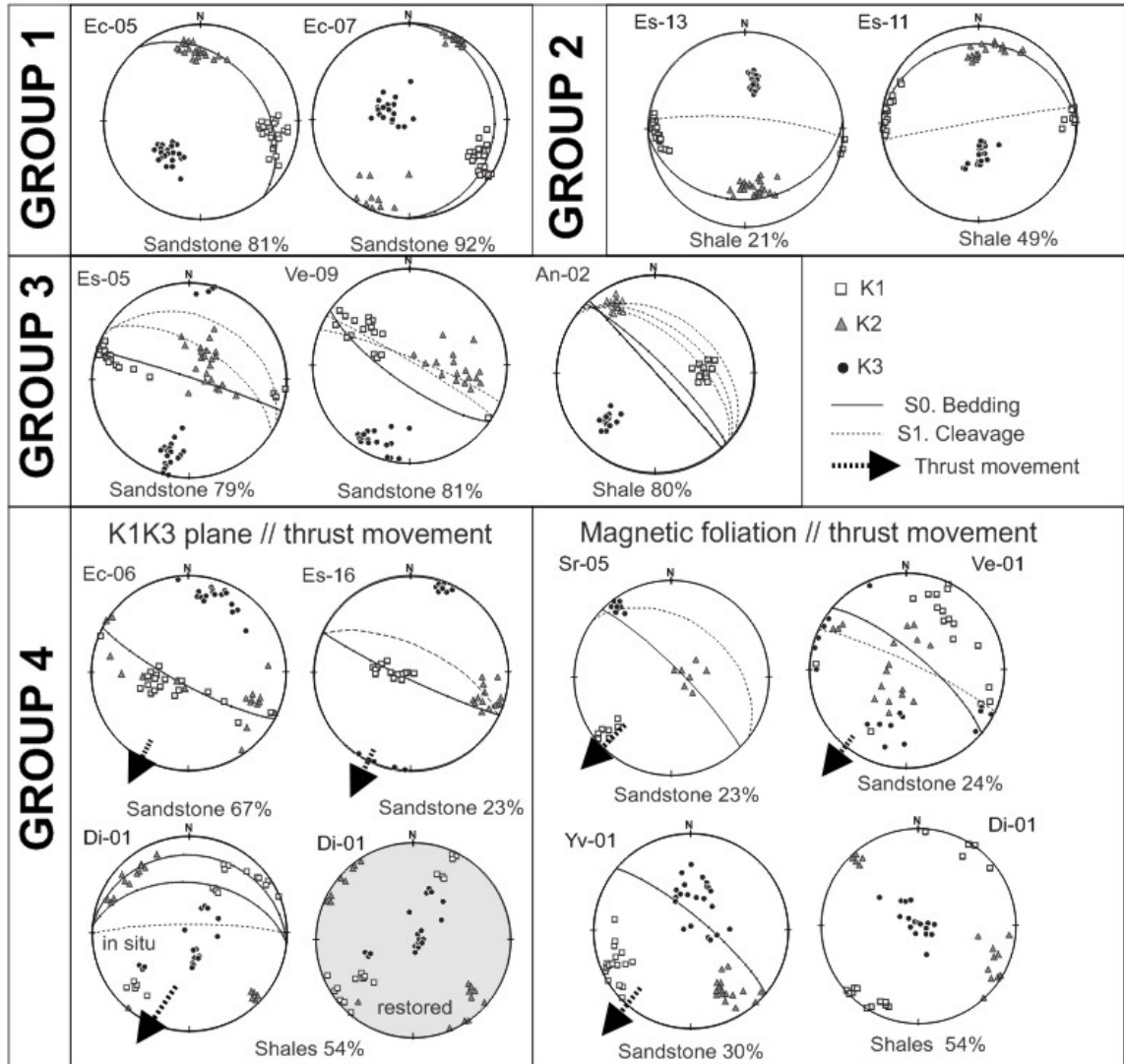


Fig. 5.- Main types of fabrics identified in the studied zone (the paramagnetic contribution to the susceptibility, the sampled lithology and the expected thrust movement direction has been added for each site).

- Group 3.- The magnetic foliation is parallel to cleavage (S1), in some cases the magnetic lineation is parallel to the intersection lineation (3a) and in others the magnetic lineation is parallel to the dip direction of cleavage plane (3b)

- Group 4. Fabrics that show clustered AMS results but cannot be ascribed to the described groups. A frequent characteristic is that they show a magnetic lineation normal to the strike of bedding. However in some cases the magnetic lineation is contained in the bedding, others it is sub-horizontal whatever the attitude of bedding and cleavage.

The above grouping is based on the relationship of the axes of the magnetic ellipsoid (Figure 6b,c,d) to the bedding plane (groups 1 and 2), to the cleavage (group 3) and to a plane normal to both structures (group 4). This simplification permits, at a first approximation, the comparison between bedding-related fabrics, cleavage-related fabrics and fabrics potentially related to a plane normal to the structures.

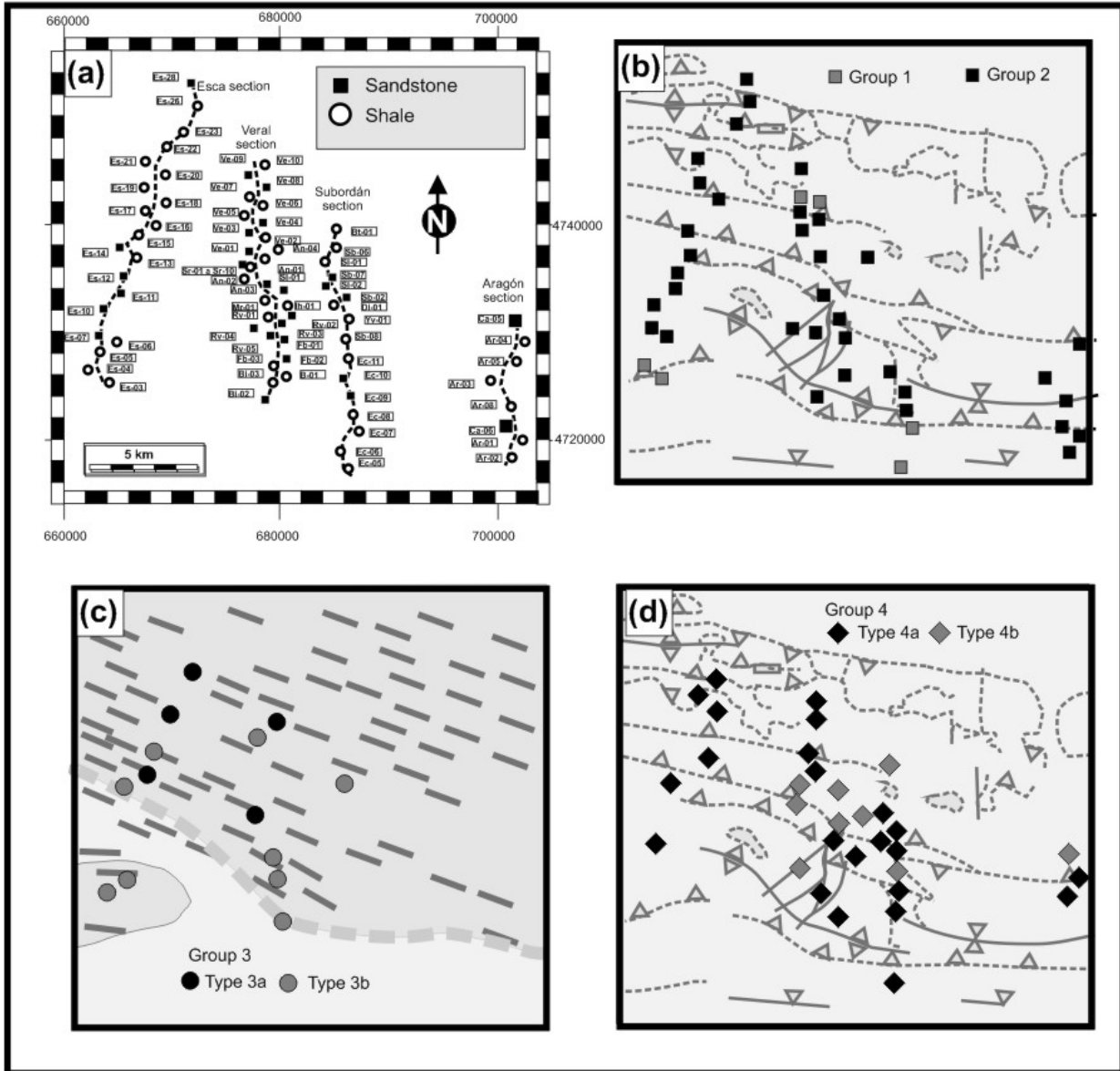


Fig. 6.- Regional distribution of the different groups of fabrics defined in Figure 5. (a) sites distribution, sampled lithology and location of sampling traverses. (b) distribution of fabrics from groups 1 and 2 over a simplified geological map from the studied zone, (c) distribution of fabrics from group 3 (3a magnetic lineation parallel to intersection lineation and 3b magnetic lineation parallel to the cleavage dipping direction). The sites have been plotted over a simplified map of the regional Pyrenean cleavage. (d) distribution of fabrics from Group 4 (4a magnetic foliation contained in the bedding and 4b magnetic lineation subhorizontal with independence of the orientation and dipping of bedding and cleavage) over a simplified geological map.

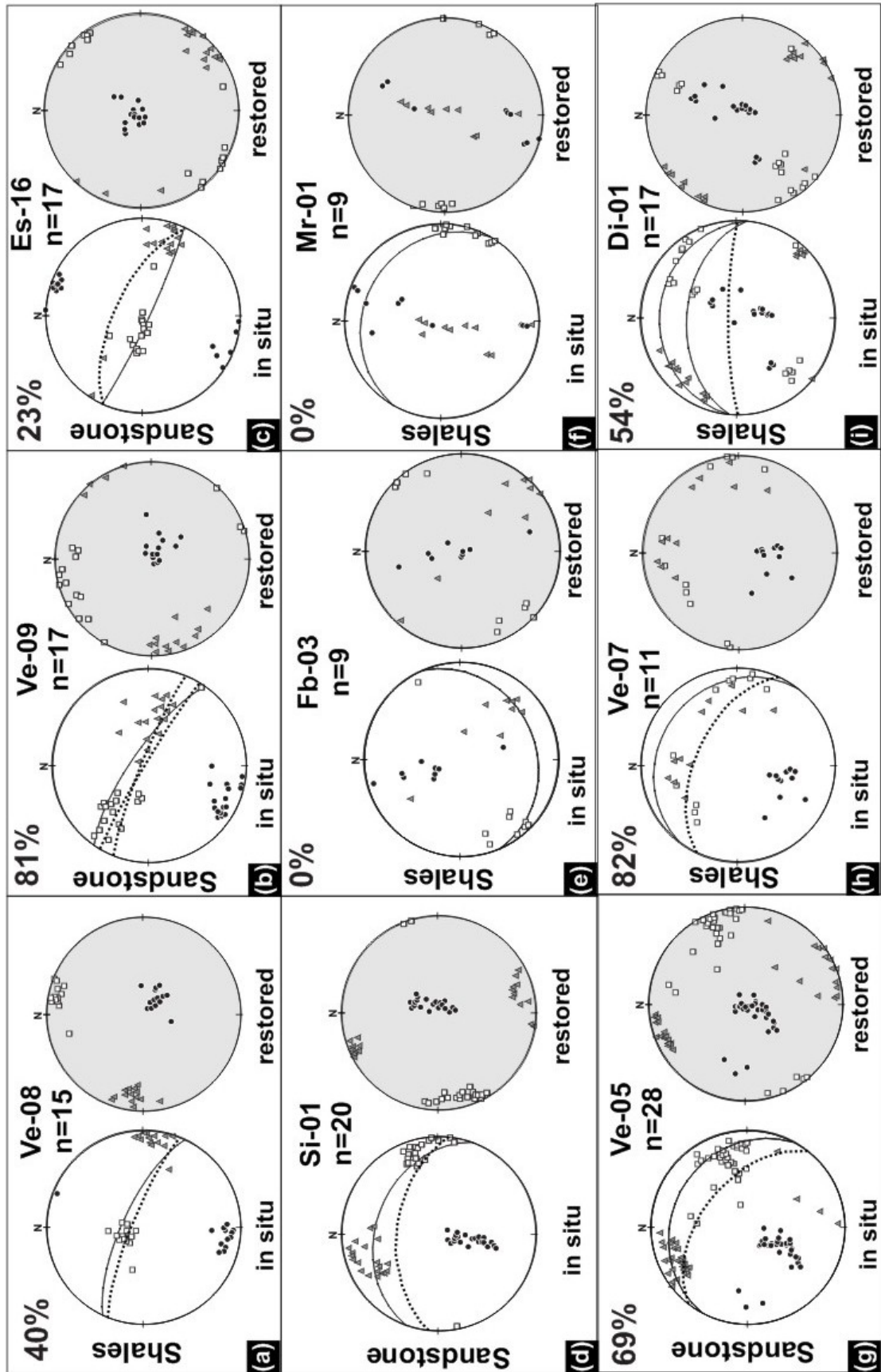


Figure 7.- Examples of fabrics difficult to assign to defined groups related to similar dipping of bedding (S0) and cleavage (S1). The paramagnetic contribution to the susceptibility of each site has been added. The stereoplots represent in situ (in white) and restored conditions (in grey).

The areal distribution of fabrics indicates their mutual superimposition between them: fabrics of group 1 are more common in southern locations, and the zones of fabrics of groups 2,3 and 4 overlap each other. Fabrics related to the cleavage plane are not well represented along the studied zone even though the majority of the sites are in the Pyrenean Regional Cleavage Domain. Fabrics of groups 2 and 4 are the most widespread and occur in similar areas along the studied zone. Fabrics of group 4 are widespread close to thrusts. In the cases where sites are located near lateral ramps the distribution of this kind of fabrics follows the orientation of these ramps (Figure 6c).

Assigning the fabric to one of the groups is not straightforward in all sites. In some cases because of high scattering of AMS axes in stereographic projection, in others because of variations in the orientation of the reference planes (namely S1 and S0). In Figure 7 problematic cases of classification of fabrics are shown. In the case of Figure 7a the small difference between bedding and cleavage does not permit to test if the K1 axes are contained in S1 or S0. In other cases magnetic foliation shows an intermediate position between bedding and cleavage. In other cases the magnetic foliation tends to be within bedding, whereas K3 is between the poles to bedding and cleavage, K3 axes show a girdle between both poles (Figure 7d and 7c), developing of a girdle of K2 and K3 axes with magnetic lineation parallel to the strike of the S0 (Figure 7 e and f) or K3 is neither the pole of S0 nor S1 (case Figure 7i).

Group 1 (Figure 8a) and group 4 show a similar range of variation of the paramagnetic contribution to susceptibility, with slightly lower values in the cases of fabrics of group 4. In the case of Group 3 the %paramag range is within the variation range of groups 1 and 2, but fabrics from group 3 have only been observed related to high values of paramagnetic contribution to the susceptibility.

The %paramag shows a wide range in values throughout the studied zone. In order to compare changes in magnetic properties and position within the structural frame %paramag, frequency dependent susceptibility, paramagnetic equivalent susceptibility and ferromag equivalent susceptibility have been plotted against latitude (fig, 8b). The paramagnetic equivalent susceptibility (value of the invariable susceptibility in the range from 0 to 2.5 T) shows mean values of 90 to 125 10^{-6} SI (range of variation between 0 and 200; Figure 8b). The values show a slight increasing trend of the paramagnetic equivalent susceptibility from South to North.

In the cases of superparamagnetic contribution to the susceptibility (change relation of susceptibility measured at 876 and 10000 Hz frequencies) and the ferromagnetic equivalent susceptibility (saturated ferromagnetic susceptibility between 0 to 2.5T), show higher slopes than the paramagnetic equivalent contribution in a S to N section. The general trend shows a steep

increase of the ferromagnetic equivalent susceptibility in the progression to the North that is slightly more developed in sandstones than in shales.

In order to test the potential competition between bedding/cleavage magnetic fabrics related, the diagrams from Debacker et al. 2004 have been used. For this analysis only sites with clear development of cleavage in the sampled level have been used (Figure 8c). In these diagrams P_j and T is independent from the cleavage/bedding angle (similar values of T for variable cleavage/bedding angle).

To test the potential changes along a N-S direction, the section along the River Veral has been chosen to analyze the changes in magnetic parameters (Figure 8d). In this section some general trends can be observed. In the case of the foliation parameter ($F=K_2/K_3$), samples from the southern and central zone show similar values, and in the northern sector higher values of F are found together with higher values of the degree of anisotropy and T parameter. The northerly increase in the degree of anisotropy and increase in the oblateness of the magnetic ellipsoid is consistent with the better cleavage development in the northern sector.

4.3. Subfabric analysis

The identification of a relation between the % paramag and certain groups of fabrics (group 3) and the increase of the ferromagnetic equivalent contribution along a N-S section in a regional fashion (Figure 8a and d) can represent a change in the sources to the susceptibility related with different magnetic fabrics. To analyze the influence of these potential changes in the sources to the susceptibility and its potential relation with different magnetic fabrics, an outcrop has been selected where different magnetic fabrics can be observed along the same outcrop depending of the position in a fold and sampling levels (Figure 9). The outcrop represents two folds, anticline and syncline, with a gentle cleavage fan. Samples were taken from couples of stratigraphic levels, in sandstones and shales, across both folds.

The different fabrics are related to the sampling level and its structural position and not with lithology. The AMS results from 226 samples, show as a first approximation a very clear coaxiality of AMS ellipsoid in the whole outcrop (Figure 9c). The analysis also indicates systematic interchange of axes (Figure 9c and d). The fabrics belong to Group 3 in the overturned limb and fabrics from groups 2 and 4 in the rest of the cases.

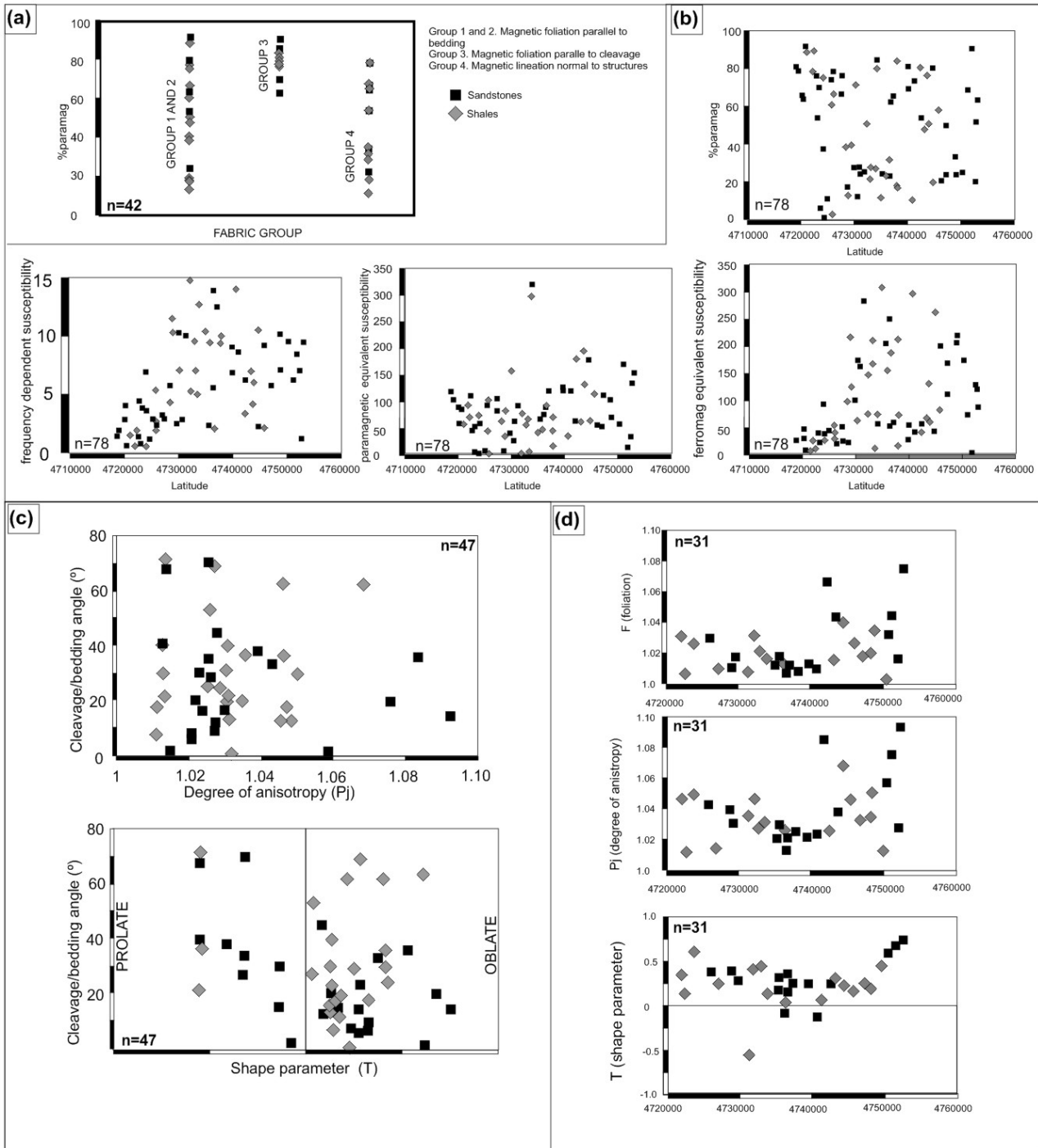


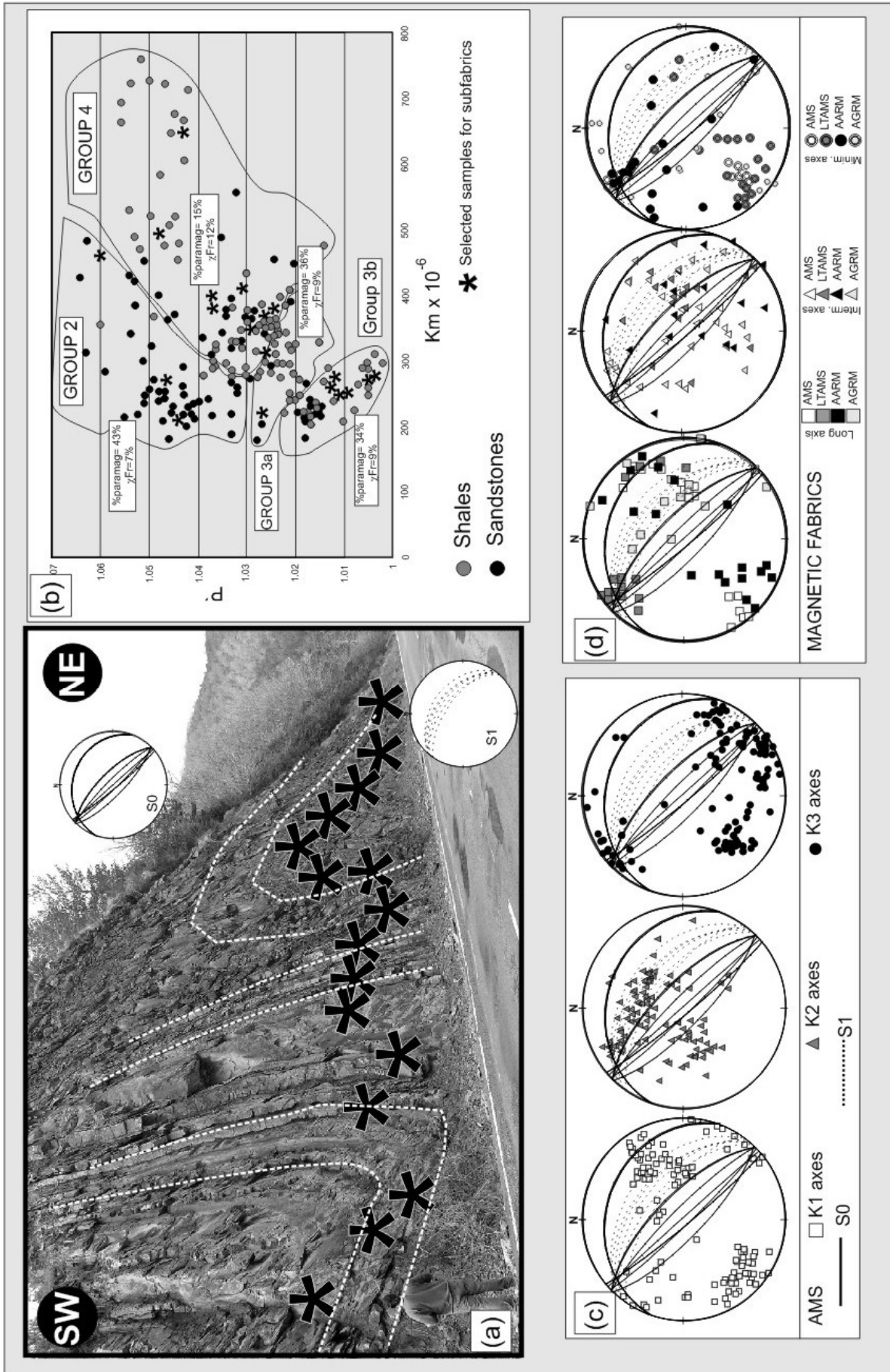
Figure 8.- (a) Graph for 42 sites with clear group ascription and %paramag. (b) Graphs that represents different measured properties versus latitude: % paramag, susceptibility dependent of the frequency measurement, paramagnetic equivalent contribution to the susceptibility (invariable susceptibility in the measured range from 0 to 2.5T), ferromagnetic equivalent contribution to the susceptibility (saturated susceptibility in the range of 0 to 2.5T). (c) Sites with clear development of cleavage at site scale have been chosen to analyze the potential relation between the S_0 and S_1 angle (cleavage/bedding angle) with the degree of anisotropy (P_j) and shape parameters. (d) Regional trends of foliation, degree of anisotropy and shape parameter in function of the latitude (the samples selected for this plot came from the same cross-section from the central studied area (magnetic parameters from Jelinek. 1981))

The different types of fabrics observed at the sampled outcrop account for the observed pattern of clustering of K1 axes in the stereographic projection: parallel to the intersection lineation, parallel to the dip direction of cleavage, parallel to the dip direction of bedding and slightly plunging to the South and normal to the bedding strike. K3 axes parallel to cleavage and bedding poles are the expected clusters for groups 2 and 3, whereas the most important clustering appears close to the intersection lineation. From the relation between the degree of anisotropy and mean susceptibility, the types of fabrics appear clustered in the diagram (Figure 9b). In general, fabrics of group 4 show higher values of the degree of anisotropy together with a higher value of mean susceptibility. In these samples the measurement of the paramagnetic contribution to the susceptibility shows the lowest values (between 10 to 15% and no susceptibility change with the temperature). These samples show a higher superparamagnetic contribution to the susceptibility with an average of 12%. On the other hand, in the plot of K_m versus P' (Figure 9b), the field of magnetic fabrics from group 4 nearly overlaps the field of group, where the main differences are related to the paramagnetic contribution to the susceptibility (average of 43% and χ_{fr} of 7% for group 2). The cases of group 3 show intermediate values of paramagnetic contribution to the susceptibility (ranging from 34 to 43 and χ_{fr} of 9%).

At this outcrop, 19 samples from both lithological groups and the types of fabrics have been chosen for the analysis of subfabrics (Figure 9b and d). The obtained results show, from a directional point of view, a very similar pattern in the orientation of AMS axes from all the samples from the outcrop and the subfabric analysis of 19 selected samples (Figure 9c, d).

If each technique is considered separately (Figure 10) the intersection lineation is the most usual orientation of the long axes of the LTAMS ellipsoid (group 2). The AGRM shows the highest clustering of maximum axes contained in the cleavage. AARM shows minimum axes parallel to the intersection lineation and magnetic foliation normal to the bedding strike.

Figure 9.- Main results obtained from the test site. (a) Outcrop photograph with the sampling location and bedding and cleavage stereoplots from the samples levels. (b) Diagram of mean susceptibility versus corrected degree of anisotropy (P') obtained for the studied samples from (a). The distribution of the different fabric groups have been draw over the plot and the %paramag and frequency dependent susceptibility for each group has been added. In the diagram the samples selected for the analysis of subfabrics have been marked with an asterisk. (c) AMS results for the whole sampling from outcrop in (a) separated by axes (K1, K2 and K3 axes for long, intermedium and short AMS ellipsoid axes). (d) Magnetic subfabrics obtained from the 19 selected samples by different magnetic fabric techniques separated as in (c) for different axes.



Following the identification of subfabrics in the same site if different magnetic fabrics techniques are measured, some sites where non expected relations between AMS and outcrop indicators (cleavage or bedding) have been selected to be analyzed in detail. The objective was to test if these relationships are related to more than one magnetic fabric with different orientations. The objective was to define whether the unexpected total fabric was due to competition of subfabrics (Figure 11). The clustering of axes identified in the subfabric analysis is in many cases weaker than observed in the total AMS analysis, but some trends can be observed in many cases different to observed in the AMS. AMS fabrics measured at room and low temperature, in many cases were similar, with no significant change in the main trends of axes between both measurements. In other cases K1 and K2 are switched, usually within the same structural plane (S1 or S0) identified in the outcrop, the magnetic lineation changing from the intersection lineation to the strike orientation (in cases with coaxial tilting) and in other cases developing a magnetic foliation oblique to bedding and cleavage with an oblate ellipsoid geometry (K3 axes change between the pole to bedding and cleavage). This feature is more common where bedding and cleavage show similar dips. These features were also observed in other cases directly from AMS and geometrically can be understood as an intermediate case between fabrics from groups 2 and 3.

The ferromagnetic fabrics identified in the studied sites show, in most cases, similar results between the AMS and the AARM. The most common pattern indicates a plane, normal to bedding/cleavage, parallel to the magnetic foliation, where the magnetic lineation is parallel to the bedding dip direction. In other cases the magnetic lineation is not contained in the bedding and it is subhorizontal and perpendicular to the strike of beds. Another objective of the application of subfabrics was to use AARM to determine if K3 axes parallel to the intersection lineation in AMS could be related to inverse magnetic fabrics (SD magnetites can develop a higher susceptibility axes parallel to the lower grain axis). Long axes of the AARM ellipsoids are usually parallel to the intersection lineation, suggesting that these fabrics are not related to mineralogical features.

The AGRM of the studied sites usually defines fabrics from groups 2 and 3 and similar results to those described to the LTAMS in the cases of magnetic foliation parallel or oblique to the cleavage and bedding plane.

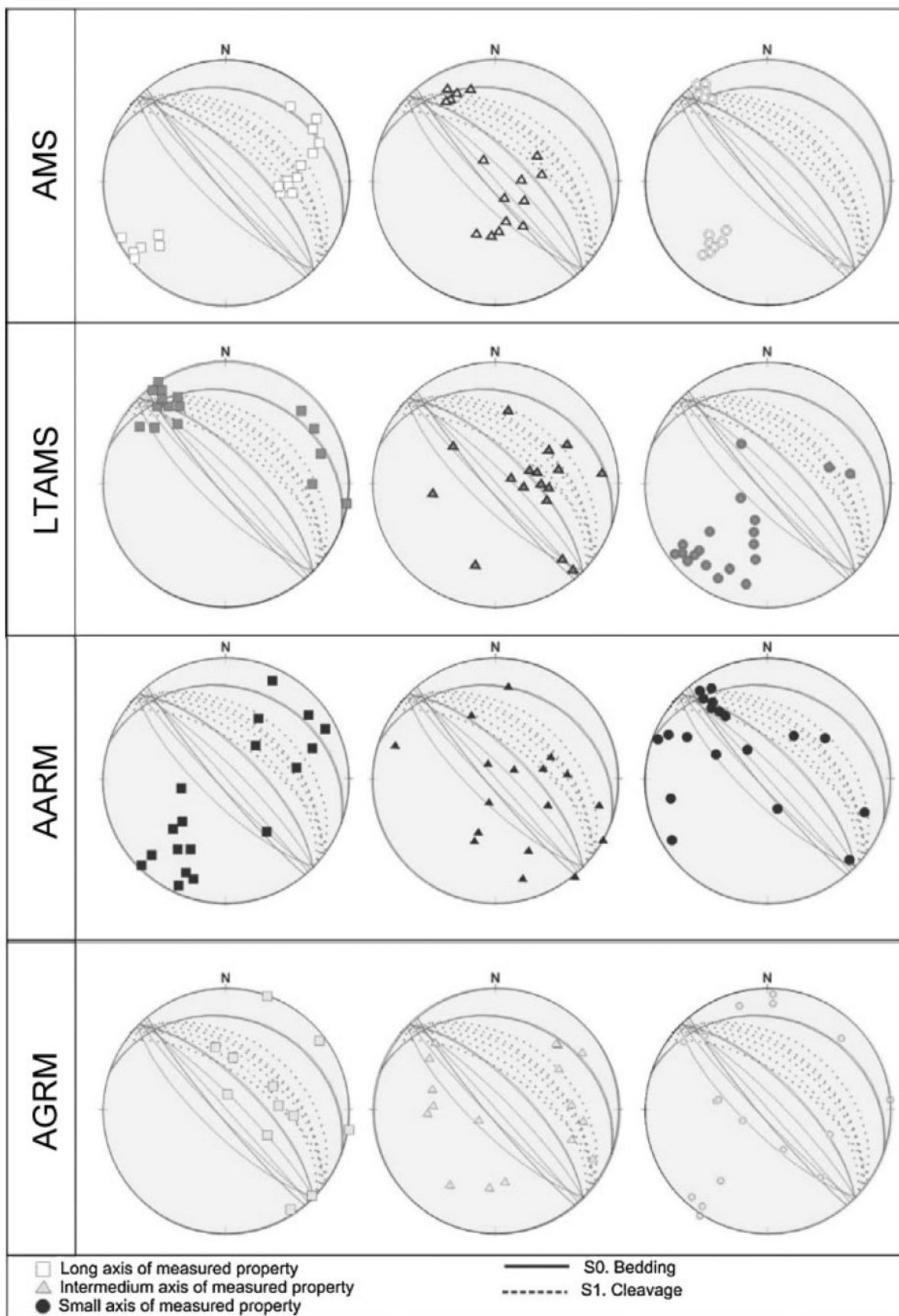


Figure 10.- Subfabric analysis separated by techniques for the 19 selected samples from Figure 9. The plots have used the same symbols between techniques (square for the long property axis, triangle for intermedium and circle for small).

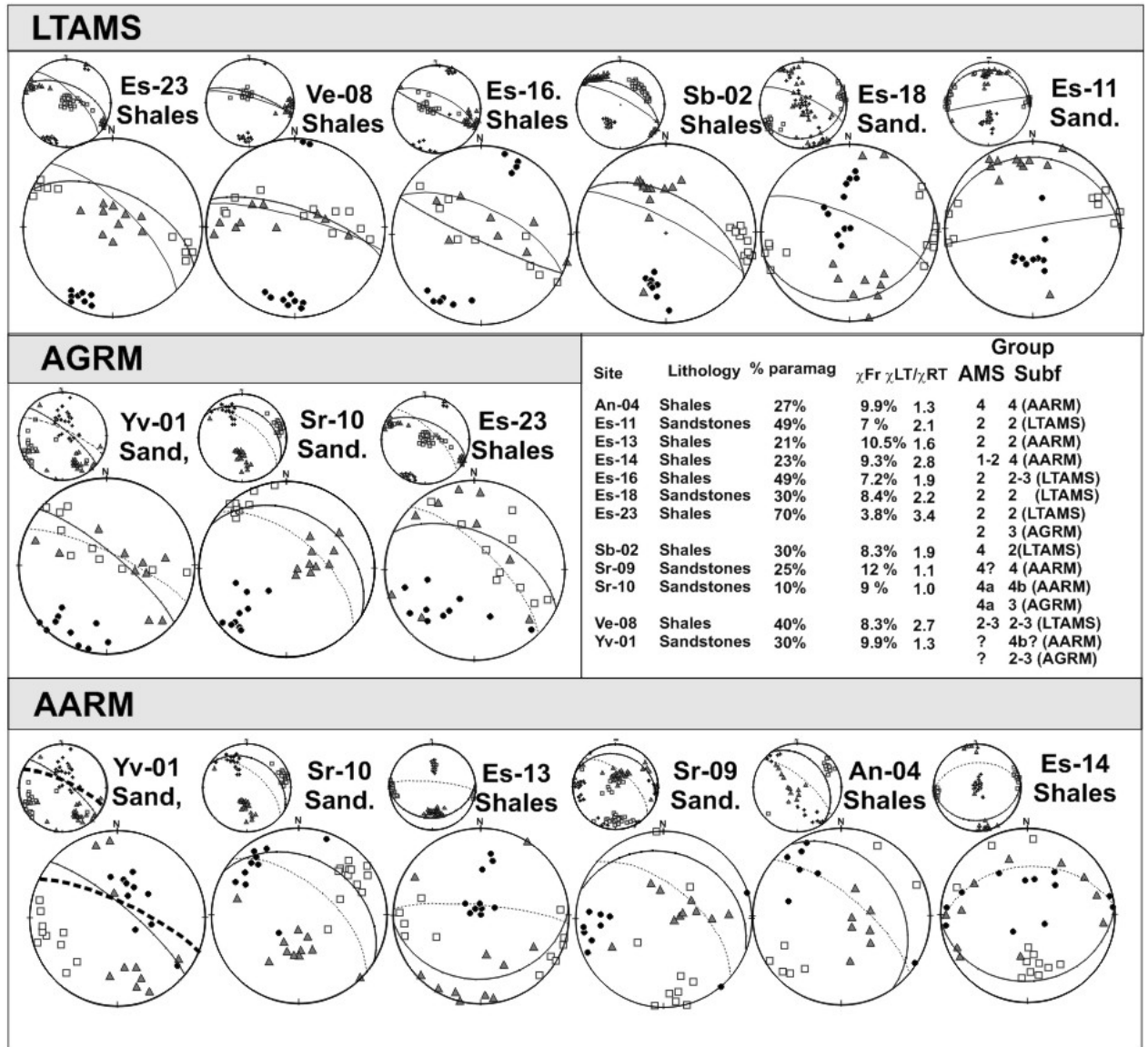


Figure 11.- Subfabric analysis carried out in sites with non assignment with the defined groups or non expected relationships with outcrop elements (LTAMS, AGRM and AARM). Small stereoplots represent the AMS from the site. The table represents the site name, lithology, %paramag, frequency dependence of the susceptibility, rate of change of the susceptibility between room and low temperature, and group ascription for the AMS and subfabrics for the selected samples where subfabrics analysis has been done.

4.4. Magnetic fabrics and mineralogy

The main carrier of the magnetic fabrics can be analyzed with some limitations. On the one hand, LTAMS just shows a more paramagnetic fabric than AMS. If the increase in paramagnetic susceptibility is lower than the ferromagnetic contribution to susceptibility, LTAMS may mimic the AMS and no conclusion can be obtained for the orientation of the paramagnetic particles. LTAMS was only used as a paramagnetic indicator when the magnetic fabric obtained from the LTAMS is different from the AMS.

In the case of ferromagnetic fabrics, the obtained results are related to particles able to retain a magnetization and control the susceptibility. AGRM, as a special case of remanent fabric, requires the presence of particles with gyrorremnant behaviour.

In the case of LTAMS, groups 1, 2 and 3 were observed, with independence of the AMS and fabrics from group 4 were only observed when they were also interpreted from the AMS. Remanence fabrics show fabrics from groups 1, 2 and 4, groups 2 and 4 being the most usual fabrics. Group 2 fabrics can be present both in AMS and remanence fabrics, while fabrics from group 4 sometimes appear even where no evidence in the AMS exists of these fabrics. The usual fabrics observed in the AGRM are from group 2 and 3 and it is usually independent from the observed AMS fabric.

By referring to the paramagnetic contribution to susceptibility in the different magnetic groups (Figure 8a) and the different magnetic groups identified by means different magnetic techniques, Figures 10 and 11 provide the following clues to the nature of the main carrier minerals of the different magnetic fabrics:

- Fabrics from group 1 and 2 show an important range of paramagnetic contribution to the susceptibility. This wide range suggests that both paramagnetic and ferromagnetic particles are responsible for this kind of fabrics. In the same way, fabrics from these groups have been identified in subfabrics of AARM and LTAMS.

- Fabrics from group 3 have been observed only in high paramagnetic contributions to susceptibility (Figure 8a). In the subfabrics analysis they are common in LTAMS and AGRM even when absent in the AMS. AGRM is controlled by single domain (SD) acicular magnetites that develop gyrorremnant behavior (Potter 2004). These aspects suggest that paramagnetic particles and SD magnetites show similar orientations. In some works (e.g. Martín-Hernández and Ferré 2007) the paramagnetic behaviour has been linked to ferromagnetic inclusions along the internal structure of paramagnetic minerals. The parallelism between both orientation patterns in LTAMS and AGRM suggest that ferromagnetic acicular inclusions included in paramagnetic minerals can be responsible for these fabrics.

- Fabrics from group 4 show, as do groups 1 and 2, a wide range of paramagnetic contributions to susceptibility. This can be ascribed, as in the case of fabrics from group 1 and 2, with a paramagnetic and ferromagnetic control of the AMS. In the studied subfabrics these kinds of fabrics are related to AARM. When they were present in the AMS, they have not been identified in AGRM or in the LTAMS as a separate fabric from AMS. This suggests that these types of fabrics are more controlled by ferro- than para-magnetic particles, even when a high paramagnetic contribution spectrum can be present.

It therefore seems probable that fabrics of groups 1 and 2 are mainly carried by both paramagnetic and ferromagnetic particles (magnetic lineation parallel to the

bedding strike or the intersection lineation), fabrics from group 3 are mainly carried by paramagnetic particles and in some cases by particles with gyrorremnant behaviour. Finally, fabrics from group 4 are mainly carried by ferromagnetic particles.

5. Discussion

This study indicates the existence of layer parallel shortening related fabrics (LPS; group 1), fabrics of intersection lineation (group 2 and 3a), cleaved fabrics (group 3b) and fabrics that show a magnetic lineation normal to the bedding and cleavage strike (group 4). This distribution does not show the expected development of fabrics in a cleavage domain. Subfabric analysis shows that fabrics from group 3 are more usual in LTAMS, and AGRM. In other cases, the analysis of subfabrics has revealed other ordered patterns of magnetic particles different from those observed in the AMS. This aspect suggests that in the analyzed sites more than one magnetic fabric is present while sometimes it is not clearly observed in the AMS.

The definition of fabrics from group 1 and 2 reflects more a geometrical description than a genetic classification. In the case of fabrics from group 1, the magnetic foliation is parallel to the bedding while the magnetic lineation is not horizontal, is not parallel to the intersection lineation and is not parallel to the strike of the level. When the bedding is restored to the horizontal the magnetic lineation shows a Pyrenean trend, thus suggesting a pre-tilting origin. Similar fabrics with magnetic foliation parallel to the bedding and magnetic lineation normal to the shortening direction in restored conditions have been related in other areas from the Pyrenees with LPS (Pueyo-Morer et al. 1997; Larrasoana et al. 1997; Parés et al. 1999; Larrasoana et al. 2004) or a composite fabric between LPS fabric and normal to the bedding loading fabrics (Parés et al. 1999). The description of fabrics from group 2, where magnetic lineation is parallel to the intersection lineation and where it has low plunges, is the cause for magnetic lineation to be parallel also to the strike of the bedding and cleavage. This aspect developed in a coaxial setting produces, from a theoretical point of view, that under the same shortening direction during the development of LPS, folding and cleavage, the separation within group 2 of fabrics related to LPS or intersection lineation is not possible in most cases. This progression of fabrics also represents the usual progression in fold-and-thrust belts, from magnetic lineation normal to the shortening, magnetic lineation parallel to the fold axes and intersection lineation (change of magnetic foliation from bedding to cleavage) and magnetic lineation parallel to the cleavage dip (e.g. Borradaile and Henry, 1997). On the other hand, if this progression of fabrics is not valued, the geometrical relation between magnetic lineation and bedding strike and K3 pole of bedding can be interpreted as having no affect during the cleavage development.

Debacker et al. (2004, 2005) showed that comparing strain and magnetic fabrics (shape and magnetic fabrics), the occurrence of two planar subfabrics in shales can be more common than expected, or at least, than the geological literature reflects. These authors show that a magnetic lineation develops parallel to the

intersection lineation, the K3 axis is not clustered around the pole of bedding or cleavage (used by Housen et al. 1988, to argue for AMS to be inappropriate as a strain indicator) and a clear relationship between T and Pj exists with the bedding/cleavage angle. The tests of Pj, T and Cleavage/Bedding angle (Debacker et al. 2004) for the sites with well developed cleavage does not show the expected results. This suggests that some factor other than the cleavage/bedding angle controls the magnetic parameters. In Figure 9b the magnetic fabrics groups cluster in the Km vs. P' diagram, showing a relation between the behaviours contribution to susceptibility (%paramag), mean susceptibility and type of fabric. If the magnetic fabrics are compared along a N-S section they follow the expected progression from inner to outer zones of a mountain chain following a slight decrease of the foliation parameter and decrease of the degree of anisotropy to an increase of the degree of anisotropy parallel to the increase of the foliation parameter and more oblate fabrics. Figure 8d). This progression, as remarked upon by Parés and van der Pluijm (2002b) could be related to an expected increase of strain along a S to N section.

The main part of the problematic cases from group 2 is more related to intersection lineation fabrics (composite magnetic fabrics between bedding and cleavage), moreover than LPS blocked AMS fabrics due to i) the identification of magnetic parameter trends from outer to inner zones of the chain compatible with the expected increase of strain, ii) the identification of subfabrics related to cleavage in cases where AMS show intersection lineation fabrics, and iii) the higher axes clustering in 'in situ' conditions.

Group 4 fabrics are a common feature in fold-and-thrust belts. They have been interpreted in different ways and understood to have several different modes of origin. These kinds of fabrics were originally interpreted as being related to shear parallel to the thrusts (Aubourg et al. 1991, 1999). Other authors have related similar fabrics to fracture nets (Saint Bezar et al. 2002) or to palaeocurrents (Debacker et al. 2004). The obtained results in this work show a magnetic lineation (clustering of K1 axes) with an azimuth normal to the bedding strike, the K3 axes can show different orientations: i) parallel to the bedding pole, and ii) parallel to the intersection lineation or subvertical with independent of bedding dip. The identification of magnetic lineation contained or not in the bedding plane suggests that this fabric was acquired in some cases before tilting (magnetic lineation contained in the bedding with subhorizontal bedding and later folding) and in others acquired after folding (being the magnetic lineation subhorizontal and independent of dipping of bedding). The magnetic lineation nearly normal to the strike bedding in all of the cases suggests that the shear parallel to the thrust movement is coaxial with the folding. The change between K2 and K3 along, for example, the bedding plane have been interpreted as K1 and K2 in the movement plane or as mixed fabrics with K1 and K3 contained in the plane of movement (Tarling and Hrouda 1993; Borradaile and Henry 1997).

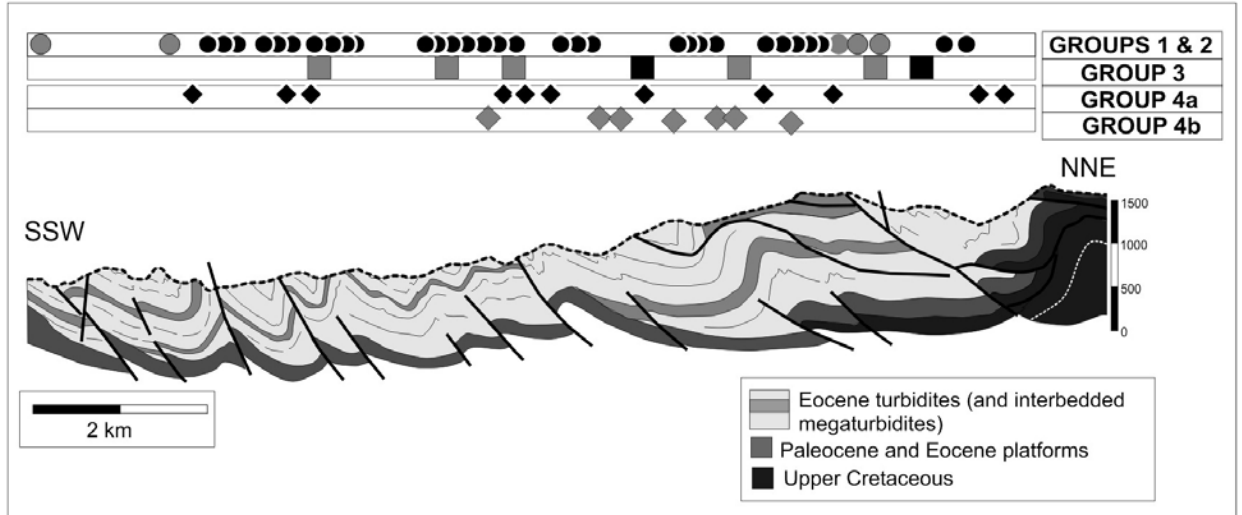


Figure 12. Cross-section from the central studied zone and distribution of the defined fabric groups (cross-section based on Teixell 1992).

The areal distribution of fabrics belonging to group 4 (Figures 6 and 12) shows a higher development in the proximities of thrusts and lateral ramps (central sector of the cross-section). The relationship between these kind of fabrics, a higher ferromagnetic contribution to the susceptibility, usual higher values of degree of anisotropy, mean susceptibility, higher superparamagnetic contribution to the susceptibility, and the log-normal distribution of the increase of the superparamagnetic contribution to the susceptibility suggest that fabrics from group 4 can be related to a mineralogical regrowth that is not clearly developed in zones away from the thrusts. On the other hand, the geometrical pattern of these fabrics, with magnetic lineation parallel to the expected movement thrust movement and the axes interchange observed between K2 and K3 along the plane of movement and the bedding, seems to fit with the traditional model usually identified in fold-and-thrust systems (Aubourg et al. 1991, 1999, Tarling and Hrouda 1993).

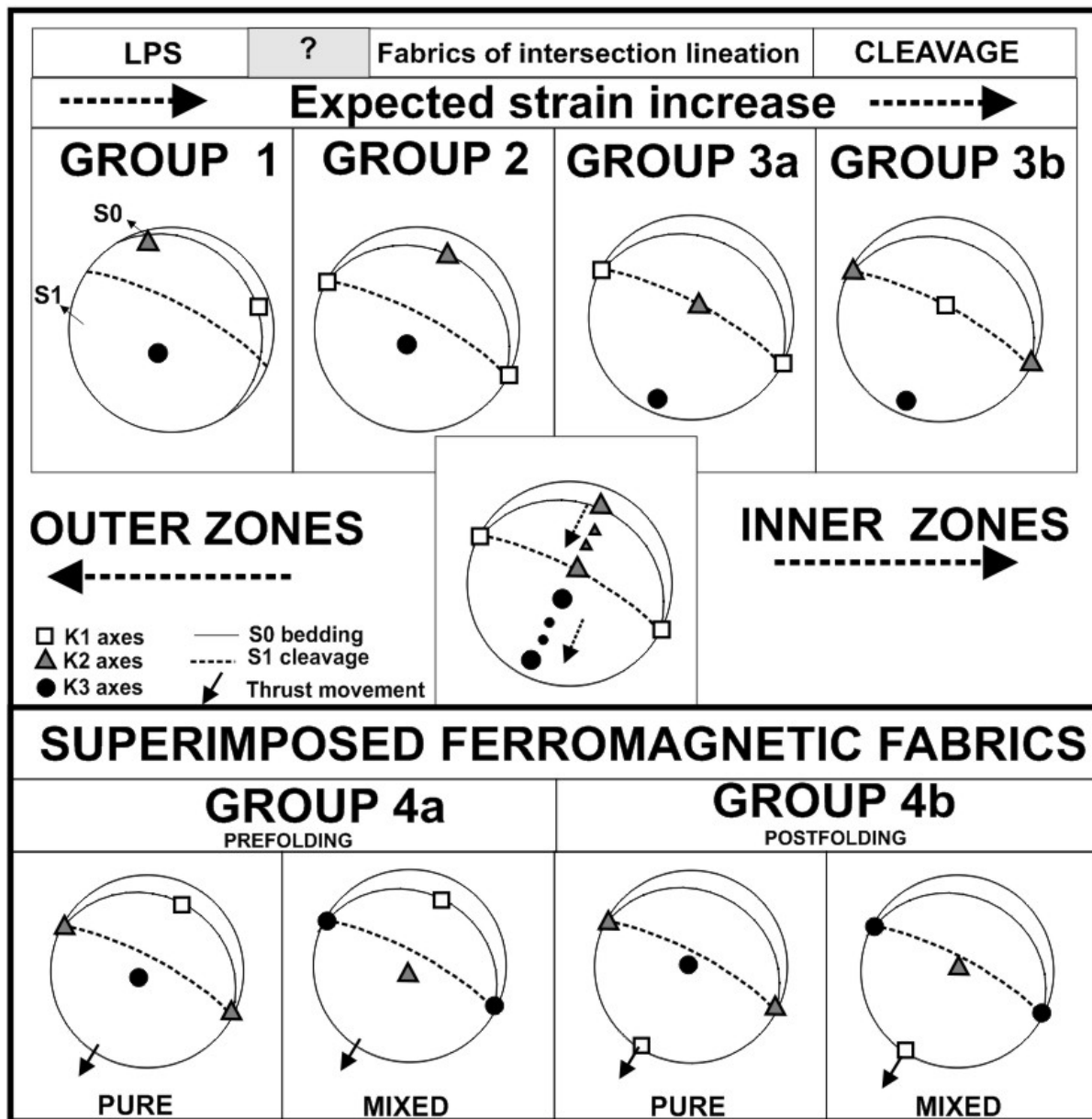


Figure 13.- Theoretical model of evolution of magnetic fabrics between bedding-related to cleavage-related fabrics through a domain of intersection lineation fabrics.

6. Conclusions

The analysis of magnetic fabrics along a fold-and-thrust belt in a multilayer system (Eocene turbidites from the Southern Pyrenees) shows the independence between the lithology and the magnetic fabrics, and the independence of the lithology and the magnetic mineralogy. Both lithologies show similar results in the paramagnetic contribution to the susceptibility, the paramagnetic equivalent contribution and the mean susceptibility.

The identified groups of fabrics are also independent from the lithology but show a relationship with the paramagnetic contribution to susceptibility. The observed variation of fabrics from outer to inner zones of the chain along the turbiditic system shows: i) LPS fabrics (at least where non coaxial folding permit to test a pre-folding acquisition or where the intersection lineation is not horizontal), ii) intersection lineation fabrics (fabrics with magnetic lineation parallel to the intersection lineation between bedding and cleavage, and progression of K3 orientation from perpendicular to bedding to perpendicular to cleavage), and iii) cleavage related fabrics (magnetic foliation parallel to the cleavage, and progression of K1 orientation from parallel to the intersection lineation to parallel to the dip direction of cleavage). This pattern changes from fabric groups 1 and 2, to 3 (Figure 13) and does not follow a regional straight progression but it is parallel to the inhomogeneous development of cleavage and structures (Figure 12).

In this model of progression of deformation, there are other fabrics that can be related to the shear parallel to the thrusts (group 4). These types of subfabrics are only present in the northern sector of the sampled zone and only control the AMS in the proximity of thrusts.

The presented results show how the identification of a simple general magnetic fabric progression from outer to inner zones of a mountain belt can be complicated by the inhomogeneous deformation progression, presence of more than one ordered magnetic particle patterns and the presence of competition between subfabrics. On the other hand, it permits the identification of certain processes, not obvious from outcrop analysis, that could play an important role in AMS and other magnetic fabrics.

Acknowledgements

This work has been supported by the project CGL-2006-05817, the Geotransfer Research Group from University of Zaragoza and a PHD Grant to the first author (FPU program). The paper benefited from discussions with Antonio Casas who helped in the evolution of this work. We thank Drs. Van der Voo, Van der Pluijm and Parés for their hospitality at the paleomagnetism laboratory, University of Michigan. The authors thank Dr. Richard Lisle, Dr. Carl Richter and Dr. Timothy Debacker whose reviews and suggestions have significantly improved the first version of the manuscript.

2.5.- Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain).

Óscar Pueyo Anchuela, Andrés Gil Imaz and Andrés Pocoví Juan

TECTONOPHYSICS, (accepted)

Submitted: 25 March 2012; accepted:05 June 2012

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is widely used to determine the petrofabric of sedimentary rocks. The identification of magnetic lineation parallel to the stretching direction or normal to the shortening direction is usual in weakly deformed environments. When deformation increases AMS fabrics are related to a magnetic foliation parallel to cleavage and magnetic lineation parallel to the expected amplification direction. In order to analyze the factors influencing the AMS fabrics in an area with well developed cleavage, four sections across the cleavage Southern Pyrenean domain have been analyzed. The coeval development of cleavage, folding and thrusting and the relatively constant shortening direction during Pyrenean evolution produce an alignment of structures parallel to the tectonic grain of the mountain belt. Factors affecting the AMS cleavage record are related to the presence of shear ferrimagnetic fabrics, the influence of previous strain magnetic fabrics affecting both paramagnetic and ferrimagnetic particles, the degree of competition between bedding-related and cleavage-related fabrics and the inhomogeneous deformation linked to local structures. These factors resulted in some cases in deviation of results from the cleavage-related magnetic fabrics in a sector with clear observation of cleavage at outcrop scale. The obtained data show that in central zones from the Pyrenees, the expected geometrical relations between strain and AMS is not observed and that a low sensitivity to cleavage can be apparently identified. However, a cleavage imprint in the magnetic parameters can be identified.

Keywords: AMS, cleavage, Pyrenees, strain trend, subfabric analysis.

Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

Magnetic fabric studies and specially Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is a widely used technique developed along the past decades (see revisions of Hrouda, 1982; Borradaile, 1988; Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2004, 2010 among others). Since its preliminary applications (e.g. Graham, 1954) different systematic analysis to identify deformational processes (strain, shortening, stress, shear, etc), emplacement conditions and evolution of igneous bodies (in granitoids, dykes or lava sheet flows), paleocurrents or early sedimentation processes have been the focus of these studies (see Martínez-Hernández et al., 2004 for an application revision).

Simple geometrical relations between AMS and different processes have been identified. These correlations have permitted to infer processes, that sometimes are not evident at outcrop scale (e.g. Borradaile and Tarling, 1981; Hrouda, 1982; Borradaile and Tarling, 1981; Kligfield et al., 1981; Parés and Dinarès-Turell, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Parés et al., 1999). Magnetic lineation as indicator of the stretching direction in compressive and extensive settings has been documented (Borradaile and Henry, 1997; Cifelli et al., 2009). As well, the magnetic lineation can be related with other more complex processes (Parés and Van der Pluijm, 2002; Martín-Hernández et al., 2005; Debaecker et al., 2004; 2009). In some cases these processes are inferred in apparent non deformed settings as foreland basin or away from frontal thrusts without folds or bedding tilting (Kissel, et al., 1986; Parés et al., 1999; Cifelli et al., 2004; 2009; Soto et al., 2009; Pueyo Anchuela et al., 2010). In the Pyrenees these processes have been correlated in some cases with layer parallel shortening during pre-folding conditions (e.g. Pueyo-Morer et al., 1997; Larrasoaña et al., 1997; Parés et al. 1999, Parés, 2004; Larrasoaña, 2004). The magnetic fabrics have been identified as linked to realignment of paramagnetic particles within the bedding plane (Parés, 2004), the intersection lineation between platy minerals through the zone axis (Bouchez, 1997; Martín-Hernández, 2002) or composite magnetic fabrics between bedding-related and cleavage-related fabrics (Borradaile and Tarling, 1981; Borradaile, 1988; Housen et al., 1993; Richter et al., 1993; Saint-Bezar et al., 2002; Parés and van der Pluijm, 2002; Hirt et al., 2004; Debaecker et al., 2004; 2009).

Magnetic fabrics related to folding and progressive deformation have been also described (magnetic lineation parallel to fold axis and to the Y strain axis; Borradaile and Henry, 1997). When cleavage develops, magnetic lineation is parallel to bedding strike, cleavage strike or the intersection lineation between both, and later on, the magnetic lineation becomes parallel to the amplification direction (e.g. Borradaile and Tarling, 1981; Rochette and Vialon, 1984; Parés and Dinarès, 1993; Hirt et al., 2004; Debaecker et al., 2004; Oliva-Urcia et al., 2009; Debaecker et al., 2009).

Different magnetic fabric types have been found in AMS studies in the Pyrenees (Averbuch et al., 1992; Parés and Dinarès-Turell, 1993; Larrasoaña et al., 1997; Pueyo-Morer et al., 1997; Parés et al. 1999; Pueyo et al., 2004; Parés, 2004; Pueyo-Anchuela et al., 2007; Oliva, 2009; Mochales et al., 2010): i) LPS fabrics (magnetic lineation parallel to bedding strike with independence of cleavage), 2) intersection lineation fabrics (with magnetic lineation parallel to intersection lineation and magnetic foliation coinciding with bedding or cleavage planes) and 3) shear fabrics (magnetic lineation parallel to regional thrust movement either contained within bedding or horizontal with independence of bedding).

Concerning the Aragón and Aragón-Subordán valleys, four different patterns have been identified up-to-date (Pueyo Anchuela et al., 2007; 2010): i) fabrics with magnetic lineation parallel to bedding strike, ii) magnetic foliation parallel to the bedding and magnetic lineation parallel to the main Pyrenean trend after bedding restoring, iii) magnetic lineation contained within bedding and normal to structures and iv) magnetic lineation parallel to the intersection lineation and K_{min} axis perpendicular to bedding or between bedding and cleavage poles (Pueyo Anchuela et al., 2007; 2010). This distribution of fabric types has been interpreted as passively folded LPS fabrics (Pueyo Morer et al., 1997; Larrasoaña et al., 1997; Parés et al., 1999; Parés 2004), magnetic lineation parallel to shear linked to thrust movement (Pueyo et al., 2004; Pueyo Anchuela et al., 2007; Oliva et al., 2009; Pueyo Anchuela et al., 2010) or intersection lineation fabrics between bedding and cleavage planes (Pueyo Anchuela et al., 2010).

More recently, integrated magnetic fabric analysis (AMS, Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization: AARM and AMS measured at low temperature, LTAMS) in the Internal Sierras, Southern Pyrenees (Oliva-Urcia et al., 2009) has indicated the presence of a magnetic lineation parallel to the bedding strike or the intersection lineation for the more paramagnetic fabrics and magnetic lineation contained in the bedding and normal to the main structural trend for the more ferrimagnetic ones. In this case, AMS seems to be controlled by the different contribution between ferrimagnetic and paramagnetic fabrics.

In the turbiditic basin, South of the Internal Sierras, similar magnetic fabric patterns have been identified (Pueyo Anchuela et al., 2009). Locally, magnetic foliation is parallel to cleavage and magnetic lineation parallel to intersection lineation or to the dip direction of cleavage, related to overturned fold limbs and highly paramagnetic fabrics (Pueyo Anchuela et al., 2009). From these analyses two main conclusions can be inferred. On one hand, magnetic subfabrics can be present without showing evidences in routine AMS studies, and therefore many of the AMS fabrics are the result of the competition between different subfabrics (Oliva Urcia et al., 2009; Pueyo Anchuela, 2010; 2011). This situation indicates that some AMS fabrics can be controlled by the intensity of certain processes, magnetic mineralogies and local changes in the deformation gradient along the studied zones.

In order to analyze the different factors affecting the AMS along the cleavage area in the Southern Pyrenees (Choukroune and Séguret, 1973) a study mainly attending to the Mesozoic and Tertiary rocks has been developed. Sites are located near the Pyrenean Axial zone, on the cover rocks of the Gavarnie nappe. The sampling was performed along the so-called Pyrenean cleavage domain where there is a nearly constant cleavage orientation. For this study 72 sites has been analyzed by means of AMS (1434 samples). In some of them AARM (259 samples) and LTAMS (552 samples) were analyzed in order to identify the potential presence of subfabrics and their mineralogical characteristics.

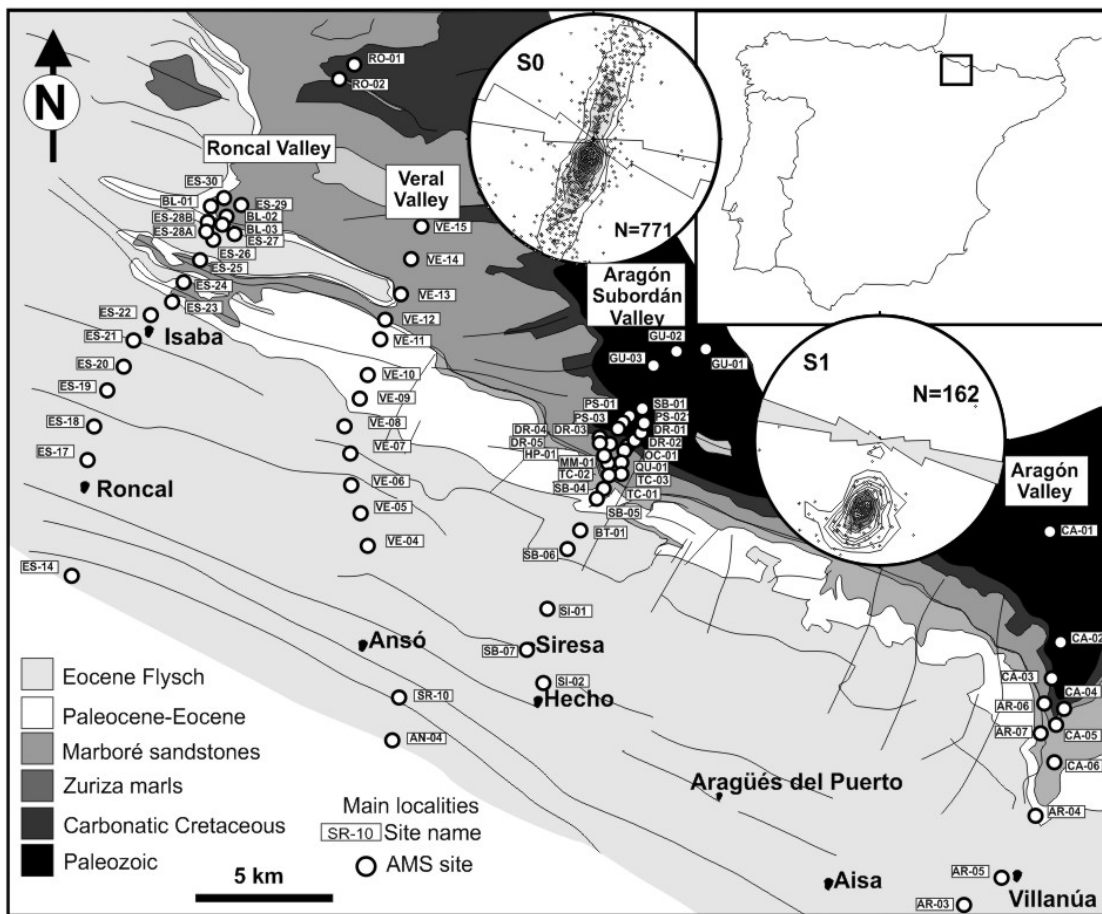


Fig. 1.- Location and simplified geological map from the studied zone, AMS sites and main trends for bedding and cleavage in the studied zone. Cartography after Puigdefàbregas and Sánchez Carpintero (1978 a and b); Ríos Aragónés et al., (1989); Teixell, (1992); Teixell et al., (1994); Teixell and García Sansegundo (1994).

2. Geological Context.

The Pyrenees are the collision chain developed between the European and Iberian plates during the alpine compression (from Santonian or Campanian to Miocene times; Muñoz et al., 1992; Teixell, 1992; 1996; Muñoz et al., 2002). The Axial Zone of the Pyrenees is represented by outcrops of Hercynian rocks, involved in imbricated, thick skinned basement thrust sheets (Teixell, 1996). The separation between north and south Pyrenean zones has been traditionally established along

the North-Pyrenean fault and the change of the structural vergence (Choukroune and Séguret, 1973b). The South Pyrenean zone is composed by south-verging folds and thrusts, that affect the Hercynian basement units. These basement thrusts progressed to the S with different detachment levels in a thin-skinned manner through the Upper Cretaceous, middle Eocene deposits (e.g. Choukroune and Séguret, 1973b; Labaume et al., 1985; Teixell, 1992; 1996) and Triassic evaporites in the proximities of the frontal thrust (Millán-Garrido, 1996; Teixell and García-Sansegundo, 1995).

The stratigraphical series of the studied area consists in: i) Paleozoic rocks affected by both Hercynian and alpine structures (Precambrian, Devonian, Carboniferous) and Permian red beds, ii) carbonatic rocks deposited in marine platforms from the Cenomanian to Campanian (Calcaires des Cañons; Fournier, 1905; and Larra carbonatic rocks; Souquet, 1967; Teixell, 1992), iii) external platform marls and siliciclastic shallow platform deposits (Zuriza, Tuca Blanca and Marboré units, Campanian to Maastrichtian in age; Teixell, 1992), iv) Paleocene and lower Eocene platform deposits (Barnolas et al., 1991; Barnolas and Teixell, 1995) and v) turbiditic Eocene Flysch deposits (Hecho Group; Mutti 1977; 1984).

The Axial Zone presents a W-plunging, antiformal geometry in the studied zone, with continuous outcrops of Devonian, Carboniferous, Permian sedimentary rocks and late-Hercynian granitoids at the Eastern sector (in this work at the Aragón and Aragón-Subordán valleys, Teixell, 1992). To the west of these two valleys, the pre-Upper Cretaceous units disappear between the Aragón-Subordán and Veral-Roncal valleys. The emplacement of the Gavarnie Nappe emplacement is the main responsible for the uplift of the Paleozoic rocks to the East. This nappe also tilted to the South previous thrust-systems (Larra and Monte Perdido thrust systems; Teixell, 1992). In some of the studied sections at the Internal Sierras area until 5 tilted fold-and-thrust units can be observed (Teixell, 1992; 1996).

The Pyrenees developed from the basement thrusting and basin inversion between Iberian and European plates that began during the Late Cretaceous and Paleogene and progressed until Miocene times (e.g. Muñoz et al., 2002). The main deformational phases are related to (i) an imbricated fold-and-thrust system (Larra system) with thin-skin geometry during the mid-late Lutetian to Bartonian (Soler and Puigdefàbregas, 1970; Teixell, 1992; 1996), with a sub-horizontal detachment and south-verging fold-and-thrusts; (ii) this system was later tilted by the emplacement of the Gavarnie nappe, involving the basement with thick-skinned geometry, during Priabonian to Rupelian times (Puigdefàbregas, 1975; Teixell, 1992). The emplacement of the Gavarnie nappe is the main responsible for the antiformal stack of the Axial Zone in the studied zone.

These two thrust systems were later affected by other basement thrusts, with minor influence in their overall geometry. These nappes can be summarized in the intermediate nappe from Teixell (1992 and 1996); Ordesa nappe (from Oliva-Urcia

2004 and Oliva-Urcia et al., 2007 to the E of the studied zone), Guarga nappe (Teixell, 1992; 1996; Millán, 1996) and the Guara-Gedre nappe (Millán et al., 2006).

Thrusting from Late Cretaceous to Miocene times indicates a similar shortening direction. Structural trends along the main part of the Pyrenees are N090E to N110E. This main orientation coincides with the trend for cleavage, folds and thrusts in the studied zone (Fig. 1a).

In the studied zone cleavage has been related to Larra and Gavarnie systems. A first cleavage stage is related to Larra structures and the second, more pervasive one to the emplacement of Gavarnie system (Labaume et al., 1985; Teixell, 1992; Schellart, 2002). Cleavage is more penetrative in the Zuriza marls and Permian red-beds and less pervasive to Calcaires des Cañons, Larra and Paleocene-Eocene carbonatic rocks. In the Eocene flysch cleavage depends on the lithology and can exhibit changes linked to local tectonic structures (higher density in the proximities of folds and thrusts). Cleavage in the turbiditic basin shows fan geometries respect to folds or similar dips and orientation along areas with independence of folds and thrusts.

Lithology can affect the cleavage penetrativity at outcrop scale. Carbonatic rocks are less prone to cleavage observation. The more homogeneous lithological outcropping series at Veral and Roncal valleys permit the analysis of cleavage in a more continuous manner than in the Aragón and Aragón-Subordán valleys.

In the northern part of the studied area cleavage shows a subvertical attitude or steeply dipping to the N, although locally it dips steeply to the S. Cleavage strike is more or less constant along the main part of the area and dip ranges from 50 to 65° to the N. Locally in the Internal Sierras cleavage can show lower dips. Previous works in the area indicate the presence of some locations where more than one flattening plane can be identified (Teixell, 1992; Schellart, 2002), regional cleavage and local cleavage in overturned limbs, inferred from apparent folded patterns of cleavage planes (usually developing kink bands) or changes along the same fold (Labaume et al., 1985; Teixell, 1992; Schellart, 2002). Nevertheless, in most cases, cleavage changes at outcrop scale can be related to its syn-folding development (Gil et al., 2006). The scarcity of outcrops with more than one cleavage set has been related to the similar shortening direction during Larra and Gavarnie emplacement (Labaume et al., 1985; Teixell, 1992; Schellart, 2002).

At outcrop scale, cleavage shows similar attitudes while some minor variations can be identified at lithological boundaries (cleavage refraction) or in folds with cleavage fans. With independence of the origin of the analyzed cleavage, only one cleavage set was identified in this work.

3.- Methodology.-

3.1.- Field work and sampling.

Sites were homogeneously distributed throughout the studied area, considering tectonic structures and lithological changes. Four different sections were analyzed, from E to W the Aragón, Aragón-Subordán, Veral and Roncal valleys (fig. 1).

Paleozoic rocks only crop out in the Aragón and Aragón-Subordán valleys. Devonian carbonatic rocks (Ca-02, Gu-02), Carboniferous turbidites (Gu-01) and Permian red-beds (Ca-01, Gu-03, Ps-01, PS-02 and Ps-03 sites) were sampled. Carbonatic rocks from Calcaires des Cañons and Larra units were sampled mainly at the Aragón-Subordán gorge. In this area bedding shows a subvertical disposition. Sampling in this area consisted of 6 sites along less than 1 km (Hp-01, Qu-01, and Dr-01 to Dr-05). Larra unit was also sampled at the northern area of the Roncal valley (Ro-01 and Ro-02 sites). Zuriza (19 sites), Marboré (2 sites) and Eocene Flysch deposits (31) have been the more sampled units along the studied sections.

Sampling comprised a minimum of 10 cores and 15 samples per site. Cores were obtained by a water-refrigerated drill and oriented with a magnetic compass. After sampling cores were cut to standard specimen size for later measurement.

Structural characterization of outcrops was performed previous to AMS sampling. It has consisted in: i) the elaboration of the local stratigraphic logs and ii) structural analysis. The structural analysis was done in sampled levels and near outcrops. The analysis consisted in the measurement of bedding, cleavage, faults and joints. In cases of significative lithological changes at site scale, sub-sampling at the level scale was performed (e.g. Ve-06 site represented 46 samples at two different stratigraphic levels and different positions along a small fold).

3.2.- Mineralogical analysis and contribution to susceptibility.

The identification of the origin of the magnetic susceptibility and the contribution of paramagnetic and ferrimagnetic grains have been performed through different techniques. A total of 72 samples from the different analyzed sites were subsampled for susceptibility measurement at low and high field. These subsamples were measured at a PPMS device (Quantum design; Laboratorio de Medidas de Propiedades Físicas from the University of Zaragoza). Measurement was performed near the 0 field conditions (with an AC measurement interval field of 0.5 mT and frequencies similar to the ones used in the susceptibility kappabridge) and measured at 2.5 T (high field conditions). The change in susceptibility under both magnetic fields represents the susceptibility saturation of ferromagnetic phases in this interval (Rochette et al., 1987; Dunlop and Özdemir, 1997). The invariant susceptibility with the applied field, after other analysis, can be used to calculate the paramagnetic contribution to susceptibility. Remanence analysis was performed at the

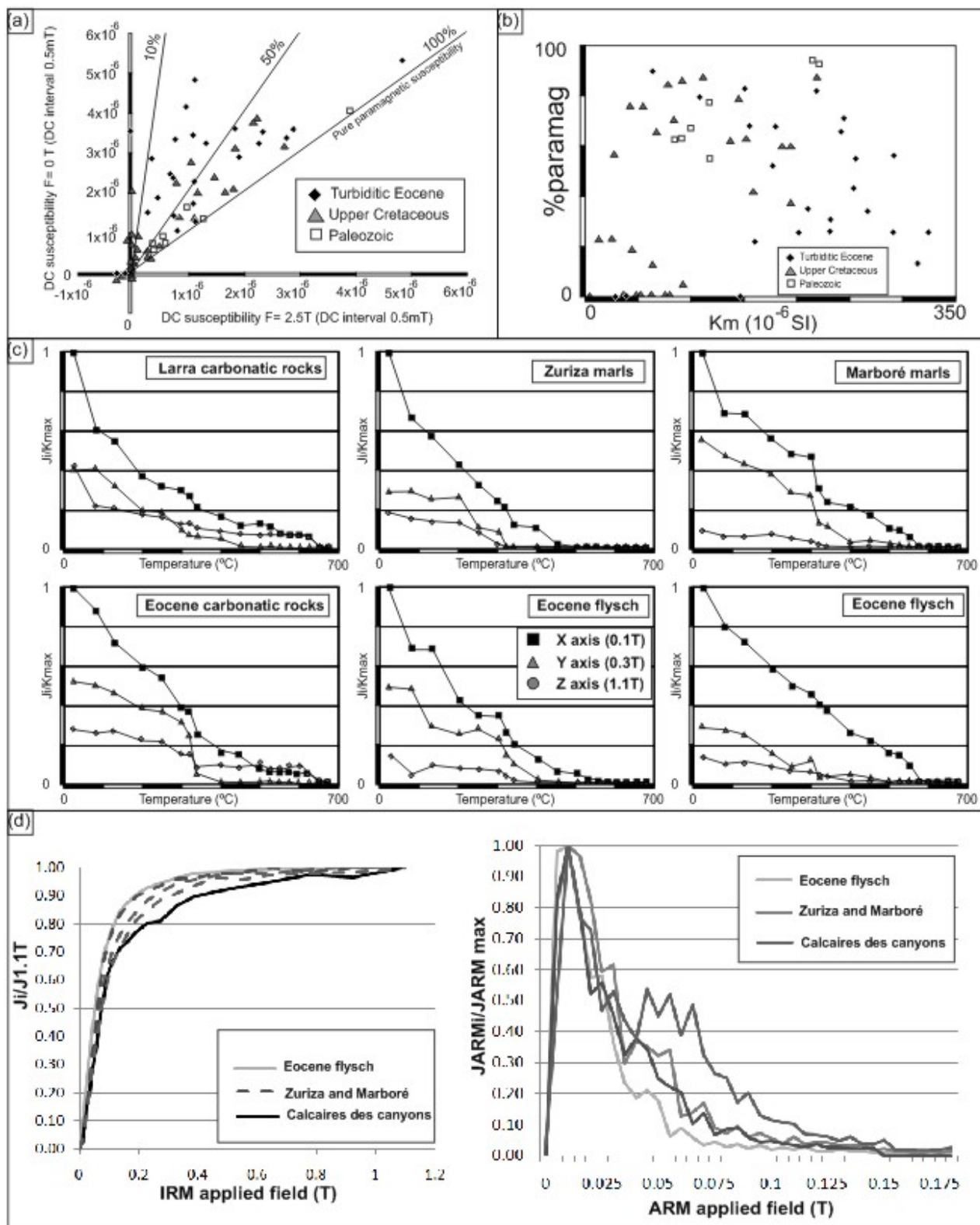
paleomagnetism laboratory from the University of Michigan (Pastel Group) with a 2G magnetometer (3 axis). Thermal demagnetization of artificial IRM along three different axes was performed for selected samples from each lithological group. The 3 axes thermal IRM demagnetization (Lowrie, 1990) was done for $x=0.1$ T; $y=0.3$ T and $z=1.1$ T. Thermal demagnetization of artificial isothermal magnetization was measured at 18 different temperatures.

IRM progressive artificial field was applied to selected samples for each lithological group through a logarithmic scale comprising 28 steps from 0 to 1.1 T. IRM was imparted by a ASC pulse-magnetometer. These analyses permitted the ferromagnetic saturation to be calculated depending upon the applied field.

Partial acquisition of anhysteretic magnetization (pARM) was measured following Jackson et al., (1988) methodology and imparted by a pulse-magnetometer from Shappire. The routine consisted in the application of a DC field for discrete intervals and AF demagnetization out of this interval. The routine consist in the application of a DC field for 10 mT intervals, and progressive increases of the applied DC window through 5 mT intervals (as described by Jackson et al., 1988). The analyzed interval was 0 to 0.180 T.

Fig. 2.- Main results obtained for the mineralogical analysis of the studied sites; (a) measurement of susceptibility between low and high field for, at least, one sample per site (Low field: measurement of susceptibility with a DC interval of 0.5mT around 0 T; High field: measurement of susceptibility with a DC interval of 0.5mT around 2.5 T: samples are separated for the different lithological groups and lines for 100, 50 and 10% paramagnetic contribution to the susceptibility are included); (b) plot of mean susceptibility against paramagnetic contribution to the susceptibility (%paramag) for the same samples shown in (a). (c) Different thermal demagnetization of IRM of three axes for samples from the analyzed rock types. Curves are normalized respect the maximum remanence value; the applied IRM field is 0.1T (x axis); 0.3 T (y axis) and 1.1 T (z=axis). (d) IRM progressive acquisition curves for different samples from the analyzed lithological groups (curves are normalized respect the maximum acquired IRM remanence) and pARM acquisition for selected samples from the studied lithologies (following Jackson et al., 1998 methodology). Curves are normalized for the maximum pARM from each sample.

2.5.- Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain).



3.3. *Magnetic fabric techniques.*

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) was measured with a kly3-s from AGICO (300 A/m; 875 Hz). The routine consists in the measurement of susceptibility at low field in different positions (180 measurements imparted along three different orthogonal axes and a last control measurement for the calculation of volumetric susceptibility). Data were processed with Susar and Anisoft software from AGICO.

Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) was performed by the application of a DC field of 0.05mT along an interval depending upon the coercivity of studied samples. AF demagnetization after measurement of each position was performed. The coercivity intervals for AARM measurement was established from previous pARM analysis. AARM was established from the measurement along 9 positions and fitted by the ARMA software (after McCabe et al., 1985).

Anisotropy of magnetic susceptibility at low temperature (or LTAMS) was performed at liquid nitrogen temperature following Parés and Van der Pluijm (2002) methodology and a Shappire susceptometer from PASTEL group at the University of Michigan. Samples were cooled at liquid nitrogen during, at least, 20 minutes prior to measurement. Later measurement was performed with samples submerged in liquid nitrogen and along a double measurement routine of 6 different positions.

Magnetic parameters for the comparison between the different techniques were calculated following Jelinek (1981) definition: Mean susceptibility ($K_m = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$), magnetic lineation ($L = K_{max}/K_{int}$), magnetic foliation ($F = K_{max}/K_{min}$), corrected degree of anisotropy ($P' = (\exp\{\sqrt{2((n_1 - n)^2 + (n_2 - n)^2 + (n_3 - n)^2)}\})$ being n_i the natural logarithm of K_i) and shape parameter ($T = (2n_2 - n_1 - n_3)/(n_1 - n_3)$ being n_i the natural logarithm of K_i).

The definition of magnetic fabrics was analyzed by means of Jelinek (1978) statistics, that comprises an elliptical distribution with two main axes that represents the α_{95} distribution for two different directions. For example, the distribution of K_{max} axes at site scale define an ellipse with two axes, one measured in the direction of K_{max} to K_{int} , and a second one for the K_{max} to K_{min} direction. Being, in this case the α_{95} distribution measured in the direction of K_{max} and K_{int} , the definition of the magnetic lineation. Some of the described magnetic parameters also permit to analyze the definition of axes depending upon the anisotropy of the ellipsoid at sample scale (as the magnetic lineation, L parameter) that gives information about the anisotropy of the ellipsoid at sample scale against the definition of the main distribution of certain axes, in stereoplots, for group of samples (statistics of Jelinek, 1978).

4.- Results.

4.1- Rock magnetism

Comparison between low and high field susceptibility shows similar values (fig. 2a). Some samples from Upper Cretaceous and Paleozoic rocks exhibit the higher parallelism between both fields. The turbiditic samples show the highest variability. There is a general trend between mean susceptibility and saturated susceptibility in the measured interval. The samples with the highest susceptibility have also the highest ferrimagnetic contribution (fig. 2b). This is especially clear for the Eocene Flysch samples. Within the Cretaceous rocks, two groups can be identified, one with low susceptibility values and usually very high ferromagnetic contribution to the susceptibility and a second group with paramagnetic values in the range of the 80% (fig. 2b).

IRM of three axes shows a higher remanence control at the X axis (low coercivity) in the most of the samples. The X axes show progressive decreases for the analyzed temperatures (fig. 2c). Remanence disappears at temperatures in the range of 500 to 600°C. Some samples show a more stepped progression, with sudden decreases for X and Y axes (low and intermediate coercivity axes) in the range of 250 to 350 °C. High coercivity axes for the analyzed samples show low contributions to remanence or locally for carbonatic rocks from the Larra Unit, this contribution can be higher. These samples also exhibit lower natural and artificial remanence values with respect to other lithological units and they also exhibit low susceptibility values.

Progressive acquisition of the IRM usually shows remanence saturation prior to 0.3 T. Samples that need higher IRM applied fields to acquire saturation belong to the Upper Cretaceous carbonatic unit (fig. 2d). In some of these samples the slope of the curve indicates the non complete saturation in the analyzed range. In the rest of the samples the horizontal curve geometry indicates the practical absence of high coercivity phases.

pARM shows the most developed peaks at low coercivity intervals, usually below 20 mT and a second one, not always identified, in the range of 50 to 75 mT (fig. 2d).

The results concerning rock magnetism data can be summarized in: (i) paramagnetic contribution to the susceptibility shows variable results that are dependent on the lithology, especially in carbonatic rocks. In the rest of the rock types, high values for the paramagnetic contribution to the susceptibility are found. (ii) the ferromagnetic contribution to the susceptibility is mainly related to a low-coercivity mineral phase as can be observed at the IRM and pARM. (iii) High coercivity phases are only observable in Upper Cretaceous carbonatic rocks; these samples exhibit low remanence values, low susceptibility values, the presence of high coercivity phases and unblocking temperatures that can reach 650°C, and iv)

the absence of high coercivity phases in most of the samples, that permits to assign the invariant susceptibility between 0 to 2.5T as the paramagnetic contribution to the susceptibility.

Mean susceptibility (K_m) shows a range from near 0 to 430×10^{-6} SI, with the main distribution between 100 and 250×10^{-6} SI. The lowest values are obtained for Upper Cretaceous carbonatic rocks while Upper Cretaceous marls and sandstones show higher mean values, between 50 to 250×10^{-6} SI. The highest values of mean susceptibility are obtained for turbiditic samples, that cover the whole spectrum of susceptibility values.

The comparison of K_m values against the corrected degree of anisotropy (P') shows a general correlation, with an increase of K_m parallel to the increase of P' . Some samples are out of this trend and they are mainly related to the Upper Cretaceous and turbiditic carbonatic rocks (fig. 3a).

Attending to the shape parameter, AMS ellipsoids (T ; fig. 3b) show a wide distribution from prolate to oblate shapes. The highest number of samples is in the oblate field and mainly at the triaxial oblate field. The identified correlation between P' vs. K_m progression can be related to the increase of ferromagnetic susceptibility in percent (%paramag) or in a quantitative manner (equivalent susceptibility). In this case, higher K_m values and P' values develops for the most ferrimagnetic samples.

Mean susceptibility (K_m) show a range from near 0 to 430×10^{-6} SI, with the main distribution between 100 and 250×10^{-6} SI. The lowest values are obtained for carbonatic upper cretaceous rocks while Upper Cretaceous marls and sandstones show a higher mean susceptibility distribution with values between 50 to 250×10^{-6} SI. The highest values of mean susceptibility are obtained for turbiditic samples while these samples cover the whole spectrum of susceptibility values.

2.5.- Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain).

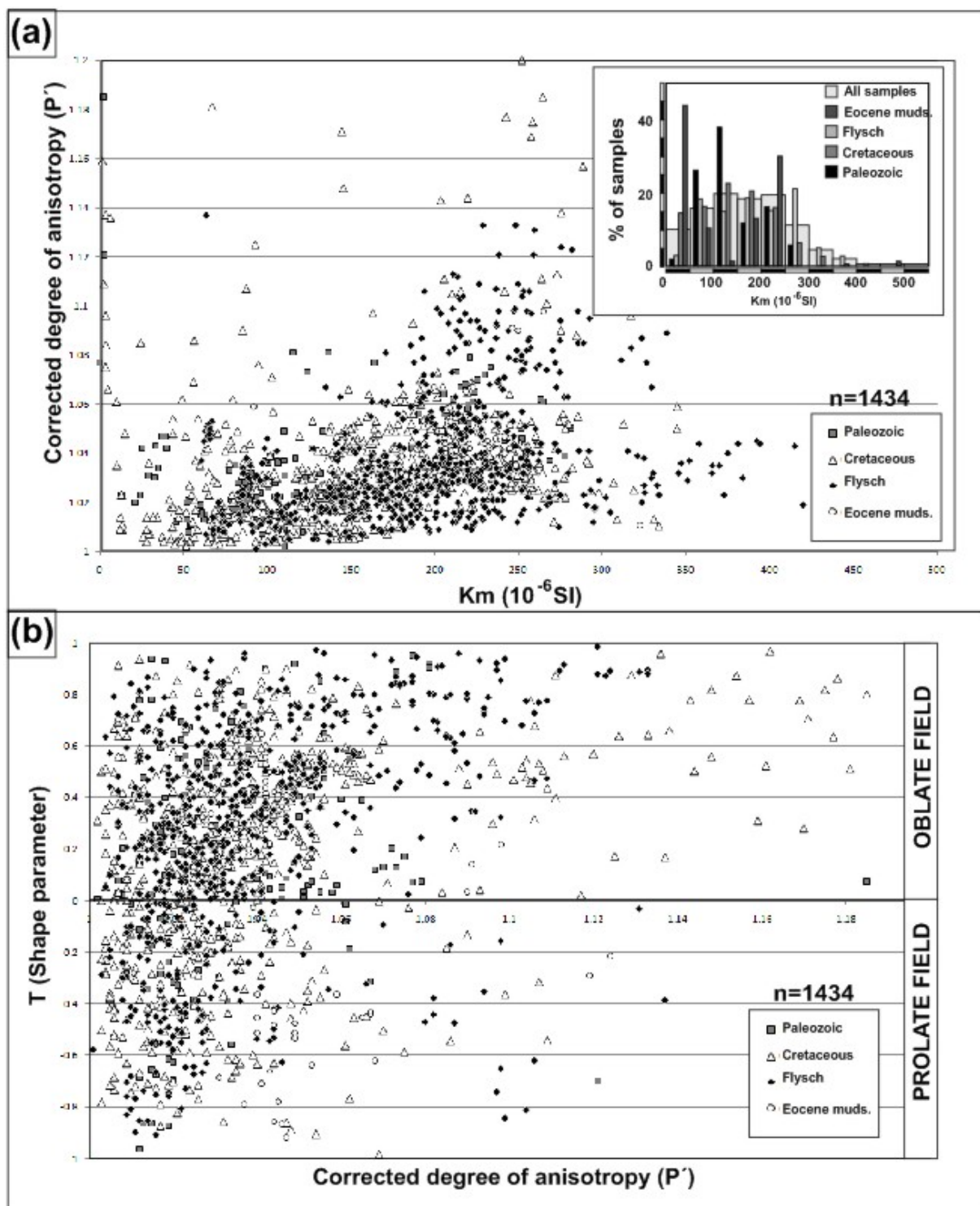


Fig. 3.- (a) Mean susceptibility (Km) against the corrected degree of anisotropy (P') for all the samples analyzed in this work. In upper right corner the bar distribution of the different rock types for mean susceptibility intervals is also plotted. (b) P' (corrected degree of anisotropy) vs. T parameter (shape parameter) for all the analyzed samples and ellipsoid morphology obtained from T parameter. In (a) and (b) the data corresponding to different rock types have been separated. Magnetic parameters after Jelinek, 1981 (see text for definition).

The comparison of K_m values against the corrected degree of anisotropy (P') show a correlation for the main part of the samples, with an increase of K_m parallel to the increase of P' . Some samples are out of this trend and they are mainly related to the Upper Cretaceous and turbiditic carbonatic rocks (fig. 3a).

Attending to the shape parameter, AMS ellipsoids (T; fig. 3b) show a wide distribution from prolate to oblate shapes. The highest number of samples is in the oblate field and mainly at the triaxial oblate field. The identified correlation between P' vs. K_m progression can be related to the increase of ferromagnetic susceptibility in percent (%paramag) or in a quantitative manner (equivalent susceptibility). In this case, higher K_m values and P' values develops for the most ferrimagnetic samples.

4.2.- Regional distribution of the AMS fabrics.

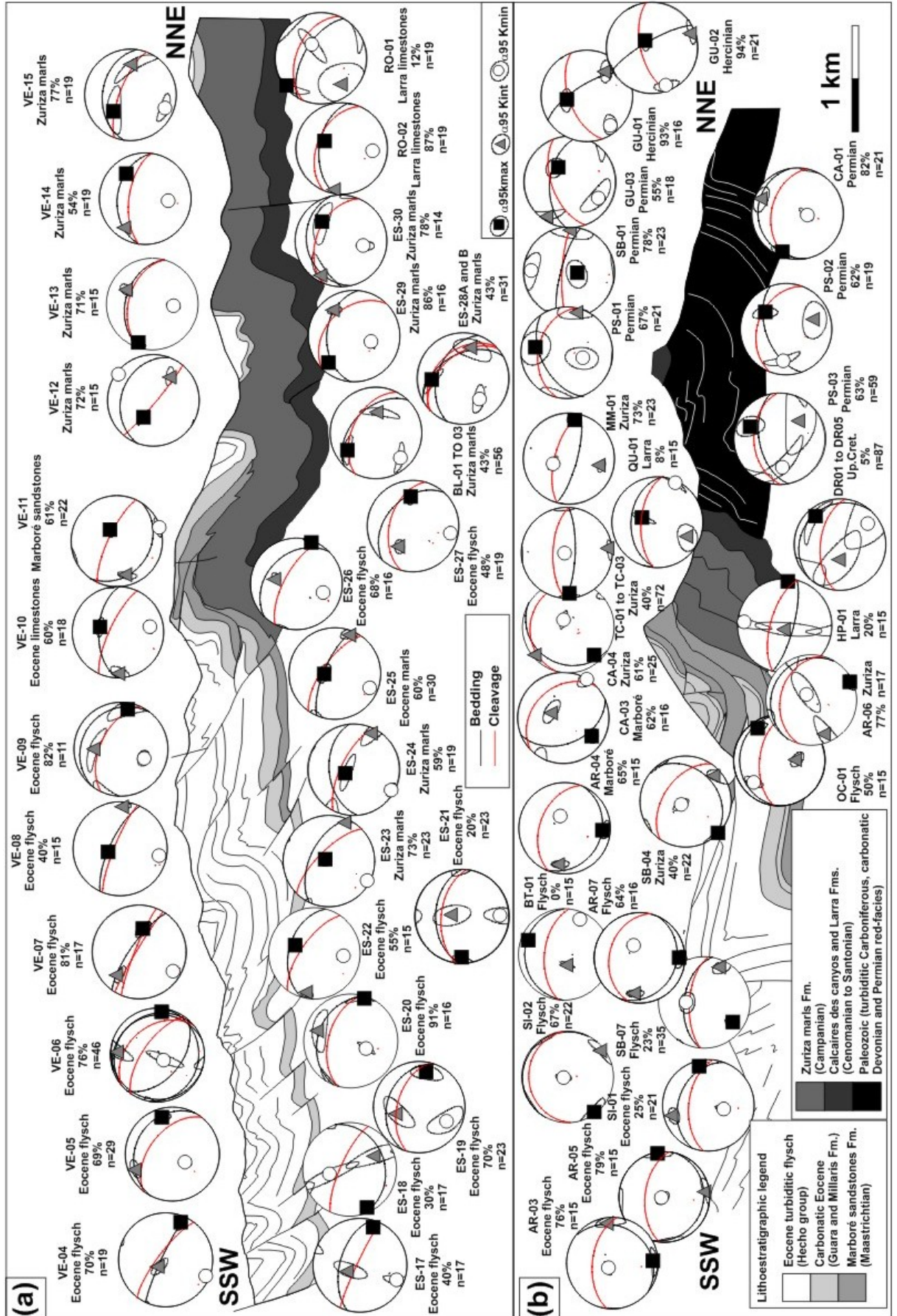
AMS fabrics are presented along two geological sections from the area (based on Teixell, 1992; Teixell et al., 1994 and Teixell and García Sansegundo, 1994; fig. 4a for Roncal-Veral valleys and 4b for Aragón and Aragón-Subordán valleys). Bedding, cleavage, their poles and confidence ellipses for Jelinek's statistics for the different AMS axes have been also plotted along the sections.

In general, magnetic fabrics show clustered results at site scale. The main part of the sites shows a parallelism of the magnetic foliation respect the bedding or the cleavage plane. The correlation between magnetic lineation and the intersection lineation is shared for the main part of the studied sites.

At some sites (for example at AR-03, ES-18, CA-01, GU-03, GU-01, ES-29, GU-02 and CA-04 sites; fig. 4b) the presence of a non-Pyrenean bedding strike permits to identify that magnetic lineation is parallel to bedding strike but not to the intersection lineation or cleavage plane. In other cases, intersection lineation develops in positions near to magnetic lineation and bedding and cleavage strikes share similar dips. When intersection lineation is subhorizontal and near to S_0 and S_1 strikes, the separation of bedding strike against intersection lineation is not direct. This situation is identified in cases where magnetic foliation is parallel to bedding (SI-01, VE-04, ES-17, ES-20; AR-05; SI-02), magnetic foliation is parallel to cleavage (VEe09, ES-26), magnetic lineation is parallel to intersection lineation but neither S_0 or S_1 is parallel to magnetic foliation (ES-26, TC-01, MM-01, RO-01) or separation between bedding and cleavage cannot be performed because of their similar attitude (VE-04, VE-13)

Fig. 4.- Cross-sections from the studied area with representative AMS data from the studied zone for (a) Roncal-Esca section and (b) Aragón and Aragón-Subordán valleys (cross-sections after Teixell, 1992; Teixell et al., 1994 and Teixell and García-Sansegundo, 1994). In stereoplots bedding and cleavage is represented, AMS axes are represented by the cone axis from the $\alpha 95\%$ confidence distribution from Jelinek, (1978) and their distribution. Information about the site is included in each stereoplot attending the name of site, the lithological group, the paramagnetic contribution to the susceptibility and the number of samples measured in each site.

2.5.- Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain).



The geometrical relationships can be better analysed when bedding and cleavage do not show the same attitude. In these cases some sites show a non horizontal intersection lineation and different from the strike of bedding and cleavage. In these cases, magnetic lineation is parallel to the intersection lineation and the magnetic foliation can be parallel to bedding (ES-23, VE10), parallel to cleavage (VE-15, ES-24, ES-27, PS-03), located between both planes (ES-25, ES-28, RO-02, SB-01, PS-01) or oblique to bedding and cleavage (VE-11, ES-22, ES-26, RO-01, PS-02, VE-07).

Other groups of sites do not show any correlation with the intersection lineation. A first group with magnetic lineation normal to the bedding strike (BT-01 and CA-03 with pole to the magnetic foliation parallel to intersection lineation; AR-04 with magnetic foliation parallel to bedding) and a second group where magnetic foliation is parallel to cleavage and magnetic lineation shows orientation near to the cleavage dip (VE-11, VE-12 or ES-30)

This distribution of AMS fabrics along the different analyzed sections does not show a correspondence with the tectonic position or the regional development of cleavage. This is observed when fabrics with magnetic lineation parallel to bedding strike, and independent from cleavage, can be observed in different positions within the N-S sections. The intersection lineation fabrics (both for magnetic foliation parallel to bedding or cleavage) appear throughout the study area with a no clear lithological control (similar magnetic fabrics are identified in different rock types and sites with the same lithology show different magnetic fabric pattern in similar structural positions).

4.3.- Subfabric analysis

4.3.1.- Subfabrics from ferrimagnetic AMS sites

AARM technique was applied to some sites with three objectives: i) to identify the presence of ferrimagnetic fabrics respect to AMS, ii) to analyze the relation between ferrimagnetic fabrics and the rock fabrics at the outcrop scale and iii) to discard that some fabrics are related to changes between grain and susceptibility anisotropy (usual for certain granulometries of some ferrimagnetic particles).

The AMS fabrics from fig. 5, where AARM has been measured, have in common a high ferrimagnetic contribution to susceptibility. BT-01 and SR-10 have a ferromagnetic contribution to susceptibility below 10% (fig. 5a). These two sites permit the analysis between AARM and AMS fabrics with low contribution of paramagnetic particles. AMS for these sites shows the pole to the magnetic foliation at different positions respect the pole to bedding or to cleavage. Kmin axes show a good clustering and are located at a position near the intersection lineation (or near to the bedding strike as observed in the CA-03 site, fig. 4). AMS and AARM for these sites show similar results indicating that: i) there is a ferrimagnetic control of the AMS (as expected from the low paramagnetic contribution to the susceptibility from this

site) and ii) there are not changes between grain and susceptibility anisotropy (that can be present in the AMS but not in the AARM). Similar results are obtained at SB-05 sites, where minimum AARM axes are nearly parallel to AMS K_{min} and approach the bedding and cleavage strikes (fig. 5a).

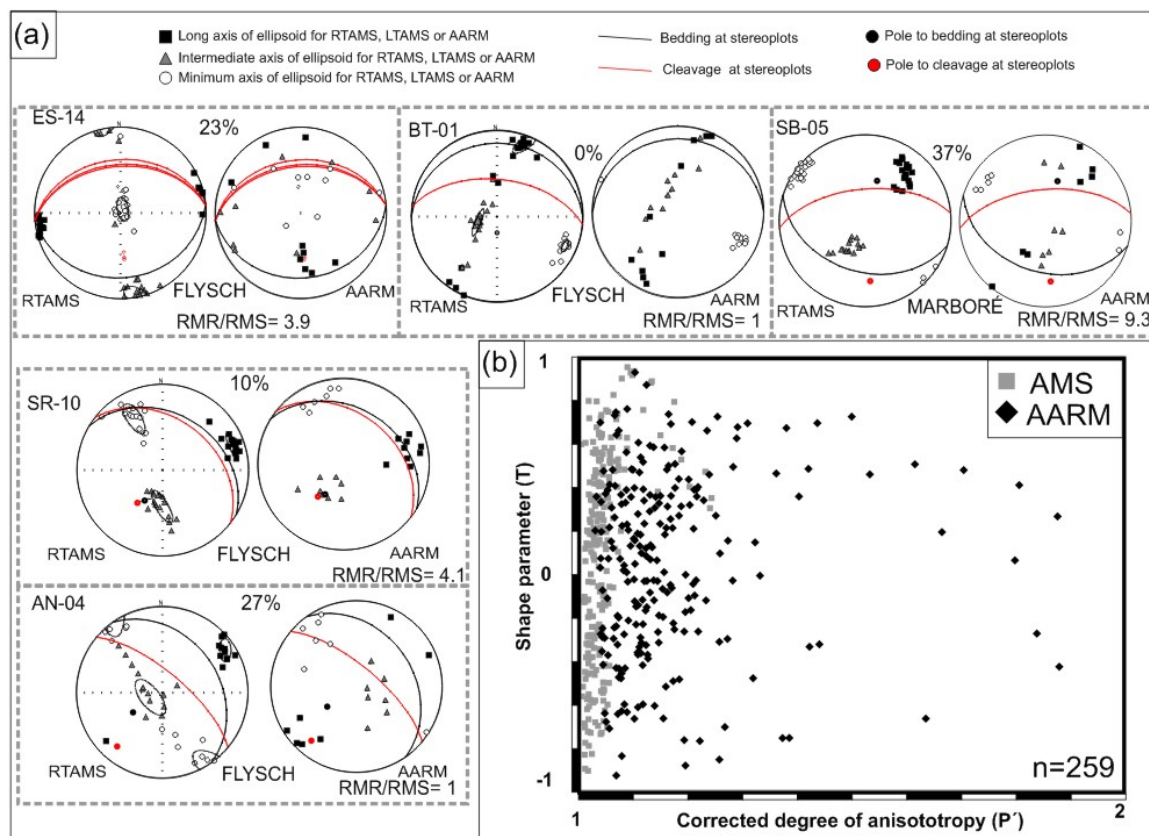


Fig. 5.- (a) Results from subfabric analysis by means of AARM for selected. (a) AARM results and AMS; bedding and cleavage are represented in the stereoplots, the same legend for AMS axes has been used for AARM axes. The paramagnetic contribution to susceptibility, ellipsoid fitting, and residual values are also included (RMR/RMS; after McCabe et al., 1985). (b) P' 's vs. T parameter graphs for the same samples (parameters after Jelinek, 1981).

In some sites apparent axes interchange between AMS and AARM ellipsoids can be observed (e.g. in the stereoplots two different axes from the magnetic ellipsoids are in similar positions). These interchanges develop between the long and intermediate axes (BT-01, SB-05 and ES-14) or between the intermediate and minimum axes with a girdle development (AN-04).

AARM fabrics, in general, exhibit an increase of the corrected degree of anisotropy (P') and shape parameter (T) respect their AMS values (fig. 5b). T values for the AARM are more oblate and especially lie at the oblate-triaxial field. The highest P' values of the AARM appear in turbiditic samples and, in general, in the oblate field. In stereoplots AARM fabrics show prolate aspect (high clustering of long

axis of AARM against girdle distribution for Kint and Kmin axes) and triaxial fabrics (high clustering of the three axes of the AARM ellipsoid).

AARM fabrics do not show a clear relation to bedding or cleavage planes. In some sites foliation planes are slightly oblique to bedding (e.g. SR-10 or ES-14) or do not show any clear relationship with it (AN-04 or SB-05). The main AARM characteristic for all the studied samples is the presence of a N-S girdle of long and intermediate axes. This girdle is in general normal to the main structural direction of the area. This girdle produces AARM minimum axes parallel or near parallel to the Pyrenean regional trend that in some cases approaches the intersection lineation, the bedding or the cleavage strike.

4.3.2.- Magnetic subfabrics with high to middle paramagnetic contribution to the susceptibility.

AARM and LTAMS have been measured for another group of sites. This second group of sites has higher paramagnetic contribution to the susceptibility than the previously described group.

In LTAMS the paramagnetic susceptibility has been increased following the Curie-Weiss law. A 3.8 susceptibility increase factor between both temperatures should indicate a pure paramagnetic behavior (Richter and Van der Pluijm, 1994). The measurement of susceptibility at low temperature produces an increase of susceptibility that can be due to: i) the paramagnetic susceptibility increase or ii) the susceptibility increase of certain sulphides and multidomain magnetite. On the other hand, the increase in the paramagnetic susceptibility can have a direct imprint in the AMS, but for certain cases it can be below the ferrimagnetic contribution to the susceptibility. In this sense, the measurement of LTAMS can show ferrimagnetic fabrics if the increase in the paramagnetic contribution does not exceed the ferrimagnetic ones.

This is the reason that only sites with middle to high paramagnetic contribution to the susceptibility have been used for the analysis of LTAMS. The analysis of susceptibility changes between room temperature (RT) and low temperature (LT) show different correlations (fig. 6a). Some samples develops near to the 4x rate of change, whereas others do not show significant susceptibility changes between RT and LT, and the main part of the samples are between these two end-members. These rates of susceptibility change confirm the data obtained from the paramagnetic contribution to the susceptibility measured at different fields (no changes in susceptibility at different temperatures for the main ferrimagnetic samples, the highest rate of change for the most paramagnetic ones and intermediate rates for samples with contributions from both paramagnetic and ferrimagnetic particles).

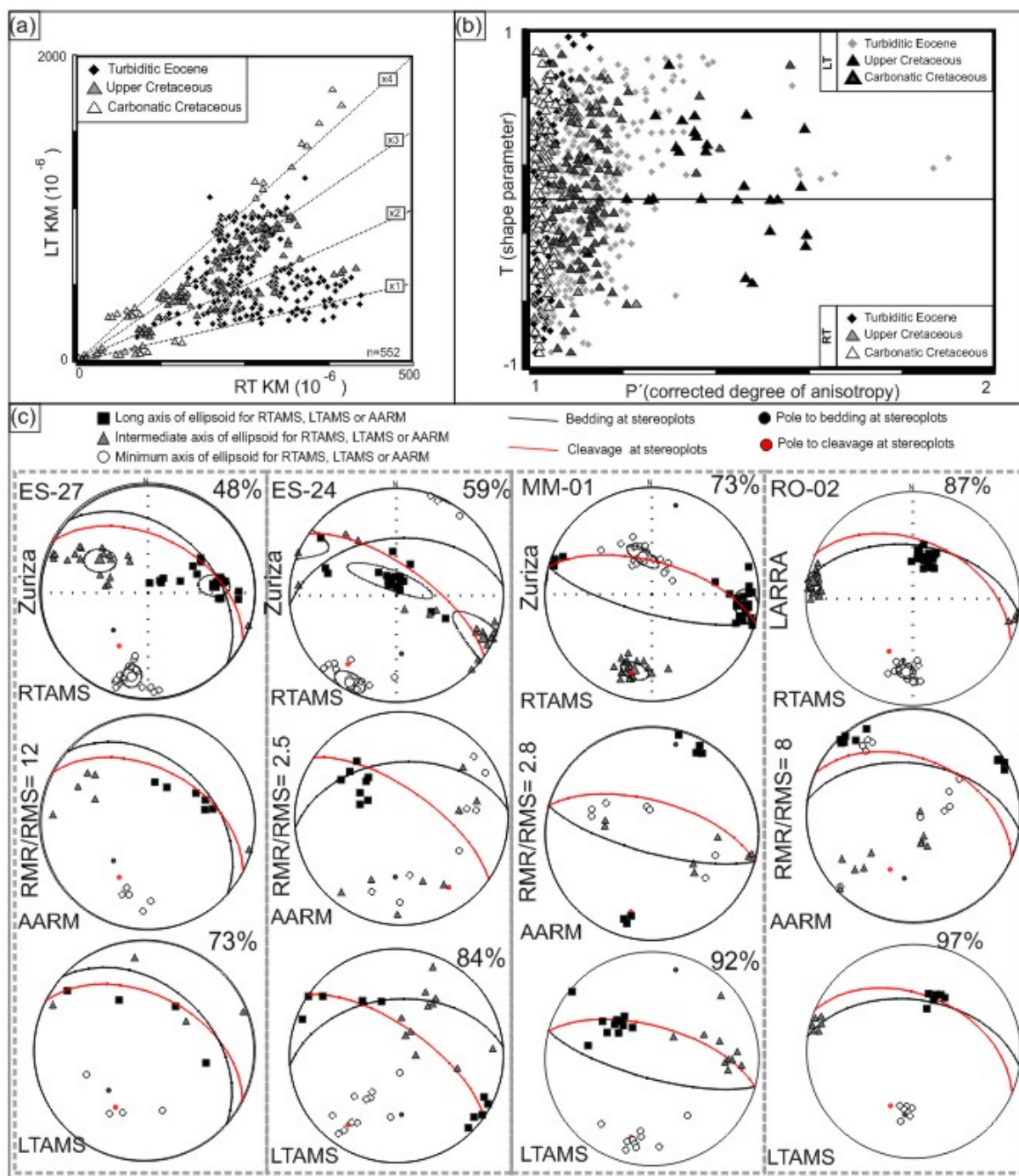


Fig. 6.- (a) comparison of mean susceptibility measured at room (AMS) and low (LTAMS) temperature. Lines for the factor of change of susceptibility between both temperatures are included. (b) P's vs. T parameter graphs for the same samples. Rock types are separated in the plot. (c) Subfabric analysis for different sites for AMS, LTAMS and AARM from the studied zone. At each site the stratigraphic unit, the paramagnetic contribution to susceptibility at RT and calculated for LT is indicated. Residual deviation from the calculation of AARM ellipsoid, bedding and cleavage are included.

The analysis of magnetic parameters between RT and LT conditions (fig. 6b) shows an increase of P' parameter at LT; similar ellipsoid shapes for RT and LT but a higher triaxial distribution at LT and the highest P' values are found in oblate ($T > 0$) and oblate-triaxial ellipsoids ($0.5 > T > 0$) in the LTAMS.

For the samples where LTAMS has been measured, AARM shows similar trends as previously described (fig. 6c): i) long AARM axes are normal to the main structural trend and horizontal with independence of bedding and cleavage (MM-01) or ii) long AARM axes are subhorizontal with non clear relations with outcrop elements (RO-02). Two sites exhibit a correspondence with bedding and cleavage. In ES-27 the long AARM axis is parallel to the intersection lineation (and the pole to the AARM is between the poles to S0 and S1). In ES-24 the intersection lineation is parallel to long axis of AARM and there is a girdle for intermedium and minimum axes. LTAMS show values for the paramagnetic contribution to susceptibility in the range of 73 to 97% against RT values between 48 to 87%.

RTAMS of highly paramagnetic sites show similar results between RTAMS and LTAMS (e.g. RO02) or a higher correspondence respect the cleavage plane for the rest of the sites (ES24 LT Kmax parallel to cleavage strike or LT magnetic foliation parallel to cleavage at MM-01 and ES27).

In summary: i) when AMS is mainly controlled by ferrimagnetic susceptibility, RTAMS and AARM show similar results; ii) when there are similar contributions to the susceptibility from ferrimagnetic and paramagnetic behaviors, AMS, AARM and LTAMS can show different patterns. In these cases AARM fabrics are not evident from the AMS and the most paramagnetic fabrics (LTAMS) show higher correlation respect cleavage than identified in the AMS (e.g. magnetic foliation parallel to cleavage or magnetic lineation parallel to the intersection lineation).

In other cases AMS presents girdles or slight differences in orientation respect the fabric elements present in the outcrop, which can be related with subfabric competition. In the case of ES-24, long axes of the remanence are parallel to the intersection lineation, LTAMS shows magnetic lineation parallel to the strike of cleavage and a clear prolate fabric pattern, and AMS shows a subvertical magnetic lineation approaching but not coinciding with the orientation of the cleavage plane. In ES-27, AMS magnetic lineation is parallel to intersection lineation as the AARM fabric, and LTAMS shows an oblate fabric linked to the cleavage plane. Finally, MM-01 site has a high paramagnetic contribution to susceptibility and the long remanence axes are horizontal and normal to intersection lineation, with independence of bedding and cleavage. This AARM fabric does not show any correlation with AMS. LTAMS magnetic foliation is parallel to the cleavage plane (Kmin axes parallel to the pole to the cleavage), contrasting with RTAMS.

These changes between the different subfabric analyses indicate that some irregular magnetic fabrics in the AMS with non clear correlations with rock fabric elements can be due to the competition of subfabrics that record different processes.

5.- Discussion

5.1.- Origin of magnetic fabrics.

Geometrical magnetic fabric patterns identified in the studied zone are compatible with different tectonic processes as previously described for other sectors of the Pyrenees and other orogens (e.g. Averbuch et al., 1992; Tarling and Hrouda, 1982; Borradaile and Henry, 1997; Pueyo-Morer et al., 1997; Larrasoana et al., 1997; Parés et al., 1999; Parés, 2004; Parés and Van der Pluijm, 2003; Debaecker et al., 2004; Cifelli et al., 2004; Debaecker et al., 2009; Cifelli et al., 2009).

Magnetic lineation parallel to bedding strike, with independence of cleavage, has been interpreted as a very early shortening strain record previous to fold and thrusts and usually preserved in foreland settings (Parés et al., 1999; Cifelli, 2004 and 2009; Soto et al., 2010; Pueyo Anchuela, et al., 2010). The identification of this kind of fabrics under more strained conditions only can be resolved when folding and cleavage does not show the same trend. Magnetic lineation parallel to fold axes or the intersection lineation has been interpreted as related to strain progression in external zones of orogens (Borradaile and Tarling, 1981; Borradaile, 1988; Tarling and Hrouda, 1993; Housen et al., 1993; Richter et al., 1993; Parés and van der Pluijm, 2002; Hirt et al., 2004; Debaecker et al., 2004; 2009). These patterns have been also analyzed from the point of view of competition between subfabrics and analyzed as intersection lineation fabrics between bedding and cleavage subfabrics (Borradaile and Tarling, 1981; Rochette and Vialon, 1984; Parés and Dinarès, 1993; Hirt et al., 2004; Debaecker et al., 2004; Oliva-Urcia et al., 2009; Debaecker et al., 2009). However, the expected parallelism between the strain axes inferred from cleavage (foliation plane parallel to cleavage and X axes parallel to the amplification direction within this plane is not identified in the AMS fabrics. This aspect indicates the absence of a direct correlation between the expected strain ellipsoid and the AMS ellipsoids. Nevertheless, along the studied sections, some sites exhibit a more clear correlation with the cleavage plane when magnetic lineations are parallel to the amplification direction of folds or are included within the cleavage plane. This kind of fabrics should represent the expected pattern for the strain ellipsoid within an area with well developed cleavage (e.g. Ramsay, 1967, Tarling and Hrouda, 1993).

There is another group that does not show a magnetic lineation parallel to intersection lineation or bedding strike. This group of fabrics can show magnetic lineation normal to structures or horizontal with independence of bedding and cleavage. These fabrics are mainly developed in sites with more ferrimagnetic component in the AMS and also in some of the AARM analyzed subfabrics. In this setting, this can be interpreted as related to both the shear associated to thrust movement or the cleavage development (e.g. Aubourg et al., 1991; Averbuch et al., 1992; Tarling and Hrouda, 1993; De Paor and Simpson, 1993; Aubourg, et al 1999; Saint-Bezar et al., 2002; Oliva-Urcia et al., 2009).

5.2.- *Regional distribution of magnetic fabrics.*

The regionally similar trends of cleavage, bedding, folds and thrusts and the main subhorizontal intersection lineation determine that the correlation between magnetic lineation and other structural features is difficult to establish.

In order to compare, in a regional manner, a map of main orientation of cleavage, bedding, thrusts and faults was developed (fig. 7). Cleavage strike shows a more homogeneous distribution than bedding strike (fig. 7). Cleavage and bedding show similar trends and they are parallel to the main Pyrenean trend. At regional scale, cleavage and bedding show parallel changes from east to west that had been previously reported (Choukroune and Séguret, 1973; Teixell, 1992). They also are parallel to tectonic structures and their orientation envelopes the Hercynian outcrops of the Axial Zone and its western termination. This map does not permit to identify a significant orientation change between cleavage and bedding along the studied zone.

Concerning the intersection lineation and magnetic lineation in the studied zone, more sites than included in fig. 5 and located to the South have been included for contextualization at regional scale (they have been previously analyzed by Pueyo Anchuela et al., 2010). Intersection lineation shows a main Pyrenean trend, parallel to cleavage and bedding and with low plunges. It shows changes according to regional structures (folds or thrusts; fig. 8a). This deviation is also observed in the proximities of the Internal Sierras where the same curvature as identified in the western end of the Axial Zone is observed. Attending to the plunge and orientation of the intersection lineation some differences can be observed respect the expected subhorizontal and Pyrenean main orientation. There are some areas with general low plunges and parallel to structures contrasting with areas where a more N-S azimuth of intersection lineation and higher plunges can be observed. This anomalous distribution is identified in the proximities of important folds and thrusts that are related to the Gavarnie thrust front.

The most interesting aspect is that the intersection lineation changes in a similar manner to the magnetic lineation distribution (fig. 8b). The more E-W trend of the magnetic lineation and general trend parallel to local structures, contrasts with the azimuth changes in some sectors of the studied area. This parallel change between intersection lineation and magnetic lineation supports a significant influence of cleavage in the AMS fabrics even when cleavage affection is not evident in the AMS at site scale.

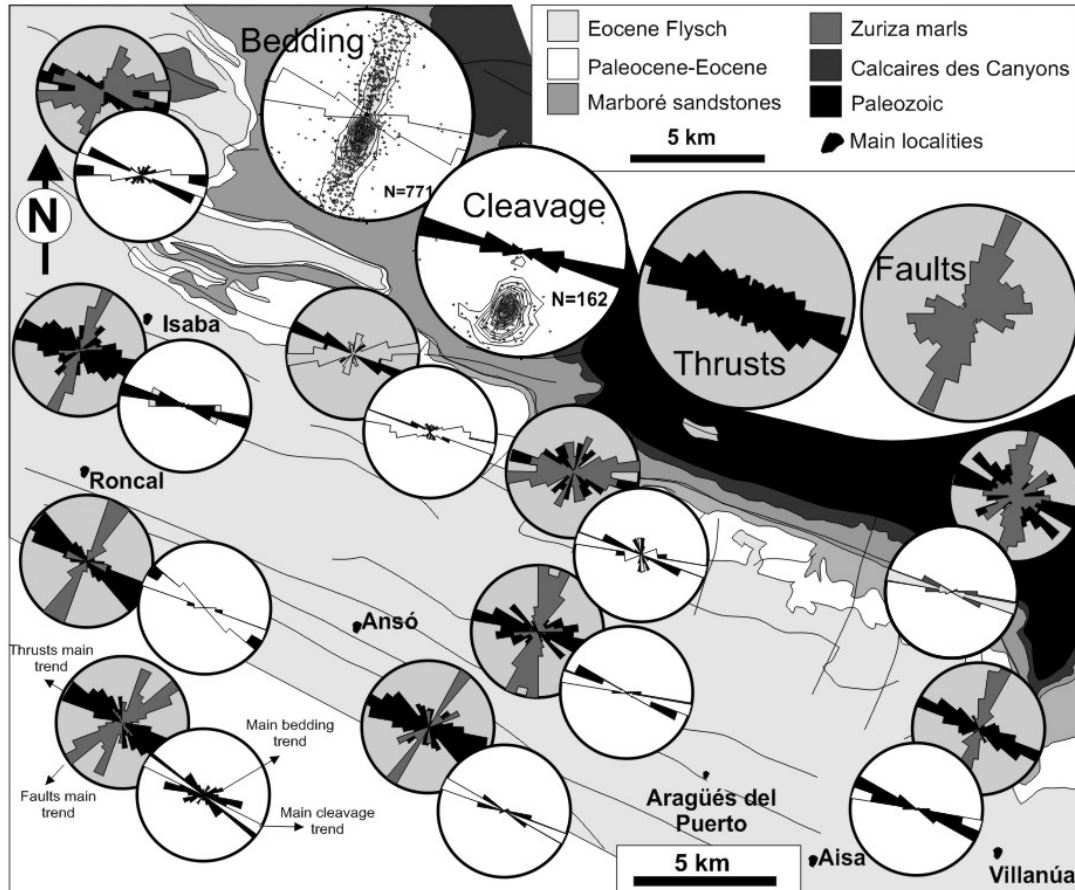


Fig. 7.- Map showing rose-diagrams for bedding, cleavage, thrusts and faults in the studied zone.

5.3.- Influence of mineralogy and lithology on the magnetic fabrics.

Paramagnetic contribution to the susceptibility is variable. Ferrimagnetic contribution is related to a mineralogical phase that presents low coercivity values. The most homogeneous results are found in the Zuriza and Marboré units that show, in general, values between 60 to 85% of paramagnetic contribution to susceptibility. Ferrimagnetic phases are probably due to the presence of iron sulphides (decrease of X and Y-Axes of 3D-IRM in the range of 300°C) or magnetite (decrease of X-axis of 3D-IRM in the range of 500 to 600°C). The contribution of high coercivity phases is only present in certain lithologies, related to the absence of significant remanence values, usually low susceptibilities (sometimes in the diamagnetic range) and ferrimagnetic-controlled AMS.

pARM from the studied samples reveals low values for magnetization peaks that are usual for magnetite in the multidomain range (Jackson et al., 1988). The progressive thermal magnetization decrease against stepped progressions is also more common in MD magnetites. This is also supported by the study of AARM fabrics that are not dependent on changes between shape and grain susceptibility and show normal fabrics (as expected for MD magnetite).

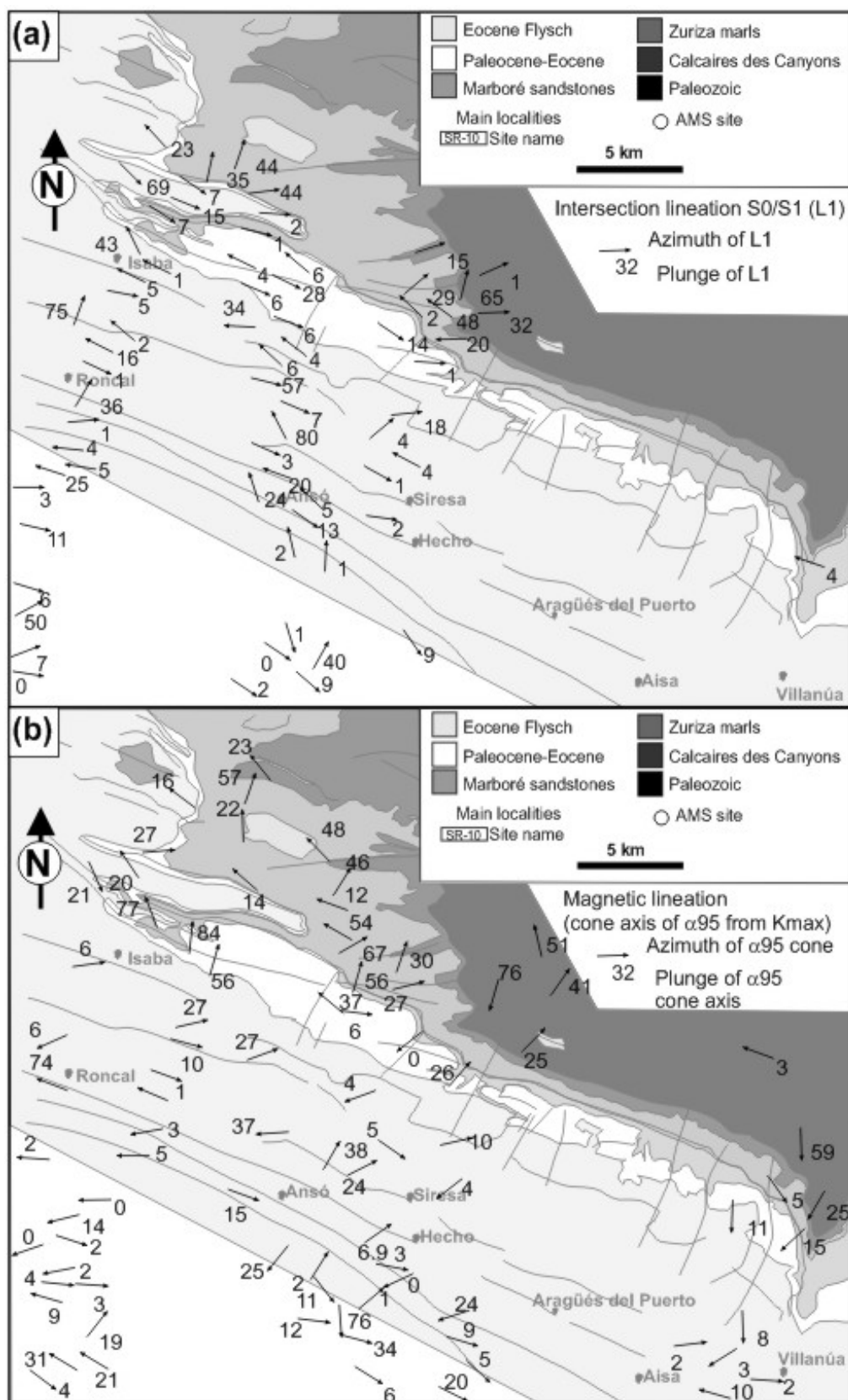


Fig. 8.- Geological simplified map from the studied area with (a) the Intersection lineation between bedding and cleavage (l1), plunge indicated by numbers and (b) the magnetic lineation (cone axis from the $\alpha 95$ for K_{max}).

Orientation of AMS axes at site scale does not seem to be influenced by mineralogical changes. The magnetic lineation definition at site scale (Jelinek, 1978) shows similar values with independence of the paramagnetic contribution to susceptibility (fig. 9a). However, a group of samples shows a decrease in the definition of the magnetic lineation associated with the increase of the paramagnetic contribution to the susceptibility. The definition of the magnetic foliation (Jelinek, 1978, measured between the minimum and the intermediate axes distributions) in this group is lower than the definition of the magnetic lineation. The paramagnetic contribution to the susceptibility does not show a correlation with the magnetic foliation definition (fig. 9b). The comparison of P' and F against the paramagnetic equivalent susceptibility also shows some correlations (fig. 9e and f). The increase in the paramagnetic equivalent susceptibility is followed in certain samples by an increase in the corrected degree of anisotropy and the foliation parameter. Finally, there is also some correlation between the magnetic lineation (L ; fig. 9c) and the lineation definition at groups of samples (fig. 9d) against the ferromagnetic equivalent susceptibility. Some of these correlations were previously identified in the K_m vs. P' plot (fig. 3a).

If the relation between AMS axes and the rock fabric outcrop elements is compared against the lithology, it can be observed that there is not a direct relationship between both factors (fig. 9g) but the cleavage related fabrics develops, with independence of the lithological group, at the most paramagnetic fabrics (fig. 9h). This group of analyses (fig. 9) shows that the orientation pattern of magnetic axes is influenced by the magnetic particles present in the studied levels. These changes are conditioned by lithological changes (carbonatic rocks are mainly ferrimagnetic) although the real factor affecting the fabric type is the paramagnetic contribution to the susceptibility. In general, (fig. 9) fabrics show the highest definition, degree of anisotropy and magnetic foliation parameter when they are more paramagnetic.

The different trends in the plot of fig. 9d, could be interpreted as the result of: i) a decrease of magnetic fabric definition in increasing ferrimagnetic shear fabrics and ii) independent ferrimagnetic contribution respect fabric definition when AARM fabrics are related to the intersection lineation or they do not show a significative contribution to the mean susceptibility. This influence of ferrimagnetic fabrics can be the result of competition between paramagnetic and ferrimagnetic fabrics generating AMS "intermediate fabrics" as pointed out by Aubourg et al., (1995).

5.4.- Strain influence on the magnetic fabrics.

Magnetic fabric analysis reveals that the most usual relation between AMS ellipsoid and petrostructural elements is the parallel disposition of magnetic lineation and intersection lineation. In order to analyze its regional distribution, magnetic fabrics were classified in 4 types depending on their relation with bedding strike, intersection lineation and the cleavage plane: (i) magnetic foliation parallel to bedding

strike (group 1), (ii) magnetic lineation parallel to the intersection lineation with magnetic foliation parallel to bedding (group 2), (iii) intersection lineation fabrics (intersection lineation parallel to magnetic lineation and neither bedding nor cleavage contain the Kint axes; group 3) and (iv) magnetic foliation parallel to the cleavage plane (group 4).

These defined groups have been analyzed in function of their position along the studied cross-sections and some magnetic parameters (P' and T). Fig. 10a shows, for southern sites, oblate-triaxial magnetic ellipsoids, where magnetic foliation is parallel to bedding and where the magnetic lineation can be parallel to bedding strike (T1) or to the intersection lineation (T2). In the central zone, the main part of the fabrics shows magnetic lineation parallel to the intersection lineation and magnetic foliation parallel to bedding (T2 and T3) To the north, the relation between the magnetic foliation parallel to cleavage is found with ellipsoid morphologies between triaxial to oblate shapes (T3 to T4).

This progression along the studied zone show oblate bedding-related fabrics (T1), oblate-triaxial and prolate-triaxial fabrics for sites with magnetic lineation parallel to the intersection lineation (at magnetic foliation parallel to bedding or cleavage; T2 and T3) and later, an increase of the shape parameter (more oblate fabrics) to the North and where magnetic foliation is parallel to the cleavage plane (T4).

This pattern follows the expected increase from external areas of the cleavage domain with i) oblate-bedding related fabrics (T1), ii) triaxial intersection lineation fabrics (T2 and T3) and, later, iii) oblate-cleavage related fabrics (T4). This identified progression is not only dependent on the position along the studied section, since it shows some local irregularities. For example cleavage related fabrics (T4) with high T values (oblate field) appear in the central part of the section and bedding related fabrics (even related to the bedding strike; T1) in more northern positions (with low values of the T parameter).

The corrected degree of anisotropy (P') shows higher values to the North (fig. 10b). Although, some sites show similar values for the P' parameter along the main part of the studied area. The highest P' increases are observed in the northern half of the studied area linked to the presence of cleavage related fabrics (T3 and T4) If P' is analyzed in detail according to site location, two different trends can be observed. One trend shows similar values of P' along S-N section, with changes in the shape parameter from triaxial to oblate fabrics and similar strikes and dips for bedding and cleavage.. The second trend shows a higher increase in the P' parameter in the same direction. This second pattern shows mainly intersection lineation magnetic fabrics (T2 and T3) and where bedding and cleavage show more different attitudes and dips. The progression of magnetic parameters from S to N shows i) low changes when similar orientations between S_0 and S_1 planes are found and ii) an increase of P' parameter when S_0 and S_1 show higher differences (orientation and dip) and where magnetic lineation is parallel to the intersection lineation.

2.5.- Factors affecting the AMS record of strain fabrics at the West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain).

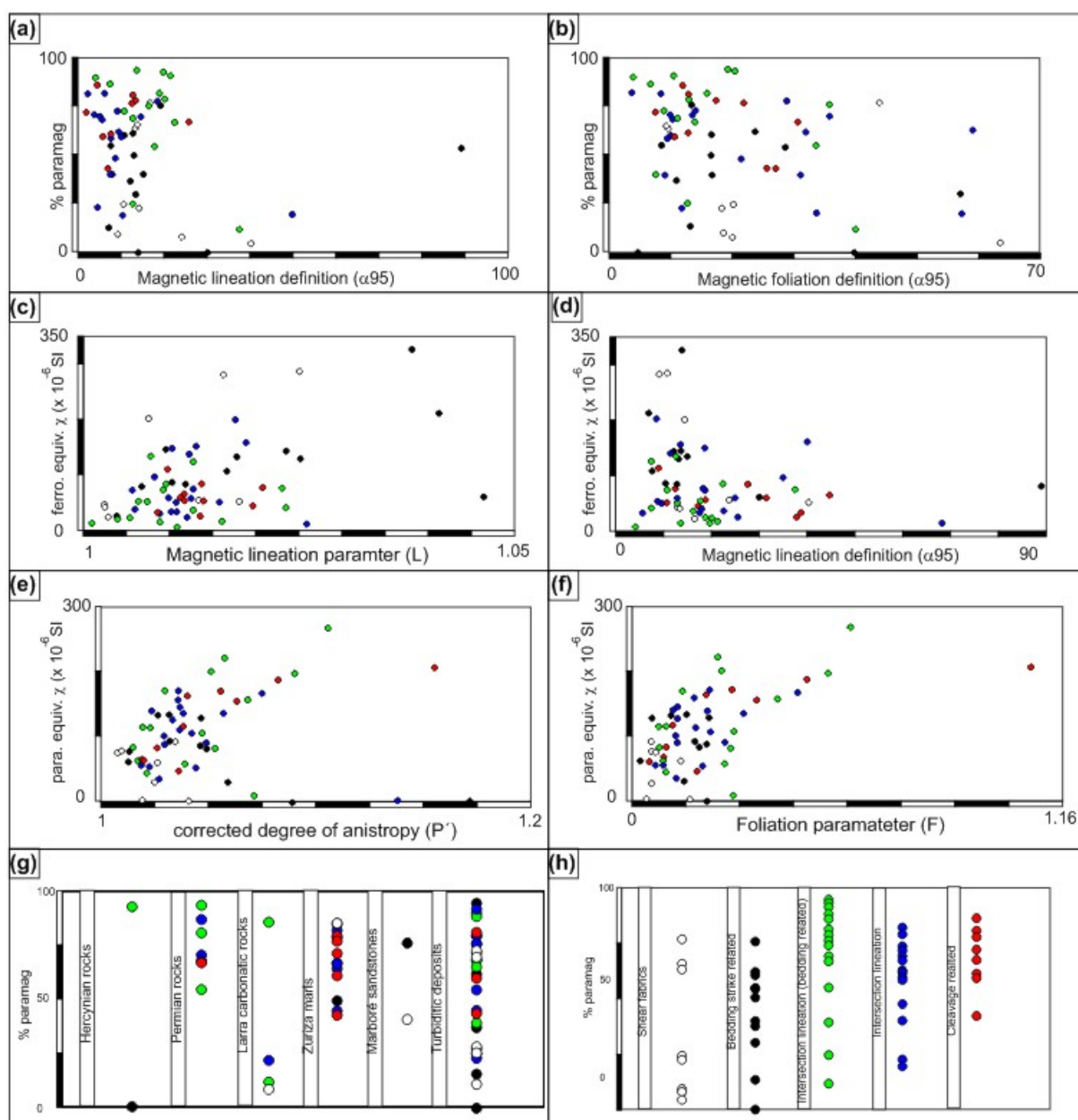


Fig. 9.- Parameter plots for analyzed sites. (a) Magnetic lineation definition from Jelinek (1978) statistics against the paramagnetic contribution (%paramag) for each site; (b) magnetic foliation definition indicated by $K_{min} \alpha_{95}$ of Jelinek's statistics against the paramagnetic contribution to the susceptibility (%paramag); (c) magnetic lineation parameter (L) against the ferromagnetic equivalent susceptibility for the studied sites (calculated ferrimagnetic susceptibility from the K_m value); (d) Magnetic lineation definition from Jelinek (1978) statistics for each studied site against the ferromagnetic equivalent susceptibility; (e) corrected degree of anisotropy against paramagnetic equivalent susceptibility (paramagnetic susceptibility calculation from the %paramag and the K_m value); (f) magnetic foliation parameter (P) against the paramagnetic equivalent susceptibility (calculated paramagnetic susceptibility from the K_m value); (g) Distribution of paramagnetic contribution to the susceptibility according to stratigraphic unit and (h) paramagnetic contribution to the susceptibility depending upon the fabric type. In the plots the different defined groups of fabrics have been separated.

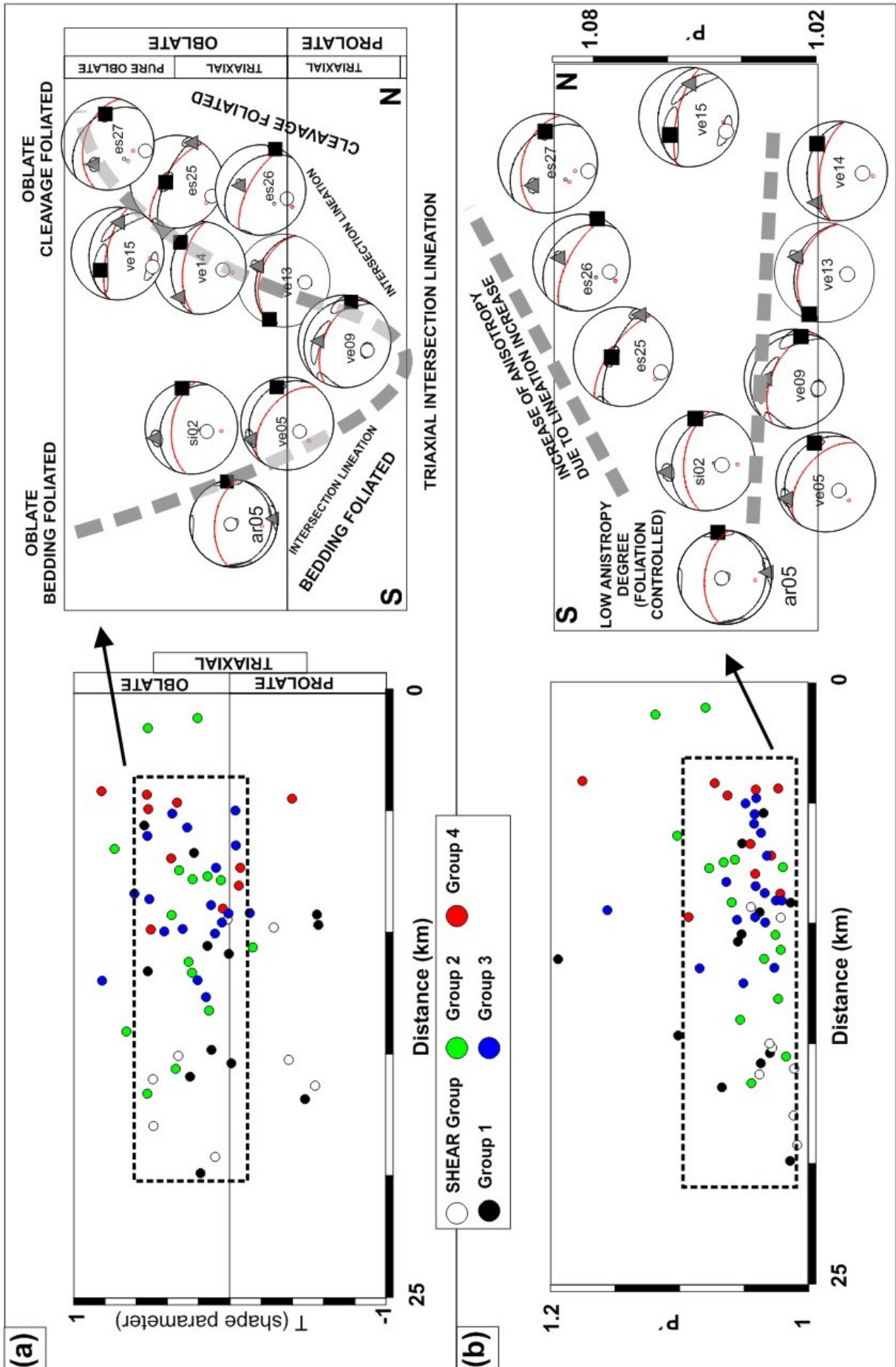


Fig. 10.- Groups of sites depending on the correlation between bedding, cleavage and the intersection lineation and their location within the Pyrenean orogen. (a) progression of the shape parameter (T) for the studied zone against their location following the expected strain increase from S to N (outer to inner zones of the Internal Sierras and Axial Zone). The different sites have been separated according to their typology (see text for details). Sketch showing 10 sites included in the same plot of T parameter where the identified trends are shown. (b) Corrected degree of anisotropy for the studied sites separated according to their typology along the studied section arranged from S to N. Sketch showing the same 10 sites from (a) in the P' 's vs. location. Trends of increase of P' depending upon the foliation and lineation changes are also included.

6.- Model of magnetic fabrics evolution and Conclusions.

In the studied zone, the usual correlation between AMS ellipsoids and outcrop elements is the parallelism between magnetic lineation and the intersection lineation.

The progression identified at fig. 10 in magnetic parameters and strain (e.g. cleavage density) does not show the a priori expected AMS results.

Some factors can explain the deviations from the normal relationship between AMS and deformation: i) the lithological influence of carbonatic rocks or the ferrimagnetic contribution to susceptibility, ii) the inhomogeneous deformation progression related to certain geological structures that can produce local increases in strain (cleavage), iii) the presence of competition between subfabrics with: a) ferrimagnetic shear magnetic fabrics; b) bedding related fabrics (LPS fabrics are omnipresent along the whole studied zone) and c) cleavage related fabrics. This pattern is also influenced by the geometrical relation between bedding and cleavage and the internal arrangement within these planes as pointed out by Debaecker et al., (2004 and 2009) but not being the only factor affecting to the magnetic parameters or the fabric types.

The fabrics along the studied area can be grouped in i) bedding related (T1), ii) intersection lineation fabric bedding controlled (T2), iii) intersection lineation fabric with non clear foliation development or axes girdles (T3) and iv) magnetic foliation parallel to cleavage development (T4; fig. 11). The magnetic parameter progression between this kind of fabrics follows the expected evolution for strain increase as pointed out by theoretical models (Been, 1994) and identified at regional scale progressions (Parés and Van der Pluijm; 2004).

The simple models between AMS and strain processes in low-deformed areas are not observed in the studied setting. In this case cleavage is well developed at outcrop scale but AMS cleavage fabrics are not clearly observed. The competition between different strain processes produces a complex magnetic fabric pattern that can be apparently non sensitive to certain processes as cleavage development. In the analyzed case, competition between LPS, cleavage and shear fabrics (usual at orogens) together with mineralogical changes and stepped deformation progression makes difficult the observation of the AMS cleavage related fabrics (fig. 11) and only a slight affection is observed.

The poor correlation between magnetic fabrics and cleavage can be linked to the intensity of previous processes (Parés and Van der Pluijm, 2002). In this sense, the high sensitivity of AMS techniques in low strained settings (by means of LPS) can be a handicap for the later record of cleavage. In this situation, the rheology of the studied levels during deformation can be also a factor influencing fabrics, as LPS is expected to be recorded under soft-sediment conditions that were difficult to reach during the cleavage formation stage.

Nevertheless, magnetic parameters show the imprint of strain increase to the north and exhibit irregularities linked to local structures but do not follow the expected variation patterns. The identified correlation permits to infer a complex evolution of AMS fabrics in orogens with similar shortening directions along their evolution. This increase in the complexity of analysis is due to the competition between different deformational processes that produced different fabrics and where AMS is the result of more than one ordered magnetic particles pattern in the studied rocks.

Acknowledgements.-

This work has been supported by Geotransfer Research Group from Zaragoza University and the research project CGL2009-08969.

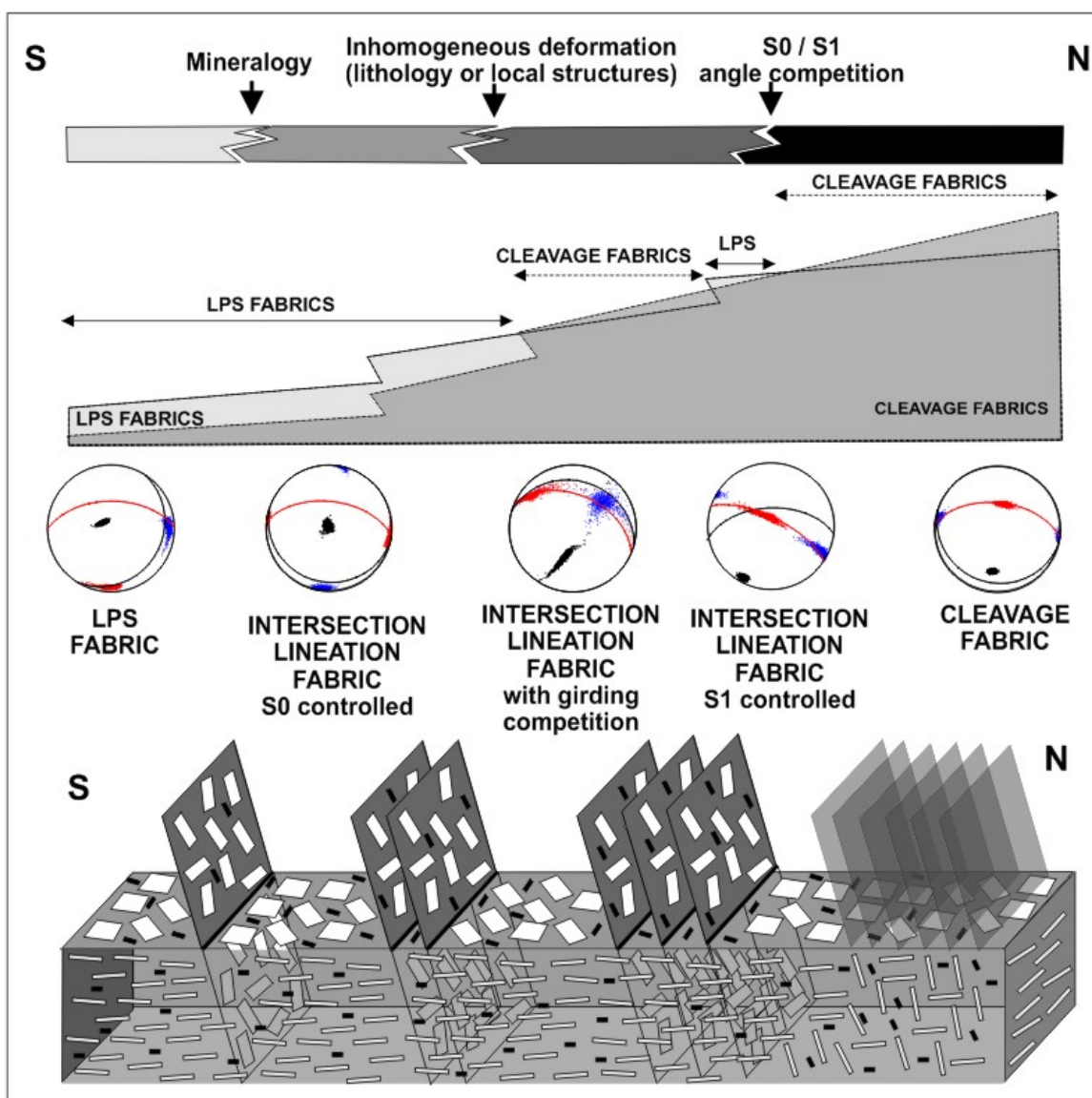


Fig. 11 Figure 11.- Factors affecting to the expected progression of AMS fabrics along the internal zone of the Pyrenean chain and expected relations of competition between LPS and cleavage fabrics. Stereoplots from the studied zone are included in the model with their bootstrap axes distribution (after Constable and Tauxe; 1990). Conceptual model of competition between cleavage and bedding fabrics supported by outcrop analysis and cleavage development.

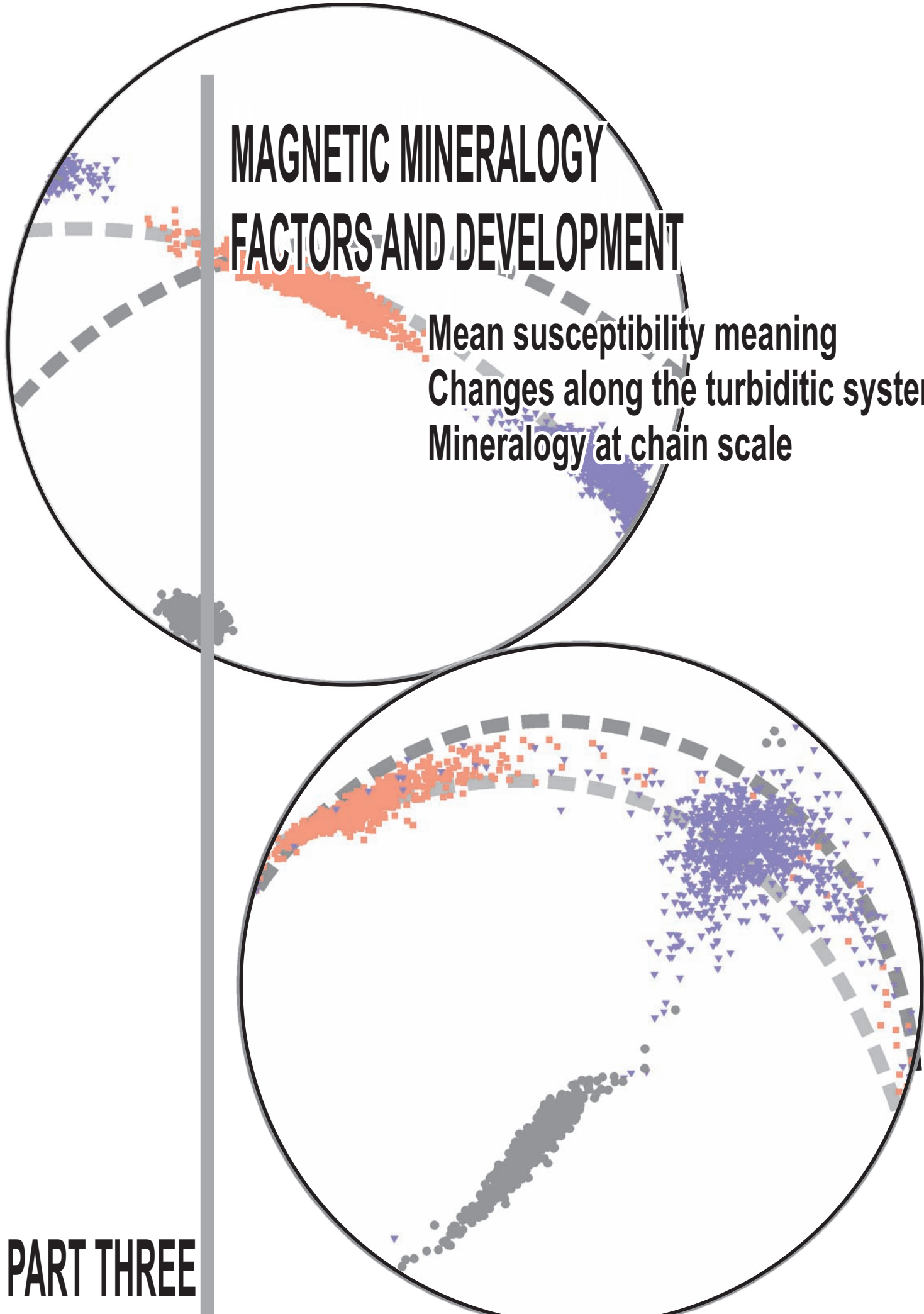
Table 01.- AMS data: Site (name of the sampling location), section (valley location for each site), n (number of samples analyzed in each site), FG (fabric group); stratigraphic unit, % paramag (per cent paramagnetic contribution to the susceptibility), directional data: Kmax trend, Kmax plunge and confidence angles from Jelinek (1978) statistics, same for Kint and Kmin. Para equiv. (paramagnetic equivalent susceptibility), Ferro Equiv. (ferromagnetic equivalent susceptibility). Km (mean susceptibility), L (magnetic lineation), P' (corrected degree of anisotropy), T (shape parameter).

Site	Section	n	FG	Lithology	%paramag	Kmax trend	Kmax plunge	Cont. Angle	Cont. Angle	Kmin trend	Kmin plunge	Cont. Angle	Cont. Angle	Pare Equiv	Horo. Equiv	L	F	P'	T		
ar04	Verat-Ansó	25	56	11	249	78	20	20	3	147	3	20	14	92.0	284.2	376.2	1.026	1.007	1.035	-0.541	
ar03	Aragón	16 G1	15 SH	15 SH	11	172	3	19	24	10	102	86	14	76.1	323.3	102.8	1.004	1.009	1.014	0.185	
ar04	Aragón	15 SH	16 SH	15 SH	13	277	21	21	13	8	66	66	14	79.4	42.7	122.1	1.002	1.007	1.010	0.493	
ar05	Aragón	15 G2	16 SH	15 SH	20	178	9	20	11	312	78	13	13	83.3	22.1	105.4	1.004	1.007	1.015	0.344	
ar06	Aragón	17 SH	Zuitza	16 SH	3	156	17	44	10	66	72	44	14	76.9	23.0	99.8	1.003	1.009	1.009	0.958	
ar07	Aragón	16 SH	Fysch	17 SH	8	185	21	35	7	88	66	66	10	84.0	44.0	122.1	1.002	1.007	1.010	0.483	
tr01 to tr03	Roncal-Essa	56 G4	Zuitza	17 SH	28	329	27	28	13	228	24	24	17	62.7	145.9	101.4	1.008	1.021	1.021	-0.390	
tr01	Echo-Subordán	19 G1	Fysch	15 G1	5	254	71	14	3	113	15	15	3	0.0	325.0	1.035	1.039	1.175	0.551		
tr01	Aragón	21 G2	Permian Rec	17 G2	19	290	15	15	14	15	16	16	5	106.6	130.0	1.009	1.038	1.048	0.670		
tr02	Aragón	16 G1	Devonian	16 G1	61	176	30	11	39	17	324	25	40	0.0	80.0	1.047	1.028	1.021	0.130		
tr03	Aragón	16 G1	Zuitza	15 G1	21	162	25	23	11	324	25	23	11	136.8	83.2	219.0	1.012	1.015	1.027	0.001	
tr04	Aragón	25 G1	Matoroté	16 G1	4	318	15	14	5	58	75	13	5	136.4	86.6	222.0	1.010	1.021	1.033	0.260	
tr05	Aragón	19 G1	Fysch	10 G1	7	110	79	14	12	330	7	13	5	31.5	210.8	242.3	1.042	1.019	1.061	-0.477	
tr06	Aragón	16 G2	Fysch	16 G2	4	354	59	3	3	191	30	30	3	56.6	6.5	65.1	1.011	1.055	1.040	0.531	
tr01 to tr05	Echo-Subordán	87 SH	Larra	16 G1	42	272	60	63	24	141	21	63	28	2.8	52.4	55.1	1.019	1.022	1.042	0.028	
tr14	Roncal-Essa	16 G3	Fysch	16 G3	9	170	3	13	7	32	66	12	6	54.2	204.6	1.018	1.026	1.046	0.150		
tr17	Roncal-Essa	17 G3	Fysch	17 G3	8	333	30	31	11	202	13	31	6	91.5	137.2	238.7	1.013	1.055	1.060	0.414	
tr18	Roncal-Essa	17 G1	Fysch	17 G1	8	152	37	11	11	344	52	57	9	62.8	146.4	209.2	1.010	1.003	1.013	-0.959	
tr19	Roncal-Essa	23 G3	Fysch	23 G3	25	344	49	36	18	208	32	36	18	136.9	98.7	195.5	1.010	1.042	1.068	0.613	
tr20	Roncal-Essa	16 G2	Fysch	16 G2	21	313	10	23	1	174	57	11	1	159.0	16.7	174.8	1.009	1.065	1.069	0.068	
tr21	Roncal-Essa	23 G3	Fysch	23 G3	2	18	18	18	34	17	179	19	34	11	36.9	147.7	184.7	1.011	1.016	1.028	0.089
tr22	Roncal-Essa	15 G1	Fysch	15 G1	55	280	9	9	6	184	36	9	4	130.1	106.4	236.5	1.017	1.029	1.048	0.236	
tr23	Roncal-Essa	23 G2	Fysch	23 G2	11	116	2	11	4	206	5	10	4	190.3	73.4	271.7	1.010	1.074	1.092	0.747	
tr24	Roncal-Essa	19 G3	Zuitza	19 G3	8	117	10	35	9	208	9	9	10	137.9	95.4	232.7	1.008	1.039	1.039	0.536	
tr25	Roncal-Essa	30 G3	Zuitza	30 G3	1	110	18	18	8	203	18	18	10	113.3	75.5	188.8	1.013	1.024	1.038	0.275	
tr26	Roncal-Essa	16 G3	Fysch	16 G3	2	109	16	5	16	52	10	5	6	107.0	50.3	157.3	1.011	1.030	1.043	0.375	
tr27	Roncal-Essa	19 G3	Fysch	19 G3	8	26	40	40	9	9	146.7	168.9	305.6	1.019	1.017	1.038	1.017	1.038	-0.037		
tr28A and B	Roncal-Essa	43	352	31	28	109	32	32	19	233	42	21	9	47.4	100.7	188.1	1.010	1.025	1.037	0.346	
tr29	Roncal-Essa	16 G4	Zuitza	16 G4	4	33	30	12	7	198	53	12	3	136.0	23.4	161.4	1.014	1.041	1.069	0.932	
tr30	Roncal-Essa	16 G4	Zuitza	16 G4	40	398	15	37	10	191	45	17	10	206.3	96.7	267.0	1.011	1.151	1.158	0.824	
tr01	Echo-Subordán	16 G2	Culin	16 G2	51	128	32	21	10	231	19	21	7	20.6	201.6	152	1.016	1.034	1.062	0.327	
tr02	Echo-Subordán	21 G2	Permian Rec	21 G2	17	158	7	17	8	250	11	19	14	221.6	14.1	235.8	1.001	1.032	1.059	0.137	
tr03	Echo-Subordán	15 G1	Fysch	15 G1	55	37	18	36	11	31	31	15	63.9	92.3	116.2	1.006	1.011	1.018	0.242		
tr04	Echo-Subordán	16 G3	Larra	16 G3	20	247	33	68	41	355	26	57	10	3.3	13.3	16.6	1.026	1.096	1.141	0.052	
tr05	Echo-Subordán	23 G3	Zuitza	23 G3	73	97	11	13	3	347	60	17	4	157.7	86.3	216.0	1.013	1.023	1.037	0.303	
tr06	Echo-Subordán	15 G1	Fysch	15 G1	58	17	178	58	15	9	320	26	17	128.4	286.9	1.026	1.007	1.035	-0.562		
tr07	Echo-Subordán	21 G4	Permian Rec	21 G4	26	31	26	11	5	27	61	19	19	66.0	32.5	98.6	1.009	1.011	1.020	0.049	
tr08	Echo-Subordán	19 G3	Permian Rec	19 G3	37	163	34	31	23	277	30	32	7	54.8	33.6	88.5	1.011	1.011	1.033	0.017	
tr09	Echo-Subordán	59 G3	Permian Rec	59 G3	62	159	62	56	17	284	17	56	12	57.4	33.7	91.1	1.011	1.009	1.020	-0.120	
tr10	Echo-Subordán	16 G4	Larra	16 G4	4	207	28	26	4	113	3	20	3	4.7	54.3	59.3	1.014	1.005	1.020	-0.203	
tr01	Roncal-Essa	19 G2	Larra	19 G2	2	371	230	28	42	34	55	62	40	10.1	74.1	64.2	1.024	1.038	1.073	0.213	
tr02	Roncal-Essa	19 G2	Larra	19 G2	7	279	6	8	6	185	32	7	5	265.2	40.2	309.4	1.024	1.082	1.108	0.531	
tr03	Roncal-Essa	23 G3	Permian Rec	23 G3	94	3	29	22	3	14	29	17	90.5	25.5	116.1	1.012	1.017	1.030	0.128		
tr04	Echo-Subordán	22 G1	Zuitza	22 G1	15	142	10	20	10	326	80	17	5	88.9	133.4	222.4	1.018	1.028	1.048	0.138	
tr05	Echo-Subordán	19 G7	Matoroté	19 G7	4	206	59	10	8	309	5	11	4	83.8	142.6	226.4	1.024	1.025	1.050	0.021	
tr06	Echo-Subordán	32 G3	Fysch	32 G3	6	2	23	6	5	195	30	4	7	140.3	30.8	171.1	1.009	1.015	1.025	0.206	
tr07	Echo-Subordán	35 SH	Fysch	35 SH	23	214	25	14	18	9	360	61	18	60.0	200.9	261.0	1.008	1.018	1.027	0.325	
tr08	Echo-Subordán	21 G2	Fysch	21 G2	5	3432	22	12	12	191	66	13	4	44.5	133.6	178.2	1.008	1.013	1.022	0.133	
tr09	Echo-Subordán	22 G2	Fysch	22 G2	4	142	6	22	10	142	83	14	6	172.0	84.7	256.6	1.010	1.019	1.031	0.245	
tr10	Verat-Ansó	15 SH	Fysch	15 SH	5	181	53	16	6	331	32	19	6	31.3	281.4	312.7	1.017	1.007	1.026	0.323	
tr01 to tr03	Echo-Subordán	72 G3	Zuitza	72 G3	4	178	4	13	7	353	86	9	6	101.7	192.8	294.3	1.013	1.016	1.061	0.036	
tr04	Verat-Ansó	19 G3	Fysch	19 G3	312	74	19	12	8	209	9	10	5	167.9	72.0	239.9	1.006	1.062	1.076	0.819	
tr05	Verat-Ansó	29 G2	Fysch	29 G2	13	7	338	16	13	10	215	63	11	5	51.6	166.5	1.008	1.012	1.020	0.265	
tr06	Verat-Ansó	46 G2	Fysch	46 G2	76	97	6	16	6	209	74	36	4	116.2	36.4	151.5	1.013	1.010	1.024	-0.138	
tr07	Verat-Ansó	17 G4	Fysch	17 G4	11	39	13	13	1	186.6	44.2	13	11	188.6	44.2	232.9	1.020	1.066	1.086	0.507	
tr08	Verat-Ansó	15 G2	Fysch	15 G2	7	96	9	6	189	15	6	189	6	82.5	123.7	206.9	1.013	1.037	1.064	0.363	
tr09	Verat-Ansó	15 G3	Fysch	15 G3	37	18	6	6	6	189	16	8	7	172.2	37.8	209.9	1.006	1.029	1.037	0.520	
tr10	Verat-Ansó	18 G4	Fysch	18 G4	6	268	12	12	17	9	183.7	31	10	6	116.2	77.5	170.1	1.015	1.039	-0.063	
tr11	Verat-Ansó	22 G4	Zuitza	22 G4	61	16	66	22	16	6	162	5	13	86.5	54.7	140.2	1.014	1.012	1.026	-0.060	
tr12	Verat-Ansó	15 G4	Zuitza	15 G4	18	2	124	36	19	6	302	4	2	164.6	64.0	238.7	1.012	1.028	1.041	0.388	
tr13	Verat-Ansó	15 G3	Zuitza	15 G3	9	4	28	15	7	184	52	14	4	126.5	181.0	1.015	1.017	1.034	-0.034		
tr14	Verat-Ansó	19 G1	Zuitza	19 G1	54	52	89	35	27	304	21	28	9	95.1	79.3	172.4	1.007	1.023	1.032	0.552	
tr15	Verat-Ansó	19 G4	Zuitza	19 G4	77	317	96	34	48	201	21	22	10	178.3	91.8	225.1	1.012	1.038	1.067	0.528	

MAGNETIC MINERALOGY FACTORS AND DEVELOPMENT

Mean susceptibility meaning
Changes along the turbiditic system
Mineralogy at chain scale

PART THREE



3.1.- Controls on the paramagnetic/ferromagnetic susceptibility ratio and implications for the magnetic fabric studies.

Under review

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a geophysical technique usually employed for the analysis of the petrofabric of rocks. AMS represents the combined analysis of the different magnetic particles and behaviors (paramagnetic, diamagnetic and ferromagnetic s.l.) present in a rock. The analysis of the contribution of each behavior has an important imprint in the AMS studies as certain mineralogies can control the susceptibility ellipsoid even when they have a low volumetric contribution and they can be less representative of the whole petrofabric. Certain mineralogies (mainly ferromagnetic) can also present changes between grain anisotropy and susceptibility anisotropy and the magnetic anisotropy parameters (potential indicators of the degree of alignment of the analyzed particles) can be more dependent of the intrinsic anisotropy of such particles than the petrofabric definition. Usual approaches to quantify these contributions are related to the susceptibility change with temperature (in relative or absolute approaches) or the analysis of susceptibility along different applied fields (hysteresis loops). Both approaches can be simplified below certain conditions by the discrete analysis of susceptibility at two different fields, at comparable conditions to the AMS measurement and over the expected field of ferromagnetic saturation. This approach can be enough for the analysis of homogeneity of paramagnetic and ferromagnetic contributions in order to analyze AMS in a more quantitative manner. Obtained results show that homogeneous mean susceptibilities values can exhibit differential contributions due to different competition of paramagnetic and ferromagnetic grains while all of the studied data lye in the usual range for paramagnetic susceptibilities, or bulk susceptibilities increases can be due to increases of the paramagnetic contribution moreover than the ferromagnetic one.

Keywords: magnetic susceptibility, ferromagnetic susceptibility, paramagnetic susceptibility, susceptibility behavior separation, AMS.

1.- Introduction

The analysis of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) since its preliminary application (Graham, 1954) has been widely employed as a petrofabric approach in very different conditions since the analysis of deformational processes (strain, shortening, stress, shear,...), emplacement conditions of igneous bodies or the coeval deformational processes during their emplacement, paleogeographical reconstructions by means paleocurrent analysis, etc., (see revisions from Hrouda, 1982; Borradaile, 1988; Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2004, 2010; Martínez-Herndández et al., 2004: among many others).

The magnetic susceptibility (K) is the constant between an applied field and the induced magnetization when a material/mineral/rock is submitted below an external magnetic field ($M = K H$). Three main mineralogical behaviors can develop depending upon both the electronic interaction at the orbital scale (diamagnetism - 10^{-6} to 10^{-9} SI units: paramagnetism 10^{-4} to 10^{-6}) or at a supra-orbital scale (ferromagnetism s.l: 10^{-2} to 10^{-4}).

The susceptibility values are enough different to make some considerations about the origin of susceptibility when it is analyzed at a group of particles or in a rock with: i) negatives values between 10^{-6} to 10^{-9} (SI units) that can be lonely due to diamagnetic behaviors; ii) positives values between 10^{-2} to 10^{-4} that can only be reached when ferromagnetic behavior control susceptibility and iii) intermediate values, that lie in the usual paramagnetic domain, with ranging values between 10^{-4} to 10^{-6} . Bulk susceptibility in the paramagnetic range can be due to a whole control of susceptibility by means paramagnetic particles (e.g. samples wholly controlled by certain paramagnetic minerals should exhibit maximum values of $1,11 \times 10^{-4}$ - muscovite-, $1,07 \times 10^{-3}$ - biotite- or $4,9 \times 10^{-4}$ - chlorite; Martín-Hernández and Hirt, 2003; Potter et al., 2004), different mixtures of ferromagnetic and paramagnetic particles or even low contributions of ferromagnetic particles and absence of other behaviors.

The analysis of the contribution of the different behaviors and phases to the susceptibility is usually developed by means: i) measurement at high field conditions and hysteresis loops (analysis of the susceptibility along progressive increasing applied magnetic fields; Borradaile and Wernet, 1994; Richter and van der Pluijm, 1994; Martín-Hernández and Ferré, 2007; Rochete et al., 1983) of selected samples in order to quantify the paramagnetic vs. ferromagnetic contribution to the susceptibility, and ii) analysis of the susceptibility change with temperature related to the Curie-Weiss law (both for changes over and below room temperature; Schultz-Krutisch and Heller, 1985; Jover et al., 1989; Richter and van der Pluijm, 1994; Hrouda, 1994; Hrouda et al., 1997; Rochette et al., 1987a). These analyses are usually correlated to groups of samples or sites assuming similar contributions at the

same lithological units, by homogeneous bulk susceptibility values or homogeneous distributions of bulk susceptibility against anisotropic factors of the AMS ellipsoid.

In this work it is presented a systematic methodological approach for the analysis of the origin of magnetic susceptibility in different sedimentary rocks from the Southern Pyrenees. This work has as objectives: i) the analysis of the origin of susceptibility, ii) the potential correlation between AMS anisotropy, bulk magnetic susceptibility and susceptibility changes and iii) the analysis of the potential use of the bulk susceptibility value as an indicator of the origin of susceptibility. Results are presented attending to the previously constrained ferromagnetic mineralogical phases (by traditional paleomagnetic techniques) of the same rocks (Pueyo Anchuela et al., Chapter 3.3).

2.- Methodology

The quantification of paramagnetic vs. ferromagnetic contributions can be performed by means the analysis of changes between applied and generated field. These changes are due to the progressive saturation of different ferromagnetic particles while paramagnetic and diamagnetic particles show a constant correlation with the applied field. In the case of bulk susceptibility values in the range of the expected for paramagnetic behavior (10^{-4} to 10^{-6} ; that it the case of the studied samples) diamagnetism is several lower magnitude orders respect paramagnetic and ferromagnetic contributions, producing that their contribution to the susceptibility is not significant and can be neglected.

In order to analyze the variations of paramagnetic and ferromagnetic contributions to the susceptibility, 238 samples has been analyzed by the measurement at two different fields at a PPMS device (Quantum design). Measurement has been carried out by an AC field and measurement range of 0.5 mT at 0 T (similar conditions to the kappabridge) and 2.5 T (expected field for the usual saturation of the main part of the ferromagnetic particles). The present ferromagnetic particles in those rocks have been previously identified by Pueyo Anchuela et al. GJI. The absence of high coercivity phases has been also tested by the analysis at intermediate fields (e.g. 0.5, 1, 1.5 T) to constrain homogeneous values between 1 to 2.5 T and analyze the absence of partial saturations.

The analyzed lithologies are sedimentary rocks with ages that range from Permian to Miocene from the Pyrenees and Northern Ebro (foreland) basin. These rocks cover the whole alpine cycle and represent the measurement of the paramagnetic characteristics at orogen scale. This study is focused in the Upper Cretaceous (marls, sandstones and carbonatic rocks); Paleocene and Eocene materials (from carbonatic, sandstones, shales and marls) and Oligocene- Miocene (from sandstones, mudstones and carbonatic rocks).

Samples for PPMS analysis are subsamples from AMS ones chosen as representative at site scale (attending AMS orientation pattern, bulk susceptibility and anisotropy of the AMS ellipsoid). The subsampling homogeneity was done analyzing bulk susceptibility at low field at the PPMS and the Kly3-s. After the measurement of susceptibility at both fields in the PPMS, and after the consideration of their representativity, the slope changes between different fields (susceptibility) was compared to obtain the saturated susceptibility in the analyzed range, their % contribution to the susceptibility at low field (comparable conditions to the kappabridge) and the calculation of the invariant susceptibility between the applied field (in % and in a quantitative bulk susceptibility values).

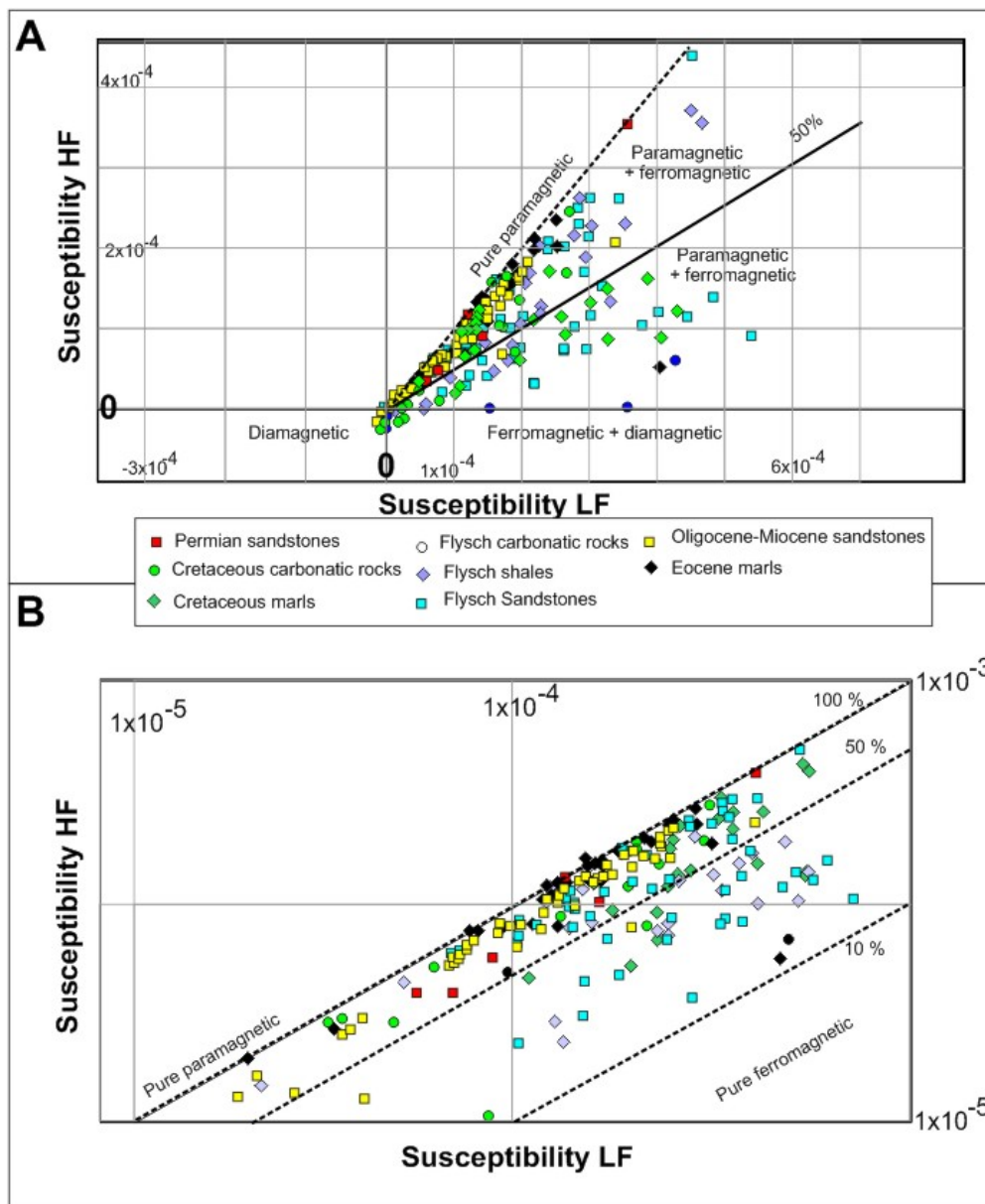


Fig 1.- Comparison of susceptibility between low and high field at scalar scale (a) and logarithmic scale (b). Fields of different behavior are marked in the plots and the different ferromagnetic contribution to the susceptibility is also included. The studied samples are separated for lithological groups.

3.- Results

The plotting of susceptibility at both analyzed fields permit to constrain the susceptibility saturation and invariant susceptibility between both fields. The analysis of these changes permit to assign the characteristics of susceptibility at low field though a i) pure paramagnetic correlation for the same susceptibility is at both fields, ii) a domain of different paramagnetic + ferromagnetic mixtures when the susceptibility decrease at high field conditions, iii) a ferromagnetic + diamagnetic field where susceptibility was positive at low field conditions and progress to negative values at high field and iv) such samples that has remain with negative values at low and high field (diamagnetic domain).

As the main objective is the analysis of the paramagnetic contribution to the susceptibility in the AMS, the preceding plot can be simplified to positive values and with logarithmic scale and where the % contribution to the susceptibility can be analyzed in a more visual manner (fig. 3b). The obtained data show a distribution of susceptibilities between 0 to 600×10^{-6} (SI Units), with a higher parallelism between low and high field measurement at Oligocene and Miocene sandstones and clay stones, Eocene marls; a second group with similar contributions of paramagnetic and ferromagnetic behaviors for cretaceous marls and carbonatic rocks and the widest distribution at the Eocene turbiditic samples (shales and sandstones). The plotting of the %paramag (invariant susceptibility in the analyzed range) against their bulk susceptibility show similar paramagnetic contributions to the susceptibility with independence of their susceptibility values for samples from Oligocene-Miocene materials and Eocene marls (fig. 2a). These two lithological groups define a progression with higher paramagnetic contribution to the susceptibility (in per cent) parallel to the increase of the mean susceptibility. A second trend can be identified in the same plot where an inverse progression, with more data scattering and affecting mainly to the turbiditic samples and the cretaceous rocks, with increasing mean susceptibility at decreasing paramagnetic contributions to the susceptibility.

In order to develop a more detailed analysis, bulk susceptibility has been separated in their saturated and invariant susceptibility between the studied fields (fig. 2b and c). In this case, as was identified in the per cent contribution, there is a wide distribution of susceptibility values, and a correlation between the increasing bulk susceptibilities due to an increase of the paramagnetic susceptibility of such samples (fig. 2b) or on the contrary a second trend of increasing mean susceptibilities due to increase of the ferromagnetic susceptibility (fig. 2c). Both trends overlap in a susceptibility range between 175 to 250×10^{-6} . Values of paramagnetic susceptibility for all the samples show similar values being the Eocene marls the samples that have the highest %paramag but also their paramagnetic contribution to the susceptibility in absolute values. In the second group of samples, while a significant scattering is present, a similar range of values of paramagnetic susceptibilities is observed and the main changes in bulk susceptibility are due to increases of the ferromagnetic susceptibility.

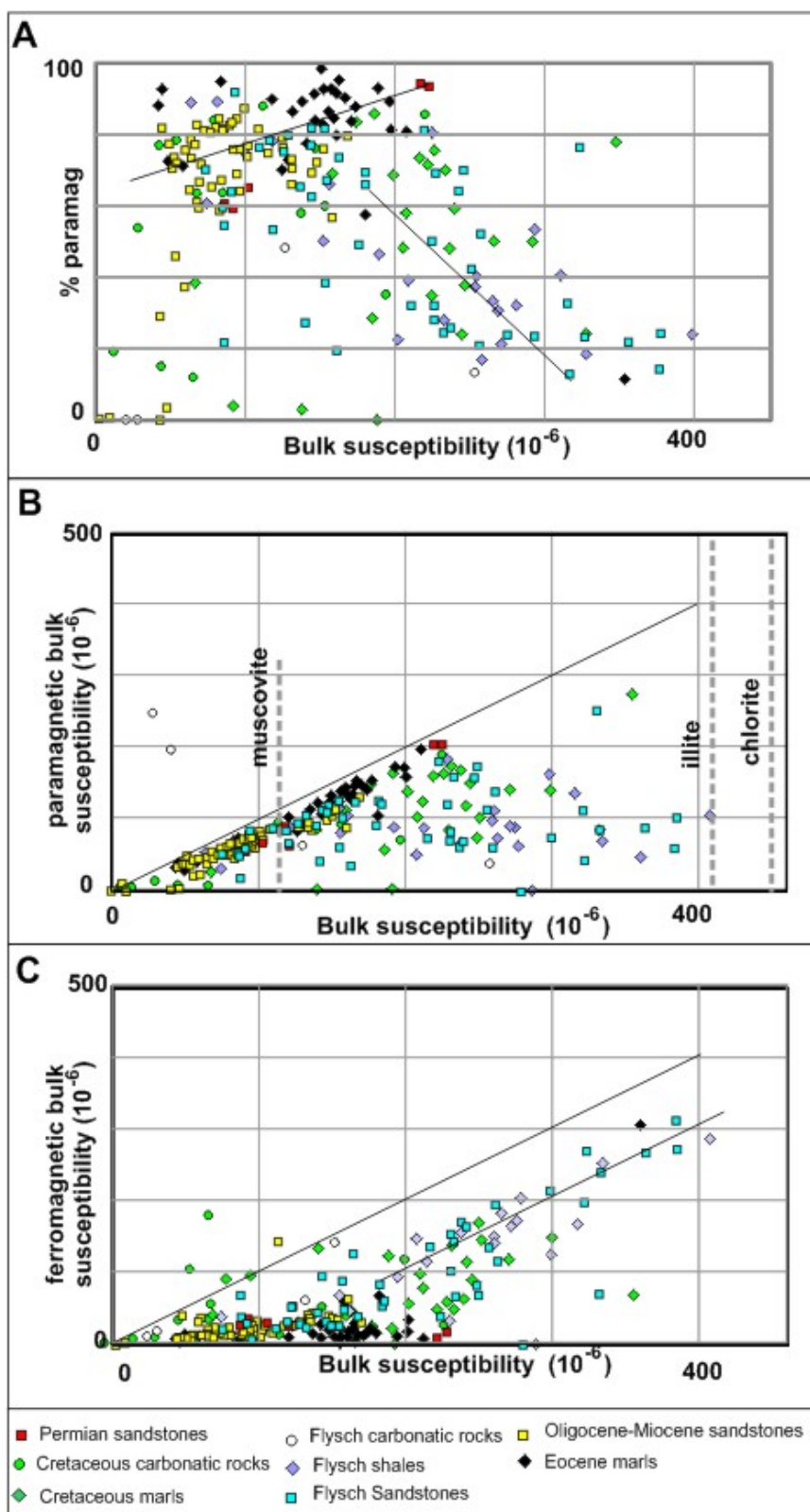


Fig. 2- Comparison of bulk susceptibility against the (a) non saturated susceptibility in per cent, (b) non saturated bulk susceptibility and (c) saturated bulk susceptibility at the studied range (0 to 2.5 T). Lithological groups are separated in the different plots. The mean values for intrinsic susceptibility for muscovite, illite and chlorite are included (data from Martín-Hernández and Hirt, 2003; Potter et al., 2004). These mineralogical paramagnetic phases are the described paramagnetic phases for the Southern Pyrenees (Larrasoña, 2000; Bauluz et al., 2008; 2009; Oliva-Urcia, 2009; Soto et al., 2009). Trends of variation at the different plots are also included (see text for explanation).

4.- Discussion

The analysis of the saturated and non saturated susceptibility in the analyzed range (0 to 2.5 T) can be correlated with paramagnetic and ferromagnetic contribution if no high coercive phases are present. In these cases, even with the presence of minerals with coercivities over 2.5 T, a change in the saturation should be identified even when the complete saturation has not been reached. In this sense, the non saturated susceptibility can be interpreted as the susceptibility after magnetite saturation and in many cases without other phases, this susceptibility can be correlated with the paramagnetic contribution to the susceptibility.

If an analysis of the paramagnetic and ferromagnetic susceptibility is analyzed in function their bulk susceptibility values, the main part of the samples lie in the expected paramagnetic field (in this case between 0 to 400×10^{-6} SI units). The detailed analysis of those samples exhibits, a different contribution of ferromagnetic and paramagnetic behaviors. The comparison of bulk susceptibility and their separation in ferromagnetic and susceptibility contributions show, that contrary to the expected, the increase in the mean susceptibility is due to an increase in the paramagnetic susceptibility until a susceptibility value (ranging between 50 to 225×10^{-6} SI units). After this range, the increase in bulk susceptibility progress parallel to the increase of the ferromagnetic susceptibility. A similar unexpected data is found at those samples that exhibit low susceptibility values, below 50×10^{-6} , where susceptibility can be due to only ferromagnetic particles.

Considering this wide distribution of contributions of paramagnetic and ferromagnetic behavior with independence of the bulk susceptibility or through more complex correlations, an analysis between mean susceptibility and the anisotropy of the AMS ellipsoid has been performed. The analysis of mean susceptibility against P' (fig. 3a; usual analysis to identify the influence of magnetic particles in the AMS ellipsoid) does not show a clear correlation while there is a change in the ferromagnetic contributions to the susceptibility. P' parameter does not seem to be controlled by the contribution of paramagnetic and ferromagnetic phases to the susceptibility in % or absolute values.

The identified changes along the studied zone with an increase of ferromagnetic particles with independence of their sedimentary features (the highest variability is found within the same lithological groups) has been related with an increase of ferromagnetic particles towards the inner zone of Pyrenean orogen (Pueyo Anchuela et al., see chapter 3.3), similar than the pointed out progression for diagenetic/metamorphic isogrades at the Swiss Alps by Rochette et al., (1987b). With independence of the origin of this increase in ferromagnetic susceptibility, the presented results show how a non expected correlation between paramagnetic and ferromagnetic grains, with independence of the bulk susceptibility and within the expected range of paramagnetic susceptibility, can be found (fig. 3e). On the other hand, the P' vs. Km correlations can be present for certain rocks due to increases of

the ferromagnetic grains while these changes can be not evident if paramagnetic and ferromagnetic contributions are not previously isolated.

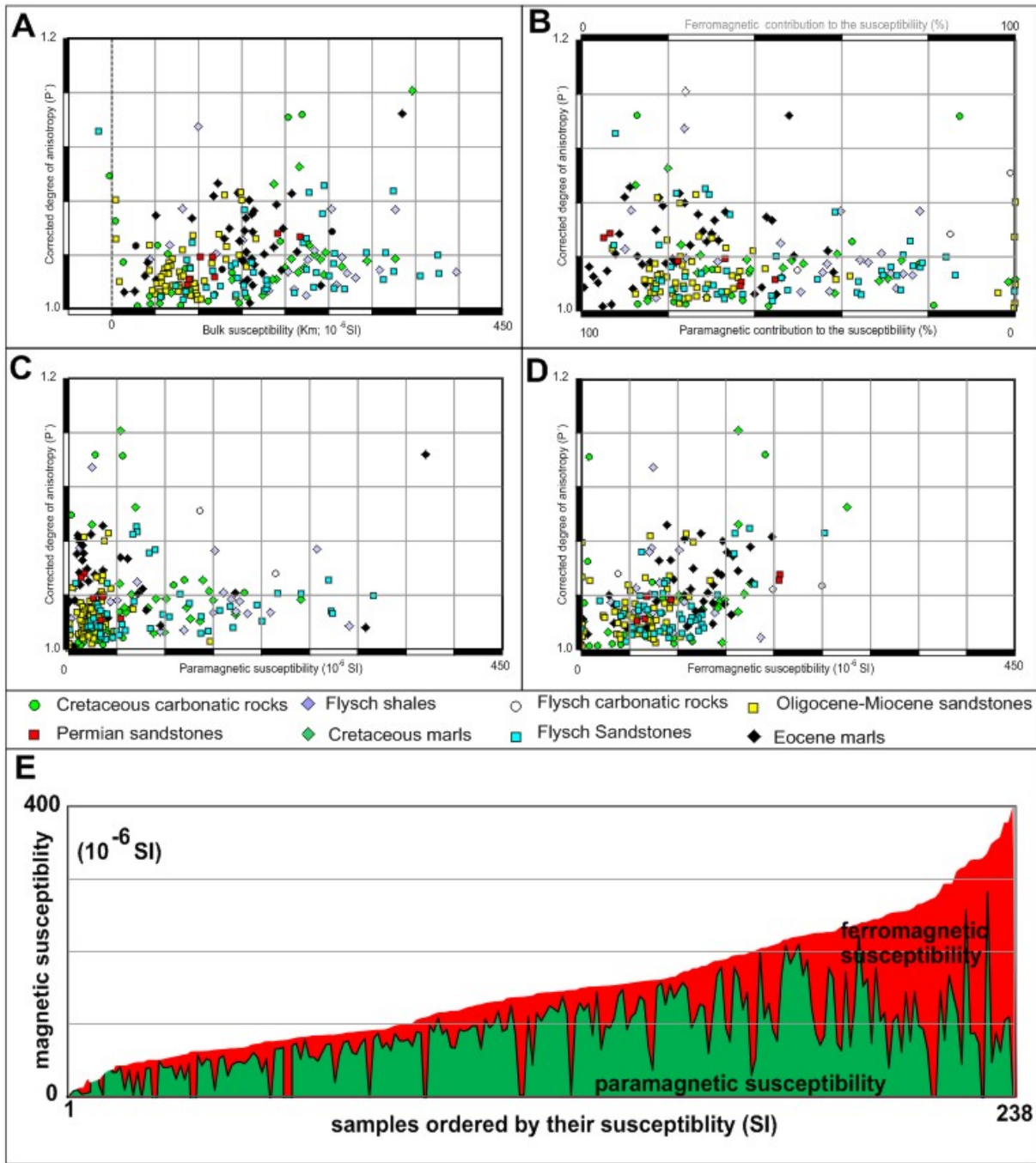


Fig. 3.- (a) Bulk susceptibility against corrected degree of anisotropy (P' ; after Jelinek, 1981); (b) Paramagnetic/ferromagnetic contribution to the susceptibility (%) against P' ; (c and d): paramagnetic and ferromagnetic susceptibility against the P' parameter. Samples along the preceding plots have been separated depending their lithological group and described trends are included in dashed lines (see text for explanation). (e). Analysis of the paramagnetic contribution to the susceptibility (against their mean susceptibility ordered following their bulk susceptibilities) and separation of the bulk susceptibility into their paramagnetic and ferromagnetic contribution to the susceptibility, all of them in SI units.

5.- Conclusions

The analysis performed at sedimentary rocks from the Southern Pyrenees, that lie in the expected range to be mainly paramagnetic controlled, show a wide range of paramagnetic and ferromagnetic contributions to the susceptibility non expected by their bulk susceptibility values. The comparison of ferromagnetic contribution to the susceptibility against the bulk susceptibility does not show the expected progression, and moreover it exhibits an independent distribution while a positive correlation between paramagnetic susceptibility and K_m is found. The parameter analysis of the AMS ellipsoid confirm the expected correlation between K_m and P' for certain samples, while for others this progression can only be identified if ferromagnetic and paramagnetic bulk susceptibilities are separated.

These results indicate that the use of bulk susceptibility or the correlation/or their absence between K_m and P' cannot be used as indicative of the origin of susceptibility. In this sense, the integration of analysis by lithological groups or the expected similar contributions of paramagnetic and ferromagnetic phases to the susceptibility cannot be performed without detailed analysis at site or subsite scale. At AMS studies where a similar contribution of the same mineralogical phases are needed in order to analyze AMS as a change in the degree of particle alignment, bulk susceptibility values or the absence of correlation between the anisotropy of the ellipsoid and the bulk susceptibility cannot be used as a homogeneous test in order to perform AMS interpretations. In this sense, very different results are obtained from paramagnetic and ferromagnetic contributions for similar K_m values, or inversely similar contributions in % to the K_m of paramagnetic minerals can be identified with different K_m values.

The presented analysis routine, besides the obtained data, suggests the potential application of HF and LF isolated measurements in a systematic manner for AMS site classifications. In such cases, when paramagnetism controls susceptibility, a more volumetric AMS representativity can be expected, or at cases where ferromagnetic contribution can be significant, other subfabric analysis can be needed to perform detailed analysis. In this sense, this classification can permit to focus the analysis of samples with higher potential complexities linked to potential changes between shape and susceptibility anisotropy or where AMS does not need to represent a significant volumetric overall representation of the petrofabric.

The presented methodological approach shows an good approach to be performed in a systematically manner at, mainly, AMS analysis. This analysis can be performed not only at lithological groups, moreover can be developed at site and subsite scale or where changes at the AMS patterns are identified. This analysis does not support the non development of other analysis, as the identification of the mineralogical phases by complete hysteresis curves and other usual paleomagnetic techniques for the identification of the ferromagnetic phases (related to unblocking temperatures, coercivity forces, etc.), but it can permit the paramagnetic contribution

analysis in a systematic manner. All of these results can be of high interest in AMS analysis at sedimentary rocks that usually lie, as the presented results, in the expected field for paramagnetic behaviors. Bulk susceptibility, as showed in this analysis, can hide unexpected correlations between paramagnetic and ferromagnetic contributions not evident from usual less detailed analysis.

3.2.- Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study of the Eocene turbidities in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain).

Óscar Pueyo Anchuela, Antonio M. Casas Sainz, Andrés Pocoví Juan and Andrés Gil Imaz

COMPTES RENDUS GEOSCIENCE (2011): 343, 11-19

Submitted: 12 May 2010; accepted: 10 November 2010.

Fine-grained sediments are generally better strain-markers in the outer part of orogenic belts and foreland basins because they are more prone to cleavage formation than coarse detrital rocks in diagenetic to very-low metamorphic environments. This also commonly applies to magnetic fabric analysis, thus favoring sampling in fine-grained rocks. In this paper, this general assumption is tested sampling for anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analysis along different levels of Bouma sequences in turbidites from the Eocene South-Pyrenean turbiditic basin, above and below the cleavage front. Application of other techniques (LTAMS, AGRM and hard-APARM) indicates that the cleavage imprint in AMS fabrics is carried by paramagnetic particles, in this case, by clay minerals. The obtained results show that (i) directional results of AMS are similar in the different levels of the Bouma sequence, (ii) the paramagnetic contribution to the susceptibility is independent from the lithology and (iii) the equivalent paramagnetic contribution to susceptibility (detrital sedimentary particles) does not show differences between a to d (sandstones) and e-level (siltstones and shales).

Keywords: magnetic fabrics, paramagnetic contribution to susceptibility, Eocene turbidites, Pyrenees

Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

Paleomagnetic and magnetic fabric techniques usually recommend the use of fine-grained rocks for magnetic analysis (e.g. Tarling and Hrouda, 1993; Tauxe, 1998). The main purpose of this recommendation is to avoid the possible paleocurrent imprint in the magnetic record for strain analysis and noise from the magnetic inherited remanence of large particles. In the case of magnetic fabric studies for determining strain, finer sediments can be a better-suited lithology for AMS analysis because (i) paramagnetic minerals do not usually show different grain anisotropy and magnetic anisotropy, as ferromagnetic minerals can exhibit, and (ii) clay minerals is a more sensitive strain marker.

The Eocene turbiditic Jaca-Pamplona basin from the Southern Pyrenees (fig. 1a), represent a good environment where the potential influence of lithology in the magnetic fabrics can be tested. In the studied zone, e-levels from Bouma (1962) sequences exhibit a penetrative slaty cleavage whereas a-d Bouma levels (in the studied zone c-d terms are the most developed) do not exhibit a clear cleavage at outcrop scale (fig 1b and c). e-level usually shows a sedimentary lamination parallel to bedding and a subvertical to steeply North-dipping tectonic cleavage. Sandstones show parallel and cross-bedded lamination with paleocurrent directions ranging from NNE-SSW to ENE-WSW. Sampling along the Jaca-Pamplona turbidite trough records two lithological changes: (1) at regional scale there is a general decrease of the turbidite grain size from E to W (proximal to distal) within an overall upward-shallowing sequence, and (2) at outcrop scale, the lithology change between the different terms of the Bouma sequence.

The studied zone is affected by folds and thrusts related to the Gavarnie and Larra thrust systems (Teixell, 1992) with folded thrusts in the northern sector and regional Pyrenean cleavage progressively decreasing in intensity from North to South (Choukroune, 1992). The penetrativity of cleavage is also dependent on the structural position (better developed in the anticlines located in the hanging wall of thrusts and higher penetrativity in zones with folds than intermediate sectors between important thrusts; Choukroune and Séguret, 1973; Labaume et al., 1985, Teixell, 1992).

The objective of this work is to determine the real meaning of the magnetic susceptibility obtained in different levels from Bouma sequence from the Jaca-Pamplona turbiditic basin, to analyze the applicability of AMS data to different rock types and to determine the main susceptibility carrier from both lithologies.

3.2.- Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study of the Eocene turbidities in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain).

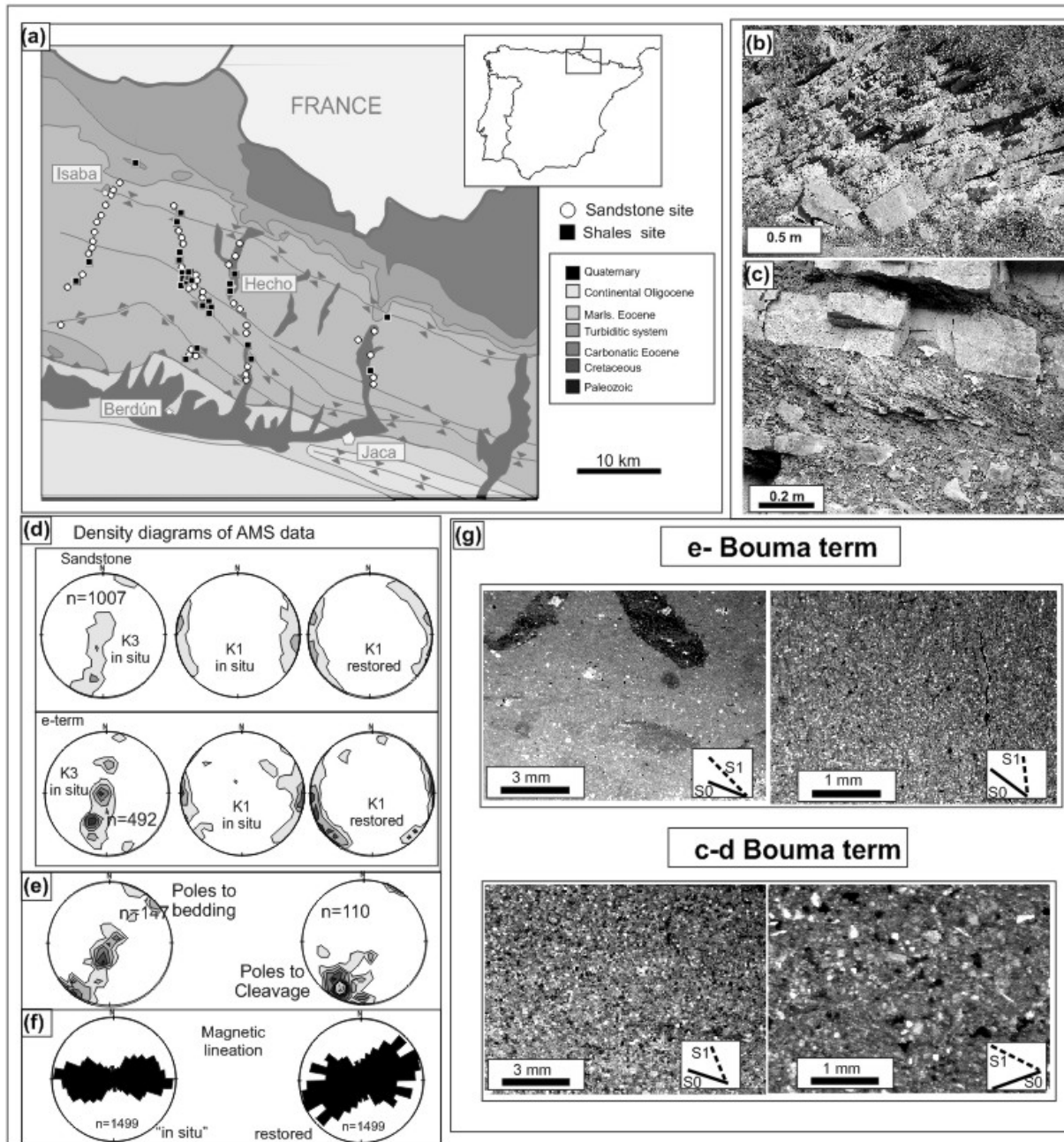


Figure 01.- (a) Geological sketch of the studied zone with the sampling locations. (b, c) Outcrop photographs from Pyrenean turbidites at different scales. (d) Density stereoplot for poles of the magnetic foliation, magnetic lineation in situ and restored for sandstones and e-levels (density interval 2%): density diagrams for K1 in situ and restored for sandstones and e-levels. (e) Density stereoplot for poles of bedding and cleavage measured in the sampling sites, (f) rose diagram for magnetic lineation in situ and restored to the horizontal (bedding correction) for all the obtained data from the Eocene turbidities, (g) thin sections obtained for e- and c-d Bouma levels from the turbidites (S0-bedding and S1- cleavage have been represented on photographs).

In order to develop this comparison, samples were grouped according to the two lithological end-members: e-level (with usual strong cleavage development) vs. a-d interval (mainly c-d) in sandstone granulometry (where cleavage is usually rare). This grouping also satisfies the different apparent sensitivity of strain (cleavage) at outcrop scale. The sampling has been carried out in homogeneous outcrops (without significative changes of bedding and cleavage). In the same way, each site has been sampled in a homogeneous lithology (e-term or a-d term of Bouma sequence), in some cases doubled sampling at the same site has been done making subsites for each lithology.

The results obtained are discussed in the light of paramagnetic contribution to susceptibility in each lithology, and can be of application in AMS studies dealing with deformation in other tectonic settings.

2. Methodology

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a technique of common use to determine the fabric of sedimentary and magmatic rocks (Martín-Hernández et al., 2004 and references therein). It gives the three axes of the magnetic susceptibility tensor together with the parameters of normalized susceptibility and shape and degree of anisotropy of the magnetic ellipsoid. The measurement of susceptibility at different applied fields can be used as an indicative of the paramagnetic contribution to the susceptibility. In this sense, paramagnetic susceptibility shows a constant relation with the applied field for usual measurement intervals while ferromagnetic susceptibility, depending upon the coercivity of magnetic particles, develops saturation at higher fields of their own coercivities. Analyzing the susceptibility at expected saturated ferromagnetic contributions, the measured susceptibility represents only the paramagnetic contribution to the susceptibility.

The comparison between susceptibility at low (similar conditions to kappabridge measurement) and high (over the ferromagnetic saturation) fields permits the analysis of the paramagnetic or ferromagnetic contribution to the susceptibility in the conditions of measurement of the AMS. The curve slope between applied and generated field represents the susceptibility and the analysis of slope changes along increasing fields permits the analysis of the magnetic behavior imprint to susceptibility, in slope change percentage (%paramag) or normalized to the sample mean susceptibility (paramagnetic or ferromagnetic equivalent susceptibility). The measurement of frequency dependent susceptibility can be used to analyze the contribution of superparamagnetic particles to susceptibility. A systematic measurement was carried out in at least one sample per site of the susceptibility at low and high fields (0 to 2.5T) and at different frequencies (875 and 10000 Hz). These measurements were carried out with a physical properties measurement system (PPMS; Quantum design; from the University of Zaragoza). The invariant susceptibility in the range from 0 to 2.5 T was used to calculate the paramagnetic contribution to susceptibility and the saturated susceptibility in this range was used to

calculate the ferromagnetic contribution to susceptibility. These values can be used as percent change of susceptibility at different fields or as quantitative contribution to susceptibility normalized to the kappabridge values (paramagnetic or ferromagnetic equivalent contribution). For the different sample analysis at least a sample per site was chosen after the analysis of magnetic parameters at site scale (Km vs P' and P' vs T diagrams) with the objective to select a representative sample. The used magnetic parameters follows definition from Jelinek (1981): Km (mean susceptibility $(K_1+K_2+K_3)/3$ where K_i are the principal normed susceptibilities), P' corrected degree of anisotropy $P' = e \exp\{\sqrt{2((n_1-n)^2+(n_2-n)^2+(n_3-n)^2)}\}$ where n_i are the natural logarithm from K_i) and T shape parameter $(2n_2-n_1-n_3)/(n_1-n_3)$. Other magnetic parameters used in this analysis have been F foliation parameter (k_2/k_3) and L magnetic lineation parameter (k_1/k_2).

In cases where more than one cluster of data in the preceding plots or high scattering exists more samples were taken for further analysis. The analysis of obtained data for the representative samples were used to test influence of other factors: position in the series, lithology, sedimentology or tectonic position within the Pyrenean orogen using their own obtained values of %paramag, %ferromag, equivalent paramag and ferromag contribution, χ_{fr} and kappabridge parameters (e.g. Km, P' or T).

3.- Results

3.1. Directional constraints

Orientation features show relatively constant trends for the magnetic lineation and foliation in the south Pyrenean zone (Fig. 1). The poles to magnetic foliation in a-d and e Bouma levels (fig. 1d) of the turbiditic sequence fit better with the poles to bedding than with the poles to cleavage, thus indicating that the sedimentary imprint in magnetic fabrics is stronger than the cleavage-related flattening. However, magnetic lineation (clustering of long axes of the magnetic susceptibility ellipsoid) shows better clustering in situ than after bedding restoring to the horizontal (bedding correction, fig. 1f), consistently with an influence of cleavage in magnetic lineation. The detailed analysis of the magnetic fabrics throughout the western Central-Pyrenees has been carried out by Pueyo Anchueta et al., (2010). In this work, the general trend, independent from the rock type, shows a change from magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation parallel to structures to magnetic foliation parallel to cleavage, and magnetic lineation parallel to bedding strike, intersection lineation and dip direction of cleavage. This model show an inhomogeneous distribution linked to the inhomogeneous deformation along the studied section and the presence of ferromagnetic fabrics that exhibit a magnetic lineation normal to intersection lineation and i) horizontal with independence of bedding dip in southern positions and ii) contained within bedding in northern sectors. This kind of fabrics has been identified in other lithological units in the Southern

Pyrenees and has been interpreted as linked to shear parallel to thrust movement (e.g. Pueyo Anchuela et al., 2007; Oliva-Urcia et al., 2009).

3.2. Scalar parameters

The paramagnetic contribution to the susceptibility shows values between 3 and 92 (fig 2a), with intervals of 3-89 and 5-92 for shales and sandstones, respectively (mean distribution of 47 and 52%). The saturated and non-saturated susceptibility in the measurement interval can be analyzed with respect to the whole susceptibility of the sample, thus obtaining the expected paramagnetic and ferromagnetic equivalent susceptibilities (figs. 2b,c). Both parameters (% paramagnetic and % ferromagnetic) show similar values for the two rock types. On the other hand, the comparison between the para- and ferromagnetic equivalent contributions and the mean susceptibility shows a direct relationship, more linear for the ferromagnetic equivalent susceptibility (fig. 2b and c). In the case of the χ_{fr} (susceptibility fraction dependent on the measurement frequency, 875 and 10000 Hz; e.g. Maher, 1986; Oldfield, 1994; Dunlop y Özdemir, 2001) there is not a clear relation between the mean susceptibility and the rock type (fig. 2d).

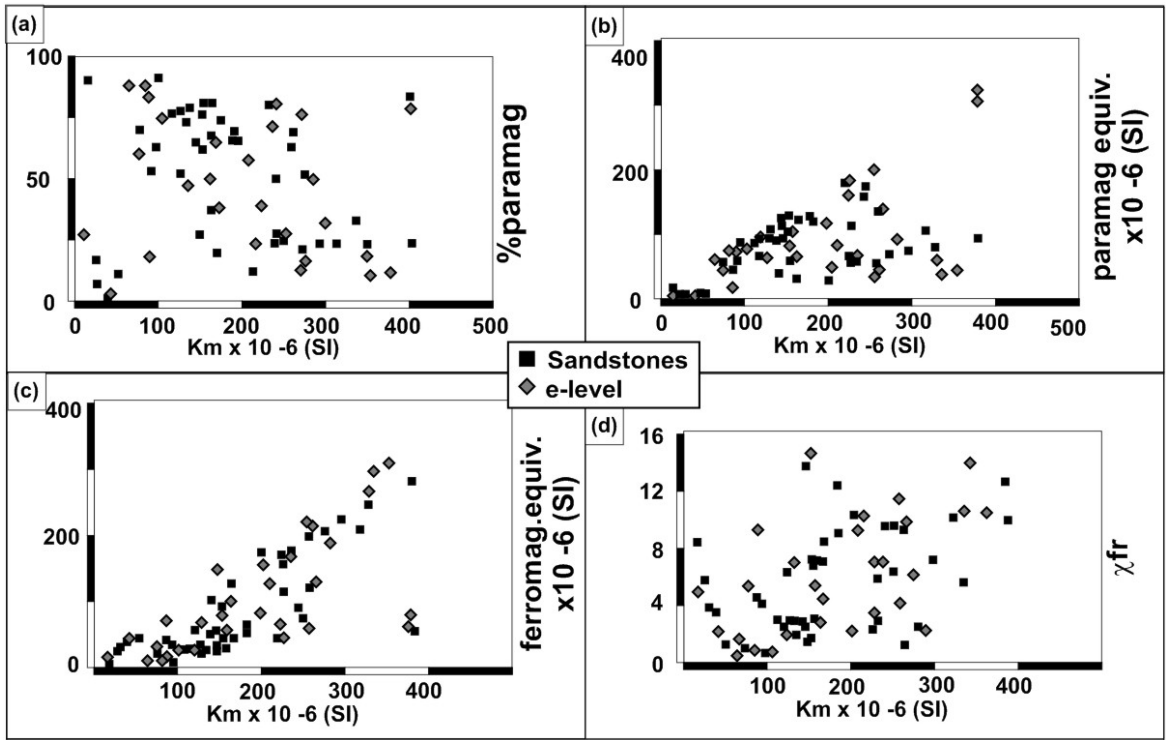


Figure 02.- Diagrams for different magnetic measurements vs. mean susceptibility (10^{-6} S.I.) (a) % paramag, b) equivalent paramagnetic susceptibility, c) equivalent ferromagnetic susceptibility, (d) fraction of susceptibility dependent of the measurement frequency. Shales and sandstones are represented by different symbols.

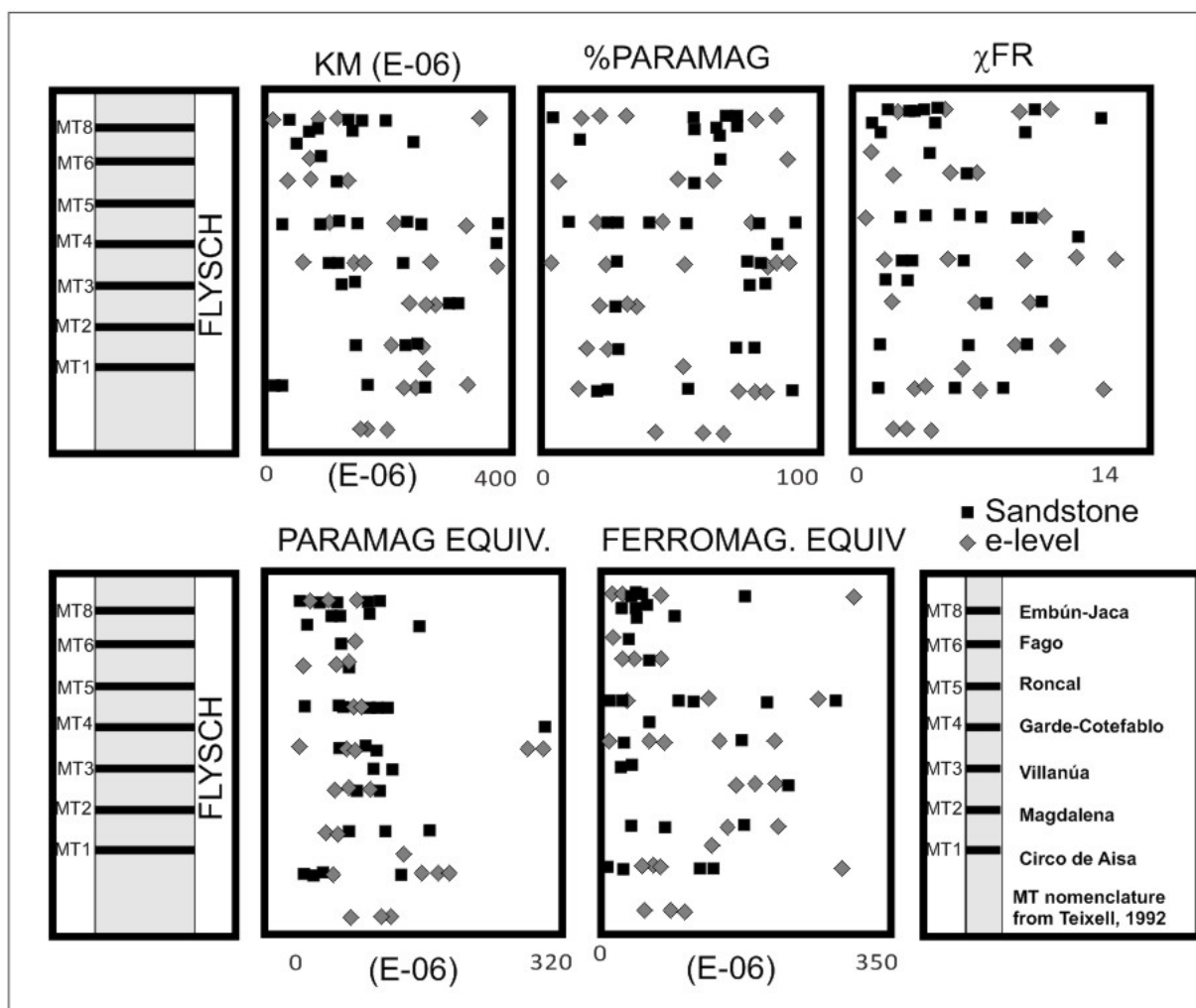


Figure 3.- Diagrams of different magnetic properties vs. position in the series (MT; megaturbidites) for mean susceptibility, % paramag, χ_{fr} , paramagnetic equivalent susceptibility and ferromagnetic equivalent susceptibility. Bouma e-level samples and sandstone samples are represented by different symbols.

3.3. Temporal and spatial distribution

Samples represent different stratigraphic and structural positions in the Eocene turbidite basin, being progressively younger from North to South and changing from the cleavage domain in the North to the apparently undeformed sector in the South. Results were plotted against the position within the stratigraphic series, considering megaturbidites as the reference levels (e.g. Teixell, 1992; Barnolas and Teixell, 1994; fig. 3) and latitude (the general Pyrenean structure trends between N90 and N110, fig. 4). The %paramag does not show a relation with the location of samples and is independent from the lithology (figs. 3, 4). The paramagnetic equivalent susceptibility shows a distribution similar for a to d and e Bouma levels throughout the studied zone and does not depend on the latitude (fig. 4b). In the case of the ferromag equivalent susceptibility, a stronger scattering and higher values can be observed to the North (fig. 4c). In this zone the ferromag equivalent susceptibility exhibits higher values and a strong variability, which is nearly followed by the

frequency dependent susceptibility. The P' vs. K_m plot can be used as a test to detect the influence of particular ferromagnetic mineralogical phases that influence the AMS (fig. 4 f). This plot does not show a clear trend for e-level and a slight, non linear relation with the mean susceptibility can be observed in sandstones, although the two rock types do not show clearly distinct behaviors (fig. 4 f). Similar features can be inferred from the T- P' diagram (fig. 4e), that can be used as qualitative indicative of the tectonic imprint in the magnetic fabrics (parameters definition from Jelinek, 1981). In this N to S section that is followed by a change in the deformation domain, from cleavage domains in the North to non developed cleavage at outcrop scale in the south (inner to outer areas from the Pyrenean orogen), % paramag and equivalent paramagnetic susceptibility does not show any trend parallel to the change in the orogen position.

3.4.- Magnetic carriers

Bulk susceptibility shows for the different Bouma analyzed levels values between 20 and 385 x 10⁻⁶ (SI units) along the studied sections. Paramagnetic behavior in the analyzed samples can be ascribed to illite and chlorite, since these are the main paramagnetic minerals identified in the Eocene turbidites (Bauluz et al., 2008).

Ferromagnetic particles are mainly related to magnetite and no significant high coercivity mineral phases are present in the studied rocks (Pueyo Anchuela et al., 2010). The comparison of the susceptibility at different fields (0, 1, 1.5, 2 and 2.5T) shows similar ferromagnetic saturation at 1.5, 2.0 and 2.5 T. The paramagnetic equivalent susceptibility shows similar values for shales and sandstones (fig. 2a). These results show that both the %paramag and the paramagnetic susceptibility are independent from the rock type in the Eocene turbidites. Since no wholesale growth of clay minerals can be assumed in the analyzed rocks (according to P-T conditions, Holl and Anastasio, 1995; Cantarelli et al., 2009), the paramagnetic equivalent contribution can be expected to be detrital rather than authigenic.

The % ferromag and the ferromagnetic equivalent susceptibility show a direct relationship with the mean susceptibility (fig. 2). The increase in the mean susceptibility can then be explained by an increase in the ferromagnetic particles present in the rocks. At regional scale, the increase from South to North of the % paramag goes along with the increase in ferromagnetic equivalent susceptibility (fig. 3). Values of χ_{fr} and the ferromagnetic equivalent susceptibility also follow a direct correlation. Superparamagnetic particles, in the case of magnetite are near the expected size of SD magnetites but are not able to retain a magnetization, showing a pure paramagnetic behavior under an applied field, directly dependent on the frequency of the susceptibility measurement (e.g. Dunlop and Özdemir, 2001). The log-normal distribution of ferromagnetic equivalent susceptibility vs. χ_{fr} has been used as an indicative of diagenetic, non biogenic origin of magnetites (e.g. Oldfield, 1994; Kopp, 2007).

3.2.- Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study of the Eocene turbidities in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain).

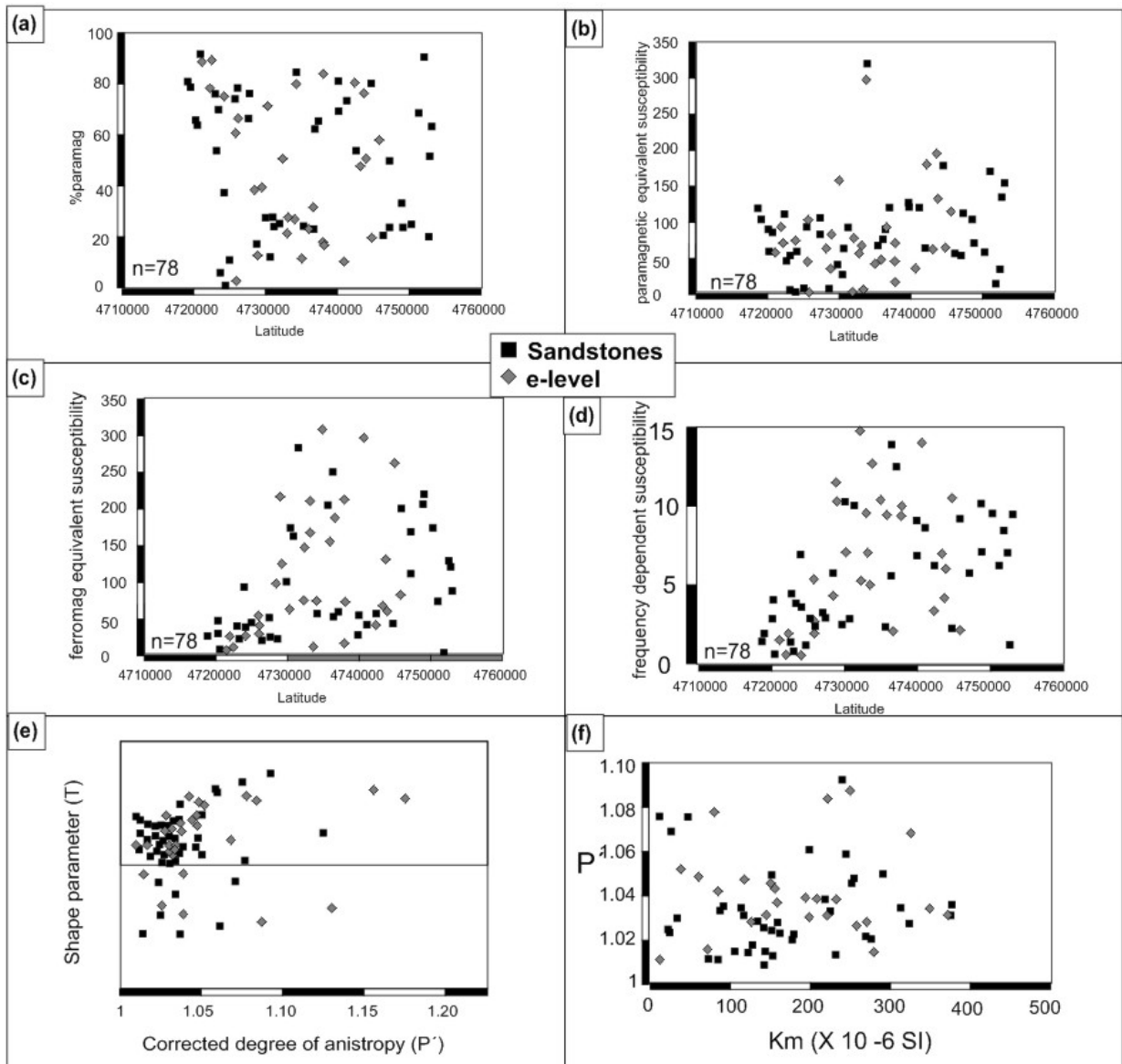


Figure 4.- (a to d) Diagrams of magnetic properties vs. latitude (representing varying structural positions within the Pyrenees) (a) for % paramag, (b) for paramagnetic equivalent susceptibility, (c) ferromagnetic equivalent susceptibility, (d) fraction of the susceptibility dependent of the measurement frequency. (e) Anisotropy AMS diagram for shape parameter (T) and corrected degree of anisotropy (P'). (f) Plot of corrected degree of anisotropy (P') vs. mean susceptibility ($e-06$ SI). Bouma e-level samples and sandstones samples are represented by different symbols.

3.5.- Sensitivity of Bouma units to magnetic fabric

Two different samples from e-level and sandstone level (c-unit) were chosen. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), Anisotropy of Magnetic Susceptibility at Low Temperature (LTAMS), Anisotropy of Isothermal Remanent Magnetization (AIRM), Anisotropy of Gyroremnant magnetization, Anisotropy of Anhysteretic Remanence Magnetization and Anisotropy of Partial Anhysteretic Remanent Magnetization (for 10 different systematic intervals of coercivity, Jackson et al., 1988; Parés and Van der Pluijm, 2002; Potter, 2004; Martín-Hernández and Ferré, 2007) were measured. AMS and AF demagnetizations were performed at the beginning of the subfabric analysis and after the whole routine with the objective to test the presence of potential changes in the AMS ellipsoid during the routine (Fig. 5),.

The sandstone sample shows (fig. 5a): (i) AMS magnetic lineation parallel to the intersection lineation, (ii) clustering of long axes of ApARM in a SSW direction with shallow plunge to the S (the softer ones are very close to bedding, and the intermediates show higher plunges) and hard ApARM appears related to the cleavage plane (the long axes of ApARM are contained within the cleavage plane), (iii) AARM and AIRM are not related to any macroscopic fabric at outcrop scale, (iv) AGRM shows results similar to hard APARM, being contained in cleavage and approaching to the intersection lineation.

The e-level sample (fig. 5b) shows slight differences, but the identified clusters are similar. AGRM, hard APARM, LTAMS are close to the intersection lineation and magnetic foliation is parallel to the cleavage plane. The AMS show similar orientations to the AARM, AIRM and soft AARM, while the intermediate ApARM, as in the preceding case, shows an intermediate position between the soft APARM and the cleavage plane.

Both analyzed samples show fabrics related to cleavage for AGRM, hard ApARM and LTAMS. AARM, soft AARM and AIRM show similar results for both lithologies but cannot be clearly related to structures in the outcrop. Attending to the paramagnetic contribution to the susceptibility and the change of susceptibility with temperature (between liquid nitrogen and room temperature, LTAMS), the e- sample shows a %paramag of 24% and a factor of change of 1.5x, and the sandstones sample 62% and a factor of change of 2.37x. From the results obtained a stronger ferromagnetic control in fabric definition in e-sample than in sandstones can be inferred for the two analyzed samples. Thin sections show that clay minerals represent a low relative weight in the samples with independence of the field aspect of the studied levels, with bedding parallel and cleavage parallel orientation for the sandstone sample (fig. 5 c and d).

3.2.- Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study of the Eocene turbidities in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain).

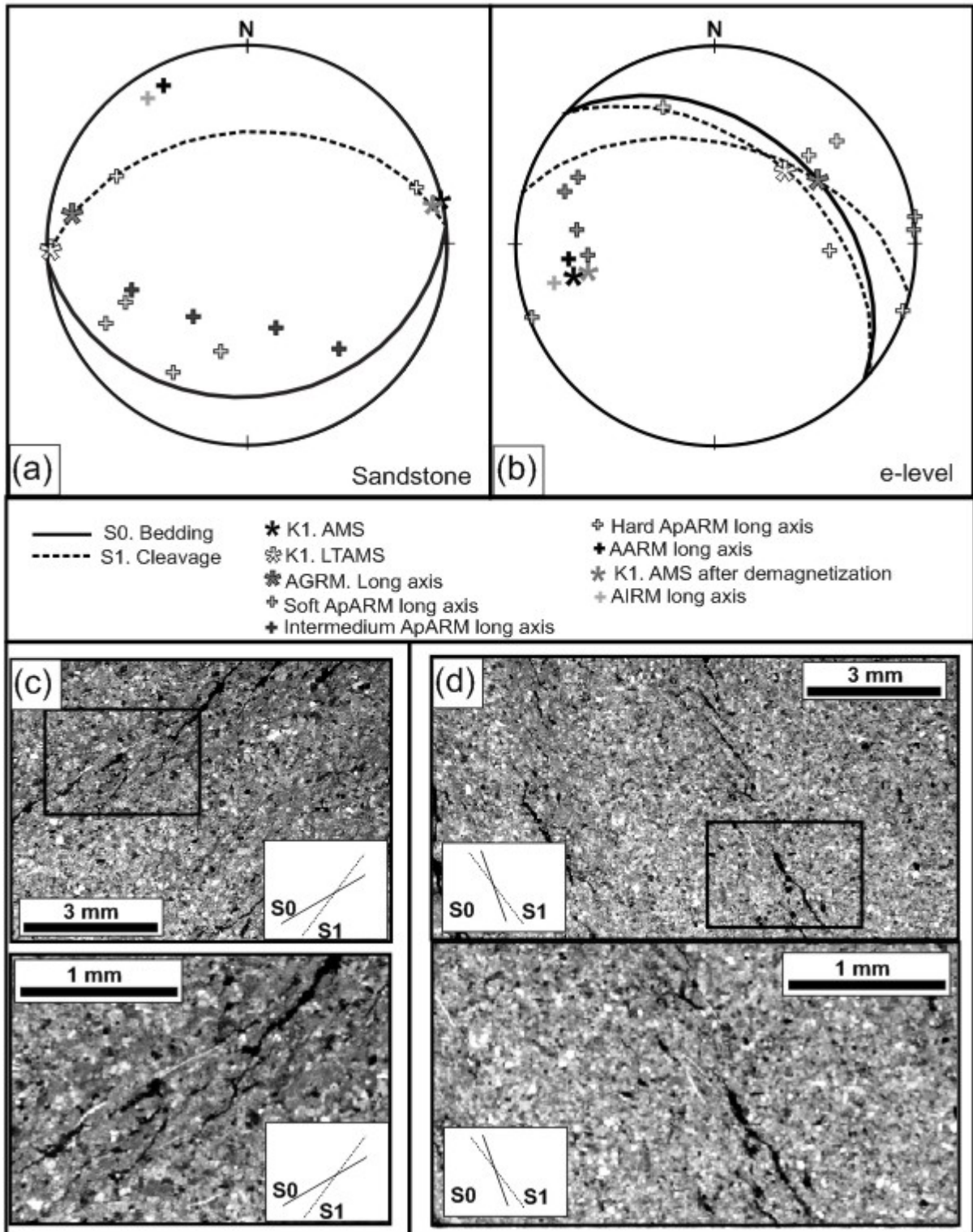


Figure 5.- Samples selected from two sites (sandstones and e-level sites respectively), with detailed subfabric analysis, including AMS before and after subfabric analysis, AMS at low temperature (LTAMS), AGRM, AIRM and AARM for different coercivity intervals of 10 mT for the ApARM (Jackson et al., 1988), soft ApARM: interval from 0 to 40 mT, intermediate ApARM: interval from 40 to 80 mT and hard ApARM: interval from 80 to 100 mT. (a) Sandstones sample. (b) e-level sample. (c and d) Thin section photographs where phyllosilicates are mainly parallel to bedding (c) and parallel to bedding and cleavage (d).

4.- Discussion and conclusions

The results obtained in this work indicate that e-level and sandstones from Bouma sequence show similar behaviors considering both orientation and scalar parameters of AMS, with independence of the exposure aspect and the cleavage development in the different analyzed levels. Paramagnetic contribution to the susceptibility shows similar values for the analyzed units. The paramagnetic equivalent susceptibility does not show particular differential patterns for sandstones and e-level samples. In the alpine Pyrenean evolution with low metamorphic development it is expected that paramagnetic particles (mainly clay minerals) are sedimentary in origin (detrital particles) more than authigenic origin. With independence of outcrop aspect of sandstones and shales and the differences in grain size and internal structure, similar values for paramagnetic equivalent susceptibility are present in both lithologies. This aspect suggests that similar quantities of clay minerals are present in both rock types with independence of the main grain size of the deposit.

With respect to temporal and spatial variations, recently, Pueyo Anchuela et al. (2010) presented a regional analysis of deformation of the Eocene turbidites of the Pamplona-Jaca basin by means of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and other magnetic fabric techniques. The main conclusions of this work was the identification of a rough transition from bedding-related fabrics with magnetic lineation normal to the Pyrenean shortening (interpreted as the result of layer parallel shortening), to intersection lineation fabrics (magnetic lineation parallel to the intersection lineation), magnetic foliation parallel to cleavage and magnetic lineation parallel to dip direction of cleavage. This transition is consistent with the northward increase of deformation, with development of folds, thrusts and cleavage.

The magnetic parameters analyzed in this work (fig. 3 and 4) do not depend on their position in the sedimentary sequence or their geographical location, and similar values are obtained throughout the sequence, with overlapping values for shales and sandstones.

From the results presented it can be inferred that in the Eocene turbidites of the South-Pyrenean basin the % paramag, that is commonly used as an indicator of the magnetic behavior in AMS studies, is not related to lithology. The general assumption that finer grain-size levels (e-level) can be more sensitive to strain is evident at outcrop scale, where penetrative cleavage is better developed in e-level with respect to sandstones. The comparison with other magnetic fabrics in these zones shows the coexistence of complex magnetic fabrics, with more paramagnetic fabrics (LTAMS, AGRM) linked to cleavage, intersection lineation or folding (Oliva-Urcia et al., 2009; Pueyo Anchuela, 2010).

The test applied to sandstones and shale samples indicates that paramagnetic particles (LTAMS or AMS with higher %paramag), small SD acicular magnetites or inclusions in the paramagnetic particles (AGRM-related, Potter 2004) and magnetite related to hard ApARM (Jackson et al., 1988) are more sensitive to cleavage, while ferromagnetic fabrics (AARM, soft AARM, IRM and AMS with low %paramag) do not show clear relations with cleavage. This suggests that Bouma e-levels can even be less sensitive to the fabrics carried by paramagnetic particles. In the case of χ_{fr} and ferromagnetic equivalent to the susceptibility a clear pattern can be established according to the position of samples within the frame of the Pyrenean Chain. The increase from South to North and the higher scattering of both parameters can be tentatively related to the higher pressure and temperature conditions related with the emplacement of the Gavarnie unit allowing for widespread re-crystallization processes affecting in similar ways to both analyzed lithological groups.

The assumption that clay minerals are more sensitive to strain, as can be observed at outcrop scale, is also true in the case of magnetic fabrics: when samples show higher %paramag they show better developed cleavage AMS fabrics than in samples with more ferromagnetic fabrics or remanence fabrics from PSD and MD magnetite grain sizes. The results presented in this paper permit to state that the lithological and outcrop aspect cannot be used as the only criterion in planning the AMS field sampling. In this case different cleavage development does not have a direct correlation with the magnetic fabrics strain sensitivity whereas the presence of clay minerals, with independence of proportion of other grain size particles, guarantees good results in AMS analysis in a cleavage domain.

Acknowledgements

This work has been supported by the project CGL-2006-05817, the Geotransfer Research Group from University of Zaragoza and a PhD Grant to the first author (FPU program). The authors want to thank the hospitality of Drs. Van der Voo, Van der Pluijm and Parés during the laboratory stay in the paleomagnetism laboratory at the University of Michigan. Authors want to thank you the developed work from editor and anonymous reviewers in the improvement of the first version of the manuscript.

3.2.- Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study of the Eocene turbidities in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain).

Table 01.- Magnetic parameters from the different studied sites. x and y: geographic coordinates, n number of samples per site, lithology: Bouma analyzed level. Magnetic parameters from representative sample from each site (km: mean susceptibility, L magnetic lineation, F magnetic foliation, P´corrected degree of anisotropy, T shape parameter, % paramag; paramagnetic susceptibility contribution per cent; cfr: per cent of the dependent susceptibility with the measurement frequency, para equiv. paramagnetic equivalent susceptibility, ferro. equiv. ferromagnetic equivalent susceptibility. Magnetic parameters from AMS site: (km: mean susceptibility, L magnetic lineation, F magnetic foliation, P´corrected degree of anisotropy, T shape parameter). All the parameters are in SI units.

3.3.- Magnetic mineralogy and diagenetic/tectonic processes in the Southern Pyrenees (Spain).

Óscar Pueyo Anchuela, Andrés Gil Imaz; Andrés Pocoví Juan

SUBMITTED

Submitted: 28 April 2012

Magnetic mineralogy and susceptibility in alpine sedimentary rocks from the Southern Pyrenean basin are analyzed by means of paleomagnetic techniques. At regional scale the mineralogical phases involved in magnetic properties show low variability. Magnetic susceptibility changes under different fields, frequencies and temperatures show a higher variability than expected, even within lithostratigraphic units. The magnetic susceptibility analysis shows that, for similar ranges of the paramagnetic normalized equivalent susceptibility, the increase of the ferrimagnetic contribution to the susceptibility runs parallel to the increase of the superparamagnetic contribution to the susceptibility, what can be interpreted as related to magnetite regrowth and development of new magnetite. This increase develops in inner zones of the chain with stepped progressions and a sharp increase related to the occurrence of regional cleavage at the area where a paleomagnetic remagnetization has been proposed. Derived methodological considerations permit to indicate that ferromagnetic mineral phases can be determined from the analysis of samples classified according to lithological units at orogen scale, but their meaning and contribution to the susceptibility is controlled by its location within the tectonic frame of the mountain chain.

Keywords: ferromagnetic mineralogy, paramagnetic contribution, tectonic magnetite, Pyrenees.

Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza,
C/Pedro Cerbuna, 12, 50009
Zaragoza, Spain

1.- Introduction

The analysis of magnetic mineralogy, its granulometry and coercive characteristics are of wide interest for the analysis of the record of the Earth's paleomagnetic field and the magnetic petrofabric. The mineralogical phases are usually analyzed through their coercive characteristics or their unblocking temperatures to infer the main responsible for the record of the earth magnetic field. In some cases subsequent analysis of artificial magnetization can permit (i) to constrain the phases and characteristics of ferromagnetic particles or (ii) to define the magnetic properties (anisotropic) to be used as petrofabric techniques

Mineralogical phases in a sedimentary rock depend upon the sedimentary conditions, diagenetic and metamorphic processes. In this work, the presence of different magnetic mineralogical phases and the factors that influence their occurring and development in the southern Pyrenees at the regional/basinal scale are analyzed. This study is accompanied by (i) the analysis of magnetic susceptibility and its behavior (paramagnetic vs. ferromagnetic) in different lithological units, (ii) its relation with lithology, tectonic position, diagenetic evolution and cleavage and (iii) the study of the meaning of magnetic susceptibility in relation to the different magnetic particles and their paramagnetic/ferromagnetic origin.

This study is carried out in the Pyrenees, that represents the collision belt developed during the alpine compression between the European and Iberian plates (from Santonian-Campanian to Miocene times; Muñoz et al., 1992; Teixell, 1992; 1996; Muñoz et al., 2002). Metamorphic conditions were only achieved in the plate boundary (marked out by Iherzolite outcrops) and there is not volcanism contemporary with plate convergence in the Central Pyrenees. Pressure and temperature conditions reached in the Southern Pyrenees are within diagenetic or anchizone conditions (Holl and Anastasio, 1995; Bauluz et al., 2008; 2009; Cantarelli et al., 2009), with an average increase of 200°C in the innermost zones of the chain, where the maximum vertical loading (sedimentary and tectonic) can be expected (Holl and Anastasio, 1995; Travé et al., 1997; Lacroix et al., 2011; Izquierdo-Llaval, under review). 206 sampling points were used for the characterization of magnetic mineralogy. This study was focused in the analysis of the ferromagnetic mineralogical phases, their imprint in the mean susceptibility and the potential changes along the analyzed lithological units, tectonic context and their link to the Pyrenean evolution.

2. Methodology.-

2.1. Sampling.-

Samples for mineralogical analysis were obtained in the South-Pyrenean and northern Ebro (foreland) basin. The studied samples were selected as representative of the values of susceptibility and magnetic anisotropic parameters. Sampled rocks include: Paleozoic Variscan units (3 sites), Permian red beds (7 sites), Upper cretaceous (Calcaires des Cañons and Larra formations; Fournier, 1905; Souquet, 1967; Teixell, 1992; 1996, 9 sites), Upper Cretaceous marls and sandstones (Zuriza and Marboré formations; Souquet, 1967; Teixell, 1992; 24 sites), Paleocene (2 sites), Eocene turbidites (Hecho group; ; Mutti 1977; 1984, 83 sites), Bartonian marls (Larrés and Arguis-Pamplona formation; Puigdefábregas and Souquet, 1986; 28 sites), Oligocene continental deposits (Campodarbe formation; Puigdefábregas, 1975; 30 sites), terrestrial Bernués Fm. (5 sites) and continental foreland basin materials (Sariñena and Uncastillo formations; Quirantes, 1978; Arenas et al., 2001; Luzón, 2005; 15 sites).

2.2. Laboratory procedures

Laboratory measurements were done at the laboratory of paleomagnetism of the University of Michigan, Physical Properties laboratory and Magnetic fabrics laboratory (Faculty of Sciences) of the University of Zaragoza. Laboratory measurement devices consisted in a 2G cryogenic magnetometer in a shielded room, a PPMS (Quantum design) and a KLY3-s from AGICO.

AF demagnetization of natural remanence was carried out through 20 steps from 0 to 180 mT. Measurement was carried out in a 2G cryogenic magnetometer and AF fields imparted by a SI-4 AF demagnetizer from Shappire instruments. Partial acquisition of the anhysteretic remanence was imparted through progressive increasing intervals from 0 to 0.180 mT at 10 mT intervals overlapping 5 mT at every step following methodology of Jackson et al., (1988). DC fields and AF demagnetization were imparted through a Si-4 AF demagnetizer and measured with a 2G cryogenic magnetometer. Curves of saturation of ARM were also measured for the interval between 0 to 0.180 mT, through the same steps of the pARM acquisition and the same devices.

Curves of saturation of the isothermal remanent magnetization were developed through the application of IRM fields at 28 steps. These steps were performed through a logarithmic scale to permit the subsequent acquisition curve model by Kruiver et al., 2001 software. Thermal demagnetization of the IRM remanence through three axes (3d-IRM from Lowrie et al, 1990) were imparted for $x=0.1T$; $y= 0.4 T$ and $z=1.1T$ and measured at 18 different temperatures focused at the usual unblocking temperatures for some sulphides, magnetite and haematite. The measurement was carried out in a 2G cryogenic magnetometer and a TD-48 furnace from ASC.

Paramagnetic contribution to susceptibility was analyzed measuring susceptibility at low and high field conditions with a PPMS device (Quantum design) using representative subsamples obtained from paleomagnetic standard cylinders. Subsamples were measured at fields similar to the kappabridge. Magnetic susceptibility was measured in an AC interval of 0.5mT centered at 0 and 2.5 T. Measurement was performed at two different frequencies: 875 (kappabridge frequency) and 10.000 (high frequency) Hz. The comparison between susceptibility at low and high fields permits to calculate the saturated susceptibility with the change of the applied field (e.g. Rochette et al., 1987; Dunlop and Özdemir, 1997). These results permit to quantify the saturated percentage (susceptibility dependent of the applied field) and the invariant susceptibility in the studied range and therefore the paramagnetic and ferromagnetic contribution to the susceptibility. In this way, in order to analyze in the same ranges used for AMS, data from PPMS were recalculated to the equivalent susceptibility in standard AMS samples. Paramagnetic and ferromagnetic equivalent susceptibility were calculated and used for the comparison between susceptibility data obtained from PPMS and KLY3-s and for identifying the potential non-representativity of some subsamples.

The variation of susceptibility between low and high frequencies ($\chi_{fd}\%$) was obtained from the measurements at the PPMS device. The frequency-dependent susceptibility can be related to the presence of superparamagnetic (SP) grains both for magnetite or maghemite (Worm, 1998) with usual sizes between 10 to 300 nm (e.g. Dearing et al., 1996; Sangode et al., 2008) and certain iron-sulphides (Worm et al., 1993; Dunlop and Özdemir, 1997). This distribution is due to the response of magnetic viscosity (Neel, 1955; Dunlop, 1973; Stacey and Banerjee, 1974 within others) and can be used to distinguish certain granulometries of magnetic particles (Thomson and Oldfield, 1986; Dearing et al., 1996; Evans and Heller, 2003).

Measurement of susceptibility at different temperatures was also performed through the comparison of susceptibility at room and low temperature (submerging samples in liquid nitrogen) measured with a Si2 (Shappire instrument) and heating curves from liquid nitrogen and room temperature by means of a nearly continuous measurement routine (following the methodology proposed by Richter and Van der Pluijm, 1994). From these data the rate of change of magnetic susceptibility vs. temperature (χ_{LT}/χ_{RT}), and regression lines for susceptibility=0 were calculated. A χ_{LT}/χ_{RT} rate of 3.8 is expected for pure paramagnetic behavior within the studied temperature interval (e.g. Richter and Van der Pluijm, 1994; Dunlop & Ozdemir 2001). In the continuous measurement both the rate of change and the identification of sudden changes of susceptibility for certain temperatures was analyzed. The θ constant from the Curie-Weiss law can be used as representative of the contribution of ferromagnetic phases and the origin of some paramagnetic mineral phases. Curve fitting and their residuals have been also analyzed.

2.3. Data presentation. Definition of integrated plots.

The objective of mineralogical analysis includes the characterization of the coercivity of ferromagnetic particles, their saturation ranges and peaks distribution. The comparison of data obtained from different samples and rock types can be a handicap when a large amount of data is considered. In order to simplify the presentation, the widest distribution within the same lithological unit for each technique has been used. On the other hand, integrated plots have been done to compare results at every technique for the different lithological groups.

In the case of AF demagnetization the remaining natural remanence for discrete AF intervals (10, 35, 50 and 90 mT) was used. Horizontal bar diagrams were added to analyze the overlapping between points. In the case of curves of saturation of the ARM, the plot represents the field needed to reach the 90% of saturation against the intensity of the acquired artificial remanence. Curves of saturation of the IRM were modeled with Kruiver's software and the contribution to the saturated IRM and the B1/2 parameter were represented (B1/2 is the field at which half of the SIRM is reached for each identified mineralogical phase). The intensity of the artificial IRM magnetization was plotted against the S parameter (saturation parameter from Bloemendal et al., 1992 calculated from the curve model).

In a similar way, curves of 3dIRM (Lowrie, 1990) were analyzed for temperatures at which 50, 10 and 1% of artificial remanence is lost. Plots for the normalized decreasing curves of magnetization against temperature are represented together for each of the three different axes from 3d-IRM. The same symbol is used for each lithological unit to allow comparison between different techniques.

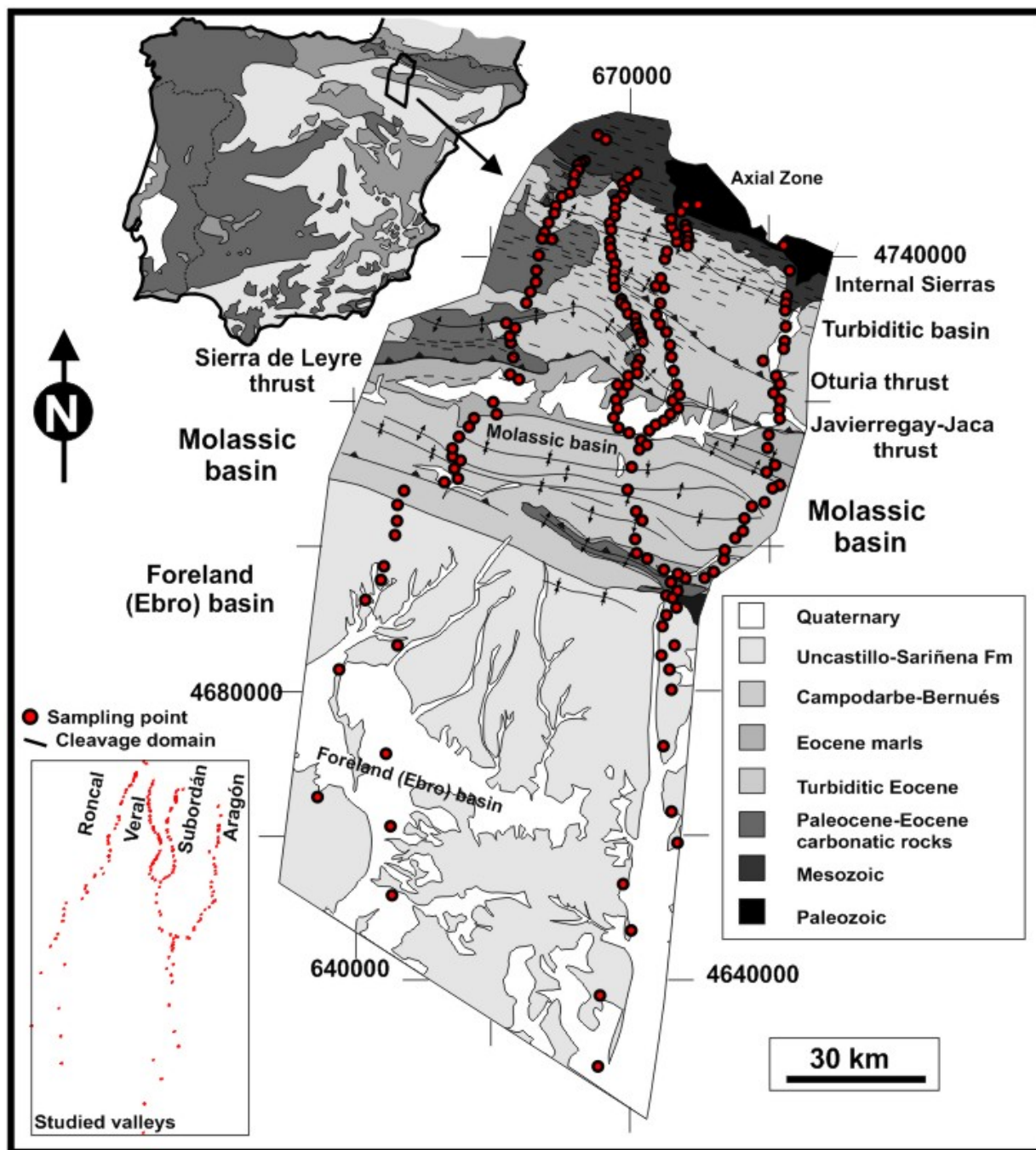


Figure 01.- Simplified geological map from the studied zone and location of sampling points.

3. Results.-

3.1. Ferromagnetic *s.l.* analysis-

AF demagnetization curves present an exponential decrease with fast remanence decrease at low fields (fig. 2a). For the different lithological units (i) fast remanence decreases, (ii) increases during the demagnetization and (iii) erratic values or increases in the remanence during the demagnetization can be observed. This erratic behavior is mainly related to carbonatic rocks belonging to Calcaires des Cañons, Eocene mudstones and Miocene limestones from Uncastillo formation. The identified increase at middle fields during AF demagnetization is identified for different lithologies but either can be present or not in samples from the same lithological group.

A comparison between the different analyzed samples during AF demagnetization has been performed comparing the remaining remanence of samples after different AF applied fields (fig. 2b). In this comparison the main part of the samples lost more than 50% of their original remanence at 10 mT. The analysis at 35 and 50 mT shows similar results between them and indicates that samples that do not show a significant decrease before 35 mT, remain with similar values at 55 mT. The main part of the samples shows less than 10% of their original remanence at fields over 35 and 55mT.

pARM shows similar results to AF demagnetization. The highest peaks are identified below 60 mT for most of the samples and the most erratic values are found in limestones (Calcaires des Cañons; Eocene limestones; Miocene units and Larra formation, fig. 3a). In this rock types a wide distribution (Calcaires des Cañons) or erratic values (Miocene carbonatic rocks) can be observed. Some groups of samples, with independence of their lithology, present a single peak or a group of peaks at low ARM applied fields. In other group of samples a second group of peaks at higher fields, between 35 to 50 mT, are observed. If all the results are considered (fig. 3b) very similar patterns are identified for most of the samples. Certain lithologies exhibit a wider separation respect the mean trend of the studied samples. This is mainly the case of some carbonatic rocks (Calcaires des cannons, Larra, Eocene mudstones and Uncastillo Fm., fig. 3b).

Curves of progressive acquisition of ARM (sARM; fig. 4a) are similar for all of the lithological units: (i) fast saturation before 50 mT, (ii) saturation before 100mT, and (iii) samples that do not reach ARM saturation in the analyzed interval. The representation of ARM field needed to reach the saturation against their magnetization values (fig. 4b), permit to define two groups of samples: (i) samples that reach their saturation between 60 to 90 mT and (ii) a second group that needs a field between 100 and 150 mT for the 90% of saturation to be reached. These samples do not reach their saturation in the analyzed range. This situation can be observed in some samples from the Uncastillo and the turbiditic series. ARM values

show similar distributions with independence of lithology (fig. 4b). They present similar ranges of values but a lower field is needed to reach the 90% of saturation in samples from Arguis and Larrés Fms.

Curves of saturation of the IRM (sIRM; fig. 5a) in the studied lithologies are clearer than in the case of ARM for most of the samples. This saturation is usually reached before the 300 mT field. In this case, as observed in the preceding techniques, carbonatic rocks from Calcaires des Cañons, Larra and Uncastillo Fms., show clear evidences of non saturation in the analyzed range (in this case 1.1 T). The different curves obtained have been model by Kruiver's (2001) software to analyze the presence of different phases and their contribution to the IRM. This analysis permits to identify 2 to 4 components in most of the samples. The curve model permits to identify, as described before, the presence of a non complete IRM saturation in the analyzed interval or the presence of high coercivity phases over the analyzed interval. The main part of the samples have their more developed modeled phase below 50 mT, the second component when is present develops before 300 mT and a third and fourth component with mean coercivities over 0.5 T and in some cases over 1.2 T (fig. 5b). If the analysis of the different lithological units is analyzed by means of the saturation parameter (S-IRM; Bloemendal et al., 1992), similar values of saturation are identified for most of the samples with independence of lithology, while some of the carbonatic rocks show very low values of the S parameter (fig. 5c), indicating the presence of mineralogical phases over 0.3 T and in some cases, over the analyzed range in the sIRM analysis.

Thermal demagnetization of the IRM of three axes (3D-IRM; fig. 6a) shows that the highest values for remanence are identified at the low coercivity axis (X axes), that can show progressive or stepped decreases. Stepped progressions are in the range of 325-350°C and parallel at X and Y axes (lower and intermediate ones). Magnetization on X axes disappears usually before 580°C and similarly to the remanence in the Y axis. Magnetization along the Z (high remanence) axis can disappear at similar temperatures than X and Y axes, or progress to higher temperatures with significant remanence over 600°C. No sample has significant values over 675°C. The highest values for the Z axes can be identified in limestones from Calcaires des Cañons, Larra and Eocene megaturbidites. In order to analyze the different curves, a synthetic curve has been calculated to identify deviations (fig. 5b) from the average curve. Attending to the obtained data, a plot of remanence values vs. temperature of decrease respect the 50, 10 and 1% of remanence (fig. 5b) indicates that prior to 300°C, 50% of remanence has disappeared, 10% of remanence remains over this temperature, and until 575°C, and 1% of remanence remains until 600°C, although some samples show values higher than 1% above this temperature.

3.3.- Meaning of ferromagnetic techniques and the magnetic mineralogy at basin scale. Case study of the Southern Pyrenees (Spain).

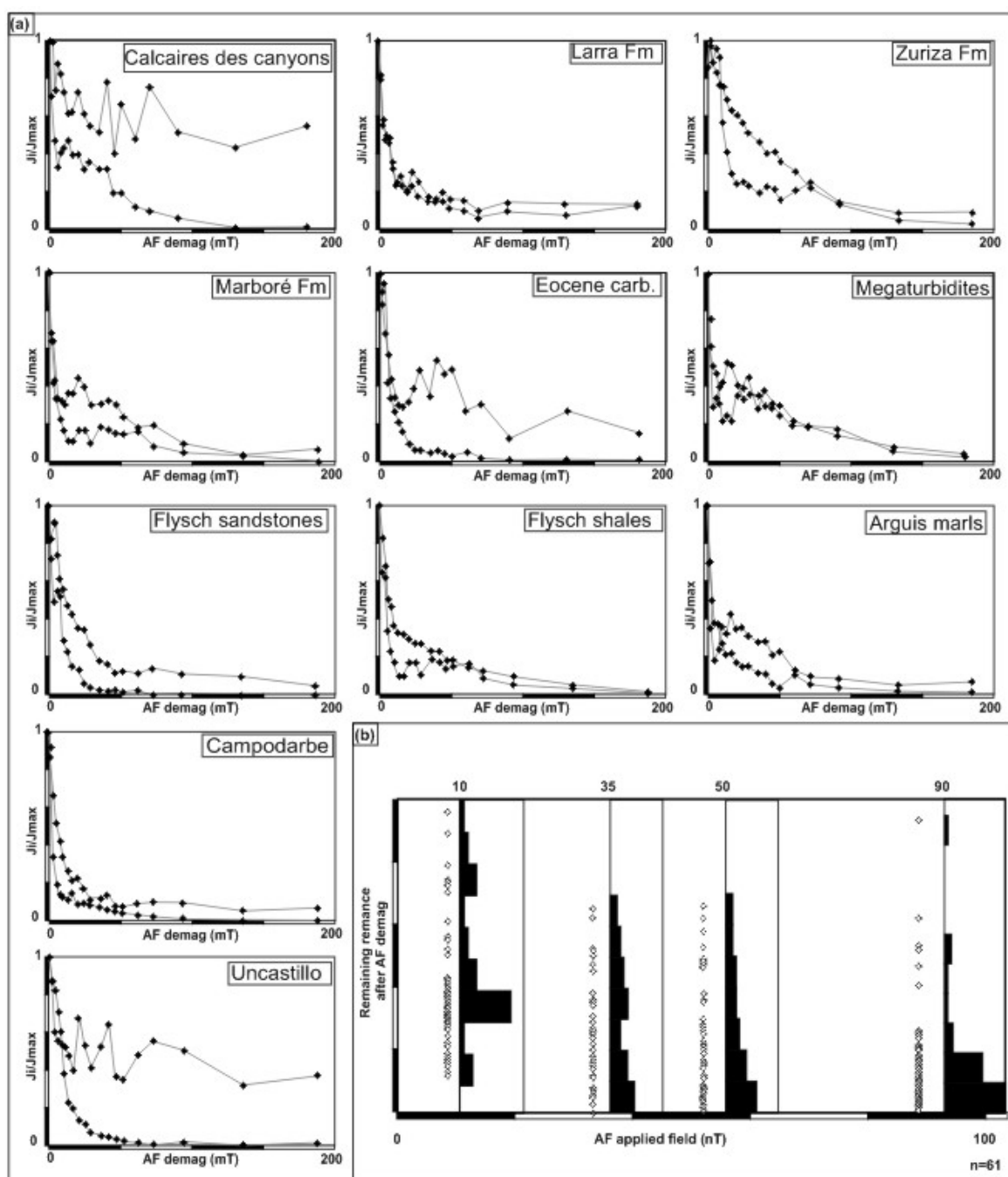


Figure 02.- (a) Af demagnetization for different samples from the studied lithological groups. (b) integrated plot for the analysis of AF demagnetization for the different samples and lithological groups.

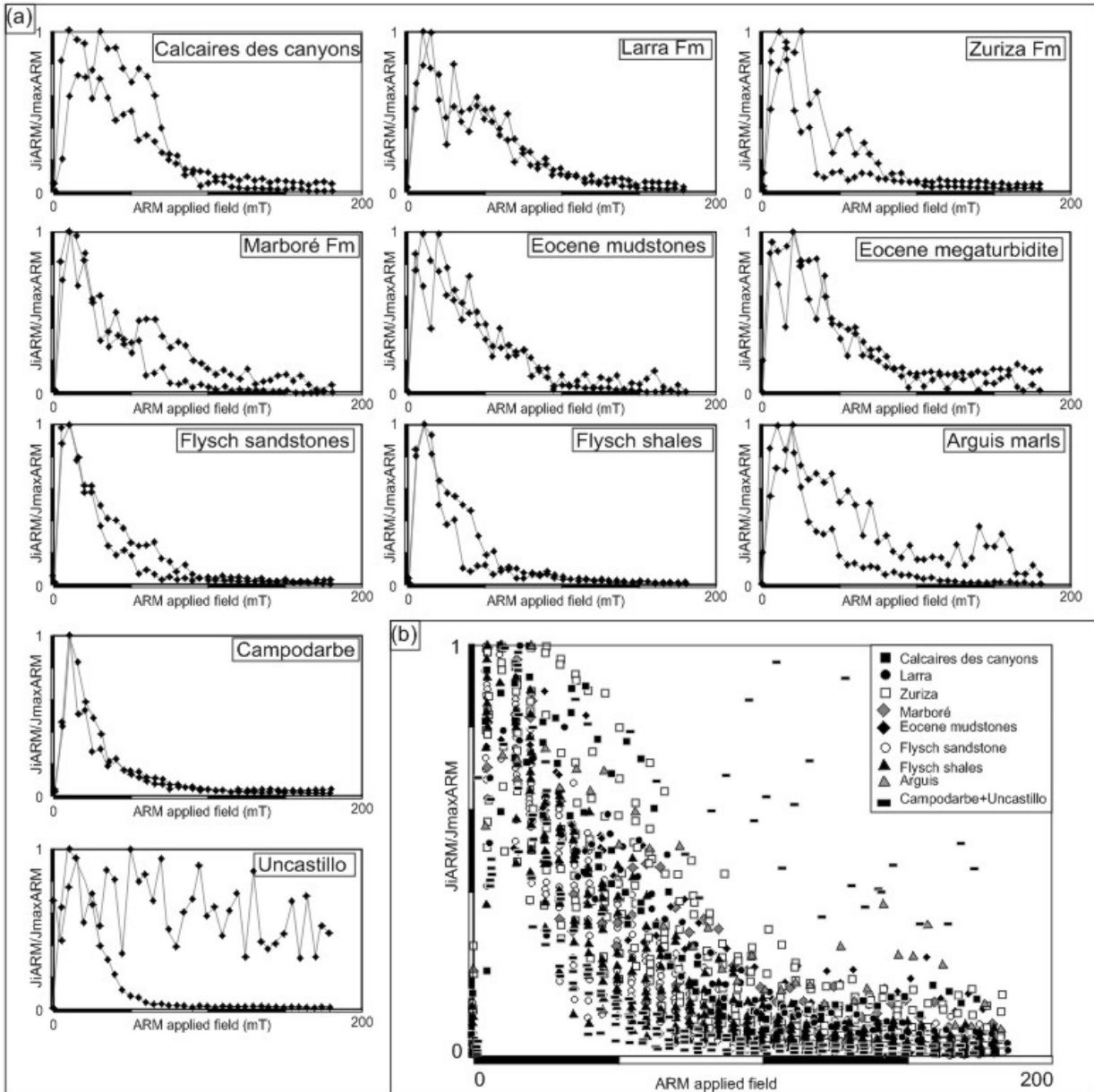


Figure 03.- (a) Partial acquisition of anhysteretic remanent magnetization (pARM) for different samples from the studied lithological groups. (b) integrated plot for the analysis of pARM curves for the different samples and lithological groups.

If the different 3DIRM curves are analyzed together, in order to identify the general trend, X axes lose remanence for most of the samples prior 600°C. Y axes show a clear decrease in the range of 300°C that produces the nearly disappearance of remanence. Z axes show low values for most samples. Some of them lack significant values below 350°C, and others show remanence over this temperature and disappear prior to 650°C (only two samples exhibit remanence over the 5% above this temperature).

3.3.- Meaning of ferromagnetic techniques and the magnetic mineralogy at basin scale. Case study of the Southern Pyrenees (Spain).

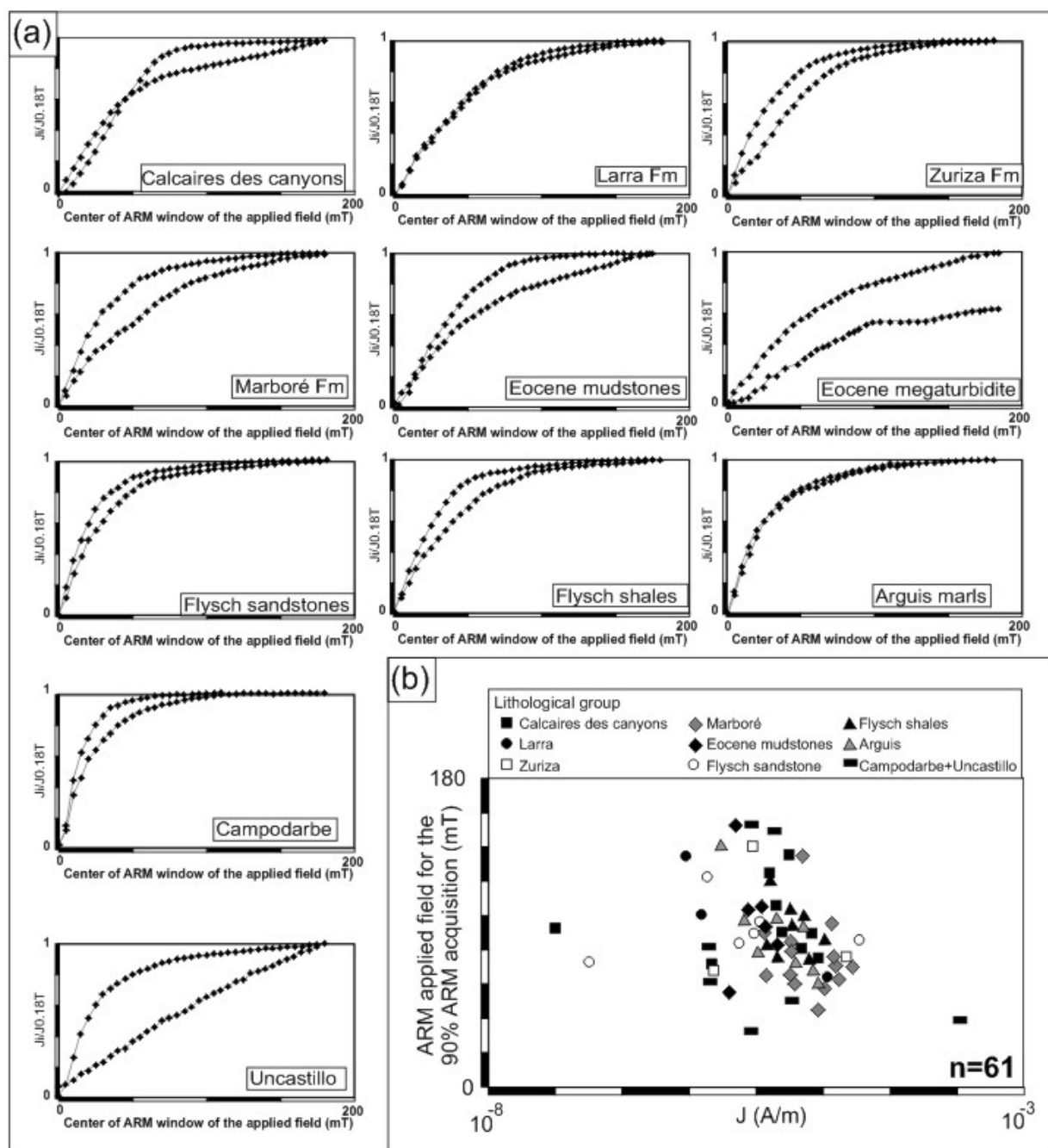


Figure 04.- (a) Progressive acquisition of ARM for different samples from the studied lithological groups. (b) ARM applied field for the 90% of ARM acquisition against their magnetization values.

Data obtained for the different lithological units show similar values for all the samples. Some samples from the Eocene marls and turbidites can exhibit the stepped decreases of remanence along X and Y axes within the 300-350°C range. In the case of limestones from Calcaires des Cañons and the Miocene, remanence is persistent to higher temperatures with a higher development of the Z axis.

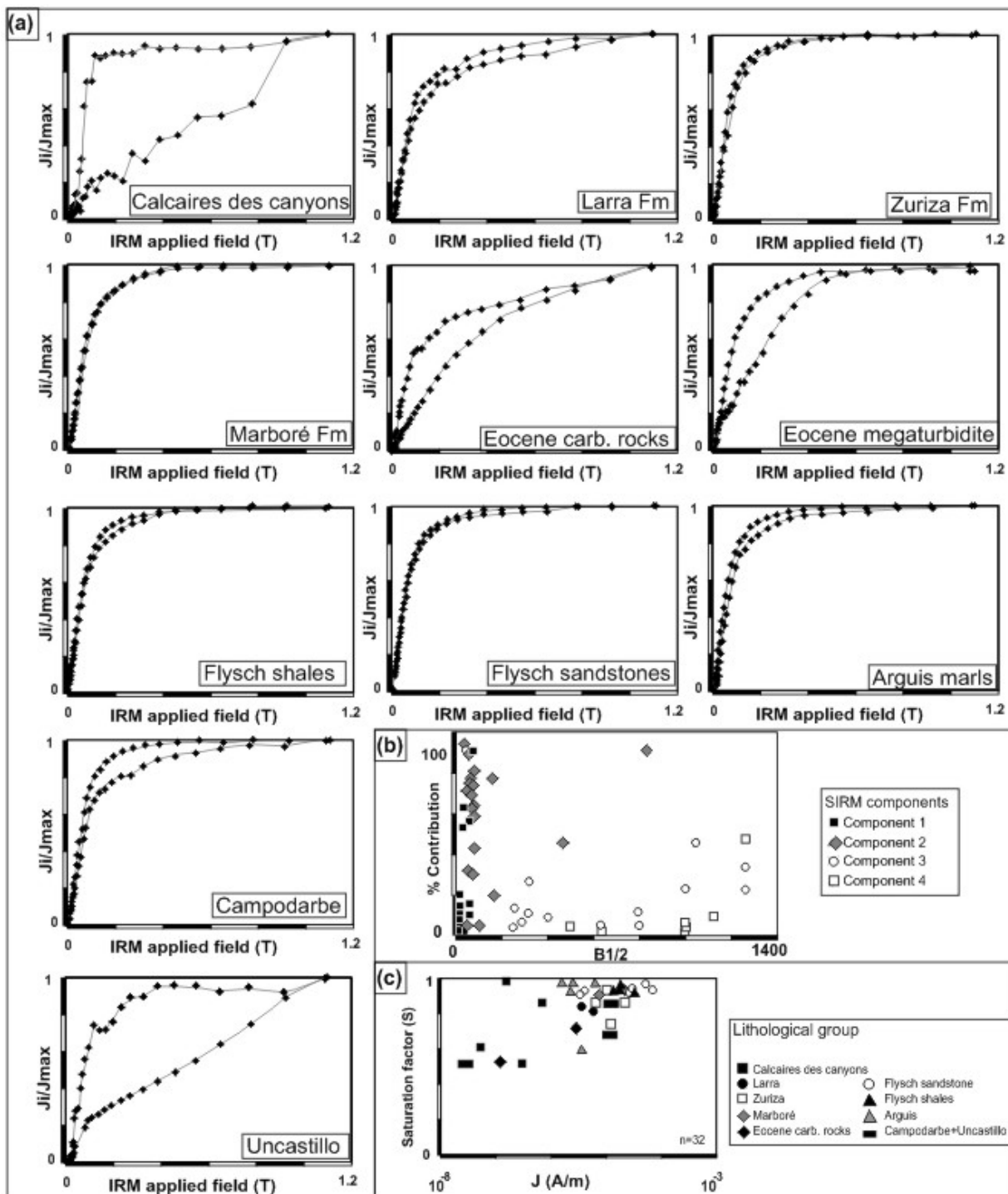


Figure 05.- (a) Progressive acquisition of IRM for different samples from the studied lithological groups. (b) Main results from the model of IRM curves: identified components and their mean coercivity values (after Kruiver et al, 2001), (c) Plot of S parameter (saturation parameter after Bloemendal et al., 1992) against the acquired magnetization.

3.3.- Meaning of ferromagnetic techniques and the magnetic mineralogy at basin scale. Case study of the Southern Pyrenees (Spain).

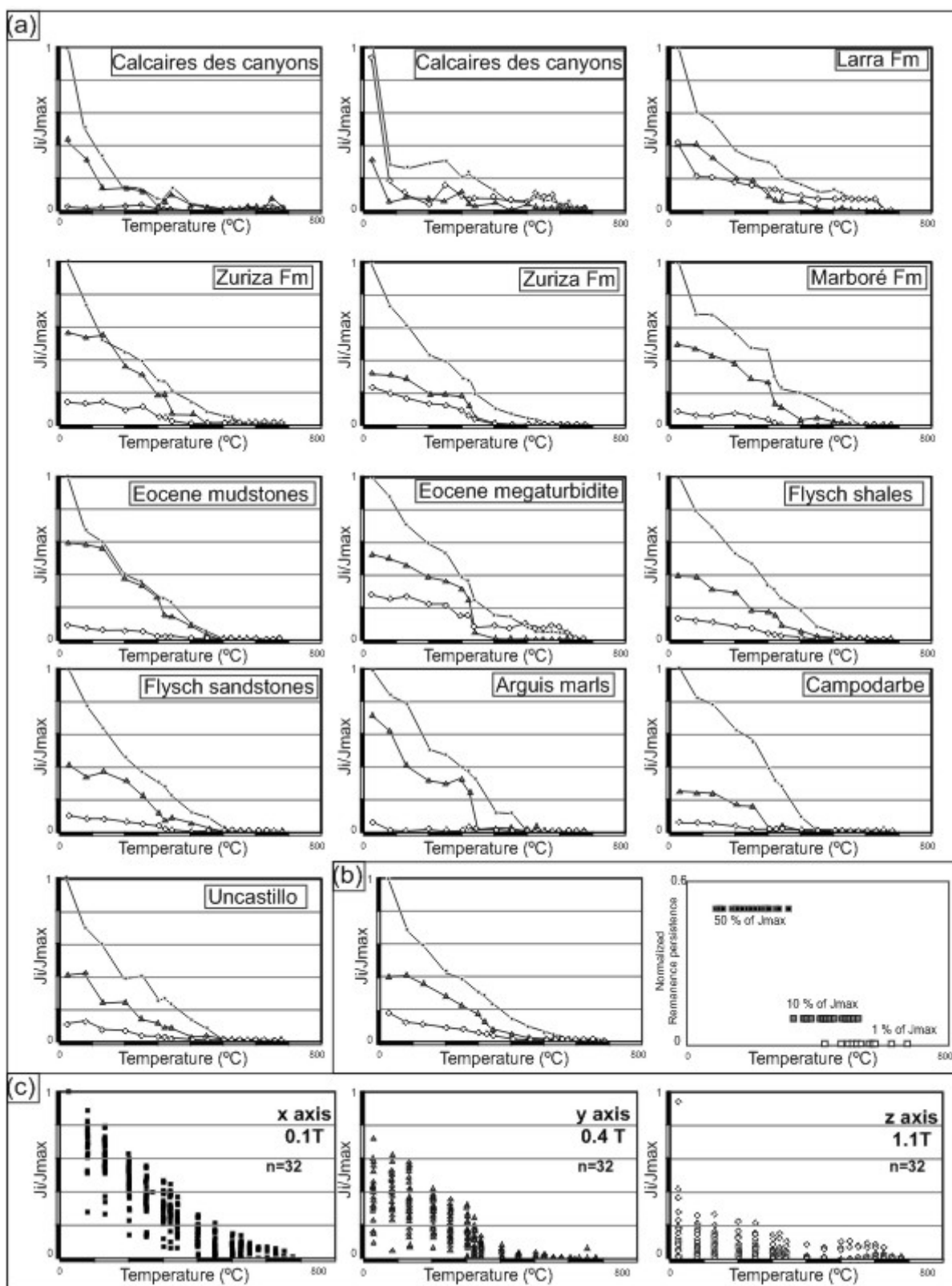


Figure 06.- (a) Thermal demagnetization of the IRM through three orthogonal axes for different samples from the studied lithological groups (Lowrie, 1990; $x=0.1$; $y=0.4$; $z=1.1$ T); (b) Type curves obtained from the different analyzed samples and temperatures for the 50, 10 and 1% remaining remanence. (c) Plots separated for the three different axes from the 3D IRM for the main part of the analyzed samples.

3.2.- *Paramagnetic vs. ferrimagnetic contribution to the susceptibility*

Measurement of susceptibility between low and high fields shows an important group of samples with similar values at both fields (mainly paramagnetic behavior; fig. 7a). A second group of samples lost the main part of the susceptibility at high field (mainly ferromagnetic) and between both end-members a wide distribution can be identified with a higher number of samples in the mostly paramagnetic zone.

Measurement of susceptibility at different frequencies and their change rate show a strong scattering. There is a clear correlation between mean susceptibility and the frequency-dependent susceptibility. The most homogeneous values are found in detrital deposits from Campodarbe formation. In the rest of the cases a wide distribution is found with the Eocene turbiditic samples showing the highest values and the wider range (fig. 7b).

A general correlation between K_m and $\chi_{fd}\%$ is observed (fig. 7b), more clearly observed when comparing $\chi_{fd}\%$ against %paramag (fig. 7d). A higher dependence of frequency on the susceptibility is observed for samples with the lower %paramag values (the most ferromagnetic ones) and a near linear regression between both parameters can be observed.

The comparison of susceptibility between room and low temperature (RT=25 and LT= -195°C) shows strong scattering as it occurs with % paramag. The susceptibility change between RT and LT show values ranging between 1 and 4. These rates show a wide distribution in the different lithological units (fig. 7e). In some cases the highest parallelism with 4x and 1x can be observed for the same lithological unit as observed in the samples from Larra Fm. This wide distribution is more clearly observed in fig. 7f where the mean susceptibility at room temperature, is plotted against the factor of susceptibility change between RT and LT. Samples from Zuriza marls and Eocene turbidites (sandstones and shales) present the whole data spectrum for the susceptibility factor of change. In other cases different factor of change are observed for similar mean susceptibility values as identified in the % paramag. Certain lithologies show general low values of susceptibility (e.g. Miocene limestones or locally Eocene shales) and low rates of susceptibility change between both temperatures.

3.3.- Meaning of ferromagnetic techniques and the magnetic mineralogy at basin scale. Case study of the Southern Pyrenees (Spain).

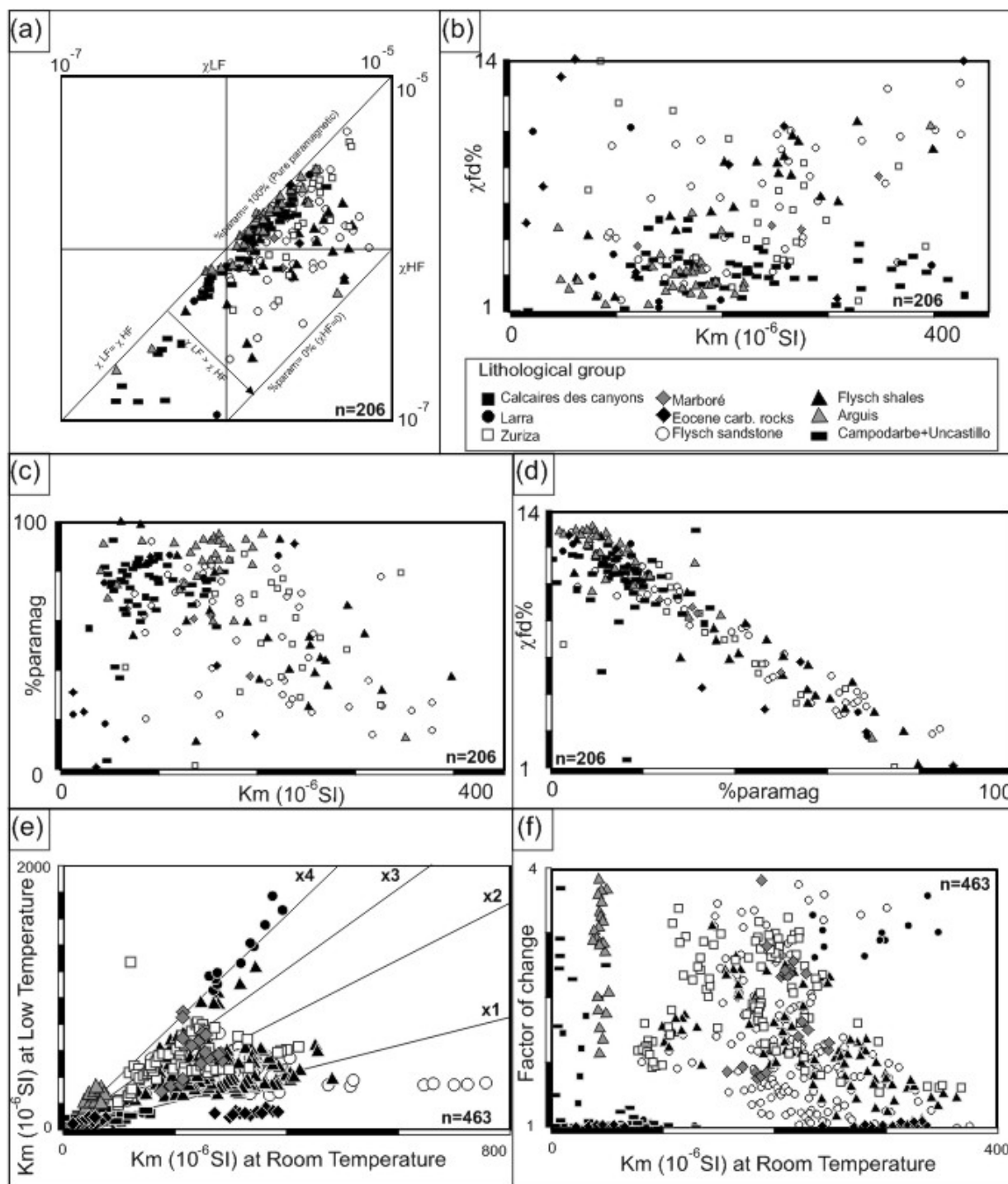


Figure 07.- (a) Measurement of susceptibility at low and high field for different samples from the studied zone separated by their lithological group; (b) dependent susceptibility with the measurement frequency (875 and 10.000 Hz) separated depending the lithological group against mean susceptibility; (c) Plot of the mean susceptibility against the paramagnetic contribution to the susceptibility (invariant susceptibility between 0 to 2.5 T); (d) paramagnetic contribution to the susceptibility against the frequency dependent susceptibility; (e) comparison of susceptibility measurements between room temperature (RT) and after immersed at liquid nitrogen (low temperature; LT); the susceptibility factor of change is also included, (f) factor of change of susceptibility between low and room temperature against the mean susceptibility at room temperature conditions.

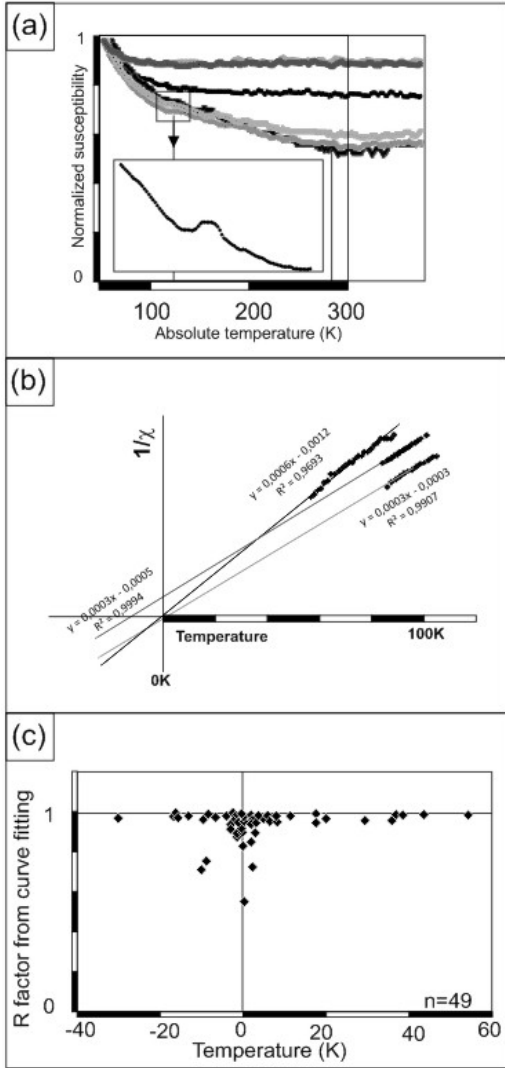


Figure 08.- (a) Example curves of continuous measurement of the susceptibility between low temperature (liquid nitrogen) and room temperature (heating curves), (b) plot for regression lines of susceptibility curves with temperature when susceptibility = 0; (c) plot of intersection between susceptibility curves with susceptibility = 0 and the fitting factor (R) between regression line for susceptibility=0 (θ constant) and residuals from curve fitting.

The analysis of heating curves between LT and RT shows, in general, progressive decreases of susceptibility in the studied interval (fig. 8a). The normalized curves show different susceptibility patterns between low and room temperature. These progressive decreases, for certain samples, permit to identify some local anomalies. They are clearer at the expected location of the Verwey transition and locally inhomogeneous trends can be identified in the range of -30 to -10 °C. Both changes are identified at expected Verwey or Morin transition temperatures although they are not clearly developed. Reciprocal normalized curves of susceptibility ($1/\chi$) have been calculated and their regression for susceptibility=0 has been calculated. Theoretically the intersection for susceptibility=0 should be at 0K (fig. 8b), although certain minerals can exhibit discrepancies. The distribution of θ against their fitting values (R) shows a main distribution of samples near the origin of the plot (susceptibility=0 at T=0K) while certain samples show values of -15 to -20K (fig. 8c).

3.3. Mineral phases

Attending to the results obtained from the paleomagnetic techniques some considerations can be established for the ferromagnetic phases present in the studied rocks and their variability in the analyzed lithological units (table 1).

The most significant ferromagnetic mineral phase is a low coercivity phase with unblocking temperatures below 600°C, that usually reaches IRM saturation prior to 0.3 T (high S ratio) and usually exhibits the most developed pARM peaks in the range of 10-20 mT and for certain samples until 35 mT. In other cases, clear decreases of remanence affecting X and Y 3DIRM axes can be observed, with unblocking temperatures in the range of 330-375°C.

In some samples, mainly limestones, low remanence values, non saturation of IRM or ARM in the analyzed interval, presence of high coercivity phases in the model of sIRM curves, low S values, sharp decreases for the three axes from 3DIRM prior 200°C or remanence persistence at the high coercivity axis until 650-675°C can be observed.

The integrated analysis of the different ferromagnetic phases shows that the main ferromagnetic phase present in the studied rocks is magnetite, although the Verwey transition is not clearly observed. Iron sulphides (mainly greigite) that can be present in Eocene marls and turbidites, and goethite and haematite in the most carbonatic rocks that usually appear together with magnetite (Table 1). These phases are shared for all the samples with independence of their lithology. Their contribution to the remanence permits to separate two main groups: i) carbonatic rocks with higher imprint of high coercivity phases and ii) the rest of the analyzed lithologies (sandstones, marls, clays or mudstones) where these high coercive phases can be present but develop a lower imprint.

The analysis of the ferromagnetic contribution to the susceptibility also shows wide distributions with independence of the lithological group. This indicates that while similar ferromagnetic phases are present, their influence in the susceptibility is not only dependent on the rock type. Some lithologies show a higher paramagnetic control on the susceptibility while others show wide distributions that are not related to their lithology or stratigraphical position. Ferromagnetic contribution to the susceptibility show average values in the range of 80% for Arguis-Larrés Fms. (Eocene marls) but can present a range of variation between 12 to nearly 100%. This distribution is similar to other units as Zuriza marls but their distribution reveals a mean value near to 50%. The increase in ferromagnetic contribution to the susceptibility does not show a clear correspondence with the identified mineral phases, although there is an increase of the ferromagnetic contribution to the susceptibility (in relative and absolute values) parallel to the increase of the susceptibility dependent of the measurement frequency. In the same way, the paramagnetic contribution to the susceptibility in absolute values (paramagnetic

Litostratigraphic unit	% paramag		χ_{fr}		χ_{LT}/χ_{RT}		Transitions (γ)		ARM coercivity		SIRM 90% DC field	Saturation parameter	High coercivity phases $B_{Gr} > 1.0 T$	Ferromagnetic s.l. mineralogical phases
	χ_{Hf}/χ_{Lf}	Mean	$\chi_{fr}^{\%}$	Mean	Total	Mean	Verwey	Morin	90% Range	Mean				
Calcaires des canyons Larra	12.2 88.1	59.6	0.7 29.2	6.8	0.71 4.26	2.13	1	1	65 135	100	536	0.771	1	MAGNETITE HAEMATITES GOETHITE
Zuriza	3.4 94.7	51.8	0.42 13.9	6.4	1.8 3.14	2.57	1	2	80 135	95.8	228	0.85	3	MAGNETITE FE-SULPHIDES HAEMATITES
Marboré	35.4 63.7	54.5	3.5 7.5	5.1	1.88 2.97	2.42	1	2	75 120	97.5	262	0.906	3	MAGNETITE FE-SULPHIDES HAEMATITES
Eocene carb. rocks	0.6 85.6	28.8	5.8 12.6	6.8	$\chi_{LT}/\chi_{RT} \approx 1$		1	3	75 140	107.5	480	0.711	2	MAGNETITE HAEMATITES GOETHITE
Flysch sandstones	12.8 91	52	0.9 12.7	5.8	0.98 3.47	1.90	1	3	45 135	74.12	229	0.929	3	MAGNETITE FE-SULPHIDES HAEMATITES
Flysch shales	17.4 89.5	47.2	0.73 10.5	6.5	1.08 2.76	1.78	1	3	60 122	83.45	204	0.955	3	MAGNETITE FE-SULPHIDES HAEMATITES
Carbonatic flysch	13.4 84.4	21	6.97 14.7	5.3	$\chi_{LT}/\chi_{RT} \approx 1$		1	2	65 135	93.2	460	0.650	1	MAGNETITE HAEMATITES FE-SULPHIDES
Eocene (marls) Arguis-Larrés	11.7 99.9	82.4	0.42 10.45	2.6	3.85 4.15	4.53	1	3	55 115	82.15	272	0.866	2	MAGNETITE FE-SULPHIDES HAEMATITES
Campodarbe	37.8 87.8	73.4	0.20 5.16	2.46	3.11 3.75	3.45	1	3	50 153	87	499	0.684	2	MAGNETITE HAEMATITES
Uncastillo	0 82	46.7	0.03 4.72	2.14	1.0 3.8	2.18	1	3	33 80	50	75	0.960	3	MAGNETITE GOETHITE HAEMATITES

equivalent susceptibility) show similar trends and values along the different analyzed samples while a slight increase parallel to the increase of the mean susceptibility is observed. Attending to the paramagnetic origin of susceptibility (that is not the objective of this analysis), values for θ constant from the Curie-Weiss law are in the range for illite, muscovite and chlorite, previously reported for different sectors of the Pyrenees for the Eocene marls (Larrasoña, 2000), Eocene turbidites (Bauluz et al., 2008, 2009), Upper Cretaceous materials (Oliva-Urcia et al., 2009) or Miocene rocks (Soto et al., 2009).

Table 1.- Resume of the developed analysis along the studied zone at each lithological group and the identified mineralogical phases along the different analysis. %paramag: paramagnetic contribution to the susceptibility in per cent; χ_{fr} frequency dependent susceptibility in per cent; χ_{LT}/χ_{RT} factor of change of susceptibility between low and room temperature; identified transitions in the cooling susceptibility curves; ARM coercivity for the 90% range: needed ARM applied field to reach the 90% of saturation and their mean values; SIRM 90% DC field: needed IRM field to reach the 90% of saturation; Saturation parameter (S; after Bloemendal et al., 1992); identified high coercivity phases in the SIRM curve model and main ferromagnetic s.l. mineralogical phases identified along the different analysis. Qualitative value of identification represents (1) always; (2) usual; (3) rare and (4) non identified. In the case of the mineralogical identified phases the font size represents their presence at the analyzed samples.

3.4.- *Distribution of magnetic changes along the studied zone.*

The identified increase in the mean susceptibility in the studied zone runs parallel to a decrease of the %paramag (fig. 9a) and the increase in the frequency dependent susceptibility (fig. 9 b). On the other hand, if K_m is separated in their equivalent paramagnetic and ferromagnetic susceptibility, the ferromagnetic equivalent susceptibility show similar changes than the frequency-dependent susceptibility (fig. 9c) while the paramagnetic not (fig. 9d). Paramagnetic equivalent susceptibility shows an increase to the North of the studied area and with local anomalies related to the analyzed lithology. Furthermore, other features showing a regular trend towards the North are: i) mean susceptibility increase (due to a change in the ferromagnetic equivalent susceptibility), ii) a higher frequency-dependent susceptibility and iii) a lithology-controlled paramagnetic equivalent susceptibility. In order to compare the different sections and the change rates of the different analyzed properties along the S-N progression, the increase of $\chi_{fr}\%$ and the ferromagnetic equivalent susceptibility though progressive averages are represented for the different lithological units (fig. 10a). The identified progression shows that the stronger increase in the analyzed properties occurs in the Eocene turbidites not following a progressive trend and with a sudden increase, nearly logarithmic, in the χ_{fr} and the ferromagnetic equivalent susceptibility.

4.- Discussion

4.1.- *Mineralogical characteristics at tectonic scale*

The absence of metamorphism and volcanism results in a low variability of mineralogy at basin scale with a clear influence of: i) the sedimentary components (similar for the whole analyzed sequence), ii) sedimentary environments that can increase the sulphides content and iii) the absence of paramagnetic and sedimentary ferromagnetic particles in some rock types, that increase the mineralogical variability with the presence of high coercivity phases. These results permit to constrain the methodology for mineralogical analysis at orogen scale by groups of samples separated by lithological units. The obtained results show similar ferromagnetic particles at basin scale, although their contribution to the susceptibility shows a wide variability.

The most significant aspect from the ferromagnetic mineralogies attends to the magnetite size and the frequency-dependent susceptibility. The obtained results are more usual for multidomain magnetites identified at the pARM peaks or the progressive decrease of the thermal demagnetization against usual SD stepped progressions. The increase in ferromagnetic equivalent susceptibility develops in the whole spectrum of grain-size (parallel increase of ferromagnetic equivalent susceptibility and superparamagnetic particles in the same samples). This log-normal distribution has been linked to diagenetic origin of magnetite and magnetite

regrowths. In this sense, when ferrimagnetic susceptibility increases it happens for the whole granulometry spectrum.

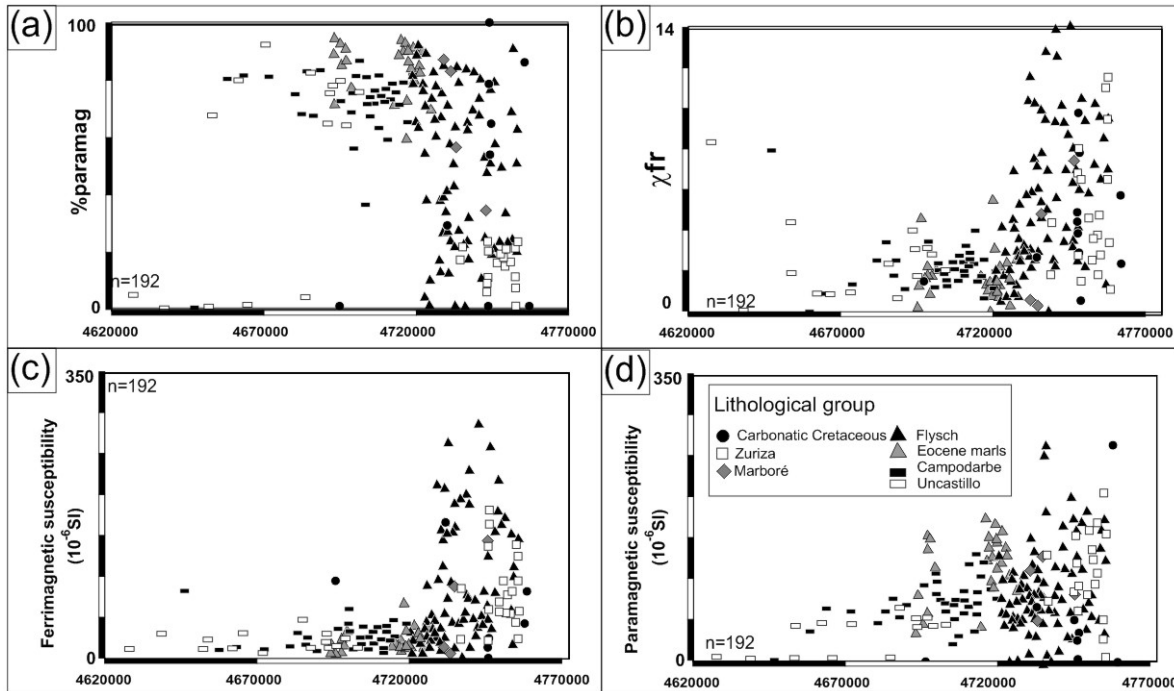


Figure 9.- (a) paramagnetic contribution to the susceptibility against latitude; (b) frequency dependent susceptibility per cent ($\chi_{fr}\%$) against latitude; (c) ferromagnetic equivalent susceptibility against latitude and (d) plot of paramagnetic equivalent susceptibility against their latitude.

4.2.- Origin of the identified changes along the studied zone.

The increase of ferromagnetic equivalent susceptibility (fig. 10a), the decrease of the paramagnetic contribution to the susceptibility, the increase of the frequency-dependent susceptibility (fig. 10a) occurs in a sharp manner in all the cross-sections. Areal distribution of parameters (fig. 10b), in the northern sector of the studied zone, show changes in the paramagnetic equivalent susceptibility mainly related to lithology. The higher values are located in southern positions (Eocene marls, fig 10b). Frequency dependent susceptibility and the ferromagnetic equivalent susceptibility, show an increase with a near to E-W orientation with the highest values in the central zone of the studied area. This ferromagnetic change develops in less than 10 km along more than 160 km of cross-sections, and represents a 4-fold increase in the frequency dependent susceptibility and >3-fold increase in the ferromagnetic equivalent susceptibility.

The origin of these changes can be due to different factors (fig. 11). The identified change does not follow a local tectonic structure because it is near the Oturia thrust in the Central zone, in a more northerly position in the eastern zone,

and reaching southernmost locations in the Roncal Valley (fig. 10b). The orientation of changes follows the southern front of the macroscopic regional cleavage. In this area a widespread remagnetization has been also identified (e.g. Oliva-Urcia and Pueyo, 2007; Oliva-Urcia et al., 2008).

Stability and regrowth of magnetite depends on pressure and temperature conditions, the original rock composition of the analyzed rocks and the presence of saline fluids. In the Pyrenees fluid migration during tectonic activity shows a higher development at the toe of certain tectonic structures, related to dewatering of Eocene sediments or from Triassic rocks during the emplacement of the Gavarnie nappe (Travé et al., 1997; 1998; 2000). These fluids did not have a significant influence far from thrusts (Lacroix et al., 2011). Pressure and temperature conditions show temperatures usually below 200°C (Travé et al., 1997; 2000) slightly higher in the inner zones of the chain (208-240°C; and higher for the Gavarnie nappe; Lacroix et al., 2011). Results indicate the non overdeveloped influence of fluids along the tectonic structures and the usual equilibrium between the host-rocks and the fluid inclusions identified by the previous authors.

Holl and Anastasio (1995) proposed that cleavage was thermally controlled and represented the 195°C isotherm as a diagenetic isograda. This situation can be identified also in the changes in the illite crystallinity between cleaved and non cleaved areas from the studied sections (values between 0.65 to 0.77 in the northern turbiditic area and values in the South of the cleavage sector of 0.47; Bauluz et al., 2008; 2009).

The occurrence of the cleavage front at outcrop scale cannot be interpreted straightforward because it depends on the affected lithology and can show local anomalies linked to tectonic structures as observed at the western studied zone. The location of sudden changes in ferromagnetic and superparamagnetic properties progresses in a similar manner than the regional cleavage domain and is independent on their development at outcrop scale within this domain (as happens in the apparent disappearance of cleavage to the north of the Sierra de Leyre thrust). In the same area, remagnetization has been recently related to cleavage development by means of reorientation of particles within the cleavage-solution planes (Oliva-Urcia et al., 2008) while in other cases, remagnetization has been related with the new magnetite development during cleavage development (Housen et al., 1993; Lewchuck et al., 2003; Zegers et al., 2003; Evans and Elmore, 2006).

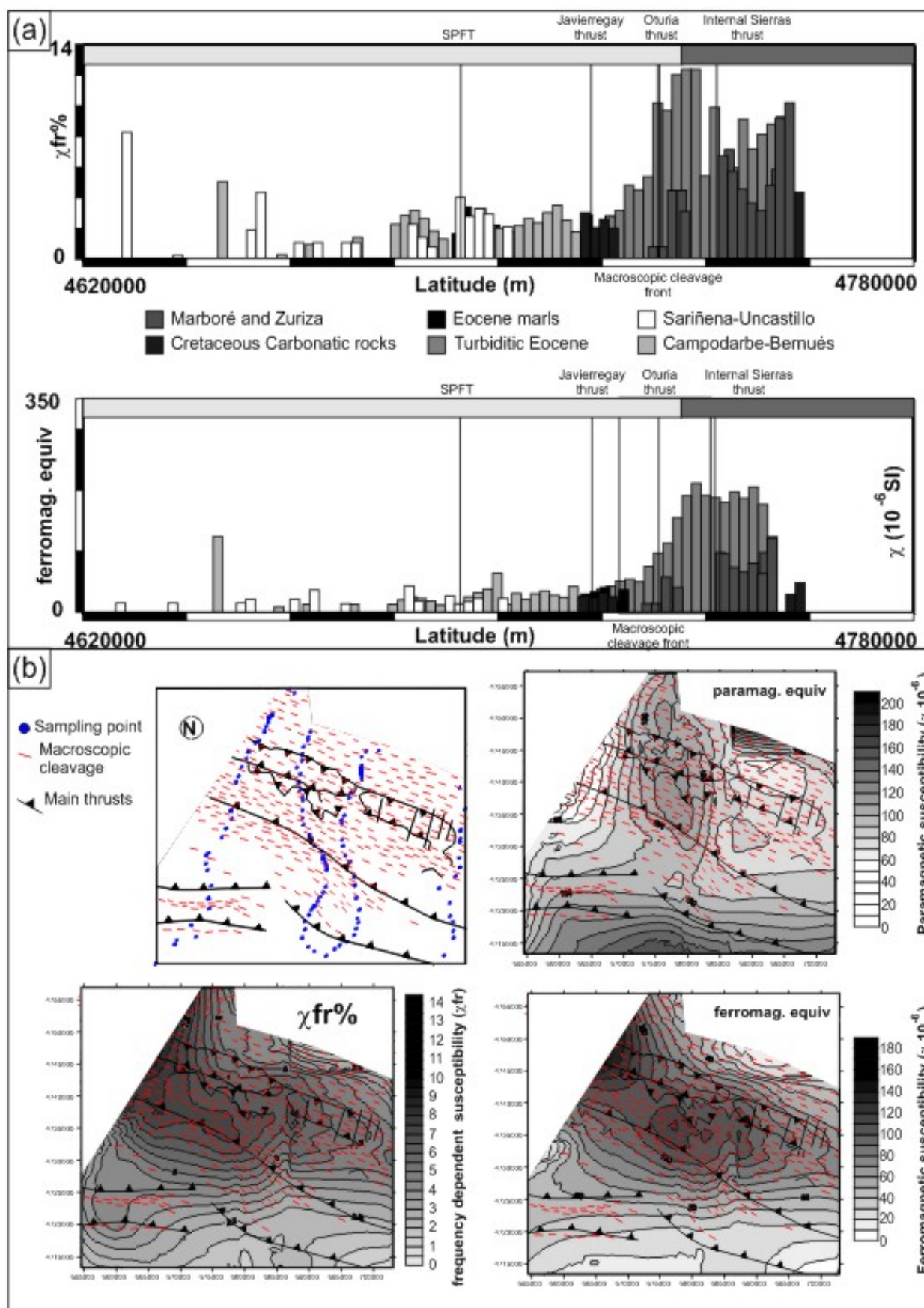


Figure 10.- (a) Bar diagram developed for each lithological group along the studied section along the Southern Pyrenees and Foreland Basin. The bar diagrams have been established from progressive average from near sites for the susceptibility dependent susceptibility with the measurement frequency and the ferromagnetic equivalent susceptibility separated for lithological groups; (b) Models for obtained data along the northern area from the studied zone. Simplified structural map and cleavage domain is also included in the different plots for the paramagnetic equivalent susceptibility (susceptibility invariable along the interval between 0 to 2.5 T), superparamag (per cent of the susceptibility change between low and high frequencies) and ferromag. equiv. (saturated susceptibility in the 0 to 2.5 T range calculated for the volume of standard AMS specimens).

The presented data show the areal correlation between cleavage development, illite crystallinity changes, temperature increase of fluid inclusions, Pyrenean remagnetization, the non correlation at surface with isolated tectonic structures and the ferromagnetic and superparamagnetic increase through a stepped progression (with a logarithmic envelope) in the central studied area. All these factors have in common their correlation with temperature or pressure (loading) as proposed for the cleavage development by Holl and Anastasio (1995) for the 195°C isograd in the eastern Pyrenees but recorded by magnetic mineralogical changes.

5.0 Conclusions

The identified ferromagnetic phases are similar in the studied zone and at the regional scale in the Southern Pyrenees and its foreland basins. This homogeneity can be achieved in the absence of significant metamorphism, or igneous processes and a constant source area during the sedimentation of the whole sedimentary sequence, and the reworking of Mesozoic-Tertiary units. This situation supports the application of mineralogical analysis in order to identify the ferromagnetic particles at basin scale by groups of samples separated according to their lithology with the most significant changes mainly due to the sedimentary characteristics with: a low influence of detrital particles in the more carbonatic rocks that can contain, in absence of other particles, high coercivity phases (goethite or haematite) or the influence of iron sulphides in some marly units due to their early diagenetic redox conditions.

This general homogeneous behavior at regional scale is not shown by the susceptibility values. Paramagnetic susceptibility seems to be more controlled by the lithology while the ferromagnetic and superparamagnetic susceptibilities are more dependent on the geological and tectonic context. The increase in ferromagnetic contribution to the susceptibility (relative or in absolute values) or the frequency-dependent susceptibility, supports a significative imprint of new magnetites and their regrowth following a section from external to inner zones of the chain. This change is not gradual, but exhibits a sharp increase that coincides with the occurrence of the cleavage at outcrop scale.

The mobility of iron can be related to changes in pressure, temperature or composition of the studied rocks. In this case, the correlation with a sudden increase can be due to the presence of a sector with higher pressure and/or temperature conditions that produced the triggering of iron mobility, in a similar manner to cleavage development. These aspects support the interest of studies focused in the magnetic mineralogy as an indicator of diagenetic and metamorphic changes.

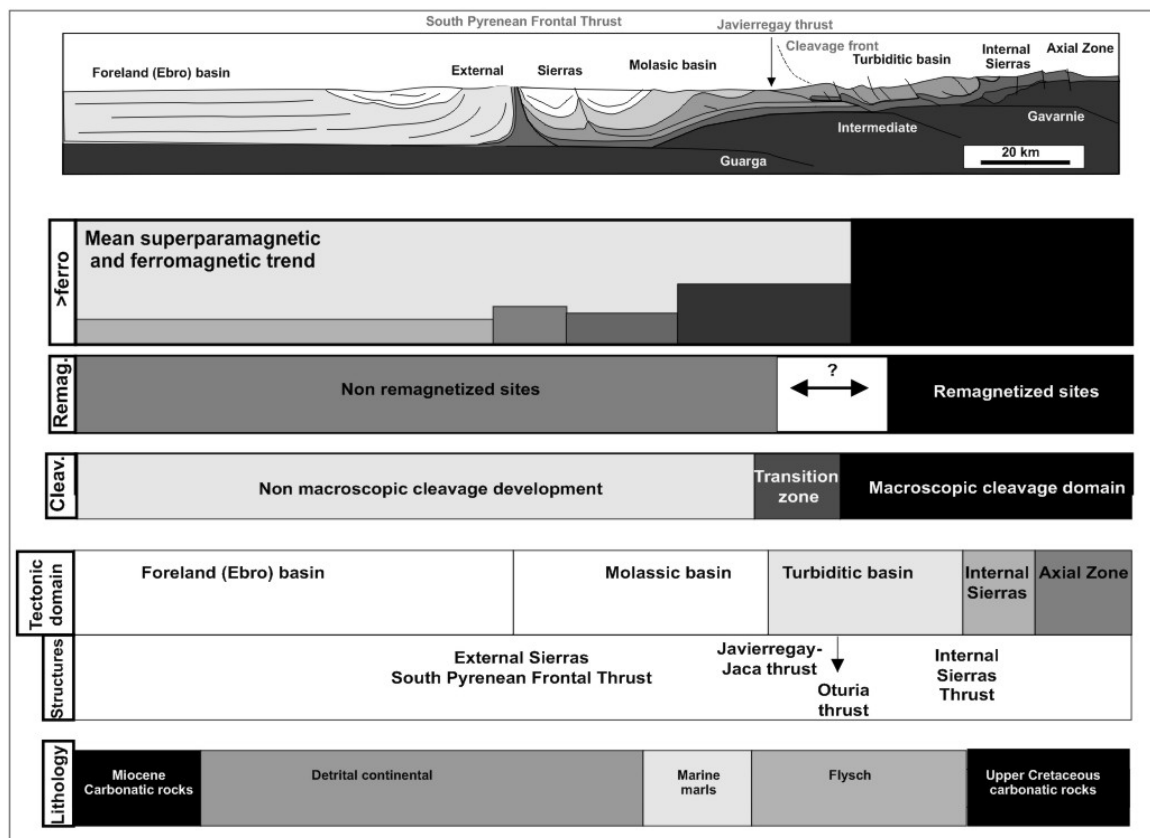


Figure 11.- Correlation of different changes identified in the studied zone attending the magnetic properties, the cleavage development at macroscopic scale, the tectonic setting and main tectonic structures, the lithological influence and the remagnetization data from the studied zone (after Oliva-Urcia and Pueyo-Morer, 2007) . Data are plotted under a general cross-section from the Pyrenees along the central area of the studied zone (after Teixell, 1992, 1996 and Millán, 1996).

Acknowledgements.

This work has been supported by Geotransfer Research Group from Zaragoza University and the research project CGL2009-08969.

Supplementary material.

Table 1A.- Main results obtained from the PPMS measurements and magnetic parameters from the ASM analysis. Site: reference name of the studied site; section: name of the cross-section where studied site is located; x: geographic coordinate at UTM coordinates; y= same as x for latitude; n: number of samples at the studied site; lithological unit: reference to the lithostratigraphic unit where samples have been obtained; lithology: sedimentological description of the studied sample; paramag: % of paramagnetic contribution to the susceptibility; superparamag: % of change of susceptibility measured at two different frequencies; para. Equiv.; calculated paramagnetic susceptibility normalized to AMS standard samples; ferro.equiv: same than previous for ferromagnetic susceptibility; Km: mean susceptibility

Table 1B.-Same as 1A for the rest of studied samples and sites.

site	section	x	y	n	lithologica un	lithology	PARAMAG%	SUPERPARAM	PARA. equiv	FERRO.equiv	Km
an01	Veral-Ansó	679205,89	4732987,04	15	flysch	e-level	21,97	9,6	59,5	211,4	209,90
an02a	Veral-Ansó	678952,99	4733917,09	17	flysch	sandstone	85,00	12,7	319,3	56,3	293,00
an02b	Veral-Ansó	678952,99	4733917,09	21	flysch	e-level	80,00	12,7	300,5	75,1	226,20
an03	Veral-Ansó	679706,63	4732235,73	15	flysch	e-level	0,00	14,7	0,0	147,4	191,60
an04	Veral-Ansó	680842,54	4731422,55	16	flysch	e-level	24,46	10,0	92,0	284,2	352,11
ar01	Aragón	701624,88	4720261,12	15	flysch	sandstone	64,07	4,1	57,2	32,1	91,23
ar02	Aragón	701683,17	4718876,71	15	flysch	sandstone	81,67	1,6	117,9	26,4	159,20
ar03	Aragón	699454,52	4725539,68	15	flysch	sandstone	74,95	2,9	93,3	31,2	102,81
ar04	Aragón	702701,44	4728874,93	13	flysch	e-level	13,47	11,5	34,0	218,3	246,85
ar04b	Aragón	702701,44	4728874,93	17	flysch	sandstone	85,00	3,0	153,0	27,0	179,00
ar05	Aragón	702045,24	4727464,94	15	flysch	sandstone	76,67	3,0	83,0	25,3	105,44
ar06	Aragón	702853,47	4734788,8	17	Zuriza	marls	77,20	2,0	32,9	9,7	99,82
ar07	Aragón	702779,84	4733333,66	16	flysch	chalk	63,76	3,5	43,3	24,6	122,12
ar08	Aragón	701110,76	4723255,38	15	flysch	sandstone	70,64	0,9	51,9	21,6	71,62
b01	Veral-Ansó	679835,73	4722847,95	33	flysch	sandstone	54,30	4,5	46,1	38,8	72,84
be01	Veral-Ansó	678119,49	4720304,01	21	larrés	marls	80,02	2,8	127,5	31,8	161,19
bi01	Veral-Ansó	678853,48	4721280,13	17	Larrés	marls	84,30	1,5	143,1	26,7	163,89
bi02	Veral-Ansó	679282	4722214,97	11	flysch	e-level	78,73	2,0	93,5	25,3	131,56
bi03	Veral-Ansó	679527,96	4722675,23	19	flysch	sandstone	76,48	1,4	110,1	33,8	147,40
bi01	Roncal-Esca	672534,04	4752413,13	21	Zuriza	marls	39,61	6,7	26,2	40,0	69,90
bi02	Roncal-Esca	672533,04	4752407,22	16	Zuriza	marls	4,17	11,6	3,8	87,7	97,96
bi03	Roncal-Esca	672529,05	4752400,12	19	Zuriza	marls	3,42	11,2	4,7	132,8	145,91
br01	Santa Bárbara	697763,73	4705395,02	15	Bernués	sandstone	76,02	1,7	57,8	17,2	97,56
br01	Echo-Subordá	685498,59	4740669,57	15	flysch	e-level	11,00	14,0	36,6	296,5	324,96
ca01	Aragón	702655,1	4741341,56	13	Permian Red	sandstone	65,20	3,0	99,4	51,8	130,00
ca02	Aragón	703587,57	4738015,8	16	Devonian	chalk	0,00	4,0	0,0	31,0	60,00
ca03	Aragón	702828,5	4734525,86	22	Zuriza	marls	60,42	4,6	92,2	60,4	219,00
ca04	Aragón	702716,9	4732875,56	17	Marboré	sandstone	57,86	4,8	119,8	87,2	222,00
ca05	Aragón	702589,17	4730359,16	19	flysch	sandstone	12,87	10,3	25,7	173,9	242,30
ca06	Aragón	701130,9	4721143,18	16	flysch	e-level	89,42	1,6	56,4	6,7	65,10
ca07	Aragón	701757,36	4717702,5	19	Larrés	marls	91,10	1,4	150,1	14,7	167,00
cb01	Veral-Ansó	678191,61	4719099,84	15	Arguis	marls	84,85	2,2	122,1	21,8	142,35
cb02	Veral-Ansó	677743,86	4717718,54	27	Arguis	marls	93,43	1,4	144,7	10,2	156,10
cb03	Veral-Ansó	678759,97	4718340,35	16	Arguis	marls	91,97	1,3	133,6	11,7	138,66
cb04	Veral-Ansó	679742,14	4715645,85	20	Arguis	marls	95,47	0,0	154,2	7,3	159,06
cc01	Sos-Sadaba	654217,16	4712630,16	29	Campodarbe	sandstone	75,64	1,9	86,0	27,7	111,70
di01	Echo-Subordá	684217,17	4732278,35	19	flysch	e-level	51,04	5,3	77,4	74,3	192,98
dr01	Echo-Subordá	687155,19	4744292,84	23	Larra	chalk	64,24	0,8	54,6	30,4	55,12
dr02	Echo-Subordá	687151,17	4744214,83	16	Larra	chalk	54,06	5,0	15,2	13,0	46,37
dr03	Echo-Subordá	687121,16	4744102,87	16	Larra	chalk	0,00	4,2	0,0	5,1	0,06
dr04	Echo-Subordá	687145,21	4743982,83	17	Larra	chalk	100,00	8,0	0,0	5,7	-5,99
dr05	Echo-Subordá	687131,18	4743920,88	15	Larra	chalk	100,00	4,7	0,0	51,3	27,35
ec01	Echo-Subordá	681604,77	4714893,37	19	Argis	marls	89,97	1,2	174,9	19,5	192,99
ec02	Echo-Subordá	682876,89	4716026,89	20	arguis	marls	93,24	1,1	141,7	10,3	150,76
ec03	Echo-Subordá	683746,12	4716573,8	33	arguis	marls	59,94	5,6	91,6	61,3	162,71
ec04	Echo-Subordá	684841,53	4717140,17	26	Larrés	marls	73,42	3,2	92,8	33,6	124,23
ec05	Echo-Subordá	686356,91	4719179,7	28	flysch	sandstone	80,03	1,9	103,2	25,8	125,46
ec06	Echo-Subordá	686669,04	4720135,6	19	flysch	sandstone	65,62	2,9	89,2	46,7	62,39
ec07	Echo-Subordá	686525,14	4720767,51	22	flysch	sandstone	92,07	0,7	85,3	7,3	80,68
ec08	Echo-Subordá	686815,21	4722227,49	23	flysch	e-level	89,55	0,8	72,8	8,5	80,28
ec09	Echo-Subordá	686341,46	4723991,19	20	flysch	e-level	75,71	0,7	75,2	24,1	99,46
ec10	Echo-Subordá	686127,88	4725982,61	29	flysch	sandstone	78,52	2,5	91,4	25,0	114,78
ec10b	Echo-Subordá	686127,88	4725982,61	23	flysch	e-level	83,00	1,8	84,1	17,2	112,30
ec11	Echo-Subordá	685991,45	4727266,08	22	flysch	sandstone	67,18	3,1	103,0	50,4	131,60
er01	Riglos-Eres	688870,62	4680044,72	15	Campodarbe	sandstones	75,41	2,6	44,5	14,5	60,25
er02	Riglos-Eres	686510,55	4682570,81	17	Campodarbe	sandstones	69,04	3,6	64,0	28,7	88,67
er03	Riglos-Eres	683854,81	4684858,48	14	Campodarbe	sandstones	84,20	2,0	77,6	14,6	88,32
er04	Riglos-Eres	686205,02	4686194,4	15	Campodarbe	sandstones	67,74	2,7	56,4	26,9	80,03
er05	Riglos-Eres	684722,34	4688737,14	15	Campodarbe	sandstones	84,51	1,3	67,8	12,4	78,15
er06	Riglos-Eres	686214,99	4691844,49	15	Uncastillo	sandstones	76,00	3,2	37,2	14,1	64,73
er07	Riglos-Eres	685979,02	4691214,47	15	Uncastillo	sandstones	65,21	4,1	49,9	26,6	78,08
es01	Roncal-Esca	663017,82	4722323,86	14	Arguis	marls	90,53	0,4	104,9	11,0	114,39
es02	Roncal-Esca	662929,08	4723938,45	15	Arguis	marls	70,75	2,6	85,8	36,5	119,73
es03	Roncal-Esca	665041,53	4733539,29	19	flysch	e-level	27,65	5,0	3,7	9,6	19,58
es04	Roncal-Esca	665738,43	4735017,37	19	flysch	e-level	85-12	10,5	41,2	310,0	242,00
es05	Roncal-Esca	666615,37	4736506,45	21	flysch	sandstone	62,79	13,8	89,5	53,1	137,60
es06a	Roncal-Esca	666522,32	4737749,61	14	flysch	e-level	84,00	9,3	72,0	13,7	94,03
es06b	Roncal-Esca	666522,32	4737749,61	14	flysch	e-level	18,00	9,3	15,4	70,3	94,03
es07	Roncal-Esca	662566,32	4729416,42	17	Marboré	sandstones	88,07	0,7	97,6	13,2	126,23
es08	Roncal-Esca	662586,18	4730715,47	25	Marboré	sandstones	84,09	0,4	65,7	12,4	57,27
es09	Roncal-Esca	662922,82	4731124,95	16	Flysch	chalk	58,00	4,5	102,4	74,2	174,32
es10a	Roncal-Esca	667304,73	4742294,17	12	flysch	sandstone	25,00	8,0	28,8	86,3	112,94
es10b	Roncal-Esca	667304,73	4742294,17	24	flysch	sandstone	53,48	6,3	63,3	55,0	115,70
es11	Roncal-Esca	667676,69	4743159,28	22	flysch	sandstones	48,39	7,0	61,6	65,7	128,54
es12	Roncal-Esca	662929,08	4723938,45	16	flysch	sandstone	38,02	7,0	57,9	94,5	145,68
es13	Roncal-Esca	668218,17	4744667,16	24	flysch	e-level	19,40	10,5	63,4	263,4	325,37
es14	Roncal-Esca	668886,31	4746004,86	18	flysch	sandstone	21,30	9,3	54,2	200,4	198,84
es15a	Roncal-Esca	669247,48	4747104,72	29	flysch	sandstone	50,44	5,9	113,3	111,3	362,41
es15b	Roncal-Esca	669247,48	4747104,72	29	flysch	sandstone	24,00	5,9	53,9	170,7	288,63
es16	Roncal-Esca	670382,54	4748501,77	16	flysch	e-level	33,42	10,3	104,7	208,7	252,77
es17	Roncal-Esca	670903,75	4748805,63	20	flysch	sandstone	23,81	7,2	69,6	222,7	228,69
es18	Roncal-Esca	671777,84	4750192,46	31	flysch	sandstone	24,86	9,6	57,8	174,6	209,17
es19	Roncal-Esca	672075,99	4751062,36	22	flysch	sandstone	69,70	6,3	170,2	74,0	195,50
es20	Roncal-Esca	672385,99	4751756,33	16	flysch	sandstone	91,01	8,4	13,7	1,3	174,78
es21	Roncal-Esca	672517,04	4752387,15	23	flysch	sandstone	19,98	7,1	32,0	128,2	184,65
es22	Roncal-Esca	672550,03	4752417,2	21	flysch	sandstone	51,99	1,3	133,0	122,9	236,46
es23	Roncal-Esca	672943,13	4752875,15	24	flysch	e-level	63,90	9,6	154,5	87,3	271,69
es24	Roncal-Esca	670903,75	4748805,63	17	Zuriza	marls	59,02	3,8	141,3	98,2	232,69
es25	Roncal-Esca	671777,84	4750192,46	32	Zuriza	marls	57,80	4,9	107,9	78,7	188,85
es26	Roncal-Esca	663380,84	4725928,67	23	flysch	e-level	66,57	2,8	104,2	52,4	157,34
es27	Roncal-Esca	672385,99	4751756,33	23	Millares	marls	48,40	6,0	99,2	105,8	305,56
es28a	Roncal-Esca	662769,46	4728400,41	16	flysch	e-level	38,93	4,4	62,3	97,8	158,11
es28b	Roncal-Esca	672550,03	4752417,2	15	Zuriza	marls	28,98	9,6	53,1	130,3	176,87
es29	Roncal-Esca	672943,13	4752875,15	18	Zuriza	marls	86,44	1,3	161,7	25,4	181,43
es30	Roncal-Esca	672951,39	4752878,13	16	Zuriza	marls	78,65	3,6	272,4	74,0	267,03
fb01	Veral-Ansó	681059,1	4724875,6	18	flysch	sandstone	11,00	1,3	5,3	43,0	42,13
fb02	Veral-Ansó	680574,92	4724189,8	11	flysch	sandstone	0,61	3,6	0,2	37,2	46,11
fb03	Veral-Ansó	680223,77	4723512,9	14	flysch	chalk	3,00	4,0	0,8	26,2	28,84
gg01	Gállego valley	686356,57	4695087,81	19	Guarga	chalk	0,00	1,6	0,0	0,0	94,21
gg02	Gállego valley	686294,64	4693756,65	25	Arguis	marls	89,03	4,7	36,3	4,5	47,96
gg03	Gállego valley	686058,68	4692924,7	28	Arguis	marls	72,37	1,3	34,6	13,2	50,60
gg04	Gállego valley	685762,78	4692482,67	24	Arguis	marls	95,35	0,3	78,9	3,8	82,45
ju01	Echo-Subordá	689892,4	4747202,88	16	Culm	clays	93,98	0,2	207,3	13,3	216,76

site	section	x	y	n	lithologica un	lithology	PARAMAG	SUPERPARAM	PARA. equiv	FERRO. equiv	Km
gu02	Echo-Subord	687936,08	4747112,35	21	Permian Red	sandstone	94.69	0,0	204.6	11.5	235.78
gu03	Echo-Subord	687206,16	4746166,34	18	Permian Red	sandstone	52.52	7,1	62.2	56.3	116.21
hp01	Echo-Subord	687145,17	4743854,8	14	Larra	chalk	19.55	10,1	2.5	10.4	16.64
lh01	Veral-Ansó	681119,34	4730116,03	18	flysch	e-level	41.29	6,1	127,7	181,6	279,66
mc01	Veral-Ansó	681119,4	4730151,04	24	flysch	e-level	71.64	7,1	158,7	62,9	189,72
mm01	Echo-Subord	687159,22	4743668,81	24	Zuriza	marls	71.64	2,9	158,7	62,9	216,01
oc01	Echo-Subord	687157,21	4743748,88	14	flysch	e-level	50.80	6,1	134,3	130,1	256,85
or01	Oroel	700221,62	4714966,35	15	Arguis	marls	90.11	1,4	123,2	13,5	136,09
or02	Oroel	700179,92	4713121,13	15	Arguis	marls	72.25	1,8	41,1	15,8	54,65
or03	Oroel	700794,15	4711502,67	15	Campodarbe	sandstone	74.76	1,9	74,4	25,1	97,25
or04	Oroel	700389,23	4710065,41	15	Campodarbe	sandstone	73.78	2,5	38,2	13,6	50,07
or05	Oroel	701389,39	4708422,34	15	Campodarbe	sandstone	76.46	2,4	68,9	21,2	90,11
or06	Oroel	700650,46	4707893,31	15	Campodarbe	sandstone	75.92	2,6	70,8	22,5	93,32
or07	Oroel	691305,57	4695644,97	15	Campodarbe	sandstone	73.22	3,6	96,0	35,1	131,43
or08	Oroel	693977,17	4695195,52	15	Campodarbe	sandstone	56.73	2,2	88,6	67,6	140,61
or09	Oroel	695442,13	4701126,57	15	Campodarbe	sandstone	87.08	1,9	85,4	12,7	83,51
or10	Oroel	696558,91	4703657,75	15	Bernés	sandstone	72.22	2,4	50,2	19,3	68,68
or11	Oroel	693815,35	4698341,29	15	Campodarbe	sandstone	75.94	1,4	111,2	35,2	140,22
or12	Oroel	696274,12	4701971,66	15	Bernués	sandstone	81.82	1,5	63,0	14,0	75,80
or14	Oroel	699320,58	4706145,22	15	Bernués	sandstone	76.44	2,4	76,2	23,5	97,96
pj01	Santa Bárbara	681286,9	4713275,97	15	Belsué-Atarés	sandstone	72.69	2,7	106,9	40,2	166,43
pj02	Santa Bárbara	680229,97	4710660,74	15	Campodarbe	sandstone	59.27	4,2	48,9	33,6	92,48
pj03	Santa Bárbara	680122,14	4707781,52	15	Campodarbe	sandstone	63.69	3,4	60,7	34,6	95,80
pj04	Santa Bárbara	681282,4	4704667,14	15	Campodarbe	sandstone	67.11	2,6	45,5	22,3	74,72
pj05	Santa Bárbara	681668,54	4703448,93	15	Bernués	sandstone	37.79	1,7	22,1	36,4	63,93
pj06	Santa Bárbara	681322,81	4698882,66	15	Campodarbe	sandstone	69.94	2,5	100,1	43,0	138,90
pj07	Santa Bárbara	682150,07	4698072,98	15	Arguis	marls	77.97	2,0	107,9	30,5	147,17
pj08	Santa Bárbara	685201,84	4698622,01	15	Arguis	marls	91.47	1,0	147,1	13,7	161,12
pj09	Santa Bárbara	687185,91	4696045,99	15	Arguis	marls	88.11	1,8	152,1	20,5	172,19
pj10	Santa Bárbara	687880,28	4695692,11	15	Arguis	marls	87.02	2,3	134,5	20,1	153,50
pj11	Santa Bárbara	692053,82	4695235,29	15	Arguis	chalk	92.90	1,8	40,5	3,1	63,84
ps01	Echo-Subord	687129,11	4744587,09	21	Permian Red	sandstone	65.71	4,0	66,2	34,6	98,57
ps02	Echo-Subord	687125,07	4744543,08	21	Permian Red	sandstone	60.50	3,8	54,2	35,4	88,45
ps03	Echo-Subord	687125,12	4744511,08	19	Permian Red	sandstone	60.68	4,2	52,4	34,0	91,07
qu01	Echo-Subord	687139,19	4743806,85	12	Larra	chalk	78.55	3,2	42,7	11,7	59,28
ro01	Roncal-Esca	675607,79	4756928,74	17	Larra	chalk	0,00	6,0	0,0	62,8	84,21
ro02	Roncal-Esca	676525,83	4756270,64	20	Larra	chalk	85.86	2,6	188,7	31,1	309,40
rv01	Veral-Ansó	681442,49	4729623,98	15	flysch	chalk	33.99	7,5	90,1	175,0	239,41
rv02	Veral-Ansó	681619,76	4729150,77	16	flysch	e-level	39.94	10,3	83,5	125,5	186,52
rv03	Veral-Ansó	681716,75	4728694,69	18	flysch	chalk	85.61	2,1	78,2	13,1	88,68
rv04	Veral-Ansó	681672	4728469,37	20	flysch	sandstone	17.10	5,8	4,3	20,6	37,88
rv05	Veral-Ansó	681491,35	4725796,32	15	flysch	e-level	61.15	5,4	45,2	28,7	80,29
sa01	Sos-Sadaba	646785,4	4686189,02	15	Sariñena	sandstone	82.73	0,8	72,3	15,1	77,63
sa02	Sos-Sadaba	638226,92	4683395,57	20	Sariñena	sandstone	3.86	2,4	1,8	44,3	49,37
sa03	Sos-Sadaba	644757,24	4671018,29	26	Sariñena	marls	93.00	1,0	4,8	7,8	49,15
sa04	Sos-Sadaba	634825,39	4664917,88	29	Sariñena	marls	0,02	1,0	0,0	41,5	30,14
sa05	Sos-Sadaba	645457,59	4661295,69	24	Sariñena	sandstone	80.00	1,0	84,4	21,9	56,10
sa06	Sos-Sadaba	645614,19	4651794,77	24	Sariñena	marls	0,00	2,0	0,0	6,8	13,25
sb01	Echo-Subord	687183,01	4744861,29	16	Permian Red	sandstone	78.98	2,2	92,3	24,5	116,06
sb02	Echo-Subord	684062,34	4733144,39	38	flysch	e-level	28.16	7,0	65,4	166,8	225,43
sb03	Echo-Subord	686013,55	4718175,89	32	Larrés	marls	87.17	1,1	114,7	16,9	131,64
sb04	Echo-Subord	687193,19	4743324,87	21	Zuriza	marls	38.75	6,9	95,5	150,9	222,37
sb05	Echo-Subord	687205,28	4742756,73	19	Marboré	sandstone	35.47	7,5	68,6	124,8	226,37
sb06	Echo-Subord	685203,33	4739763	32	flysch	sandstone	81.75	6,9	124,0	27,7	171,08
sb07	Echo-Subord	683962,73	4736305	35	flysch	sandstone	23.54	5,6	76,6	248,7	260,96
sb08	Echo-Subord	685354,9	4729746,6	31	flysch	sandstone	27.64	2,6	38,5	100,7	200,59
si01	Echo-Subord	684421,21	4737015,04	22	flysch	sandstone	66.29	12,4	119,2	60,6	178,18
si02	Echo-Subord	684043,03	4735793,27	21	flysch	e-level	23.55	9,4	47,6	154,4	256,77
si01	Veral-Ansó	681109,31	4730696,08	37	flysch	e-level	42.43	7,6	106,3	144,3	266,01
so01	Sos-Sadaba	657896,38	4717327,29	38	Campodarbe	sandstone	82.98	2,2	73,8	15,1	92,12
so02	Sos-Sadaba	657620,83	4716724,73	42	Campodarbe	sandstone	66.58	1,3	87,7	44,1	126,07
so03	Sos-Sadaba	654519,05	4713654,34	36	Campodarbe	sandstone	79.64	1,0	98,3	25,1	126,70
so04	Sos-Sadaba	654925,57	4711429,55	40	Campodarbe	sandstone	79.73	1,7	131,8	33,5	164,36
so05	Sos-Sadaba	653232,68	4709082,48	31	Campodarbe	sandstone	77.00	3,0	113,7	36,6	154,43
so06	Sos-Sadaba	647303,93	4707579,02	22	Campodarbe	sandstone	82.45	2,1	70,3	15,0	103,18
so07	Sos-Sadaba	646601,24	4705560,59	15	Campodarbe	sandstone	72.25	2,9	38,4	14,7	47,01
so08	Sos-Sadaba	646536,28	4703455,41	15	Campodarbe	sandstone	82.10	2,6	70,3	15,3	82,09
so09	Sos-Sadaba	646122,39	4701393,36	15	Sariñena	sandstone	76.00	2,1	46,9	16,7	61,28
so10	Sos-Sadaba	644382,6	4696841	15	Sariñena	sandstone	64.74	3,0	41,0	22,3	67,28
so11	Sos-Sadaba	643577,72	4695171,82	15	Sariñena	sandstone	79.07	3,3	50,2	13,3	66,02
so12	Sos-Sadaba	641710,98	4692581,45	15	Sariñena	sandstone	77.20	1,8	37,3	11,0	54,99
sr01	Veral-Ansó	678953,27	4733858,86	198	flysch	sandstone	85.00	5,0	255,0	45,0	312,66
tc01	Echo-Subord	687159,2	4743476,87	29	zuriza	marls	35.19	6,8	79,2	145,8	254,35
tc02	Echo-Subord	687145,22	4743548,84	19	zuriza	marls	24.95	8,1	60,9	183,0	246,85
tc03	Echo-Subord	687175,2	4743616,78	24	zuriza	marls	83.77	1,6	144,8	28,1	146,60
um01	Veral-Ansó	678841,47	4721332,04	98	Larrés	marls	84.91	2,4	134,7	23,9	154,68
ve01	Veral-Ansó	677995,33	4735560,92	17	flysch	sandstone	24.06	2,4	65,7	207,5	256,74
ve02	Veral-Ansó	677791,45	4736544,81	30	flysch	e-level	32.56	2,2	91,3	189,0	287,05
ve03	Veral-Ansó	677796,64	4737894,36	30	flysch	e-level	17.43	10,0	45,0	213,5	281,63
ve04	Veral-Ansó	677918,95	4739453,07	22	flysch	sandstone	69.62	3,4	158,4	69,1	239,89
ve05	Veral-Ansó	677800,94	4739871,09	33	flysch	sandstone	69.40	4,2	124,5	54,9	166,53
ve06	Veral-Ansó	677414,97	4740983,09	46	flysch	sandstone	74.05	8,6	120,5	42,3	151,52
ve07a	Veral-Ansó	677253,06	4742235	14	flysch	e-level	80.40	3,2	180,3	43,4	247,55
ve07b	Veral-Ansó	677253,06	4742235	12	flysch	e-level	81.11	3,4	181,1	42,2	215,30
ve08	Veral-Ansó	677471,25	4743534,82	14	flysch	e-level	77.00	4,2	195,2	58,3	206,18
ve09	Veral-Ansó	676899,33	4744532,59	17	flysch	sandstone	80.93	2,4	177,2	41,8	209,94
ve10	Veral-Ansó	677732,51	4745631,48	17	flysch	e-level	58.14	2,2	113,6	81,8	193,71
ve11	Veral-Ansó	677228,61	4746667,5	21	Zuriza	marls	58.35	4,7	80,1	57,1	140,17
ve12	Veral-Ansó	677978,68	4747883,28	15	Zuriza	marls	69.98	2,7	163,0	70,0	228,66
ve13	Veral-Ansó	678694,82	4748846,9	16	zuriza	marls	69.19	4,0	136,9	61,0	181,02
ve14	Veral-Ansó	678690,89	4749340,77	18	Zuriza	marls	55.00	2,0	102,5	85,4	172,39
ve15	Veral-Ansó	679038,97	4750170,84	16	Zuriza	marls	75.84	2,9	171,6	54,6	225,11
ye01	Roncal-Esca	660215,64	4719720,26	17	Arguis	marls	81.02	15,2	165,9	38,9	195,51
ye02	Roncal-Esca	660948,06	4717899,68	38	Arguis	marls	93.28	0,8	175,4	12,6	181,89
yo01	Echo-Subord	684571	4730654,59	22	flysch	sandstone	28.13	2,9	63,3	161,8	232,66
zu01	Zuera	684770,92	4672052,43	39	Campodarbe	sandstone	81.57	1,5	59,0	13,3	68,50
zu02	Zuera	696635,5	4662811,62	33	Campodarbe	sandstone	82.43	1,0	54,5	11,6	76,32
zu03	Zuera	688188,25	4657774,79	29	Campodarbe	sandstone	81.42	0,0	35,7	8,1	43,55
zu04	Zuera	678956,34	4652931,02	23	Sariñena	marls	68.00	4,5	41,2	25,9	68,53
zu06	Zuera	681956,34	4646266,62	23	Campodarbe	sandstone	0,00	7,9	0,0	128,2	82,45
zu07	Zuera	675800,56	4637746,02	23	Sariñena	marls	0,00	0,0	0,0	2,8	28,74
zu08	Zuera	675412,78	4627641,73	29	Sariñena	chalk	5,00	8,5	0,4	6,7	13,29

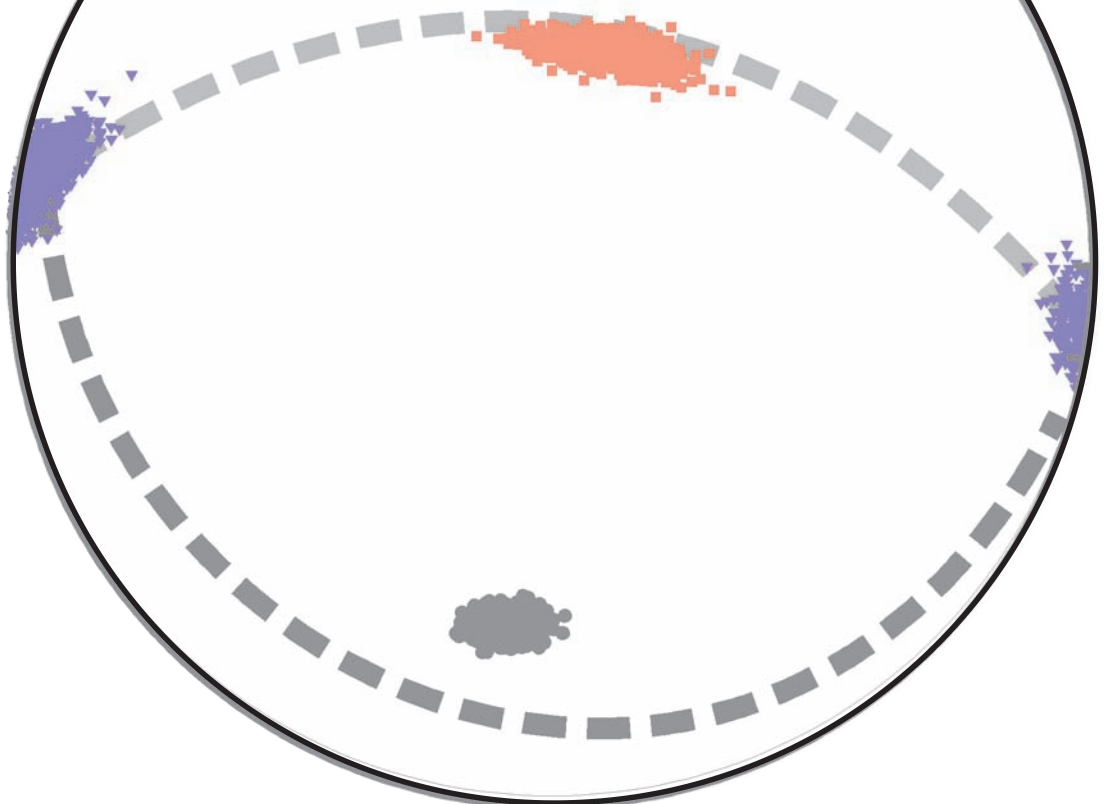
#sites = 205

#analyzed samples

4380

**GENERAL MODELS
CONCLUSIONS**

Evolutionary model of magnetic fabrics
Conclusions



4.1.- Análisis de fábricas magnéticas en el sector occidental del Pirineo Central (Aragón y Navarra)

Magnetic fabric analysis from the western sector of Central Pyrenees (Aragón and Navarra, NE Spain)

Óscar Pueyo Anchuela, Andrés Pocoví Juan, Andrés Gil Imaz

EN REVISIÓN

Resumen: La sensibilidad de las fábricas magnéticas en el registro de procesos tectónicos a escala del Pirineo meridional y Cuenca del Ebro es aparentemente desigual. En condiciones de Cuenca de Antepaís, con muy bajo desarrollo de la deformación (sin evidencias a escala macroscópica), se identifican patrones compatibles con procesos de acortamiento tectónico. En condiciones más internas y en sectores asociados a la esquistosidad, las fábricas presentan una baja impronta aparente de la deformación asociada a la esquistosidad. Este escaso efecto se analiza con distintas técnicas de fábricas magnéticas que permiten discriminar distintas componentes magnéticas y donde se valora la influencia de la mineralogía, la litología, la heterogeneidad de la deformación y la competencia de distintas componentes tectónicas en la fábrica magnética. La pauta evolutiva de las fábricas de ASM muestra un incremento de la definición de las fábricas hacia el cabalgamiento frontal surpirenaico, secuencias escalonadas de cambios de la definición de las fábricas en relación con cabalgamientos, la presencia de una superposición de distintos eventos de deformación bajo un régimen coaxial y la impronta de la deformación asociada a la esquistosidad sobre materiales con fábricas previas bien definidas. Estos aspectos reducen la capacidad del desarrollo de fábricas magnéticas asociadas a la esquistosidad de forma generalizada en la ASM dentro del dominio esquistoso pirenaico. No obstante, la impronta de la deformación esquistosa puede identificarse a través de la presencia de un dominio de fábricas de lineación de intersección, guirnalda da datos entre los planos de foliación sedimentaria y tectónica, cambios de la forma del elipsoide y de los parámetros de anisotropía magnética.

Palabras clave: fábricas magnéticas, ASM, Pirineo

Abstract: Magnetic fabric sensibility in the record of tectonic processes at the Southern Pyrenees and Ebro Basin show a different development. At foreland basin conditions and low deformed environments (without macroscopic strain evidences) magnetic fabric patterns linked to tectonic shortening can be identified. At more inner zones from the chain and at sectors with cleavage development, there is an apparent low record of deformation related to cleavage at the AMS. This low imprint is analyzed though different magnetic fabric techniques that permit to isolate different magnetic fabric components and where it is possible to value the influence of the mineralogy, the lithology, the heterogeneous deformation progression and the competence between different tectonic processes at the magnetic fabrics. The magnetic fabrics show a general trend with definition changes within the foreland basin, steeped punctuated progressions linked to thrusts, the superposition of different tectonic processes in a coaxial manner and the cleavage affection to a previous well developed magnetic fabric. These aspects reduce the availability of cleaved magnetic fabrics to be developed in the AMS. Nevertheless, the cleavage imprint at the magnetic fabrics can be identified at a well developed intersection lineation domain, the identification of data girdles between sedimentary and tectonic foliation planes, changes at the ellipsoid shape and the magnetic anisotropy parameters.

Key words: fábricas magnéticas, ASM, Pirineo

1.- Introducción

El análisis de las fábricas magnéticas ha tenido un campo amplio de aplicación en el estudio de las rocas deformadas. Los trabajos sobre análisis de la deformación por medio del estudio de fábricas magnéticas en el Pirineo, se encuentran dentro de los campos pioneros de aplicación tanto en el inicio de los estudios como en las discusiones del significado de las distintas tipologías de fábricas y de la sensibilidad de dichas fábricas a la identificación de procesos.

Un aspecto relevante en esta evolución es el relativo a la sensibilidad de las fábricas magnéticas ante distintos procesos de la deformación, como por ejemplo la identificación de patrones bien definidos y ordenados de fábricas asociados a un proceso de acortamiento paralelo a las capas a decenas de kilómetros del frente de cabalgamiento surpirenaico en la Cuenca del Ebro (Parés et al., 1999; Pueyo-Anchuela et al., 2010a) frente a una aparente baja impronta de la esquistosidad macroscópica en los patrones de fábricas en entornos de mayor intensidad de la deformación (p. ej. Oliva et al., 2009).

Aunque un desarrollo heterogéneo de la deformación puede explicar la existencia de patrones distintos de fábricas en contextos tectónicos similares (p. ej. Pueyo et al., 2004; Pueyo Anchuela et al., 2007), existen otros factores a ser analizados que, dada la coaxialidad de la deformación compresiva alpina en el Pirineo, plantean un problema a la hora de discriminar distintas componentes a escala mesoestructural o a partir de relaciones geométricas sencillas entre elipsoides magnéticos y estructuras.

Con el objetivo de analizar los patrones de fábricas magnéticas identificadas a lo largo de varias transversales a escala de cadena y determinar los factores que influyen en el desarrollo y sensibilidad de dichas fábricas, se aborda un estudio integrado, a escala de la cuenca Surpirenaica y Cuenca del Ebro, basada en trabajos previos desarrollados a menor escala (Pueyo Anchuela et al., 2010 a y b; 2011a; 2012; en revisión).

Este trabajo se basa en la medida de 4.380 muestras procedentes de 208 estaciones (Fig. 1). En 499 muestras se ha realizado la medida de la anisotropía de algunas técnicas de magnetización remanente (anisotropía de la magnetización remanente anhisterética total –AARM- o parcial –ApARM-; Jackson et al., 1988; de la magnetización remanente isoterma- AIRM- o de la anisotropía de partículas con magnetización giro-remanente AGRM; ver Potter, 2004). En 595 muestras se ha medido la ASM a baja temperatura (LTAMS, Parés y Van der Pluijm 2002). Este análisis se ha acompañado de un estudio detallado de las fases ferromagnéticas presentes y su contribución a la susceptibilidad media.

El análisis de fábricas magnéticas se acompaña del análisis estructural de las estaciones realizadas a través del estudio de indicadores de la deformación a escala de afloramiento (esquistosidad, elementos de fisilidad; Durney y Kirsch, 1994; o

diacclasado a escala de punto de muestreo) y a escala cartográfica para estudiar su relación con la megaestructura. Las estaciones analizadas se centran principalmente en los materiales alpinos (desde las unidades rojas en facies Saxoniense y Triásico Inferior de la Zona Axial pirenaica a rocas miocenas de la Cuenca del Ebro). Además se han analizado también varias estaciones en materiales hercínicos (Devónico-

Marco geológico y muestreo

El Pirineo representa la cadena de colisión desarrollada por la inversión de la cuenca mesozoica desarrollada entre el margen septentrional de la placa Ibérica y el continente Europeo (Muñoz et al., 1983; 2002). La compresión se desarrolló a través de una convergencia N-S a NNW-SSE, iniciada durante, aproximadamente, el Santoniense-Maastrichtiense y extendiéndose hasta el Mioceno medio (Rosenbaum et al., 2000). La convergencia produjo la inversión de aquellas cuencas desarrolladas en distensión/transtensión (Mattauer y Seguret, 1971; Arthaud y Matte, 1975) y el desarrollo de láminas de cabalgamiento asociadas originalmente con las fallas distensivas, afectando a basamento y desarrollando un apilamiento antiformal en el sector interno de la cadena (Zona Axial; Williams y Fischer, 1984).

La evolución de la deformación se desarrolló principalmente en una progresión temporal y espacial con desplazamiento hacia el S con la evolución de la cadena. En el sector centro-occidental del Pirineo, la compresión se inicia con la actividad de la falla de Licq y de Lakora posiblemente durante el Santoniense (Teixell, 1992). Estas estructuras representan la parte caudal del sistema de Larra con una deformación de tectónica de despegue de piel fina hacia el sector meridional. El despegue se desarrolla principalmente en las margas del Cretácico Superior. Posteriormente, el emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie posiblemente post-datando el depósito de la turbiditas eocenas (Labaume et al., 1985; Cámara y Klimowitz, 1985; Teixell y García Sansegundo, 1995; Teixell, 1992; Teixell, 1996), bascula el sistema de Larra especialmente en las Sierras Interiores. La deformación progresa hacia el S a través de distintas láminas que también afectan al basamento en el sector septentrional y que progresaron hacia el S a través de la lámina intermedia (Teixell, 1992), la láminas de Jaca (Teixell y Sansegundo, 1995), de Ordesa (Oliva-Urcia, 2004) o Guara-Gèdre (Millán et al., 2006). El frente de las Sierras Exteriores estaría asociado con la más meridional de las láminas pirenaicas (lámina del Guarga; Cámara y Klimowitz, 1985) canalizándose en las facies evaporíticas del Triásico Superior como nivel de despegue.

La progresión de la deformación produjo un patrón cartográfico de estructuras de orientación similar a escala de cadena, con variaciones menores que se desarrollan normalmente de forma paralela (cambios que afectan tanto a pliegues, esquistosidad y cabalgamientos y respetando orientaciones similares). El único sector con un desarrollo significativo de estructuras de orientación oblicua dentro del área estudiada se localiza en el entorno de las Sierras Exteriores (estructura

asociada al cabalgamiento frontal surpirenaico). En este sector existen grupos de estructuras con orientación pirenaica original (o próxima a ésta) y que desarrollaron rotaciones de eje vertical según una propagación de E a W tanto areal como temporal (Millán, 1996; Pueyo-Morer; 2000),

Los materiales aflorantes y muestreados en el sector analizado presentan, en general, un carácter sintectónico. Este aspecto es más relevante en lo que respecta a las series terciarias de la zona. Los materiales muestreados anteriores a la compresión alpina incluyen depósitos afectados por la orogenia hercínica (Devónicos y Carboníferos), Pérmicos (sedimentados en condiciones de creación de espacios sedimentarios en cuencas transtensivas), la serie del Cretácico Superior (Cenomaniense-Santoniense) y con evidencias del inicio del levantamiento de la cadena para el Campaniense-Maastrichtiense (ver Puigdefabregas y Souquet, 1986; Teixell, 1992, 1996). El Paleoceno y Eoceno inferior afloran tanto en el sector septentrional como en el sector meridional, aunque no se ha realizado un muestreo detallado. El sistema turbidítico del Grupo Hecho (turbiditas y plataformas carbonatadas; Mutti et al., 1972; Labaume et al., 1985) son los materiales que representan el mayor control tectónico en su sedimentación considerando su carácter de tectofacies y por el desplazamiento progresivo del depocentro de la cuenca hacia el S. Los materiales del grupo de Hecho presentan evidencias de deformación syn-sedimentaria y progresión de estructuras de deslizamiento de plataformas hacia la cuenca progresivamente más modernas hacia el N (megacapas; Barnolas et al., 1991). El Grupo de Hecho ha sido la unidad más muestreada en este estudio. El sistema de margas eocenas (Arguis, Larrés), margas de pro-delta y plataforma externa, colmata la sedimentación marina de la zona con una progresión deltaica (Sabiñánigo) y medios transicionales (Belsué-Atarés; Puigdefábregas, 1975). La sedimentación molásica continental que puede representar más de 4000 metros de espesor, presenta evidencias de deformación con abanicos de capas y patrones geométricos en discordancia progresiva (Soler y Puigdefábregas, 1970; Puigdefábregas, 1975). Los materiales continentales basales tienen equivalentes marinos al N, mientras que la parte superior de la serie es únicamente continental.

La emergencia de la estructura frontal surpirenaica produce abanicos de capas en los materiales de las unidades continentales más groseras de la Fm. Uncastillo hacia la cuenca de antepaís y la Fm. Bernués hacia la cuenca de piggy-back. Estos materiales están claramente relacionados con el levantamiento del frente y pierden buzamiento y tamaño de grano al distanciarse de éste dentro de la cuenca de antepaís. La Fm. Uncastillo progresa lateralmente a la Fm. Sariñena y distalmente a la Fm. Zaragoza en el sector central de la Cuenca del Ebro (Soler y Puigdefábregas, 1970; Quirantes, 1978; Arenas et al., 2001; Luzón, 2005).

La distribución de las estaciones de muestreo (Fig. 1) se ha realizado considerando la accesibilidad de afloramiento y la exigencia de cubrir los siguientes objetivos: i) obtener una distribución areal significativa de la estructura alpina del

Pirineo meridional y de la parte de la cuenca de antepaís implicada en la tectónica pirenaica, ii) obtener un número significativo de muestras de todas las litologías representadas y iii) llegar a determinar con el mayor rigor posible la relación entre la fábrica magnética y las estructuras observadas a cualquier escala. Para alcanzar este último objetivo ha sido preciso realizar muestreos muy densos en estaciones especialmente representativas. Por esta razón el número total de muestras obtenidas y procesadas (4380) es muy superior a la media prevista por estación.

El muestreo se ha realizado con una perforadora portátil refrigerada por agua y las muestras se han orientado con un dispositivo equipado de una brújula magnética. Los testigos se han cortado a dimensiones estándar para el análisis en laboratorio con una distribución de entre 9 y 12 testigos y 16-20 muestras por estación (punto de muestreo). El total de 208 estaciones tiene la siguiente distribución por grupo litológico: 9 estaciones en rocas paleozoicas (190 muestras); 36 en Cretácico Superior (en su mayoría en las unidades de Zuriza y Marboré; 688 muestras); 6 estaciones en Paleoceno y Eoceno Carbonatado (96 muestras), 78 estaciones complejas, atendiendo a los cambios litológicos en el flysch eoceno (1661 muestras), 27 estaciones en las margas eocenas de Larrés, Arguis, Pamplona (612 muestras); 28 estaciones en los formaciones continentales de Campodarbe y Bernués (549 muestras) y 24 estaciones (486 muestras) en las formaciones Uncastillo, Sariñena y Zaragoza en la Cuenca del Ebro.

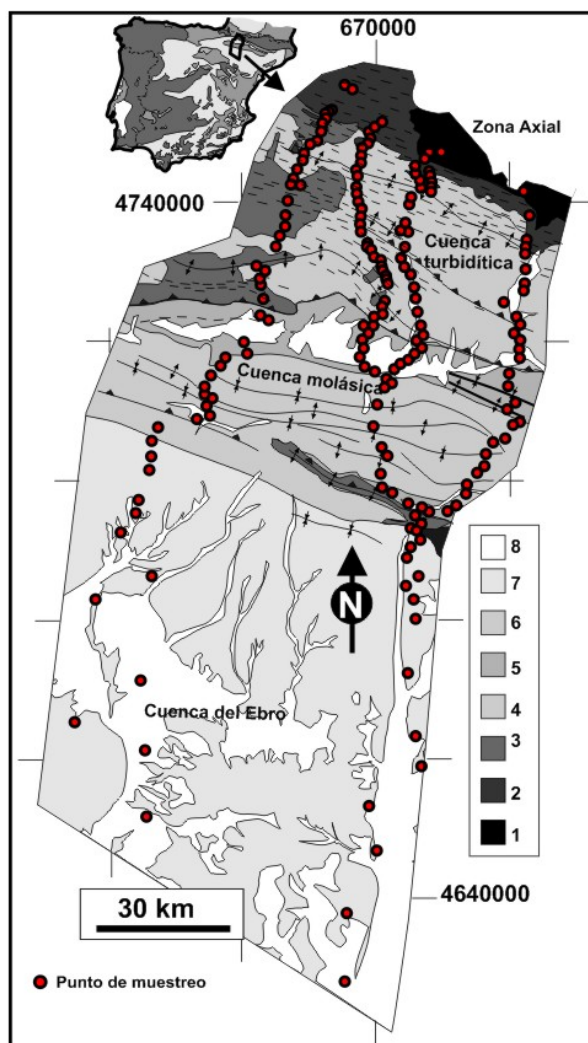


Figura 1- Localización de la zona de estudio y puntos de muestreo. Leyenda: 1) Paleozoico, 2) Mesozoico, 3) Rocas carbonatadas paleocenas y eocena, 4 flysch eoceno, 5) Margas eocena,; 6) Formaciones Campodarbe y Bernués, 7) Formaciones Sariñena y Uncastillo, 8) Cuaternario.

La distribución areal se desarrolló a través de transversales según valles y zonas accesibles a lo largo de 4 secciones en el sector septentrional (Aragón, Aragón Subordán-Hecho, Ansó-Veral y Esca-Roncal), 3 en el sector central (Yesa-Sos, Santa Bárbara-Riglos, Oroel-La Peña) y 2 en el sector meridional (Sos-Tauste y Riglos-Zuera-San Juan de Mozarrifar). La densidad de muestreo en cada una de las transversales también fue variable dependiendo de la variación litológica y estructuras: 1 km entre estaciones en el sector septentrional, entre 2 y 3 km en el sector de surco turbidítico eoceno, entre 3 y 5 km en la cuenca molásica y entre 5 y 10 km en la Cuenca del Ebro.

Equipamientos y técnicas de análisis

Las técnicas de fábricas magnéticas se han centrado en el análisis de la ASM, ya que, dada su versatilidad, velocidad y precisión puede abordarse de una forma sistemática a todo el volumen de muestras implicado en este estudio. Este análisis se ha llevado a cabo en el laboratorio de fábricas magnéticas de la Universidad de Zaragoza con un equipo KLY3-s (AGICO).

El uso de otras técnicas de fábricas magnéticas representa un incremento significativo de las labores de laboratorio, por lo que se han utilizado como técnica de contraste y de discriminación. Estas técnicas permiten analizar la anisotropía asociada a distintas fases minerales y que integran el tensor de la ASM, como también, la posibilidad de establecer correspondencias entre componentes magnéticas, anisotropía de grano u otros elementos de fábrica tectónica. Las técnicas utilizadas se han centrado en i) la determinación de la anisotropía de susceptibilidad magnética a baja temperatura (LTAMS) y ii) la medida de anisotropías magnéticas de magnetizaciones artificiales (magnetización remanente isoterma AIRM, anhisterética total AARM o parcial ApARM y rotacional AGRM). La medida de la ASM de muestras sumergidas en nitrógeno líquido (LTAMS; Parés y Van der Pluijm; 2002a) permite el incremento de la susceptibilidad paramagnética al analizar las muestras a baja temperatura (incremento siguiendo la ley de Curie-Weiss). Esta medida representa el análisis de una fábrica de ASM donde la componente paramagnética ha sido incrementada permitiendo analizar variaciones direccionales entre la ASM y la LTAMS o inferir el comportamiento esperado principal de la contribución paramagnética a la ASM. La medida de la LTAMS se ha realizado con un equipo Shappire y una rutina de medida doble de 6 posiciones en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan (metodología de Parés y Van der Pluijm, 2002).

La medida de anisotropías magnéticas de magnetizaciones remanentes artificiales se ha realizado también en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan, analizadas con un magnetómetro criogénico 2G y magnetizaciones impartidas con magnetómetros de pulso Shappire y ASC. El

análisis direccional y cálculo de los valores principales de la magnetización artificial se ha realizado con el programa ARMA (McCabe et al., 1985; Jackson et al., 1998) y un patrón de medida según 9 posiciones.

Como técnicas de aproximación y valoración de la contribución paramagnética a la susceptibilidad se han realizado dos aproximaciones diferentes. La primera de ellas dependiente de la variación de la susceptibilidad con la temperatura siguiendo la ley de Curie-Weiss (Richter y Van der Pluijm, 1994) y la segunda a través de la comparación de la susceptibilidad bajo condiciones de bajo campo magnético aplicado (condiciones similares a las de la medida del kly3-s) y a alto campo (2.5 T). Con estos resultados se ha realizado el análisis de la fracción de la susceptibilidad saturada en dicho intervalo de campo aplicado y la contribución paramagnética a la susceptibilidad (susceptibilidad independiente del campo aplicado). Estas medidas se han realizado con un equipo PPMS (Quantum Design del laboratorio de Medida de Propiedades Físicas de la Universidad de Zaragoza).

Estos análisis han sido completados con distintas técnicas habituales en el campo del paleomagnetismo para el análisis de la coercividad de la remanencia de las muestras (natural y artificial), adquisición progresiva de remanencias artificiales (IRM, ARM) o parciales (pARM), desmagnetización por campo alternos (AF) o térmica según 3 ejes sometidos a campos de activación diferente (Lowrie, 1990).

Patrones direccionales de fábricas

El análisis direccional de las fábricas magnéticas, tanto para la ASM como de otras técnicas, se ha realizado a través de la proyección estereográfica de los ejes principales del elipsoide. El tratamiento de los datos se ha realizado a través de la estadística de Jelinek (1978) y del análisis de la distribución de Montecarlo para grupos de muestras según metodología de Constable y Tauxe (1990; bootstrap naïve y paramétrico; Tauxe, 1992).

El análisis del patrón de fábrica a escala de estación puede permitir su adscripción a una tipología a partir de su simetría y distribución (Fig. 2), a partir de las relaciones axiales de los elipsoides particulares que la definen (p. ej. parámetro de forma, T ; Jelinek, 1981) o a partir de la distribución acumulativa de los valores modulares de los ejes del elipsoide obtenidos del modelo del bootstrap (Tauxe, 1992). Estas 3 aproximaciones (Fig. 2) hacen referencia al carácter de simetría a escala de estación: i) fábricas planares para dispersión de los ejes mayor e intermedio a largo de un plano; prolatas para una definición del eje máximo del elipsoide frente a dispersión de los otros 2; triaxiales para una buena definición de los 3 ejes y diferentes entre ellos; ii) parámetro de forma de los elipsoides particulares ($T > 0$ para fábricas oblatas; $T < 0$ para fábricas prolatas y un campo mixto triaxial para $0.5 < T < -0.5$) o iii) a partir del solapamiento de la distribución acumulativa de módulos de ejes (eigen módulos) a escala de estación (oblatas para el solapamiento o baja diferenciación entre los ejes mayor e intermedio; prolatas para

solapamiento de los ejes intermedio y menor; triaxiales cuando existe una individualización de los 3 ejes en el rango analizado o isótropas para el solapamiento de los 3 ejes; Tauxe, 1998).

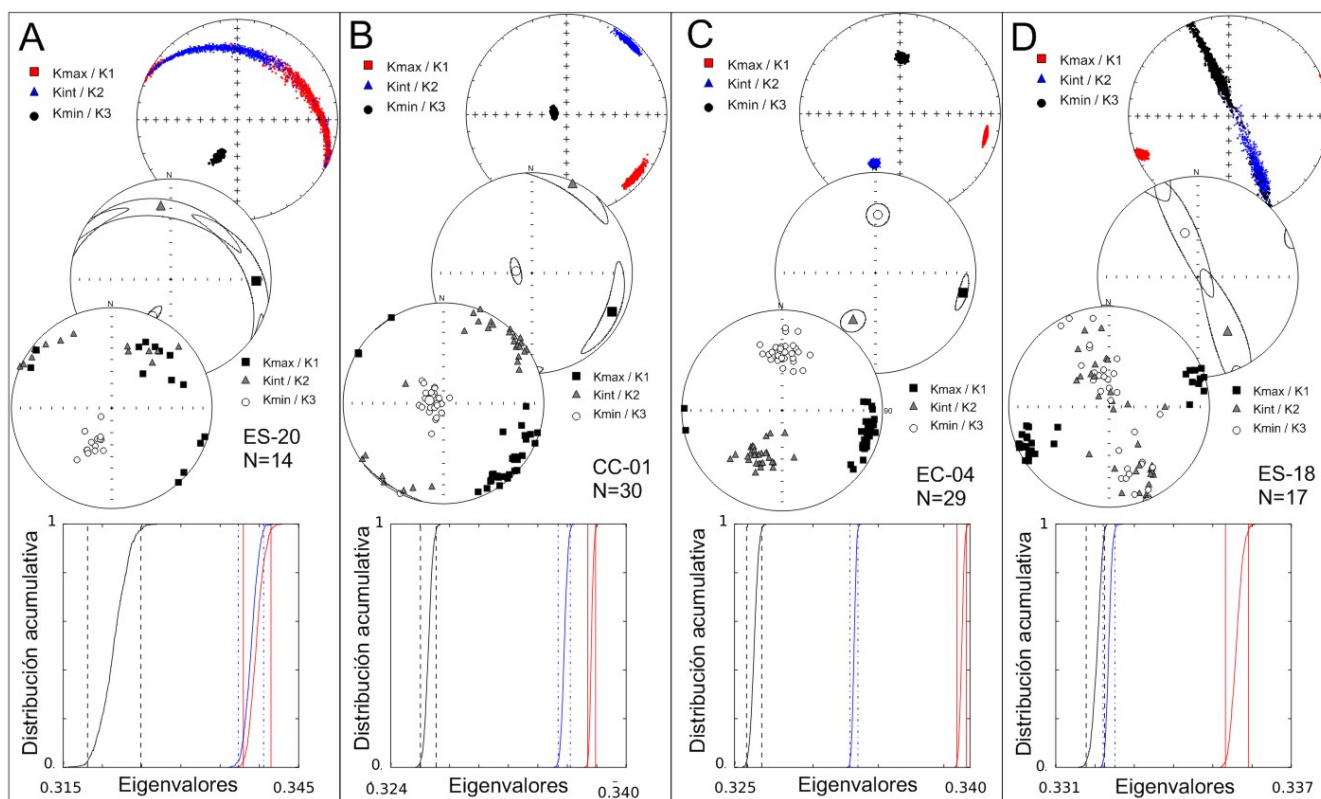


Figura 2- Patrones geométricos de fábricas identificados a través de la representación estereográfica de los ejes de susceptibilidad para cada una de las muestras para distintas estaciones; elipses de dispersión \square_{95} (Jelinek, 1978); bootstrap naïve (Constable y Tauxe, 1990); distribución acumulada de módulos de ejes del elipsoide para los modelos de bootstrap para (a y b) fábricas oblatas; (c) fábrica triaxial y (d) fábrica prolata.

El análisis de las fábricas magnéticas y su relación con elementos petroestructurales ha permitido definir una clasificación mixta de fábricas atendiendo a la forma de los elipsoides y su relación con los elementos de petrofábrica a escala de afloramiento. Esta clasificación permite definir 8 tipologías de fábricas principales que pueden integrarse en tres grupos en función de la relación entre la foliación magnética, la estratificación y la esquistosidad. Las fábricas descritas se han identificado tanto en el análisis de la ASM como también a través de otras técnicas de fábricas magnéticas.

Los tipos de fábricas están claramente asociados al contexto estructural en el que se encuentran. En la cuenca de antepaís y sectores meridionales de la cadena, pueden definirse dos tipos de fábricas (Fig. 3): tipo 1 con foliación magnética paralela al plano de estratificación, lineación magnética con amplia dispersión y una fábrica claramente oblatas y Tipo 2 con foliación magnética paralela al plano de estratificación y lineación magnética paralela a la dirección de capa. La distribución

de estos 2 tipos de fábricas muestra una tendencia general de tipo 1 a 2 al aproximarnos al frente del cabalgamiento frontal surpirenaico. Además de la posición de las estaciones con respecto al frente, la posición estratigráfica (edad) de las estaciones analizadas influye también en la definición de las fábricas. Estos dos tipos de fábricas se identifican también en entornos más internos de la cadena; compárese en la fig. 3 las estaciones s0-05 (localizada en la continuidad occidental del frente de cabalgamiento surpirenaico en la transversal de Ansó) y la estación Ca-06 (localizada en la cuenca eocena de Jaca).

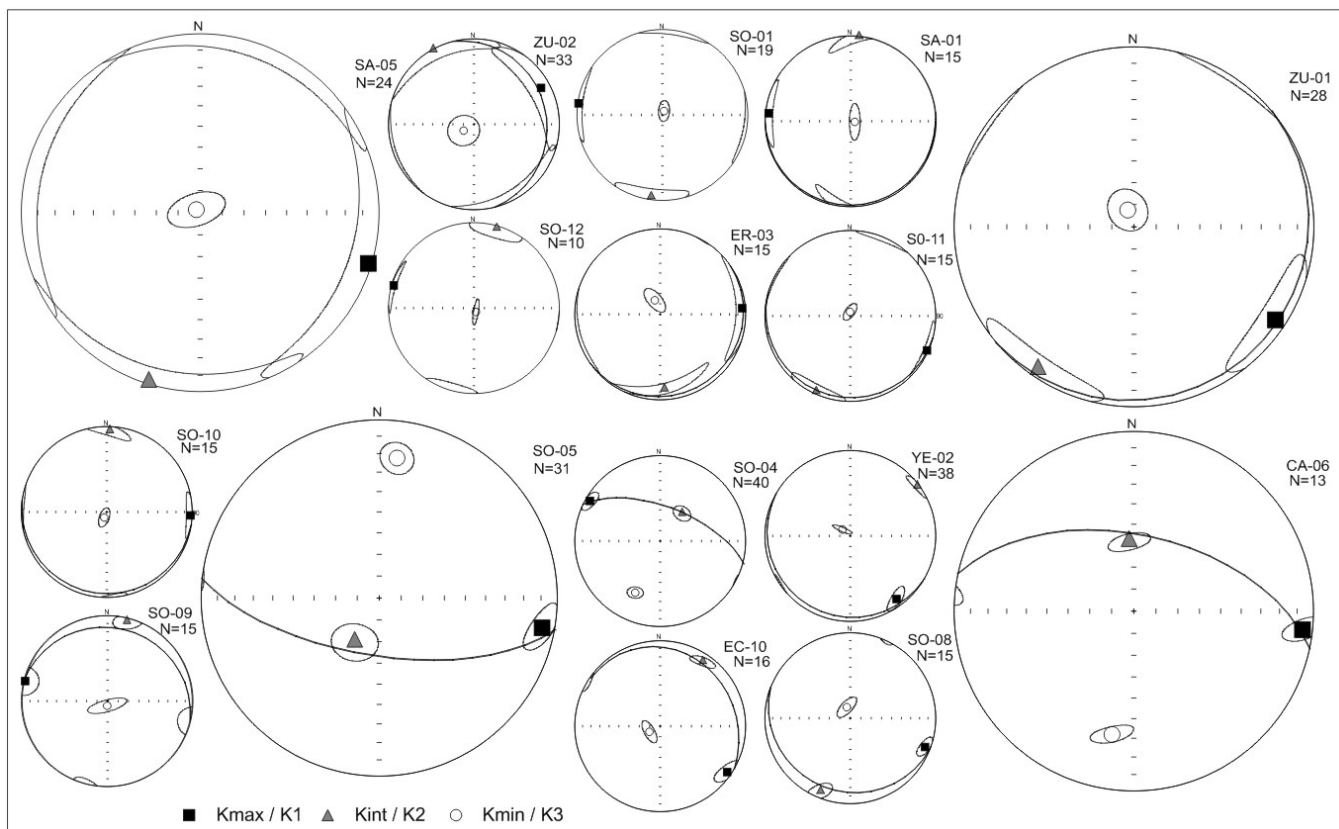


Figura 3- Ejemplos de fábricas magnéticas asociables a los tipos 1 y 2 descritos. Los estereogramas de mayor tamaño son los casos más representativos. Se incluye en los estereogramas la representación de la estratificación media medida en campo. Las zonas de confianza en los estereogramas provienen del análisis estadístico de los datos mediante la estadística de Jelinek, (1978).

Intercaladas con las estaciones anteriores se identifica un tercer tipo de fábricas. Este tipo 3 se caracteriza por foliación magnética paralela a la laminación, pero donde la lineación magnética no es paralela a la dirección de capa, no es horizontal, pero recobra una orientación similar a la de la macroestructura de la zona tras abatir la capa (Fig. 4). Los elipsoides de estas estaciones son principalmente oblatos y triaxiales. Estas fábricas sólo pueden identificarse si existe una variación de la coaxialidad entre el proceso responsable de la fábrica magnética y el plegamiento o basculamiento posterior de las capas. La diferenciación entre los tipos 1-2 y 3, responde entonces a un cambio local de las direcciones estructurales (en la fábrica o

en la estructura) por lo que en condiciones de coaxialidad o en estaciones con estratificación horizontal, todas ellas formarían un solo grupo genético.

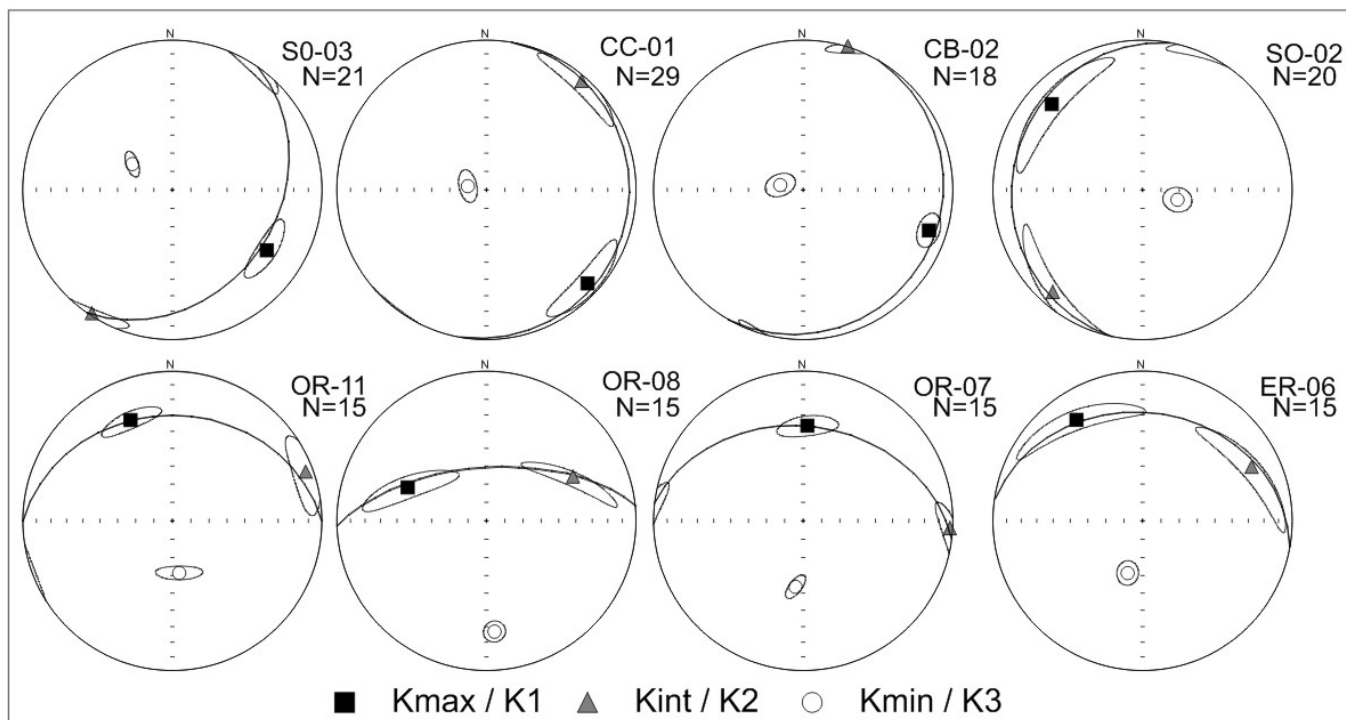


Figura 4- Ejemplos de fábricas del tipo 3. Se incluye en los estereogramas la representación de la estratificación media medida en campo. Las zonas de confianza en los estereogramas provienen del análisis estadístico de los datos mediante la estadística de Jelinek, (1978).

Dentro de este tipo 3 se pueden diferenciar 2 subtipos (Fig. 4); 3a donde la dirección de la capa no presenta una orientación dentro del rango habitual para la dirección de la cadena pero la lineación magnética sí tras abatir la capa y un subtipo 3b donde la dirección de la capa presenta una orientación de tipo pirenaico pero la lineación no es horizontal y no está próxima a la dirección de la capa. En el caso del tipo 3a, abatir la capa a la horizontal produce que la lineación magnética pase a posición subhorizontal y presente dirección pirenaica (aspecto similar a las fábricas de tipo 2). Es decir, en estos casos la operación de abatir las capas reduce los tipos de fábrica y pone de manifiesto el basculamiento de la fábrica previa. En el caso del tipo 3b, el abatimiento de la capa muestra una lineación magnética de orientación norteadada, no pirenaica.

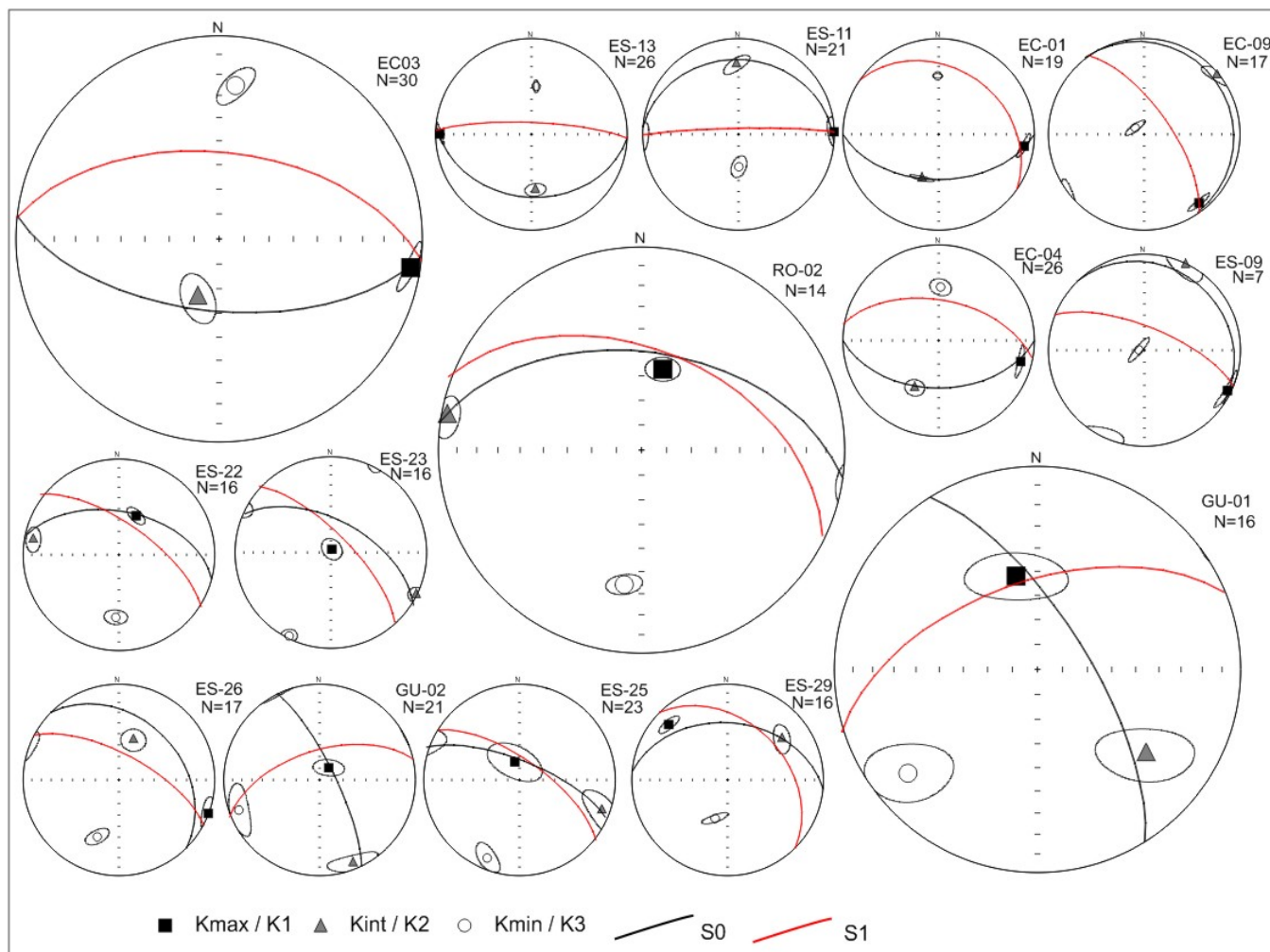


Figura 5- Ejemplos de fábricas magnéticas donde la lineación magnética presenta una orientación paralela a la lineación de intersección. Se incluyen distintos casos identificados y a mayor tamaño aquellas más representativas. Se incluye en los estereogramas la representación de la estratificación y esquistosidad media medida en campo. Las zonas de confianza en los estereogramas provienen del análisis estadístico de los datos mediante la estadística de Jelínek, (1978).

Con independencia del proceso responsable en ambos subtipos, las fábricas se concentran más si se comparan tras ser abatidas a la horizontal. Los cambios locales de orientación de la estructura hacen perder la coaxialidad que se identifica en los tipos 1 y 2 y permite identificar un basculamiento aparente pasivo de las fábricas según estructuras de orientación no pirenaicas. Estos aspectos suponen que las fábricas de tipo 3a podrían clasificarse dentro de los dos tipos anteriores si se analizan abatidas o si la estratificación fuera horizontal.

El segundo grupo de fábricas se desarrolla en sectores donde la esquistosidad macroscópica puede identificarse a escala de afloramiento. Los tipos de fábricas se definen en función de la relación entre la esquistosidad, la estratificación y la fábrica magnética (lineación y foliación magnética). El paralelismo entre pliegues, cabalgamientos y la esquistosidad que puede desarrollar abanicos con respecto los pliegues, presenta una distribución subparalela tanto a escala

regional como frente a las variaciones locales. En este sector, la lineación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad suele presentar una orientación pirenaica y, en la mayoría de los casos, subhorizontal y paralela a la lineación magnética. En estos sectores se pueden definir una serie de tipos de fábricas atendiendo a la capacidad de adscripción de la lineación a la dirección de la capa, a la esquistosidad o a la lineación de intersección (Fig. 5).

En el tipo 4 se incluyen fábricas magnéticas con foliación magnética paralela a la laminación sedimentaria y lineación magnética paralela a la lineación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad. Estas fábricas presentan geometrías triaxiales a prolatas. Este tipo es más fácilmente observable cuando estratificación y esquistosidad no presentan direcciones paralelas, ya que la lineación de intersección no presenta dirección pirenaica y permite identificar que la lineación magnética sigue la intersección entre estratificación y esquistosidad (Fig. 5). En otras estaciones, aunque de forma poco generalizada, además de lineación magnética paralela a la lineación de intersección se pueden identificar también pequeñas dispersiones de datos. Estas dispersiones pueden asociarse a la lineación

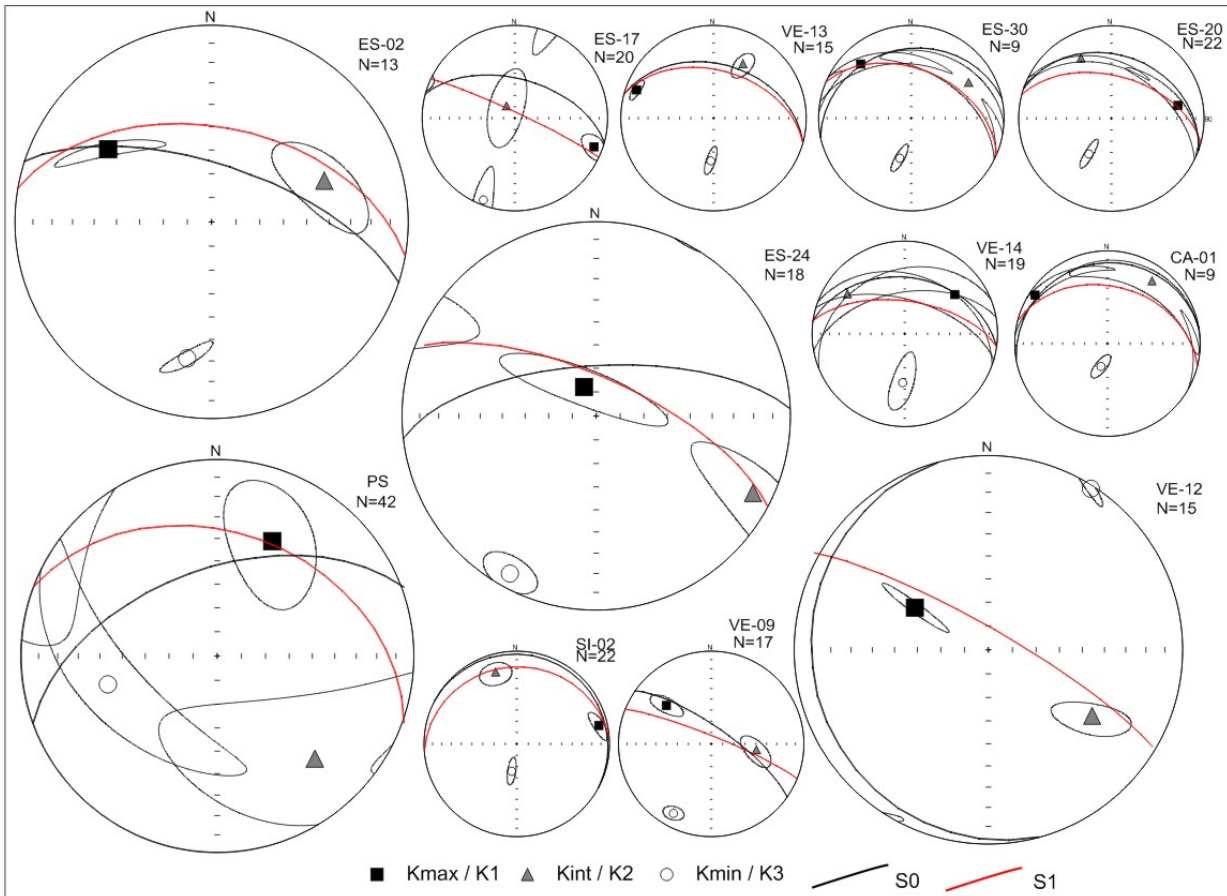


Figura 6- Ejemplo de fábricas de los tipo 5 y 6 y variabilidad existente entre los mismos y patrones de guirnalda de datos a lo largo de los distintos tipos analizados. A mayor tamaño se incluyen aquellas más representativas. Las zona de confianza en los estereogramas provienen del análisis estadístico de los datos mediante la estadística de Jelinek, (1978). En los estereogramas se incluyen los planos medios de S0 y S1 medidos en campo.

magnética (dispersión de la lineación entre los planos de estratificación y esquistosidad) o para el polo de la foliación magnética entre los polos de la estratificación y esquistosidad.

Estas dispersiones presentan pequeño desarrollo y muestran normalmente un mayor control (paralelismo) por parte del plano de foliación sedimentaria.

El tipo 5 presenta fábricas magnéticas con foliación magnética paralela a la foliación tectónica macroscópica (esquistosidad; Fig. 6) y la lineación magnética se mantiene como en el tipo 4, paralela a la lineación de intersección. La morfología de estas fábricas es fundamentalmente triaxial, aunque se identifican también fábricas tanto prolatas como oblatas. El tipo 6 se caracteriza por una foliación magnética paralela al plano de la esquistosidad, y la lineación magnética no es paralela a la lineación de intersección pudiendo localizarse paralela al buzamiento de la esquistosidad (máxima pendiente) o a la dirección de amplificación de la estructura (Fig. 6). Los elipsoides presentan morfología variables pero dominando principalmente aquellos oblatos y triaxiales.

Los 2 grupos de fábricas descritos (grupo 1: fábricas 1, 2, y 3; grupo 2: fábricas 4,5 y 6) presentan una relación general con su distribución areal. Los tipos de fábricas 1, 2 y 3 son los únicos identificados a lo largo del borde septentrional de la cuenca de antepaís, a lo largo de la cuenca molásica continental y cuenca eocena marina de Jaca. Por otro lado, estas fábricas también se identifican en sectores más internos de la cadena intercaladas con las fábricas del grupo 2 y otros tipos de fábricas. Las fábricas de tipo 3B se identifican principalmente a lo largo de la vertiente septentrional de las Sierras Exteriores donde se han identificado rotaciones de eje vertical. Las fábricas del grupo 2 se identifican tanto en el surco turbídico, Sierras Interiores y Zona Axial donde existen evidencias de esquistosidad macroscópica o en sectores con esquistosidad incipiente fuera del dominio propiamente esquistoso (por ejemplo al S del cabalgamiento de la Sierra de Leyre).

Además de los tipos anteriores, en relación con la dirección de capa y esquistosidad, existe un tercer grupo de fábricas donde no existe una relación directa con dichos elementos. Este tercer grupo de fábricas se caracteriza por presentar lineación magnética perpendicular a la macroestructura (es decir orientación perpendicular a la traza de los cabalgamientos y pliegues a nivel regional). La lineación magnética presenta una orientación perpendicular a la estratificación y esquistosidad (si éstas presentan dirección pirenaica) o mantiene una orientación N-S a NNE-SSW con independencia de la orientación de la estratificación y la esquistosidad a escala de estación (Fig. 7). El tipo 7 presenta fábricas oblatas-triaxiales y foliación magnética paralela a la estratificación. El tipo 8 presenta fábricas tanto prolatas como triaxiales y la lineación magnética es horizontal con independencia de la orientación de la estratificación o la esquistosidad (foliación magnética vertical, polo de la foliación magnética paralelo a la lineación de intersección o guirnaldas de los ejes mínimo e intermedio. K2 y K3; Fig. 7).

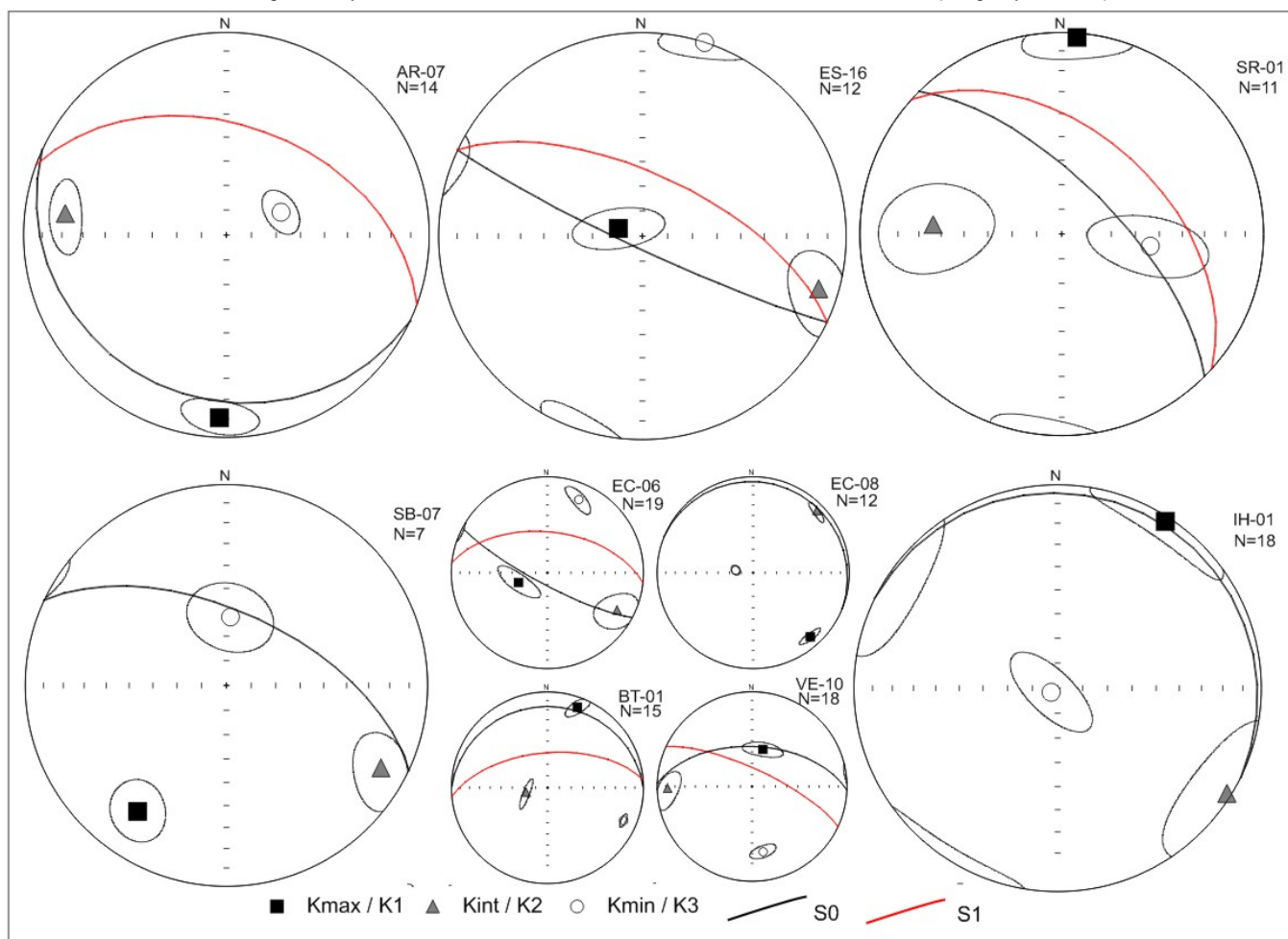


Figura 7- Ejemplo de fábricas de los tipo 7 y 8 y variabilidad existente entre los mismos y patrones de guirnaldas de datos a lo largo de los distintos tipos analizados. A mayor tamaño se incluyen aquellas más representativas. Las zona de confianza en los estereogramas provienen del análisis estadístico de los datos mediante la estadística de Jelinek, (1978). En los estereogramas se incluyen los planos medios de S0 y S1 medidos en campo.

El análisis de otras técnicas de fábricas magnéticas diferentes a la ASM muestra los mismos tipos de fábricas definidos anteriormente. El objetivo de las técnicas aplicadas ha sido identificar la presencia de más de un patrón de partículas magnéticas en las muestras analizadas, la relación entre ellas y la ASM y establecer algunas consideraciones sobre las características mineralógicas de los distintos tipos de fábricas. En la fig. 8 se incluye un análisis a escala de estación a través de distintas técnicas de fábricas (un estudio más detallado puede analizarse en Pueyo Anchuela et al., 2010b: 2011b y under review).

En el caso del pliegue analizado en la fig. 8, la ASM muestra distintos patrones de fábricas dependientes de la posición estructural y del comportamiento magnético principal de la ASM. Se identifican fábricas en la ASM asociadas al plano de la esquistosidad con lineación magnética próxima al buzamiento de la misma, lineación magnética horizontal y perpendicular a la estructura (con eje mínimo paralelo a la lineación de intersección), lineación magnética contenida en la estratificación y perpendicular a la dirección de capa y lineación magnética paralela a la lineación de intersección. Estas variaciones del elipsoide representan casi todos los tipos de fábricas descritos. Los análisis de otras técnicas de fábricas magnéticas

muestran los mismos tipos de fábricas pero agrupados por técnicas. Las fábricas asociadas a la esquistosidad o a la lineación de intersección son más habituales en LTAMS, AGRM o ApARM de partículas de alta coercividad mientras que las fábricas de tipo 7 y 8 son más habituales en las fábricas de ARM y ApARM de partículas de baja coercividad. El tipo de fábricas identificado no se mantiene entre las distintas técnicas, apareciendo fábricas diferentes dependiendo de la técnica de análisis pero dentro del espectro de variación identificado para todas las muestras en la ASM. Por otro lado, las fábricas donde se identificaba el polo de la foliación magnética paralelo a la lineación de intersección se obtiene también en fábricas de remanencia por lo que esta tipología, no esperada, no es debida a un cambio entre la anisotropía de grano y de la susceptibilidad.

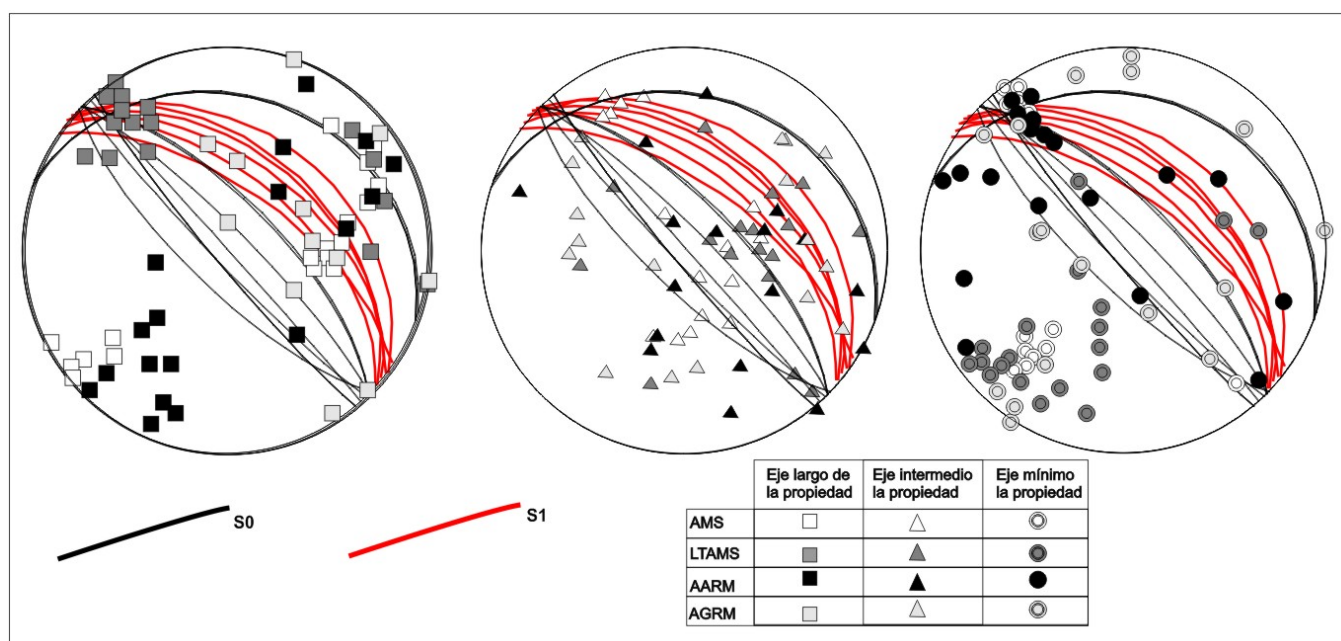


Figura 8.- Análisis integrado de distintas técnicas de fábricas para una misma estación desarrollada sobre un pliegue (modificado de Pueyo et al., 2009) y para distintas técnicas de fábricas magnéticas. Se incluye en los estereogramas la estratificación y esquistosidad medida en campo.

Aspectos mineralógicos de las fábricas analizadas

A nivel de grupos de muestras se identifica una tendencia general de incremento de la susceptibilidad media paralela al incremento del grado de anisotropía. Este aspecto puede deberse a la influencia de fases ferromagnéticas en la susceptibilidad (fig. 9A). La anisotropía de los granos ferromagnéticos tiene grados de anisotropía medio-altos y superiores a las partículas paramagnéticas. Sin embargo, las muestras con mayores valores del grado de anisotropía (esperable mayor contenido en minerales ferromagnéticos) se encuentran dentro del campo oblató y no dentro del campo triaxial o prolato (fig. 9B).

La fase portante principal de la susceptibilidad ferromagnética a lo largo de las litologías analizadas es una fase de baja coercividad (<60mT) y con temperaturas de desbloqueo en el rango de los 500-550°C, que puede asociarse a magnetita. Dados los valores habituales de coercividad (10-30 mT) y la distribución paralela de la ASM y la AARM, estas magnetitas se encuentran dentro del rango de magnetitas multidominio (fig. 10). Con menor desarrollo se identifican también en algunos de los grupos litológicos analizados, sulfuros de Fe (descenso de los ejes X e Y de la desmagnetización térmica de tres ejes en el rango de los 300-350°C). En algunas litologías se identifican variaciones que afectan al eje de alta coercividad tanto para temperaturas bajas (250°C; goethita) como para temperaturas por encima de la desaparición de la magnetita (>650°C; hematites; Pueyo-Anchuela et al. 2011b, under review a y b).

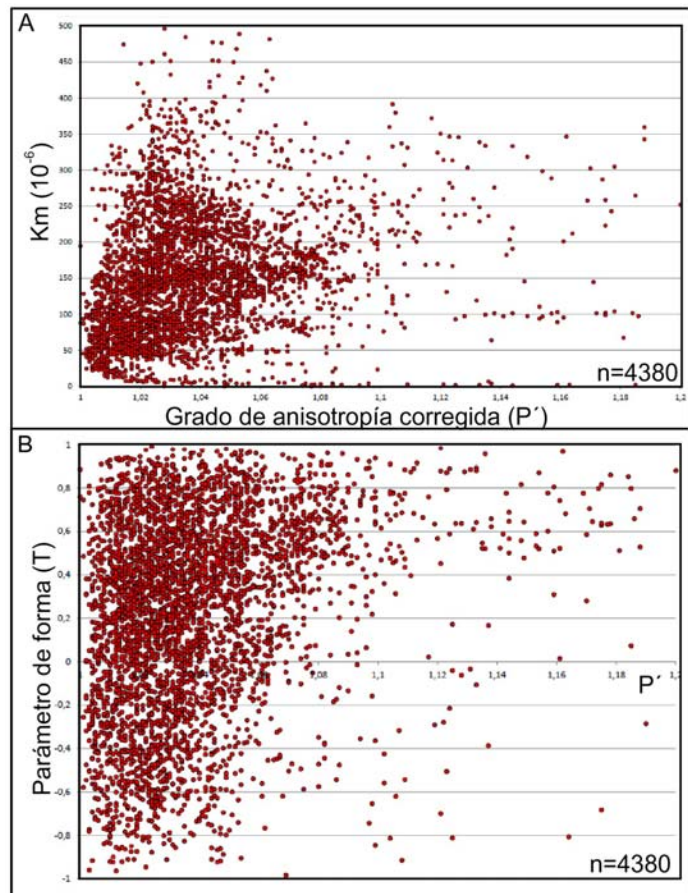


Figura 9.- Diagrama de parámetros magnéticos de la ASM. A. Susceptibilidad media frente al grado de anisotropía corregida (Km vs. P') y B. Grado de anisotropía frente al parámetro de forma (P' vs. T; parámetros tras la definición de Jelinek.1981).

Los resultados de estas técnicas revelan una baja variabilidad mineralógica ferromagnética. Las fases minerales presentes se encuentran asociadas principalmente a magnetita, localmente con influencias de sulfuros de hierro y fases de alta coercividad (goethita o hematites) sólo identificadas de forma significativa en las litologías carbonatadas y en ausencia de otras fases ferromagnéticas. Sin embargo, la correlación esperable de los cambios de la contribución paramagnética a la susceptibilidad con respecto la susceptibilidad media no presenta una correlación directa. El análisis de la susceptibilidad media frente a la contribución para o ferromagnética a la susceptibilidad, presenta una correlación general para valores entre los 150 y 275 x 10⁻⁶ (Pueyo et al., 2008) pero no para todas las muestras analizadas.

La comparación entre el grado de anisotropía y la susceptibilidad media en muestras donde se controla la contribución paramagnética a la susceptibilidad, muestra que no existe una correlación entre la susceptibilidad ferromagnética y el grado de anisotropía corregida (fig. 11 A y B). El análisis del grado de anisotropía y

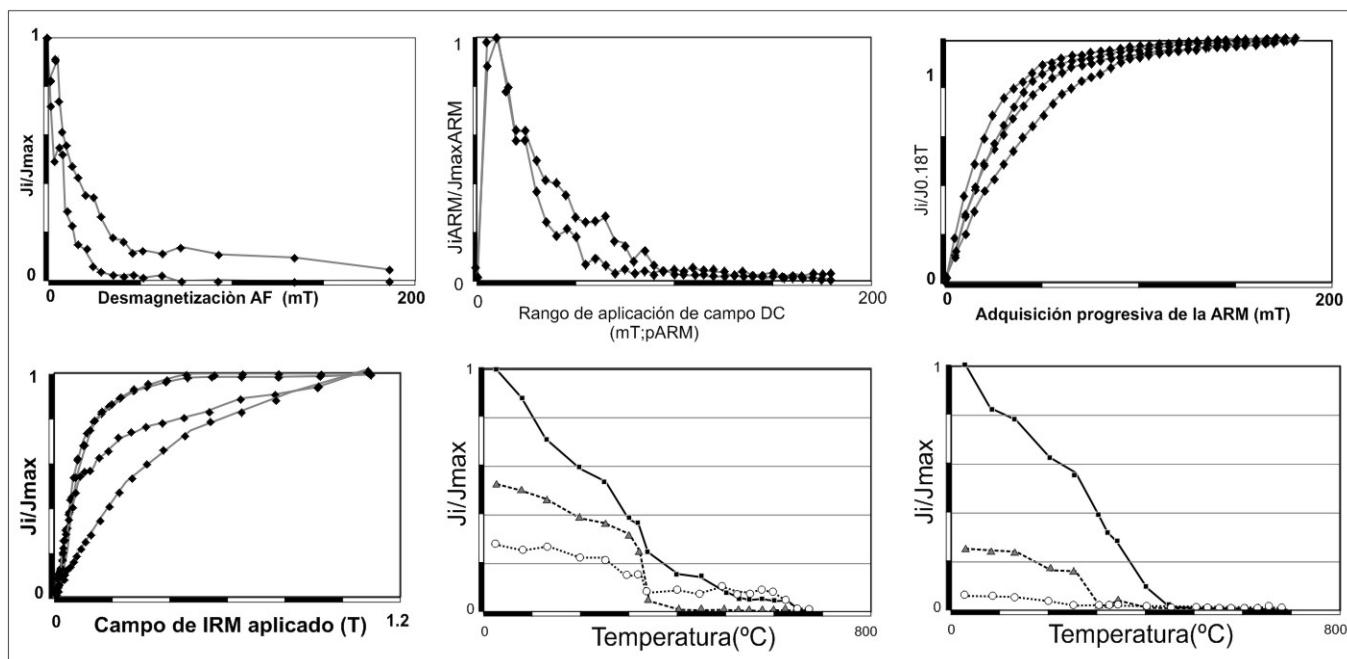


Figura 10.- Principales resultados obtenidos para distintas técnicas de identificación ferromagnética a partir de la desmagnetización AF, adquisición parcial de la remanencia magnética anhisterética, adquisición progresiva de la ARM, adquisición progresiva de IRM y desmagnetización térmica de la IRM de 3 ejes (Lowrie, 1990;: X=0.1T; Y= 0.3 T; Z=1.1T).

la definición de la lineación magnética para grupos de muestras (fig. 11D) tampoco presenta una correlación directa (aunque sí que los mayores valores de P' se desarrollan en estaciones donde la lineación magnética está mejor definida a escala de estación). En el caso del parámetro de forma predominan los elipsoides oblatos (fig. 11E) y el análisis de la definición de la foliación magnética a escala de estación y grupos de muestras (con independencia del plano de referencia) es mayor en aquellas muestras con mayores valores del parámetro T. Todos estos gráficos (fig. 11) indican que existe una influencia de las fases ferromagnéticas a la susceptibilidad y en la definición del elipsoide de la ASM pero que no es un factor determinante en la tipología de fábricas.

Origen y factores que incluyen en los patrones de fábricas. Discusión.

El análisis de la relación entre la deformación y las fábricas magnéticas muestra, en posiciones meridionales de la cadena, una ASM asociable a la deformación en posiciones de decenas de kilómetros al S del frente pirenaico. Este patrón se caracteriza por un incremento de la definición de la lineación magnética, de orientación perpendicular al acortamiento inferido, al aproximarse al frente de cabalgamiento. Esta progresión se produce con morfologías oblatas e incrementos de la definición de la lineación magnética en el plano de la estratificación, incremento de la anisotropía particular a escala de muestra ($> P'$ y T) o incremento de las

diferencias acumulativas de las dimensiones de los ejes del elipsoide (paso de las fábricas de tipo 1 a 2). Los elipsoides de la ASM pasan de morfologías oblatas a triaxiales en la progresión de tipos 1 a 2. El tipo 3 no presenta cambios de la morfología del elipsoide con respecto a las fábricas del tipo 1 o 2 o de la definición de las mismas a escala de estación (Fig. 12). La principal diferencia entre fábricas de tipo 1 a 3 es la cronología relativa que puede inferirse de las mismas. Las fábricas de tipo 3 presentan un basculamiento pre-plegamiento y, que dada la orientación de la estructura que bascula la fábrica, permite identificar que la lineación magnética tenía orientación pirenaica antes del plegamiento. Este basculamiento no coaxial permite identificar que tanto los casos 1,2 y 3, representan fábricas pre-plegamiento asociables a un proceso de acortamiento paralelo a las capas y basculado coaxialmente (1 y 2) o basculadas por estructuras de orientación diferente a la pirenaica (3A). El segundo subtipo de las fábricas 3 (3B), donde la dirección de la capa es de orientación pirenaica pero la ASM registra un proceso pre-plegamiento, puede interpretarse como adquirida antes de la rotación de eje vertical de la zona. Esta circunstancia prueba el registro de un acortamiento pre-plegamiento y pre-rotación tectónica (Pueyo Anchuela et al., 2012).

En sectores más septentrionales, como ocurre en el caso de las fábricas de tipo 3, también se pueden identificar fábricas donde se ha producido un basculamiento de las fábricas y la capa que las contiene de dirección no pirenaica. En estos casos se puede identificar el basculamiento de la fábrica y discriminar su origen respecto un proceso pre-plegamiento, syn-plegamiento (K_{max} paralelo a los ejes de los pliegues) o siguiendo la lineación de intersección entre S_0 y S_1 . En otros casos, la lineación magnética sigue la lineación de intersección cuando la estratificación o la esquistosidad no son exactamente paralelas. En el caso de estaciones con direcciones paralelas para S_0 y S_1 y lineación de intersección paralela a ambos planos, las fábricas no permiten identificar de forma inequívoca si se trata de fábricas de tipo 2 o tipo 4. El estudio en detalle de estas fábricas en los dominios con esquistosidad y sin posibilidad de discriminar entre la dirección de la capa, de la esquistosidad o con el azimut de la lineación de intersección permite identificar algunas características que pueden ayudar en la adscripción de dichas fábricas. Estas fábricas no presentan desarrollos significativos de guirnaldas de datos de los polos de la foliación magnética entre los polos de la estratificación y de la esquistosidad. Sin embargo, sí se pueden identificar cambios en la simetría de las zonas de confianza de la estadística de Jelinek (1978) o en la distribución de los datos obtenidos del modelo de bootstrap de los distintos ejes magnéticos a escala de estación. En el caso de la dispersión de la lineación magnética se identifica una dispersión afectando a las zonas de confianza de la lineación magnética. Ésta suele distribuirse dentro del plano de foliación donde el ángulo mayor de su zona de confianza se dispersa sobre el plano macroscópico principal (estratificación o esquistosidad Fig.12A).

4.1.- Análisis de fábricas magnéticas en el sector occidental del Pirineo Central (Aragón y Navarra)

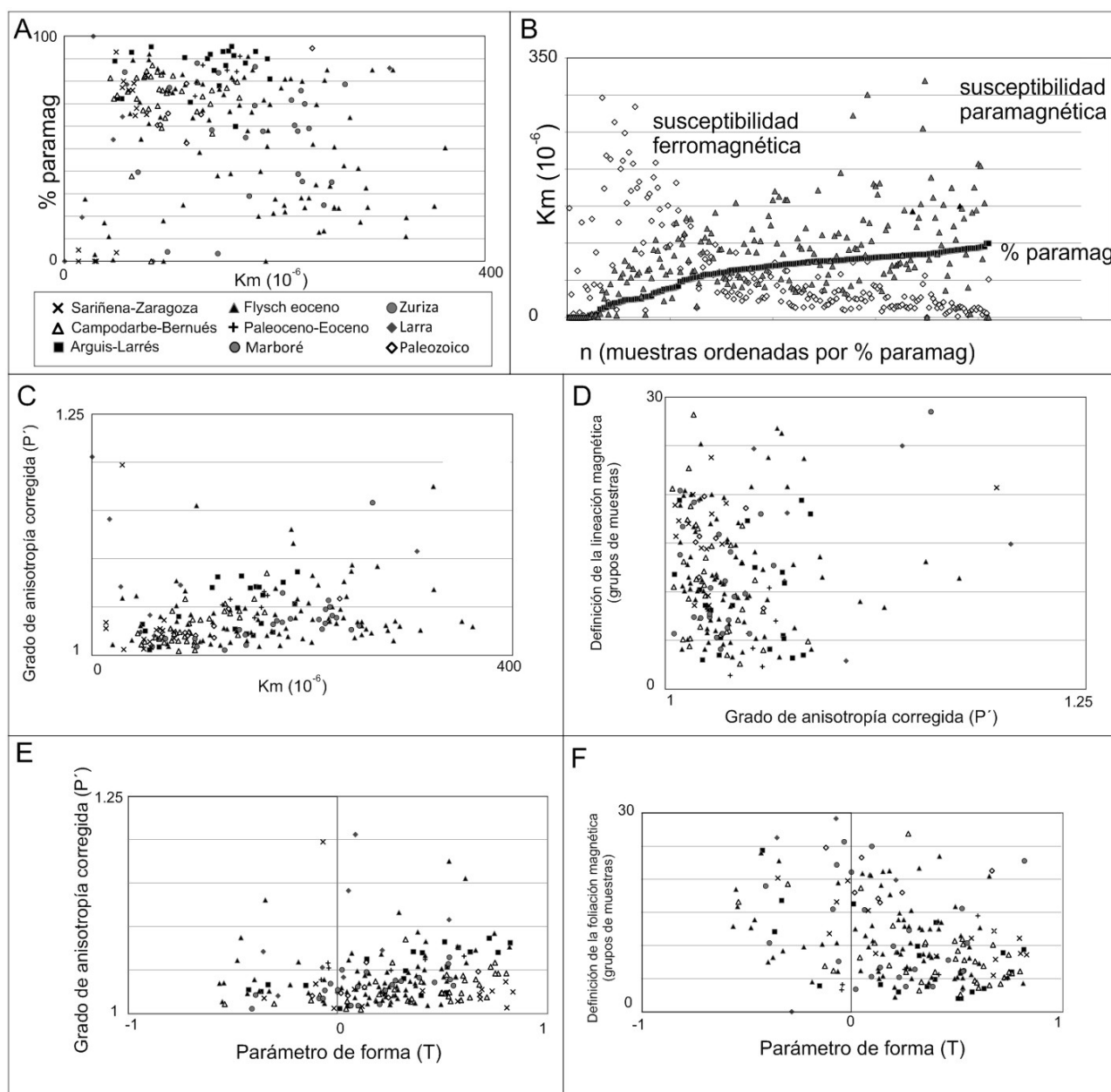


Figura 11.- Análisis de Parámetros magnéticos dependiendo de las características mineralógicas de las muestras, la litología y los parámetros de anisotropía de los elipsoides de la ASM. A. Diagrama comparado de la contribución paramagnética a la susceptibilidad frente a la susceptibilidad media.. B. Comparación de la contribución paramagnética a la susceptibilidad (%) frente a la susceptibilidad media equivalente (para volúmenes de análisis de ASM estándar) ferromagnética y paramagnética. C. Diagrama de susceptibilidad media frente al grado de anisotropía corregida; D. Comparación del grado de anisotropía corregida (P') frente a la definición de la lineación magnética para grupos de muestras (E12 de Jelinek, 1978); E. Parámetro de forma (T) frente al grado de anisotropía corregida (diagrama de Jelinek, 1978); F. Gráfico comparado del parámetro de forma frente a la definición de la foliación magnética (E32 de Jelinek, 1978).

En el caso de las estaciones de tipo 1 a 3, este aspecto pone de manifiesto su relación con la estratificación y no con la dirección de la capa, sin embargo en sectores más internos de la zona de estudio y donde la lineación magnética no es fácilmente asignable a la dirección de la capa, de la esquistosidad o de la lineación de intersección, el eje mayor de la elipse de dispersión de los datos no sigue ninguno de los planos, sino que se dispersa entre ambos (sigue una distribución en

general en la dirección entre los polos de la estratificación y la esquistosidad; Fig. 12B). En el caso de los polos de la foliación se identifica una distribución elíptica cuyo eje mayor se dispersa en la dirección entre los polos de S0 y S1. Esta dispersión, en general baja, marca una anisotropía de la dispersión de los polos de la foliación magnética aunque su media suele aparecer concentrada sobre uno de los polos de los planos macroscópicos analizados (Fig. 13c). Esta anisotropía de la distribución de ejes, Kmin y Kmax, y el desarrollo de fábricas triaxiales en sectores con esquistosidad, son en ocasiones la única evidencia de la influencia de la esquistosidad en las fábricas de ASM. La identificación de fábricas asociadas a la esquistosidad en otras técnicas de fábricas magnéticas indica la presencia de partículas que registran la deformación esquistosa aunque la ASM no muestre una relación directa.

Este modelo de competencia de fábricas se identifica cuando siguiendo la progresión de la deformación se pasa de fábricas oblatas asociadas a S0, a fábricas triaxiales asociadas a la lineación de intersección, mantenimiento de la lineación magnética paralela a la lineación de intersección con foliación magnética paralela a la estratificación y después paralela al plano de la esquistosidad (principalmente dentro del campo triaxial) y fábricas planares asociadas a la esquistosidad y lineación magnética paralela a la dirección de amplificación de la estructura o buzamiento de la esquistosidad (Fig. 12).

Este modelo, sin embargo, no presenta una progresión lineal a lo largo de la cadena como tampoco una relación independiente de la estructura local o de las relaciones geométricas entre los planos de referencia analizados. De esta forma, se identifican fábricas planares con foliación magnética paralela a la esquistosidad en condiciones meridionales intercaladas con fábricas asociadas al acortamiento paralelo a las capas y de lineación de intersección. Localmente el tipo de fábrica identificado en la ASM puede presentar una relación directa con la estructura local, así en el surco turbidítico las fábricas de tipo 6 son más habituales en flancos inversos de pliegues o al S del cabalgamiento de la Sierra de Leyre (en condiciones externas respecto al dominio de la esquistosidad regional pirenaica pero asociada a un incremento local de la esquistosidad). Por otro lado, la relación angular entre S0 y S1 influye en la definición de las fábricas, adquiriendo las distribuciones más oblatas cuando ambos planos forman bajos ángulos en condiciones internas de la cadena (Fig. 12).

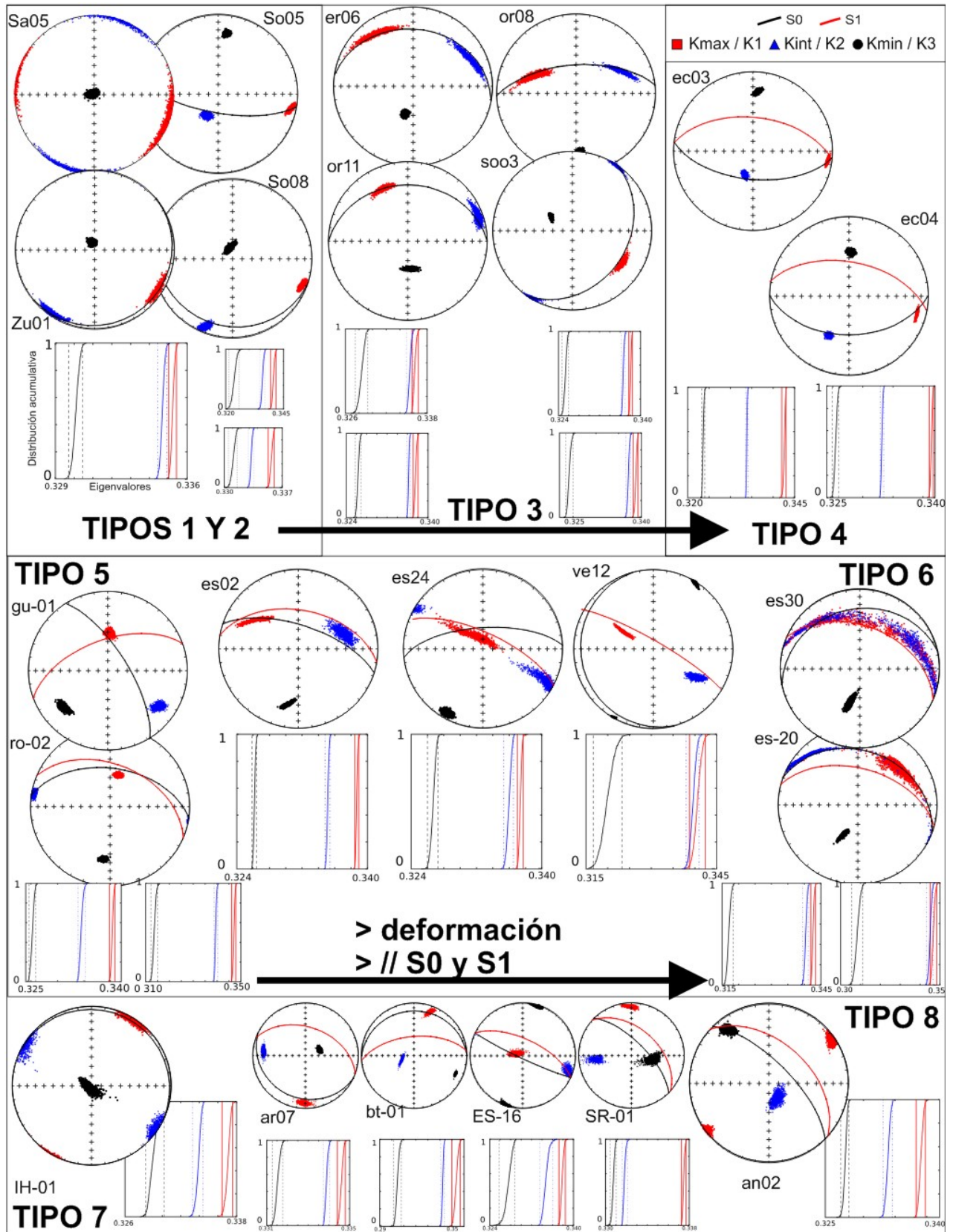


Figura 12.- Modelos de bootstrap y distribución acumulativa de eigen-módulos para los distintos tipos de fábricas analizados.

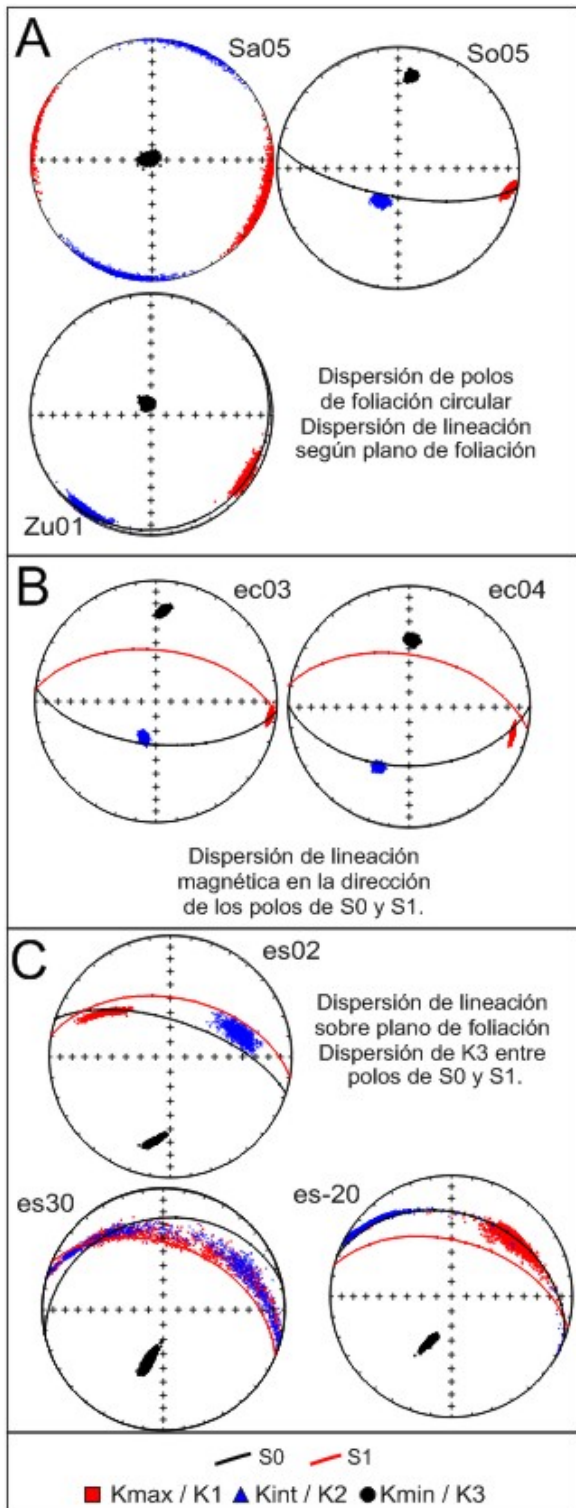


Figura 13.- Ejemplos de cambios en la anisotropía de la distribución de ejes a escala e estación a través de modelos de bootstrap para
A. Dispersión de la lineación según en plano de foliación sedimentaria. B. Dispersión de la lineación magnética independientemente de los planos de foliación macroscópica. C. Dispersión de los polos de foliación magnética entre los polos de estratificación y esquistosidad.

De igual forma que los tipos de fábricas, las variaciones de los parámetros magnéticos también muestran una distribución heterogénea. La variación litológica, sobre todo en los grupos litológicos carbonatados, influye en las partículas magnéticas presentes en las rocas analizadas. Esta variación modifica los rangos de anisotropía máxima que pueden desarrollarse en función de las partículas magnéticas presentes, pero la impronta tectónica y la distribución estructural de las estaciones inciden en mayor grado. Por otro lado, el análisis de subfábricas permite identificar varios tipos de fábricas en las mismas muestras aunque no sean evidentes en la ASM lo cual permite determinar que la ASM representa una distribución que responde a la competencia de distintas partículas con distintas orientaciones.

Los tipos 7 y 8 (Grupo de fábricas 3; Fig. 7) no parecen responder al modelo planteado para las fábricas 1 a 6 descritas anteriormente. La distribución de ejes a escala de estación, la anisotropía de las zonas de confianza (fig. 12) como la variación de los parámetros magnéticos presenta también indicios de competencia en la ASM. Estos indicios parecen desarrollarse a través de: i) la identificación de fábricas magnéticas diferentes a la ASM; ii) un mayor desarrollo de los tipos 7 y 8 cuando las fábricas de ASM son principalmente ferromagnéticas y iii) la presencia de patrones poco definidos en el ASM y distribuciones tanto oblatas- triaxiales

o incluso prolatas dependiendo de la contribución paramagnética a la susceptibilidad. El origen de una lineación magnética perpendicular a la dirección de acortamiento regional se ha descrito en distintos contextos como asociada a la cizalla paralela al desplazamiento de los cabalgamientos. La distribución de ejes de ASM puede presentar tanto foliación magnética contenida en el plano vertical de desplazamiento (conteniendo a los ejes K_{max} y K_{int}) o fábricas mixtas con influencia de la fábrica compactacional previa donde el plano de movimiento contiene a los ejes K_{max} y K_{min} (Tarling y Hrouda, 1993 entre otros). En el caso estudiado, las fábricas de tipo 7 y 8 presentan además una correlación con los incrementos de la susceptibilidad media y de la contribución ferromagnética a la susceptibilidad. En estas estaciones más ferromagnéticas las fábricas de tipo 7 y 8 suelen controlar la ASM y suelen estar mucho más desarrollada en ambientes próximos a cabalgamientos. Sin embargo las mismas tipologías se pueden identificar en fábricas de remanencia aunque no se identifiquen en la ASM. Ambos tipos presentan relaciones variables con respecto la estratificación, en algunos casos la lineación magnética está contenida en la estratificación y presenta inmersiones variables, mientras que en otros casos la lineación magnética es horizontal con independencia del buzamiento de la estratificación. La distribución de estos tipos, tanto en la ASM como en otras técnicas, parece mostrar un mayor desarrollo de aquellas asociadas a la estratificación en ambientes septentrionales y localmente basculadas por la estructura.

Esta distribución podría ser un reflejo de un proceso de cizalla regional que afectó a determinados niveles en posición subhorizontal y a otros con disposición plegada. El mayor desarrollo de estas fábricas en el sector septentrional podría estar registrando los procesos asociados al emplazamiento de la lámina de Gavarnie que afectó a estructuras previas del sistema de Larra.

Distribución de los patrones de fábricas. Modelo evolutivo.

El análisis de los parámetros magnéticos a lo largo de la zona estudiada muestra, para los tipos 1 a 6, la tendencia esperable inferible del incremento de la deformación (paso de fábricas oblatas a triaxiales, prolatas y oblatas de nuevo en la zona más interna de la cadena; fig. 14).

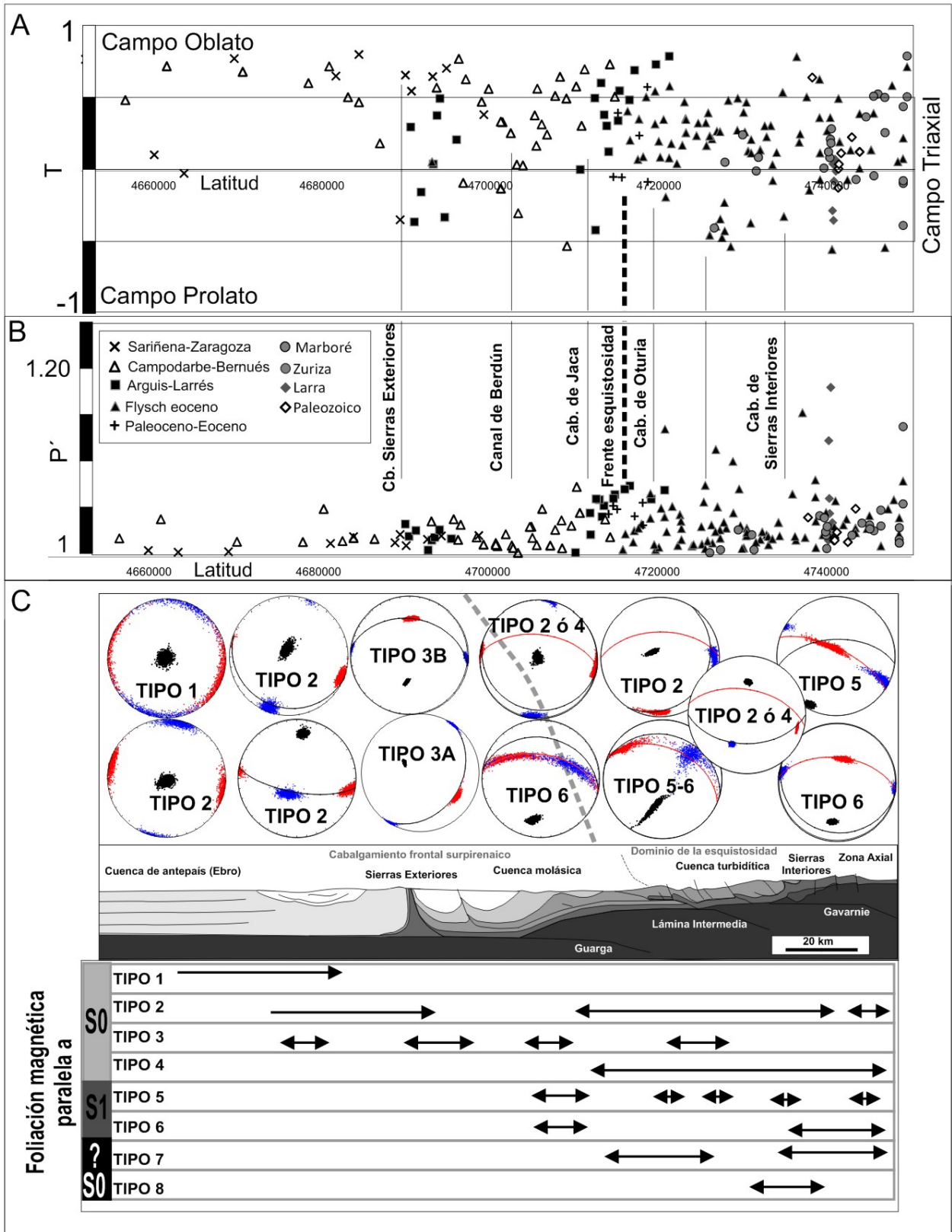


Figura 14.- Análisis regional de parámetros y distribución de fábricas (representadas las medias de parámetros para cada estación analizada) a lo largo de la zona de estudio. A. Variación latitudinal del parámetro de forma, B. del grado de anisotropía y C. de los tipos de fábricas y su distribución regional. Se incluye referencia en las figuras de algunas de las estructuras tectónicas de mayor desarrollo y la localización del frente de esquistosidad.

Sin embargo, su reflejo en el patrón direccional de las fábricas no presenta un paralelismo directo con el esperable elipsoide de deformación. Mientras que en el entorno meridional, al S del frente de esquistosidad, hay una correlación clara entre el desarrollo de fábricas y el incremento de la deformación (paso de fábricas oblatas a más triaxiales y luego a prolatas), en las zonas con esquistosidad las fábricas magnéticas no presentan una foliación magnética paralela al plano de la esquistosidad de forma generalizada. Esta variación presenta un cambio de la sensibilidad aparente de las fábricas magnéticas al registro de la deformación, presentando una fábrica de acortamiento tectónico en la ASM en condiciones de baja deformación (en ocasiones sin evidencias externas) y una aparente no afección de la esquistosidad en el patrón direccional de la ASM en ambientes con esquistosidad. Es preciso hacer algunas consideraciones en relación a esta tendencia general: en cuanto a las fábricas sin esquistosidad, se identifica un incremento progresivo de la definición de las fábricas con el incremento de la deformación y una distribución general a escala de cadena compatible con distintos episodios de acortamiento paralelo a las capas con incrementos de la definición asociados a determinadas estructuras (Fig. 14A y B). Esta progresión presentaría la misma tendencia que la deformación pirenaica, propagación de la deformación tanto temporal como arealmente. En estas condiciones, la deformación interna fue principalmente de bloque inferior respecto a los cabalgamientos. Por otro lado, el carácter syn-sedimentario de algunas de estas estructuras produjo el desarrollo de fábricas magnéticas muy tempranas en estados de reología muy plástica. Estos aspectos pueden comprobarse en campo cuando se identifican estructuras de plegamiento afectando al flysch eoceno con mullions que requieren de estados poco litificados y con contraste de ductilidad para su desarrollo (ver Gil et al., 2006).

Esta progresión de fábricas asociada a procesos de acortamiento paralelo a la capas pudo afectar de forma diferencial y en distintos momentos a las rocas analizadas. La distribución de los tipos de fábricas y de los parámetros magnéticos muestra anomalías de la tendencia general asociados a cabalgamientos, con incremento progresivo de la deformación inferida hacia el cabalgamiento y descenso al pasar a su bloque superior (Fig. 14 A y B). Esta pauta final está más controlada por la última estructura que sometió a un acortamiento paralelo a las capas a las rocas analizadas más que la identificación de distintas fases de deformación aditiva a escala de estación. Esta disposición puede responder a un acortamiento regional coaxial a través de distintos episodios de acortamiento paralelo a las capas, asociados a distintas estructuras, pero donde su diferenciación no es posible a escala de punto de análisis, pero donde la configuración y patrón de variación de las fábricas y parámetros magnéticos responde más a la última estructura local desarrollada.

La identificación de fábricas en la ASM asociadas a la esquistosidad (foliación magnética paralela al plano de la esquistosidad) se produce de forma paralela a la aparición de la esquistosidad macroscópica (fig. 14C). Sin embargo, este patrón no

se desarrolla de forma sistemática hacia sectores con persistencia de esquistosidad macroscópica y sólo se identifica localmente en sectores con alta deformación a escala de afloramiento (flancos inversos de pliegues anticlinales, alta penetratividad de la esquistosidad). Por otro lado, con independencia de la aparición de la ASM, existen otras fábricas magnéticas que sí muestran la impronta del plano de la esquistosidad si éstas son más dependientes de la fracción paramagnética (LTAMS o AGRM).

La aparición de fábricas asociadas a la lineación de intersección se identifica también en paralelo a la aparición de la esquistosidad, aunque siguen existiendo fábricas que siguen la dirección de la capa y no la lineación de intersección en dominios internos de las transversales analizadas (Fig. 14C). El análisis detallado de las fábricas de ASM en los casos donde existe paralelismo entre la dirección de la capa, de la esquistosidad, de la lineación de intersección y de la lineación magnética muestra que en la mayoría de dichos casos, existen guirnaldas sutiles o anisotropías de las zonas de confianza de la lineación magnética según una dirección entre los polos de la estratificación o esquistosidad o de los propios polos de la foliación magnética. Discusiones similares han sido puestas de manifiesto en trabajos previos en el Pirineo a través del desarrollo de guirnaldas de datos (Parés y Dinarès-Turell, 1993) o a través del análisis de la deformación en fábricas magnéticas y de corte más general (Parés et al., 1999; Parés y Van der Pluijm, 2002b; Parés, 2004).

La competencia entre dos fábricas planares ha sido también analizada matemáticamente (Housen et al., 1993) y en función del ángulo entre fábricas asociadas a la estratificación y esquistosidad (Debacker et al., 2004 y 2009). Estos trabajos presentan resultados comparables a los aquí obtenidos para el desarrollo de fábricas de lineación de intersección, aunque en este caso existen otros factores sobreimpuestos además de la relación angular entre los planos de S0 y S1. Estas diferencias hacen que éste no sea el único factor que modifica los tipos de fábricas y los parámetros magnéticos. Entre estos factores se encuentra la presencia de una fábrica pre-esquistosa bien desarrollada (de acortamiento paralelo a las capas), las variaciones mineralógicas (fábricas asociadas a partículas paramagnéticas y ferromagnéticas) y la impronta de una fábrica ferromagnética asociada a la cizalla paralela a los cabalgamientos.

Los factores anteriores provocan la ausencia del paralelismo esperable de las fábricas de ASM con la deformación asociada a la esquistosidad y sin embargo se identifica la persistencia de una fábrica de acortamiento paralelo a las capas de forma generalizada a escala de cadena. La relación entre ambos procesos, por otro lado, no es progresiva ya que la esquistosidad de forma generalizada es de plano axial y no proviene de un desarrollo esquistoso asociado a un acortamiento paralelo a las capas.

Esta variación en el registro de la ASM podría responder a un proceso de pérdida de sensibilidad aparente en las fábricas tanto por saturación de orientación de partículas como por presencia de un patrón ordenado previo (Borradaile y Alford, 1987; Pares y Van der Pluijm, 2002; Robion et al., 2007). La distribución inhomogénea de fábricas en el dominio esquistoso (Pueyo-Anchuela, under review) parece indicar la presencia de una competencia entre ambos registros en la definición de la ASM. La presencia de una petrofábrica pobremente definida o isótropa (al menos en el plano de la foliación sedimentaria) representó un medio en el que la deformación dejó fácilmente su impronta (caso de entornos de cuenca de antepaís) y que sin embargo, cuando existe un patrón asociado a la deformación, su modificación o la impronta de nuevos procesos es más complicado si no hay cambios mineralógicos. Por otro lado, el momento de orientación de partículas magnéticas durante la deformación también pudo tener un papel importante en el registro de los procesos, sobre todo cuando algunas de las unidades de naturaleza sintectónica adquirieron una fábrica magnética asociada a la deformación en condiciones reológicas muy dúctiles (condiciones próximas a la litificación).

El grado de competencia entre ambas fábricas parece explicar la distribución inhomogénea de fábricas en la ASM y asociadas a la esquistosidad. Estas fábricas se identifican en entornos previsiblemente de mayor intensidad de la deformación y donde la reorientación de partículas asociadas a la esquistosidad pudo superar el umbral de la fábrica previa de acortamiento paralelo a las capas.

Conclusiones y consideraciones.

El análisis de fábricas magnéticas, y especialmente la ASM, muestra un claro cambio de la sensibilidad aparente en el registro de distintos procesos de la deformación. Resulta llamativa la alta sensibilidad ante procesos de acortamiento paralelo a las capas a lo largo de decenas de kilómetros al S de cualquier otra evidencia de deformación y la ausencia de un patrón generalizado de fábricas asociadas a la esquistosidad en el dominio esquistoso pirenaico.

Aunque todas las fábricas analizadas presentan una relación con procesos tectónicos en la zona y la impronta de la esquistosidad en la ASM está presente, su interpretación no es directa. Aspectos como la lineación de intersección, la presencia de pequeñas guirnaldas de datos afectando tanto a la lineación magnética como al polo de la foliación magnética o la progresión regional desde fábricas oblatas bien definidas asociadas a la estratificación a patrones triaxiales en el dominio de aparición de la esquistosidad (con foliación magnética paralela primero a S0 y luego a S1) y fábricas de nuevo oblatas asociadas al plano de la esquistosidad en los dominios internos de la cadena o en sectores con alta deformación a escala de afloramiento.

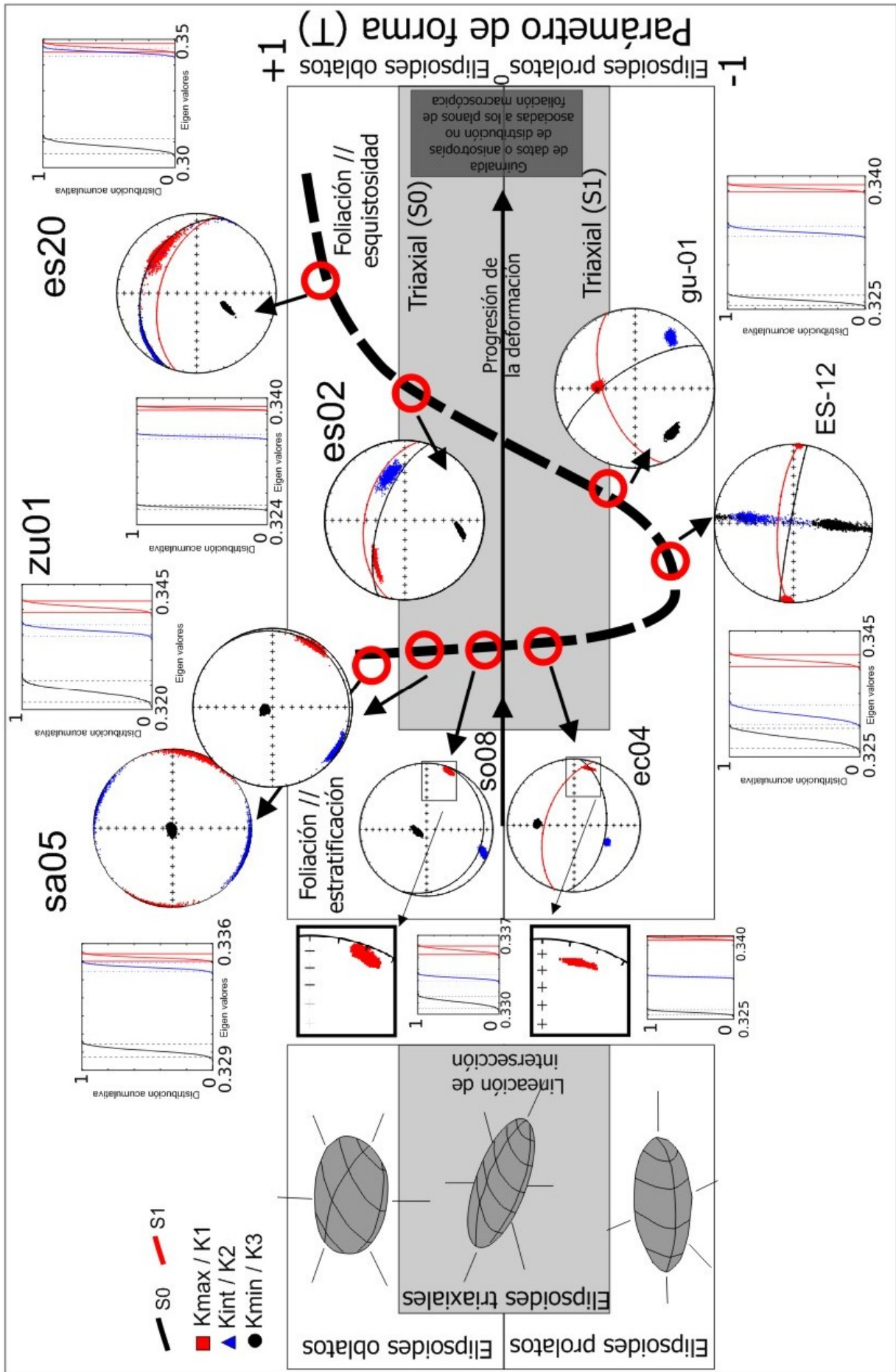


Figura 15.- Modelo de desarrollo de fábricas magnéticas (ASM) para la zona de estudio en la vertiente meridional del Pirineo y borde septentrional de la Cuenca del Ebro.

Esta tendencia se produce sin un cambio del patrón de ejes de la ASM de forma paralela al esperable elipsoide de deformación en un entorno esquistoso. Entre los factores postulados como responsables de este cambio de sensibilidad, se encuentran la presencia de patrones ordenados de partículas magnéticas asociadas a un proceso de acortamiento paralelo a las capas identificado a escala de cadena y el desarrollo de fábricas en momentos de alta ductilidad (pre-litificación) que pudieron no alcanzarse de forma generalizada durante el desarrollo de la esquistosidad. Sin embargo, la impronta de la esquistosidad está presente, en algunas subfábricas o en condiciones puntuales de alta deformación interna o baja impronta de otros procesos previos.

Los resultados presentados plantean la necesidad del cambio de metodología de análisis de datos en condiciones de desarrollo de la deformación de tipo coaxial y sedimentación contemporánea con la tectónica. En este contexto, mientras que existe un claro paralelismo en condiciones de baja deformación o sometidas a procesos de acortamiento paralelo a las capas entre la deformación esperada y la ASM, los procesos asociados a la esquistosidad parecen no presentar la misma interpretación directa. Por otro lado, la progresión inhomogénea de las fábricas magnéticas está también controlada por el propio carácter inhomogéneo de la deformación.

El análisis desarrollado ha permitido determinar, sin marcadores externos, la identificación de distintos procesos de acortamiento paralelo a las capas según progresiones asociadas a estructuras locales y deformación de bloque inferior sobre el que se sobre impone una deformación esquistosa asociada al desarrollo de pliegues y cabalgamientos. Localmente y asociada a mineralogías ferromagnéticas el modelo puede complicarse con el desarrollo de fábricas asociadas a la cizalla de emplazamiento de determinadas estructuras/cabalgamientos de los que tampoco existían evidencias previas en el análisis de campo pero donde su impronta es previsible a escala regional.

El modelo planteado de competencia entre distintas fábricas magnéticas (o distintos procesos deformacionales) sigue la pauta tradicional esperada de cambios en la morfología del elipsoide a través de incrementos de la deformación (Fig. 15; Tarling y Hrouda, 1993; Parés y Van der Pluijm, 2002; 2004). Esta pauta se desarrolla desde fábricas oblatas asociadas a la estratificación a fábricas oblatas asociadas a la esquistosidad, pero con un dominio triaxial de la lineación de intersección de gran desarrollo. Este dominio de lineación de intersección representa la práctica totalidad del dominio medio-interno del Pirineo y por otro lado comparte características geométricas y de relación entre la deformación y las fábricas magnéticas como para ser considerado en otros orógenos como una pauta de sensibilidad de las fábricas de ASM a los procesos de deformación.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por los proyectos BTE2002-04168-C03-01, CGL-2006-05817 y CGL2009-08969; el grupo de investigación GEOTRANSFER del Gobierno de Aragón y una beca FPU del primero de los firmantes.

4.5.1.-Recapitulación

Las técnicas de fábricas magnéticas y especialmente las de susceptibilidad (ASM) han mostrado una sensibilidad muy alta en la identificación de procesos de deformación en condiciones aparentemente no deformadas o con deformación muy escasa. En este trabajo se han analizado fábricas magnéticas y su relación con la deformación en distintos contextos de la tectónica pirenaica a escala de cadena.

Las fábricas, en relación con el contexto tectónico, muestran tres grupos de comportamiento; i) un primer grupo ligado a la superposición de procesos de acortamiento tectónico de tipo coaxial, ii) un segundo grupo relacionado con la existencia de un plano de aplastamiento paralelo a los planos axiales de los pliegues y iii) un tercer grupo de fábricas asociadas a la cizalla paralela a la dirección de transporte de los cabalgamientos.

La persistencia de un régimen tectónico compresivo posiblemente entre Santoniense o Campaniense y el Mioceno medio, con ejes de esfuerzos locales y regionales con orientaciones similares, y asociados a la aproximación de la placa Ibérica al margen euroasiático, fue el origen de una cadena asimétrica con desarrollo de un cinturón de cabalgamientos con formación de esquistosidad en las zonas internas y registro de la deformación en materiales sintectónicos, mucho más desarrollados en la vertiente meridional de la cadena.

Sobre los patrones de fábricas y su relación con la deformación.

El análisis de las fábricas magnéticas y su relación con la deformación muestra un desarrollo desigual entre los sectores septentrionales y meridionales y no presentan una progresión directa.

4.5.1.-Recapitulation

Magnetic fabric techniques and specially the susceptibility fabrics (AMS) have shown a high sensibility to strain processes in apparently non deformed settings or with low deformation rates. Magnetic fabrics and their relation to strain has been analyzed along this work at different settings along the Pyrenean orogen and integrated in an orogen scale.

Magnetic fabrics, considering their tectonic position, permit to define three main groups: i) a first group linked to the superposition of different tectonic shortening processes in a coaxial manner, ii) a second group related to the existence of a flattening plane parallel to the axial planes of folds and iii) a third group where magnetic fabrics are related to the shear direction parallel to the displacement direction of thrusts.

The Pyrenees were developed below a similar tectonic compressive setting between Santonian or Campanian to middle Miocene and due to the approaching between the Iberian and European plates through their cortical indentation. This collision developed a fold and thrust belt of asymmetrical morphology, cleavage development in the inner zones of the chain and a long record of tectonic activity through syntectonic deposits more developed in the southern part of the chain.

About the magnetic fabrics and their relation to strain.

The magnetic fabric analysis and its relation to strain exhibit a different development between northern and southern areas and it does not exhibit a direct progression.

El sector meridional de la zona estudiada, presenta una tendencia de variación de las fábricas magnéticas respecto al cabalgamiento frontal surpirenaico (CFS). En este contexto se identifica un incremento progresivo de la definición de la lineación magnética al aproximarse los puntos de muestreo al cabalgamiento frontal surpirenaico. Esta tendencia se produce dentro del campo oblató y asociado a la estratificación (fig. 1). Esta distribución es compatible con un incremento del acortamiento tectónico inferible en relación con la distancia al frente. Por otro lado, se identifican anomalías en esta tendencia dependientes de la edad de los depósitos, con descenso de la definición de las fábricas en posiciones similares y materiales más modernos.

La correlación entre las fábricas magnéticas y la deformación no muestra la misma progresión directa hacia sectores más internos de la cadena, aunque se identifican cambios bruscos que se correlacionan con estructuras locales. Esta relación se interpreta como la impronta de un acortamiento diferencial debido a estructuras tectónicas locales.

Estas variaciones se asocian principalmente a cabalgamientos con progresión general del acortamiento en bloque inferior original y modificación posterior durante el desarrollo de nuevas estructuras. Éstas producen un incremento local de la intensidad inferible de la deformación y la modificación de la tendencia general de descenso progresivo de la impronta tectónica hacia el S de los cabalgamientos (fig. 1). Este cambio de tendencia en la deformación inferida provoca que el registro del acortamiento sea compatible con la última estructura desarrollada, pero donde se prevé la existencia de una deformación aditiva entre distintos procesos de acortamiento paralelo a las capas.

The southern studied area show a direct progression linked to the position of the South Pyrenean frontal thrust (SPFT). In this context and approaching to the frontal thrust, there is a progressive increase of the magnetic lineation definition, within the oblate field and linked to the bedding plane (fig. 1). This distribution can be interpreted as a progressive increase of the tectonic shortening imprint approaching to the frontal thrust. On the other hand, this distribution is also dependent from the deposit age, as at similar distances to the frontal thrust, magnetic fabric show a lower definition if more modern units are analyzed.

This correlation between magnetic fabrics and strain does not show a direct progression in more inner sectors from the chain, although some sharp trending changes are identified linked to local structures. This relation is interpreted as the result of the differential tectonic shortening developed at local tectonic structures.

These variations are mainly linked to thrusts in the studied zone and where a general progression can be identified within the overburden sectors and later modified with the appearing of a new thrust and the identification of apparent more proximal conditions in the new overburden setting. This distribution exhibit a definition of magnetic fabric decrease or lower values of the magnetic parameters that exhibit an anomaly in the new location of the new thrust (fig. 1). This change in the inferred strain trend produces that the shortening record can be linked to the last developed structure in the zone. An additive strain progression linked to different layer parallel shortening events can be expected within the overburden sectors from the different thrusts.

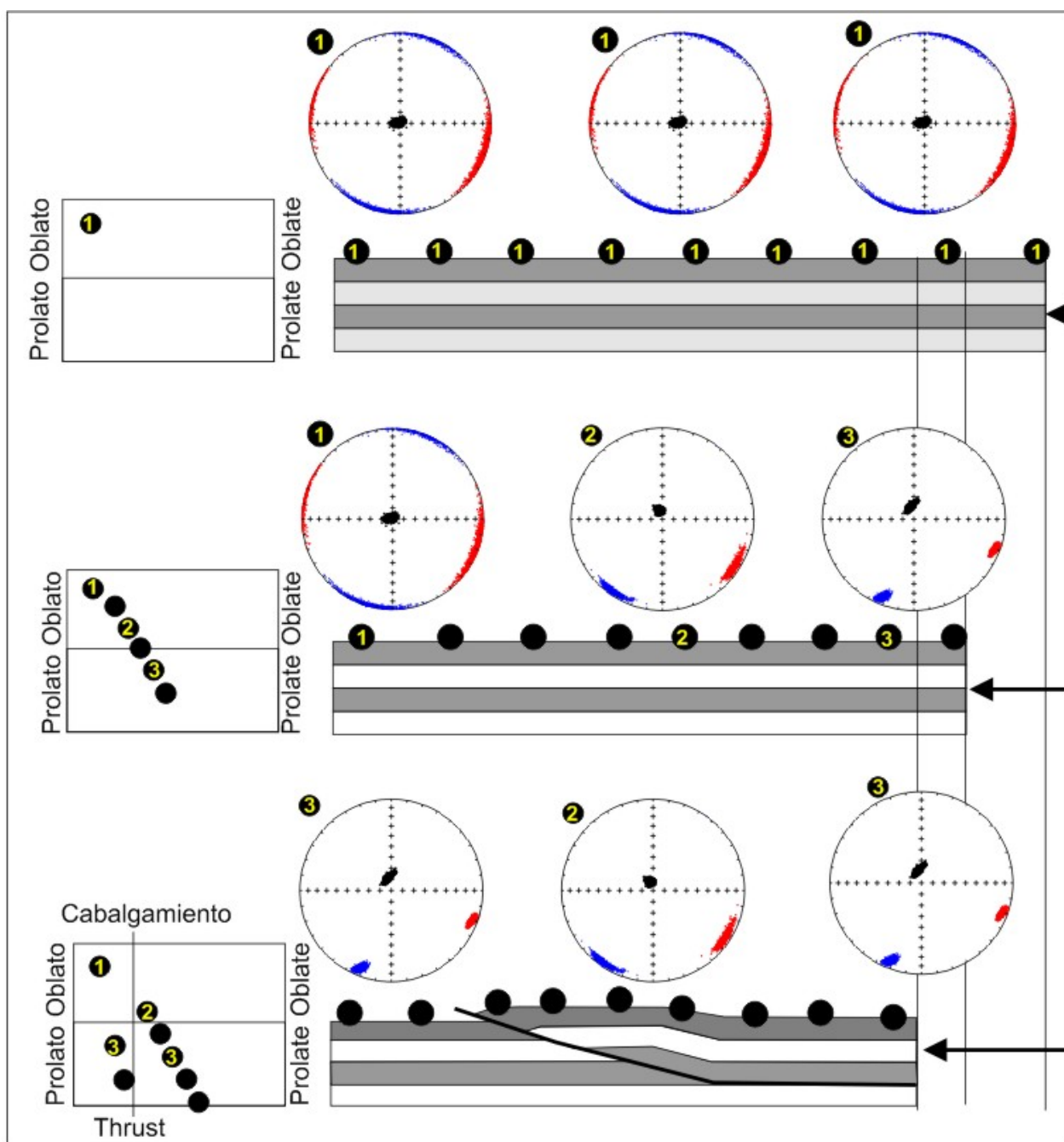


Figura 1- Progresión de la deformación a través de secuencias de propagación de la deformación en bloque inferior de cabalgamientos. El estadio inicial representa las fábricas más isotrópicas identificadas, aunque puede identificarse una distribución de la lineación magnética general de orientación pirenaica. Se incluye además de los estereogramas y un corte sintético, una representación de la variación de la forma del elipsoide en función de su posición en el corte (parámetro de forma T).

Figure 1- Deformation progression inferred from AMS fabrics in the strain progression related to thrusts and LPS progression linked to thrust development. The initial stage show the most isotropic fabrics identified, but they exhibit a magnetic lineation distribution with Pyrenean orientation. Besides the stereoplots and the synthetic geological cross-section, a plot of the shape parameter changes along the position within the section is also included (shape parameter: T).

La influencia de estas estructuras locales modifica la tendencia general identificada al S del CFS con una distribución más compleja hacia sectores más internos de la cadena. .

En sectores internos de la cadena y en relación con estructuras de plegamiento, se identifica la aparición de esquistosidad de plano axial. Esta aparición no produce el desarrollo de una fábrica de foliación magnética paralela al plano de la esquistosidad de forma generalizada.

En este contexto es habitual la identificación de fábricas de lineación de intersección entre S0 y S1 aunque su identificación puede no ser directa puesto que la lineación de intersección tiene orientaciones similares a la dirección de los planos de estratificación y esquistosidad (fig. 2). En estas estaciones, el parámetro de forma se modifica, pasando de patrones prolatos a principalmente triaxiales. Este cambio implica una reducción aparente de la deformación inferida a partir de la morfología de elipsoide magnético.

The influence of these structures modifies the simple general progression identified to the South of the frontal thrust when the analysis is carried out in more inner sectors from the chain.

An axial plane cleavage development is identified at more inner positions from the chain. This appearing does not develop a significant change in the magnetic fabric types or magnetic parameters neither a magnetic foliation parallel to cleavage is identified.

In this context a magnetic lineation parallel to intersection lineation between bedding and cleavage (S0, S1) is the most usual magnetic fabric type, although in some cases its discrimination is not direct as bedding and cleavage strike and intersection lineation azimuth are usually parallel (fig. 2). The identification of Intersection lineation fabrics respect more southern sites exhibit a change in the shape parameter of the AMS from prolate to triaxial ellipsoids. This change implies an apparent decrease of the inferred strain at the AMS fabrics.

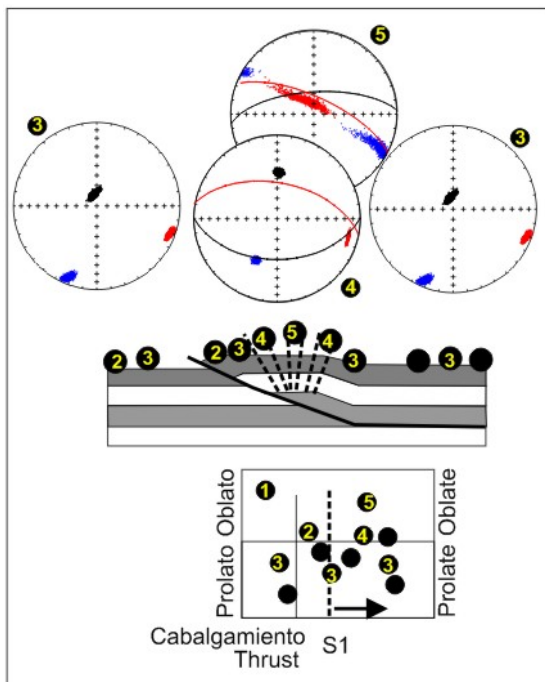


Figura 2- Variaciones de las fábricas magnéticas ante la aparición de esquistosidad de plano axial en la zona y cambios identificados en el parámetro de forma en dicho contexto.

Figure 2.- Magnetic fabric changes identified when axial fold cleavage develops. Shape parameter changes are also included respect their position along the simplified geological section.

Localmente en estos sectores se pueden identificar fábricas donde el plano de foliación magnética sigue el plano de la esquistosidad y donde la lineación magnética se mantiene paralela a la lineación de intersección. Este aspecto es mucho más evidente en los casos donde los planos presentan orientaciones diferentes. En estos casos, los parámetros magnéticos no presentan diferencias significativas con respecto las estaciones donde se identifican fábricas de lineación de intersección con foliación magnética paralela a la estratificación.

Locally in these sectors magnetic fabrics linked to the cleavage plane can be identified and where the magnetic lineation remains parallel to the intersection lineation. This situation is more clearly identified when bedding and cleavage does not have the same strike direction. The magnetic parameter progression does not show significant changes respect sites where intersection lineation fabrics can be observed and where the magnetic foliation is parallel to bedding.

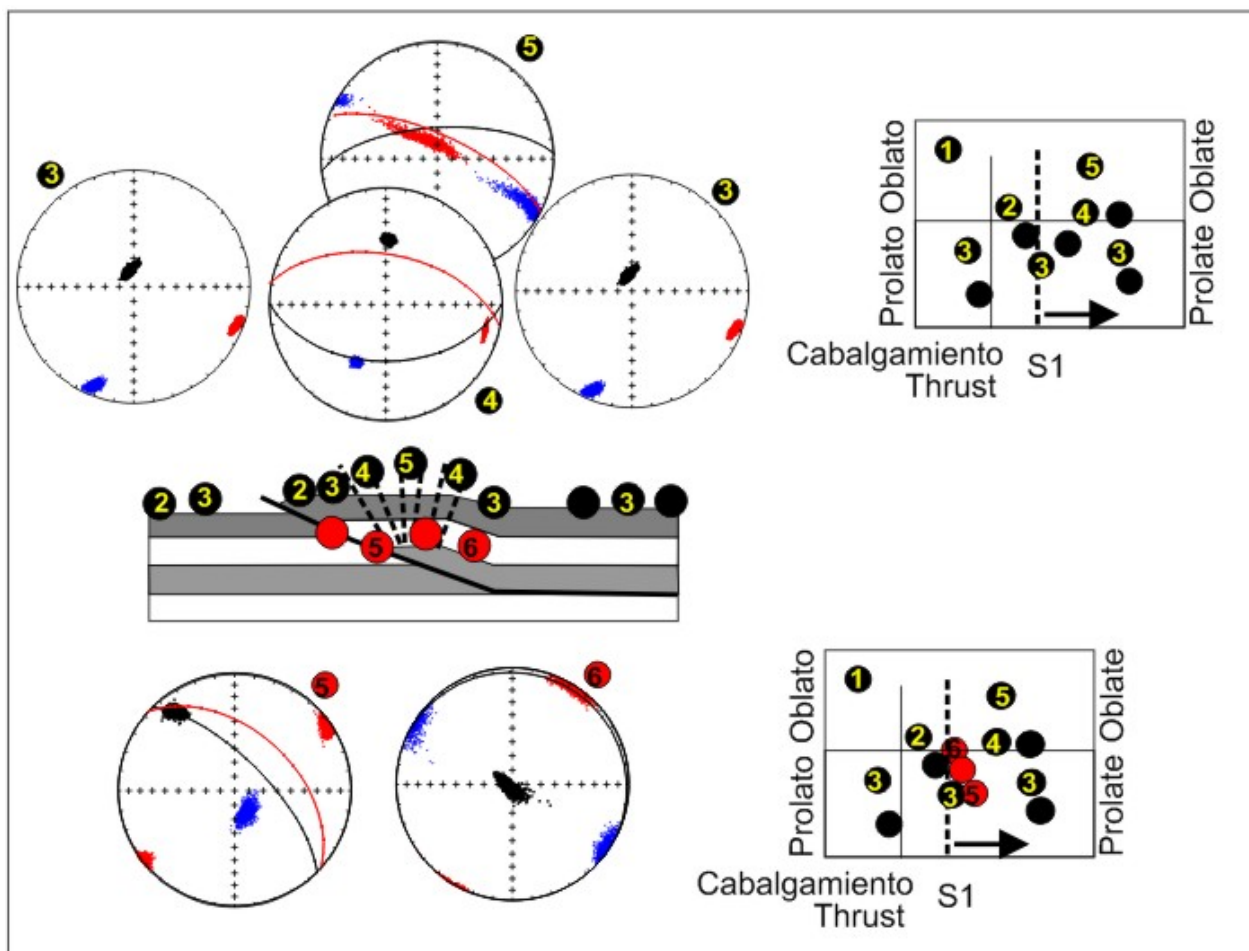


Figura 3- Progresión de la deformación a través de secuencias de propagación de la deformación en bloque inferior de cabalgamientos, plegamiento, desarrollo de esquistosidad de plano axial y registro de fábricas asociadas a la cizalla asociada al movimiento de los cabalgamientos.

Figura 3- Strain progression identified through different layer parallel shortening episodes, thrusting, folding, cleavage development and shear fabrics linked to thrust movement.

Además de los anteriores tipos de fábricas, en sectores próximos a los cabalgamientos (lateral y verticalmente con respecto a éstos) se identifican fábricas donde la lineación magnética es ortogonal a la dirección regional pirenaica (fig. 3). Estas fábricas presentan foliación magnética contenida en la estratificación, lineación magnética perpendicular a la dirección pirenaica o casos donde la foliación magnética es vertical, contiene a la dirección de desplazamiento de los cabalgamientos, y la lineación de intersección es paralela al polo de la foliación magnética.

Besides the preceding types of fabrics, in more proximal positions respect thrusts (laterally and vertically respect them) it can be identified different magnetic fabrics with magnetic lineation normal to the Pyrenean regional direction (fig. 3). These fabrics can show magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation normal to the bedding/cleavage strike or cases where the magnetic foliation is vertical and the intersection lineation is parallel to the pole to the magnetic foliation.

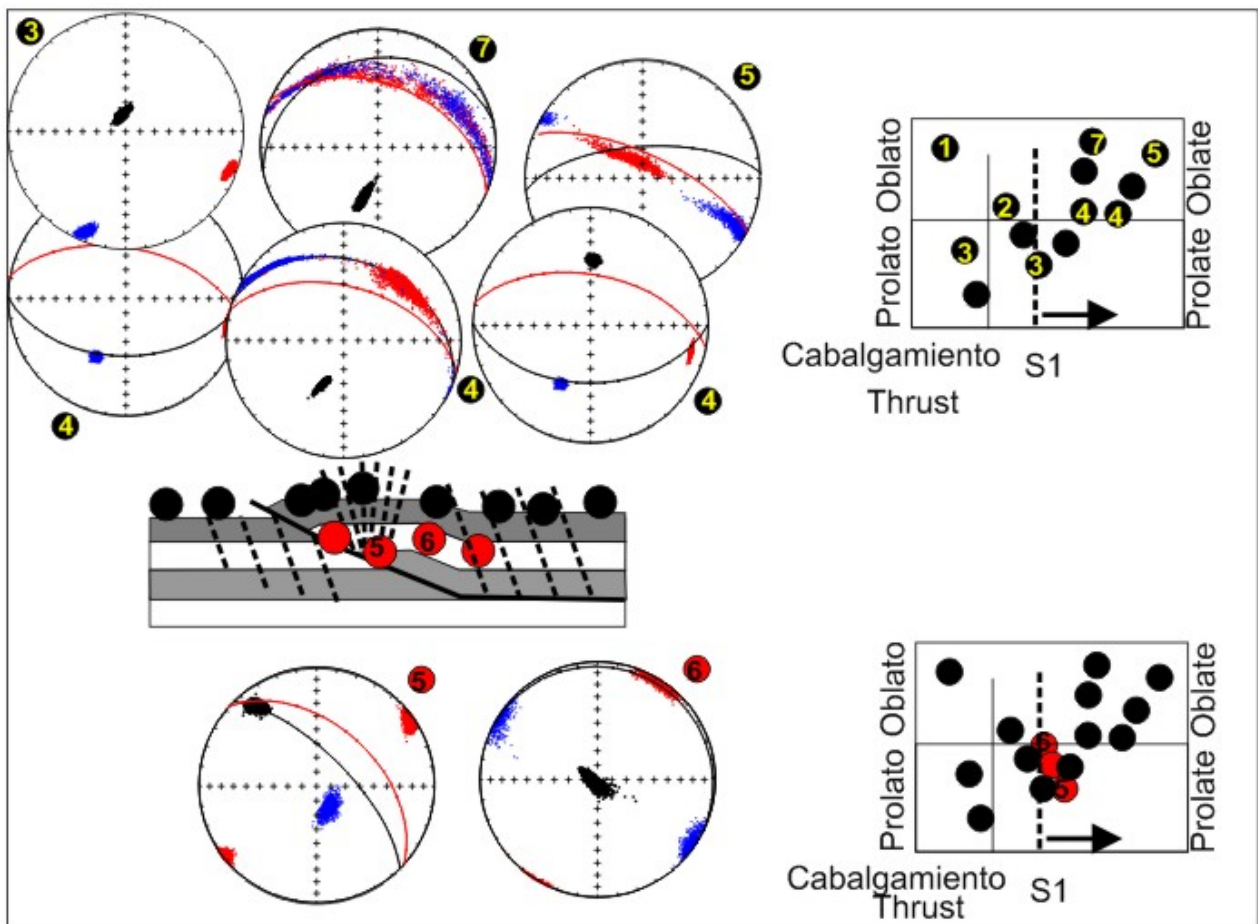


Figura 4- Progresión de la deformación a través de secuencias de propagación de la deformación en bloque inferior de cabalgamientos, plegamiento, desarrollo de esquistosidad de plano axial, registro de fábricas asociadas a la cizalla de los cabalgamientos y desarrollo regional de esquistosidad.

Figura 4 Strain progression identified through different layer parallel shortening episodes, thrusting, folding, cleavage development, shear fabrics linked to thrust movement and regional cleavage development non isolated to folds and thrusts.

En estos casos, los parámetros magnéticos tampoco difieren significativamente del resto de fábricas identificadas en estos sectores. Sin embargo, se pueden identificar incrementos del grado de anisotropía magnética paralelas al incremento de la susceptibilidad media dentro del campo triaxial a prolato.

Este modelo general, que se puede identificar a lo largo de estructuras locales en los sectores internos, presenta menores complejidades al S de las Sierras Interiores, donde se identifican sólo patrones asociados al acortamiento paralelo a las capas y con incrementos de la definición o parámetros magnéticos compatibles con incrementos de la deformación en estructuras locales. En el sector septentrional, sin embargo, se identifican cambios en los parámetros magnéticos que pueden representar condiciones de menor deformación aparente, aunque se identifique un mayor número de fábricas asociadas a la esquistosidad, una mayor definición en aquellas fábricas de acortamiento paralelo a las capas y un mayor desarrollo del campo triaxial de las fábricas de lineación de intersección analizadas.

La tendencia descrita y de progresión general de las fábricas magnéticas con respecto estructuras locales se desarrolla también a escala de cadena (fig. 5 y 6). Con repetición de las tendencias analizadas e incremento general de la deformación inferible hacia el N. A escala de cadena, esta evolución muestra anomalías asociadas a estructuras locales, o aparición de fábricas asociadas a la esquistosidad en condiciones meridionales del dominio esquistoso. Por otro lado, se observa la persistencia de fábricas compatibles con el acortamiento paralelo a las capas en sectores internos de la cadena.

The magnetic parameters of fabrics linked to the thrust direction does not show significant changes from other types of fabrics. Although, it can be identified an increase in the corrected degree of anisotropy parallel to the increase in the mean susceptibility and within the triaxial to prolate fields.

This general model (fig. 4), that can be identified along local structures at the inner zones of the chain, shows more simple trends at southern positions respect the Internal Sierras. To the South of the Internal Sierras, only fabrics linked to different layer parallel shortening events and with local increases of the inferred strain linked to local structures, is identified. But at inner zones of the chain there are more complex situations where locally magnetic parameters can show apparent lower tectonic imprint although there are a higher development of magnetic fabrics linked to cleavage, a higher definition of the layer parallel shortening fabrics or a higher development of intersection lineation fabrics within the intersection lineation domain (triaxial shape fabrics).

The described general trend and progression of magnetic fabric types respect local structures can be analyzed also at chain scale (fig. 5 and 6). If the whole southern Pyrenean and foreland basins are analyzed, different repeated cycles of increases and decreases of expected strain can be identified. At orogen scale a progression of strain increase to the N is identified. This evolution show local anomalies linked to local structures and the appearing of cleavage related fabrics even at southern positions of the regional cleavage domain. On the other hand, it is also observed the persistence of LPS fabrics at inner zones of the chain with independence of the cleavage development at outcrop scale.

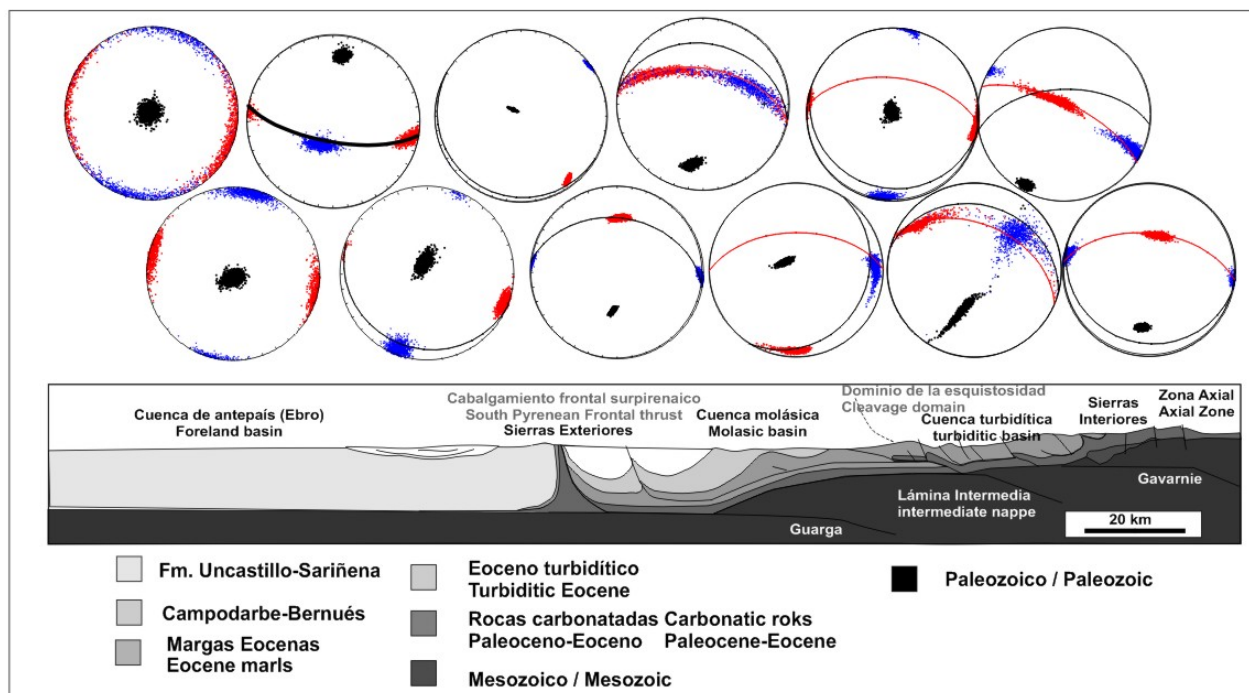


Figura 5- Modelo de progresión de fábricas magnéticas a escala de la vertiente surpirenaica.

Figura 5 Strain progression of magnetic fabrics at the orogen scale in the southern Pyrenees.

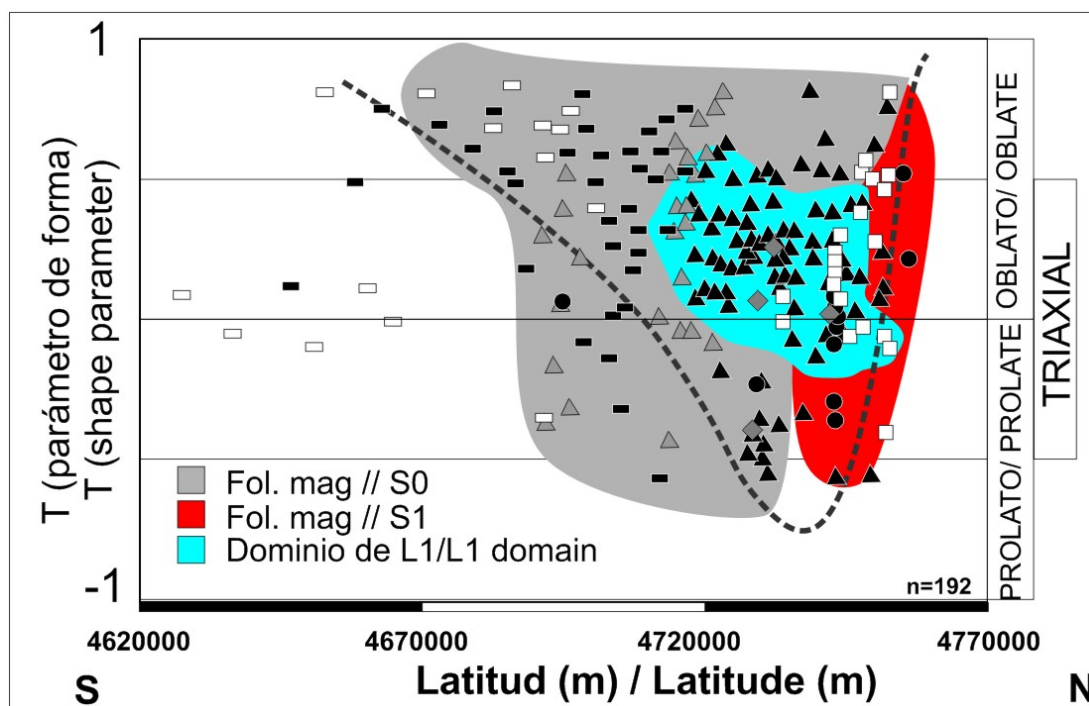


Figura 6- Progresión de parámetros magnéticos a escala de la cadena (en función de su latitud) y dominios interpretados en correlación con elementos petroestructurales

Figure 6.-Magnetic parameters progression at orogen scale (in function of the latitude) and interpreted domains in correlation to petro-structural elements

El análisis del parámetro de forma a escala de la vertiente surpirenaica muestra una variación que progresa desde fábricas oblatas asociadas a la estratificación a fábricas oblatas asociadas a la esquistosidad en los sectores más internos de la cadena. En el dominio esquistoso, se identifica una zona donde dominan las fábricas triaxiales y oblatas con predominio de las fábricas de lineación de intersección.

Esta variación es la esperable para la deformación progresiva asociada a las evidencias macroscópicas de deformación pero sin el desarrollo homogéneo de fábricas asociadas al plano de la esquistosidad como se identifica a escala de afloramiento.

Sobre las características de la susceptibilidad y su variación a escala regional

Un factor importante a valorar en los estudios de fábricas magnéticas atiende a la identificación de la fase/o fases minerales responsables del patrón direccional analizado en la ASM. Una aproximación que puede informar sobre el carácter paramagnético y ferromagnético de la susceptibilidad, es el análisis del porcentaje de susceptibilidad invariable con el campo aplicado. El análisis desarrollado para las distintas estaciones y litologías analizadas, muestra un predominio general de la contribución paramagnética a la susceptibilidad

Las fases ferromagnéticas, analizadas en distintos capítulos anteriores de esta memoria, muestran contribuciones variables a la susceptibilidad asociadas a magnetita, sulfuros de hierro y fases de alta coercividad (goethita y hematites). Algunas de estas fases presentan un predominio dependiente del grupo litológico analizado.

The analysis of the shape parameter at the South Pyrenean basin scale show a trend that progress from oblate fabrics linked to the bedding plane to oblate fabrics linked to the cleavage plane in the most inner zones of the chain. In the cleaved domain, a usual triaxial and oblate fabric pattern shape can be identified where the intersection lineation fabrics are the most usual pattern.

This pattern follows the deformation progression identified at outcrop and regional scale but without a homogeneous distribution of the magnetic fabrics linked to the cleavage plane as could be expected from the cleavage development at outcrop scale.

About the susceptibility characteristics and its change at regional scale.

An important factor to be valued in the magnetic fabric studies attends to the mineralogical magnetic phases that carry the directional patterns of the AMS fabrics. The invariant magnetic susceptibility with the applied field can be used to calculate the paramagnetic and ferromagnetic contribution to the susceptibility. The developed analysis for the different sites and lithologies show a main paramagnetic control of the magnetic susceptibility.

The analyzed ferromagnetic mineral phases in the preceding chapters show variable contributions to the susceptibility and mainly linked to magnetite, iron sulphides and high coercivity mineral phases (goethite and haematite). Some of these phases are mainly dependent of the lithology.

Algunos de los grupos litológicos analizados se caracterizan por valores generales altos de la contribución paramagnética a la susceptibilidad (fig. 7). Así los materiales detríticos continentales oligocenos y miocenos y las margas eocenas presentan valores medio-altos de la contribución paramagnética a la susceptibilidad y se encuentran principalmente en entornos meridionales de la cadena. Los materiales turbidíticos muestran un amplio rango de variación y valores promedio de tipo intermedio para la contribución paramagnética a la susceptibilidad. Los materiales margosos y areníticos del Cretácico Superior muestran un menor rango de variación y valores promedio similares para la contribución paramagnética y ferromagnética. Por último, los materiales carbonatados (cretácicos, paleocenos, eocenos y miocenos) presentan susceptibilidades principalmente ferromagnéticas,

Some of the analyzed lithological groups can be characterized by means their paramagnetic contribution to the susceptibility in a very general manner. In this sense (fig. 7), the detrital Oligocene and Miocene materials and the Eocene marls show middle to high paramagnetic contributions to the susceptibility and mainly located at central to southern positions from the studied zone. The Eocene turbiditic deposits show a wide variation range of values with a mean intermediate value of the paramagnetic contribution to the susceptibility. The Cretaceous marls and sandstones show a minor variation range and mean values similar for the paramagnetic and the ferromagnetic contribution to the susceptibility. The carbonatic rocks (cretaceous, Paleocene, Eocene and Miocene) present mainly ferromagnetic susceptibilities.

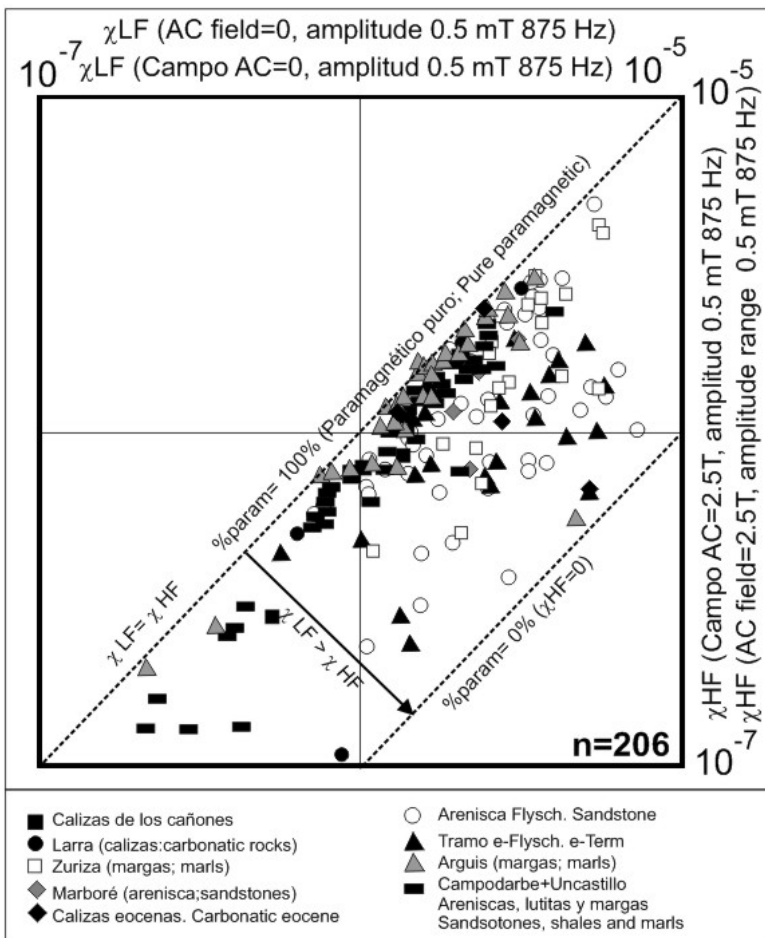


Figura 7- Análisis de la variación de la susceptibilidad entre medidas a bajo y alto campo.

Figure 7. Analysis of the susceptibility changes between measurement at low and high field.

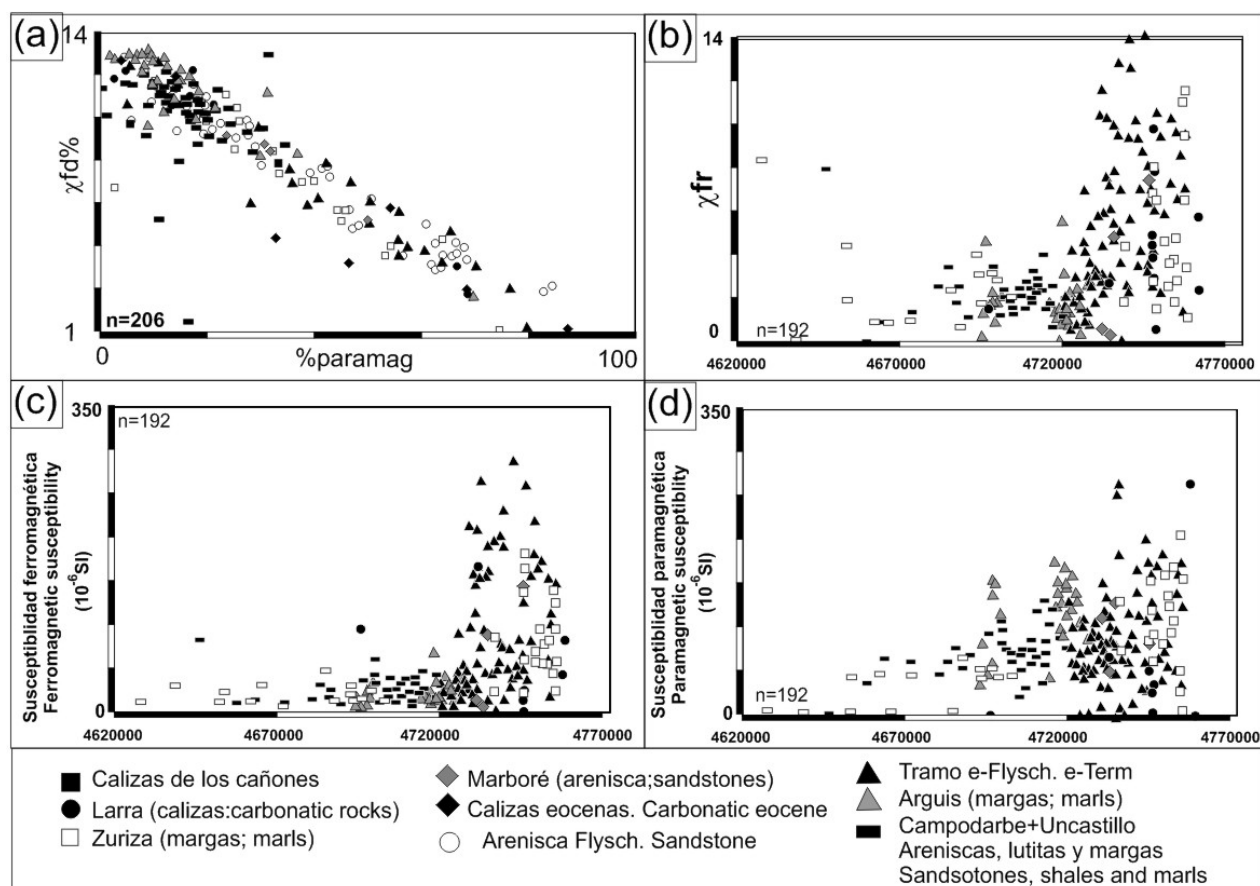


Figura 8- (a) Comparación entre la contribución paramagnética a la susceptibilidad (%) y la variación de la susceptibilidad con la frecuencia. (b) Variación latitudinal de la susceptibilidad en función de la fracción dependiente de la frecuencia de estudio. (c). Variación latitudinal de la susceptibilidad ferromagnética equivalente. (d). Variación latitudinal de la susceptibilidad paramagnética equivalente

Figura 8 –(a) Paramagnetic contribution to the susceptibility in per cent values against the frequency dependent susceptibility. (b) Latitudinal changes of the frequency dependent susceptibility. (c) Latitudinal variation of the ferromagnetic equivalent susceptibility. (d) Latitudinal variation of the equivalent paramagnetic susceptibility.

La contribución ferromagnética a la susceptibilidad presenta una variación dependiente de la posición regional y tectónica. Esta variación se asocia a un incremento de la contribución ferromagnética a la susceptibilidad y de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia de medida en una progresión de S a N (fig. 8). Esta variación se desarrolla principalmente a través de un incremento puntual y de amplio desarrollo a la altura aproximada del cabalgamiento de Oturia en el sector E, entre el cabalgamiento de Oturia y Jaca en el central y ligeramente desplazado hacia el S en el valle del Roncal

The ferromagnetic contribution to the susceptibility shows a variation dependent of the regional and tectonic position of the analyzed samples. This variation is linked to an increase of the ferromagnetic contribution to the susceptibility and the frequency dependent susceptibility through a general S to N progression (fig. 8). This variation is not progressive and develops in a sudden manner in the proximities of the Oturia thrust in the eastern valleys, between the Jaca and Oturia thrusts in the central zone and displaced to the S in the western zone (S of the Leyre thrust in the Roncal valley).

Esta variación regional es la responsable de la alta variabilidad del comportamiento ferromagnético y superparamagnético de las estaciones analizadas y que es principalmente independiente de la litología. El incremento puntual identificado se desarrolla siguiendo el frente meridional de la esquistosidad regional pirenaica.

These regional changes are the main responsible of the high variability of the ferromagnetic and superparamagnetic contribution to the susceptibility with independence of the lithological group. On the other hand, the map distribution of such changes follows the southern limit of the Pyrenean cleavage domain front.

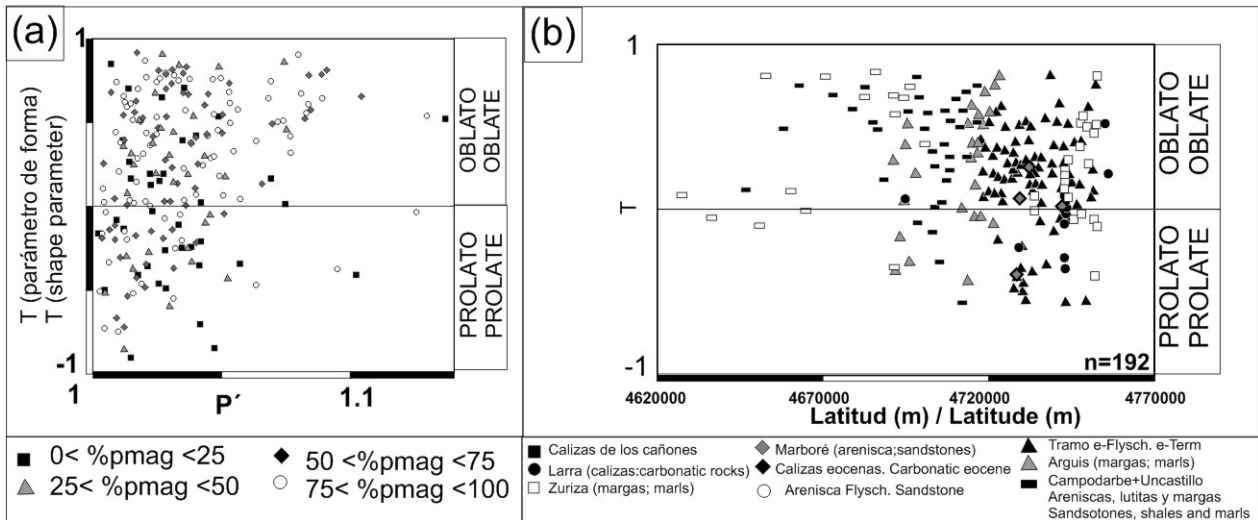


Figura 9.- (a) Variación del parámetro de forma y del grado de anisotropía corregida para las distintas litologías analizadas separadas por su contribución paramagnética a la susceptibilidad; (b) variación del parámetro de forma en función de su posición estructural a lo largo de la vertiente meridional pirenaica (datos separados por grupo litológico).

Figura 9.- (a) Shape parameter variation against the corrected degree of anisotropy for the different analyzed lithological groups and separated for their paramagnetic contribution to the susceptibility; (b) shape parameter variation in function of the structural position along the southern Pyrenees depending the analyzed lithological group.

Influencia de la mineralogía magnética en las fábricas magnéticas

Magnetic mineralogy influence in the magnetic fabrics

Los cambios de la mineralogía magnética en las muestras analizadas pueden tener una influencia significativa en las características magnéticas (parámetros) y en los tipos de fábricas magnéticas (fig.9). En el caso de la ASM, determinadas fases minerales, de alta susceptibilidad (ferromagnéticas), y que pueden presentar una baja representatividad volumétrica pueden ser los principales responsables del elipsoide de la ASM.

The changes in the mineralogical phases in the analyzed samples can have a significant influence in the magnetic characteristics (parameters) and in the magnetic fabric type (fig.9). This influence in the case of the AMS can be very important when ferromagnetic phases are present (high susceptibility) because they can control the AMS ellipsoid even when they have a low volumetric development.

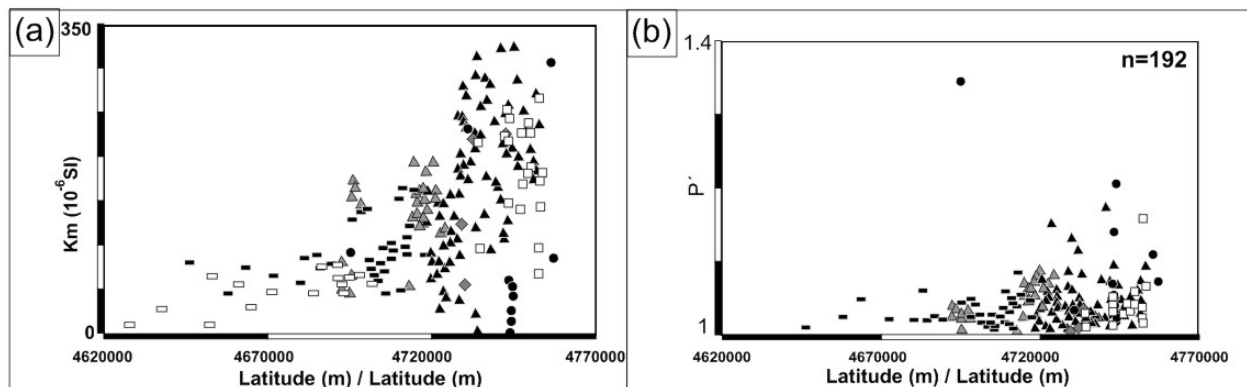


Figura 10- (a) Variación de la susceptibilidad media a escala de cadena separados por grupos litológicos y (b) variación del grado de anisotropía en función de la litología a lo largo de la vertiente meridional pirenaica (latitud).

Figure 10.- (a) Variation of the mean susceptibility at chain scale separated for lithological groups; (b) variation of the corrected degree of anisotropy dependent of the position in the chain and separated for the different analyzed lithological groups (legend same as 9)

La impronta de dichas fases puede ser analizado también a través las variaciones de los parámetros magnéticos, los cuales dependen tanto de las partículas presentes en las rocas estudiadas, su nivel de agrupamiento y su grado de anisotropía particular.

Aquellas muestras que presentan fábricas más oblatas (mayores valores del parámetro de forma) pueden localizarse tanto en el entorno meridional de la cadena como en el sector septentrional (fig. 9). Dichos elipsoides presentan como diferencia que en el sector meridional la foliación es paralela al plano de estratificación, mientras que en sectores más septentrionales la foliación magnética es paralela al plano de foliación tectónica.

Curiosamente, y de forma inversa a los resultados esperables para un incremento de la contribución ferromagnética a la susceptibilidad, los mayores valores del grado de anisotropía también se identifican para muestras principalmente paramagnéticas y cuya ASM presenta morfologías oblatas.

A manner of analysis of the influence of magnetic mineralogical changes can be analyzed from the magnetic parameters, which depend upon the magnetic particles present in the studied rocks, their particular anisotropy and their degree of alignment.

Such samples that present more oblate fabrics (higher values of the shape parameter) can be located both at the most southern and northern positions of the studied zone (fig. 9). These samples present as difference that the most southern ones present magnetic foliation parallel to the bedding while the most northern ones show magnetic foliation parallel to the tectonic flattening plane.

Curiously and inversely than expected for the increase of the ferromagnetic contribution to the susceptibility and the magnetic parameters is observed. The highest values for the corrected degree of anisotropy are found in highly paramagnetic samples which AMS mainly exhibit oblate shapes.

Este desplazamiento hacia el campo oblató en el sector septentrional analizado, se produce de forma paralela al incremento de la susceptibilidad media (principalmente por un incremento de la susceptibilidad ferromagnética; fig. 11). Esta correlación que en primera aproximación podría representar una correlación entre P' y K_m (criterio habitual para indicar la influencia paralela de una fase ferromagnética en la ASM), se produce también de forma paralela a una mayor intensidad de la deformación en zonas más internas de la cadena. Por lo que el incremento, en este caso, se debe tanto al incremento de la deformación como de una variación mineralógica.

Un aspecto significativo sobre los tipos de fábricas analizados, es la identificación de los mismos tipos de fábricas tanto en la ASM como en otras técnicas de fábricas magnéticas. En algunos casos, tanto la ASM como otras técnicas de fábricas magnéticas muestran distribuciones de ejes magnéticos similares. Pero en otros casos se identifican cambios de los tipos de fábricas en función de la técnica de fábrica magnética analizada para las mismas muestras. La identificación de más de una fábrica magnética permite determinar que la ASM es el resultado de la competencia de más de un patrón de partículas magnéticas e identificar el responsable mineral de algunos de los tipos de fábricas. En este sentido, fábricas de LPS y de lineación de intersección aparecen registradas tanto por partículas paramagnéticas como ferromagnéticas. Las fábricas asociadas a la cizalla paralela al desplazamiento de los cabalgamientos está controlada principalmente por fábricas ferromagnéticas o la LTAMS, AGRM y ApARM dura suele mostrar una relación más evidente con el plano de la esquistosidad que otras técnicas de análisis.

The progression to the oblate field in the most northern positions develops parallel to an increase in the mean susceptibility (due to a ferromagnetic susceptibility increase; fig. 11). In a preliminary manner, the increase in the mean susceptibility parallel to the increase in the ferromagnetic susceptibility can be explained by mineralogical causes, but for this case, this change happens parallel to the increase in the deformation intensity at more inner zones of the chain. In this sense, the P' increases are due to both the increase in the deformation and the ferromagnetic contribution.

An interesting aspect about the magnetic fabric types both for the AMS and other magnetic fabric techniques is that they share the same magnetic fabric types. In some cases AMS and other magnetic fabric techniques exhibit the same axes patterns. But, in other cases, the identified magnetic fabric types change depending upon the analyzed magnetic fabric technique for the same samples. The identification of more than one magnetic fabric permit to determine that the AMS is the result of competence of more than one ordered magnetic particle pattern and also to identify the mineralogical characteristics of certain magnetic fabric types. In this sense, LPS magnetic fabrics and intersection lineation fabrics usually are carried out by both paramagnetic and ferromagnetic particles. The magnetic fabrics linked to the shear parallel to the thrust movement are mainly ferromagnetic fabrics or that LTAMS, AGRM or hard-ApARM usually exhibit a higher correspondence with the cleavage plane respect other techniques.

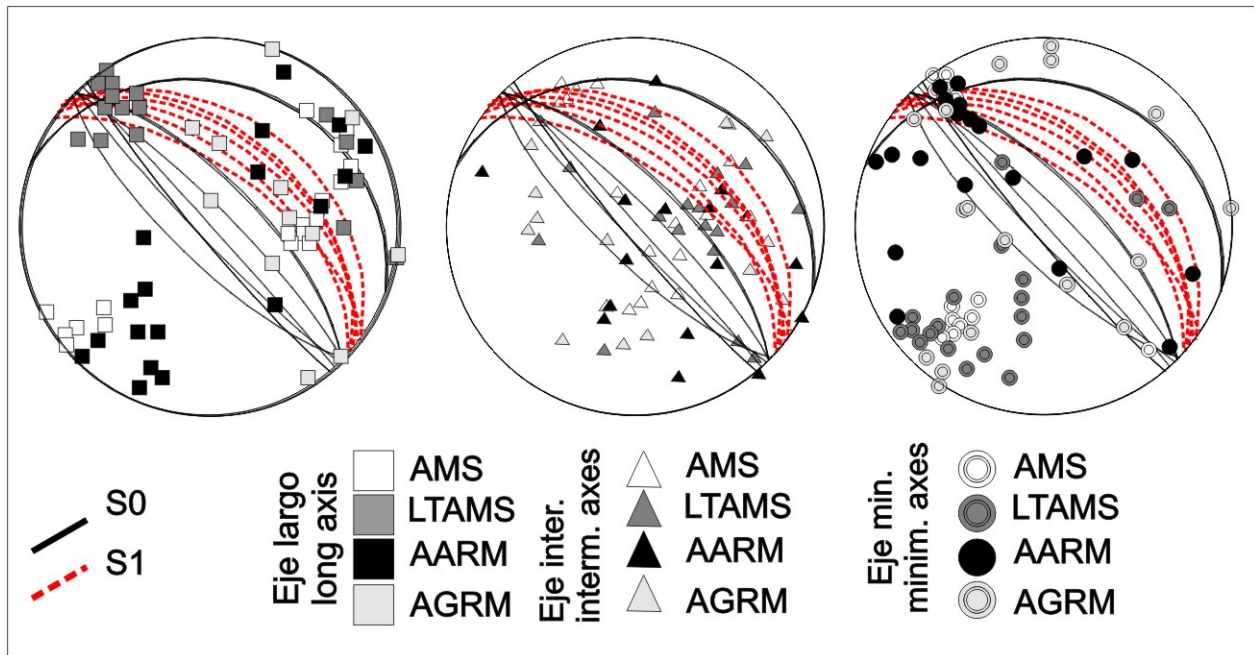


Figura 11.- Análisis integrado de distintas técnicas de fábricas para una misma estación desarrollada sobre un pliegue (modificado de Pueyo et al., 2009) Se incluye en los estereogramas la estratificación y esquistosidad medida en campo.

Figure 11.- Integrated analysis of different magnetic fabric techniques at the same site and developed along a synclinal fold (modified from Pueyo et al., 2009). Bedding and cleavage is also included in the stereoplots.

Las fábricas de ASM que presentan fábricas irregulares o con relaciones extrañas con elementos petroestructurales, si son identificadas en fábricas de remanencia, permiten determinar que dichas fábricas no son debidas a cambios entre la anisotropía de grano y de la susceptibilidad (caso de polo de la foliación magnética paralela a la lineación de intersección).

If the identified AMS show irregular patterns or strange relations respect petrostructural elements, and this relations are shared by remanence techniques, they cannot be due to changes between grain anisotropy and magnetic susceptibility anisotropy (for example for the case where the pole to the magnetic foliation was parallel to the intersection lineation).

Con independencia de la variación tectónica de los tipos de fábricas, en el mismo punto de muestreo se pueden identificar distintos tipos de fábricas asociados a distintas muestras. Esta variación depende del comportamiento magnético principal que controla la ASM de igual forma que distintos tipos de fábricas puede ser identificados a través de distintas técnicas de fábricas magnéticas (fig. 11).

With independence of the tectonic variation of the magnetic fabric types, it can be observed at the same site location, different magnetic fabric types. Such changes depend on the main magnetic behavior that controls the AMS as can be observed when other magnetic fabrics are analyzed (fig. 11).

La distribución de subfábricas representa que la ASM es la resultado de la competencia entre distintos patrones de fábricas, la cual depende del grado de impronta de las subfábricas presentes al elipsoide final de la ASM. En este sentido no sólo influye el grado de orientación de las partículas analizadas, sino también su comportamiento magnético (mineralogías ferromagnéticas aunque presenten un bajo desarrollo textural, puede controlar eficazmente la ASM).

This identified distribution means that the AMS is the representation of the competence between different magnetic fabric patterns and AMS is the result of the imprint of different magnetic subfabrics. In this sense, the AMS does not only depend upon the degree of orientation and clustering of the analyzed magnetic particles moreover it depends on the magnetic behavior of the different magnetic particles present in the studied rocks.

4.5.2.-Conclusiones

El análisis de fábricas magnéticas a lo largo de la vertiente meridional pirenaica y mitad septentrional de la Cuenca del Ebro permite establecer una relación entre los procesos de deformación tectónica, los tipos de fábricas y su variación regional a lo largo de la zona estudiada.

Las variaciones en los tipos de fábricas y su definición permiten determinar una relación con un proceso de acortamiento debido a la tectónica pirenaica que afectó a los niveles en condiciones pre-basculamiento o pre-plegamiento y que se desarrolló en la práctica totalidad de la cadena y hasta decenas de kilómetros al S del cabalgamiento frontal surpirenaico en la Cuenca del Ebro.

El acortamiento inferido presenta una progresión escalonada asociada a cabalgamientos y un registro de la deformación compatible con tendencias de variación en el bloque inferior de los mismos. Se identifican cambios de la tendencia de los parámetros magnéticos en los cabalgamientos y una disminución de la deformación inferida al alejarse de dichas estructuras.

Este acortamiento se relaciona con un proceso de acortamiento paralelo a las capas e identificado en la práctica totalidad de la cadena. Se identifican tanto en sectores donde éste es el único proceso de deformación interna (sectores externos) como en sectores más internos donde el registro de estas fábricas ha quedado preservado.

La aparición de la esquistosidad no produce un cambio significativo de los tipos de fábricas o parámetros magnéticos, los cuales son similares a los identificados en condiciones más meridionales con respecto al frente meridional del dominio esquistoso.

4.5.2.-Conclusions

Magnetic fabric study along the Southern Pyrenean basin and northern Ebro basin has permitted the relation establishment between magnetic fabrics, deformation, the different magnetic fabric types and their regional variation along the studied zone.

The variations of the fabric types and their definition permit to establish a relation between a shortening process that affected to the rock in pre-tilting conditions and overdeveloped along the whole chain and through several tens of kilometers to the South of the South Pyrenean frontal thrust in the Ebro foreland basin.

The inferred shortening show a steeped progression linked to thrusts and a mainly strain development along the overburden materials. This progression produce changes in the magnetic parameter trends at thrusts and a progressive decrease of magnetic fabric definition (or inferred shortening affection) at higher distances of these structures.

This tectonic record is interpreted as a layer parallel shortening process and identified in the main part of the chain. The AMS record of such processes is identified at external zones of the chain (where this is the only internal deformation process) or at the most inner zones of the chain where these fabric types have been preserved.

The cleavage development does not produce a significative change in the identified magnetic fabric types or in the magnetic parameters that exhibit similar patterns respect more southern positions (S to the Pyrenean cleavage domain).

Sin embargo aunque no coincidente con el frente de esquistosidad, en el entorno central de la cadena se identifican fábricas asociadas al plano de la esquistosidad (plano de foliación magnética paralela al plano de la esquistosidad) aunque no de forma generalizada y siendo las fábricas asociadas a la lineación de intersección las más desarrolladas.

La identificación de estas fábricas de lineación de intersección puede no ser directa en algunos casos debido a la coaxialidad entre pliegues y esquistosidad y donde la lineación de intersección puede ser paralela a la dirección de la estratificación, de la esquistosidad, de los ejes de pliegues o incluso compatible con un proceso de acortamiento paralelo a las capas plegado de forma coaxial.

En los sectores meridionales de la cadena, las técnicas de subfábricas magnéticas muestran fábricas similares entre la ASM y otras fábricas o la ausencia de un patrón ordenado de partículas en las fábricas de remanencia. En la zona del surco turbidítico, Sierras Interiores y Zona Axial, aparecen subfábricas diferentes a la ASM en las mismas estaciones al analizar distintas técnicas de fábrica magnética. La aparición de más de un patrón ordenado de partículas magnéticas supone que la ASM depende ya no sólo del grado de definición de la orientación de un único grupo de partículas, sino que depende de la mineralogía de las particulares responsables de los distintos tipos de fábricas, su contribución a la propiedad analizada o en su impronta en la susceptibilidad y en el elipsoide de la ASM.

Estos factores suponen un incremento en la complejidad mineralógica que produce que la ASM no sólo dependa del grado de alineamiento general de las partículas, sino también de las características magnéticas de las partículas que controlan la ASM.

Nevertheless and without a direct correlation with the cleavage southern limit domain and along the central zone of the chain, magnetic fabrics linked to the cleavage plane are identified (magnetic foliation plane is parallel to the cleavage plane). Although, the most developed magnetic fabrics in the cleaved domain are the intersection lineation fabric types.

The identification of such type of fabrics (intersection lineation ones) can be non direct because the parallel disposition of axial fold planes and cleavage. In these cases intersection lineation can be parallel to the bedding strike, cleavage strike, fold axes or parallel to a layer parallel shortening magnetic fabric coaxially folded.

Magnetic subfabric techniques analyzed in southern positions from the chain show similar magnetic fabric patterns between AMS and other magnetic fabric techniques or magnetization fabrics show random axes distributions. In the turbiditic through, Internal Sierras and Axial zone, there are different magnetic fabric patterns that affect to the AMS and where besides the influence of strain at the AMS, other factors needs to be considered (for example, the superposition of different deformational processes, the mineralogical origin of the susceptibility, the competence of different magnetic fabrics and their imprint in the AMS).

These factors represent a higher mineralogical complexity making that AMS it is not only dependent of the alignment degree of the magnetic particles and depends upon the changes of the magnetic properties of such particles and their contribution to the AMS ellipsoid.

La identificación de un control en la ASM del comportamiento magnético de las partículas, permite identificar distintos patrones de fábricas dependientes de la técnica de análisis utilizada o de las fases que controlan más eficazmente la ASM.

En este sentido, las fábricas principalmente ferromagnéticas se encuentran asociadas al plano vertical que contiene la dirección de transporte tectónico mientras que las fábricas de acortamiento paralelo a las capas o de lineación de intersección están asociadas tanto a partículas paramagnéticas como ferromagnéticas.

La disminución del grado de definición de las fábricas magnéticas a escala de estación o la disminución de los valores de algunos parámetros, parecen ser la impronta de la competencia entre varias fábricas magnéticas, como ocurre con la aparición de la esquistosidad macroscópica y la disminución de la definición de las fábricas. Estos cambios se producen para el caso de las fábricas en el dominio esquistoso, sin el desarrollo de fábricas esquistosas. Este aspecto puede identificarse en los análisis de fábricas magnéticas diferentes a la ASM donde el aislamiento de distintas granulometrías o comportamientos a escala de estación revela que, que aún no aparente en la ASM, existe más de una fábrica magnética. En este sentido la ASM puede definirse como el resultado de la competencia entre distintos elipsoides magnéticos.

Si se excluyen aquellas fábricas principalmente ferromagnéticas y asociadas a la cizalla paralela al movimiento de los cabalgamientos y si se consideran factores litológicos y de la mineralogía magnética, se puede identificar, de forma general, una progresión de parámetros magnéticos y tipos de fábricas según un incremento de la impronta de la deformación hacia el N

The identification of a higher mineralogical control of the magnetic fabrics permit to identify (isolate) different magnetic fabric types dependent from the analyzed magnetic technique or to identify different magnetic fabric types depending upon the different contribution of the magnetic particles to the AMS.

In this sense, the most ferromagnetic fabrics are usually linked to a vertical plane that contains the thrust movement direction or layer parallel shortening or intersection lineation fabrics due to both paramagnetic and ferromagnetic particles.

The definition decrease of the magnetic fabrics at site scale or the decrease of some of the magnetic parameters seems to be the imprint of the magnetic fabric competence, as can be observed at cleaved settings without the development of a clear AMS cleaved fabric. This aspect can be identified when different subfabrics are analyzed and different fabrics are identified in the same samples when different granulometries or magnetic behaviors are isolated. These results support that even when they are not identified in the AMS there are more than one magnetic fabric in the same samples. In this sense, AMS is the result of the competence between different magnetic ellipsoids.

If the most ferromagnetic fabrics that are related with the shear parallel to the thrust movement are excluded, the rest of fabrics permit to identify, in a very general manner, a magnetic parameter and type of fabrics progression following an imprint increase of the strain to the N of the studied zone.

Estos factores dificultan la interpretación respecto a los resultados obtenidos en condiciones más meridionales, donde la ausencia de competencia entre distintas fábricas permitía realizar análisis más directos entre la deformación y la variación de la intensidad de un único proceso tectónico. Estos aspectos se identifican cuando en posiciones distales del cabalgamiento frontal y bien adentrados en la Cuenca de Antepaís, las fábricas magnéticas muestra un alto paralelismo entre el elipsoide de la ASM y la deformación, en ocasiones sin marcadores externos de ella y sin embargo, en zonas con esquistosidad a menudo no se identifica una correspondencia directa entre la esquistosidad y la ASM.

Dentro del dominio macroscópico de la esquistosidad, aunque la mineralogía magnética es un factor significativo en la observación de fábricas de ASM asociadas a la esquistosidad, otros factores como son el grado de competitividad entre subfábricas analizable a partir de la variación angular entre S0/S1, la progresión inhomogénea de la deformación y la variación de la intensidad de la esquistosidad produce que dentro del dominio de lineación de intersección, se puedan identificar foliaciones magnéticas paralelas a la estratificación, a la esquistosidad o fábricas de acortamiento paralelo a las capas intercaladas con las anteriores y sin una impronta aparente de la esquistosidad.

Otro aspecto a ser valorado sobre la sensibilidad de las fábricas magnéticas a los procesos deformacionales analizados, se relaciona con las condiciones reológicas alcanzadas por las rocas analizadas como también con los procesos que actuaron durante los momentos de mayor ductilidad de las rocas.

These factors difficult the interpretation of magnetic fabrics respect more southern positions in the chain where the absence of competence between different magnetic fabrics permitted a more direct analysis between deformation, strain intensity and magnetic fabrics and parameters. This situation is identified when at foreland conditions, south of the frontal thrust, there is a high parallelism between the AMS ellipsoid and deformation, even when there is not external strain markers, and at more internal sectors from the chain, with a well developed cleavage at outcrop scale, there is not a direct correlation between cleavage and the AMS.

In the macroscopic cleavage domain, even when magnetic mineralogy is a significative factor in the processes that can be inferred from the AMS and cleaved magnetic fabrics are not overdeveloped, other factors has an imprint in the AMS ellipsoid. These factors can be summarized in the angular variation between bedding and cleavage, the inhomogeneous strain progression and the cleavage density at outcrop scale. The result of competence of these processes produce the possibility to identify, within the intersection lineation domain, magnetic foliation parallel to bedding, parallel to cleavage or magnetic fabrics of layer parallel shortening processes between them and without an apparent cleavage affection.

Other aspect that should be valued in the magnetic fabric sensibility to strain processes is related to the reached rheological conditions of the deposits or the ductile conditions when the tectonic processes affected to these rocks.

Este aspecto puede tener una importancia significativa cuando determinados grupos litológicos pudieron desarrollar fábricas que registraron la deformación en condiciones próximas a la litificación. Estas condiciones de ductilidad pudieron no ser alcanzadas durante la deformación posterior esquistosa o que la presencia de un ordenamiento interno asociado a un proceso previo disminuyera significativamente la sensibilidad a los procesos de deformación posteriores.

Estas consideraciones y grado de complejidad en el análisis de las fábricas magnética, complica la aplicación de estas técnicas para el análisis de la deformación finita cuando existe competencia entre distintos procesos o mineralogías. Sin embargo, permite la identificación de procesos o competencia entre distintos patrones ordenados de partículas no aparentes a escala de afloramiento. Estas complejidades son similares a las encontradas en metodologías de análisis más tradicionales del elipsoide de deformación cuando existe competencia de procesos. En este caso, el aislamiento mineral de la fase responsable de alguna de estas fábricas, permite identificar fábricas asociadas a la cizalla paralela a la traslación de los cabalgamientos o la identificación de varias secuencias de procesos de acortamiento paralelo a las capas en un régimen coaxial más difícilmente analizables por otras técnicas.

El análisis de la mineralogía magnética muestra una baja variabilidad de las fases presentes a escala de cadena. Esta baja variabilidad posibilita el análisis a través de grupos litológicos o análisis discretos. Sin embargo, la impronta del comportamiento paramagnético y ferromagnético, con clara influencia en los tipos de fábricas identificados, no está únicamente controlada por la litología analizada.

This aspect can be very important when certain lithological groups could record strain at near to the lithification conditions. These ductile conditions could not be reached during the later deformation, during the cleavage development or by the presence of a well ordered magnetic fabric pattern that decreased the sensibility of the studied rocks in the later deformational processes record.

These considerations and the complexities in the analysis of the magnetic fabrics difficult the application of such techniques with the objective of the strain quantification when competence between different processes and mineralogies are involved in the AMS fabrics. Although, AMS analysis has permitted to identify certain processes or the competence between them that can be not evident at outcrop scale. The described factors and their complex competence are similar to those found in other more traditional approaches and linked to the analysis of the strain ellipsoid. In this sense, the analysis of subfabric analysis can permit the isolation of certain processes (as the shear parallel to the thrust movement direction) or the identification of different sequences of layer parallel shortening processes below a coaxial setting. Both considerations are difficult to be analyzed by means other more traditional techniques.

The analysis of the ferromagnetic mineralogical phases along the studied zone shows a low variation. This low variability permit to assess the mineralogical phases by means isolated group of analyses separated by lithological groups or with a regional to tectonic scale. The imprint of such phases to the susceptibility shows a higher variability that is not only dependent from the lithostratigraphic unit or the lithology.

El análisis de la susceptibilidad y su origen a lo largo de la zona estudiada, muestra amplios rangos de variación que son dependientes de su contexto tectónico o estructural. El claro incremento de la contribución ferromagnética en el sector septentrional del Pirineo, aparece asociado al frente meridional de la esquistosidad macroscópica a través de un cambio neto.

Esta variación regional parece ser la responsable de la alta variabilidad de la contribución paramagnética y ferromagnética a la susceptibilidad en los grupos litológicos analizados. La relación entre la aparición de la esquistosidad macroscópica, condiciones de mayor presión y temperatura y las propiedades magnéticas en estos sectores, podrían permitir definir una isograda diagenética asociada a un incremento de la movilidad del Fe en la zona estudiada.

La aparición de fábricas asociadas a la cizalla paralela a la traslación de los cabalgamientos y su naturaleza ferromagnética, aparece en sectores asociados a la esquistosidad y reduce la capacidad de identificación de fábricas asociadas a la esquistosidad.

Los resultados presentados permiten analizar la aplicabilidad de las fábricas magnéticas no sólo en el contexto analizado, sino en contextos similares en muchos orógenos (ambientes con importantes series sintectónicas, regímenes coaxiales de la deformación a lo largo de su desarrollo e incrementos de las condiciones de presión y temperatura hacia sectores internos).

Por otro lado, muchas de las discusiones planteadas y factores que afectan al desarrollo y capacidad de identificación/discriminación de las fábricas magnéticas y que en un primer momento puede complicar significativamente el análisis de la deformación a través de las

The analysis of the origin and distribution of the susceptibility along the studied zone show a wide variation range that is dependent from the tectonic and structural context. The clear increase of the ferromagnetic contribution to the susceptibility in the northern Pyrenean area is linked to the appearing of the southern cleavage Pyrenean domain though a sudden change in the magnetic analyzed properties.

This regional variation is the main responsible of the huge variability of the paramagnetic and ferromagnetic contribution to the susceptibility in the analyzed lithological groups. The relation between the macroscopic cleavage development, higher pressure and temperature conditions and the magnetic properties changes could define a diagenetic isograda where iron mobility was triggered.

The appearing of magnetic fabrics linked to the shear parallel to the thrust movement and their ferromagnetic origin, appear in sectors associated with the cleavage development reducing, in a significant manner, the identification of cleaved magnetic fabrics.

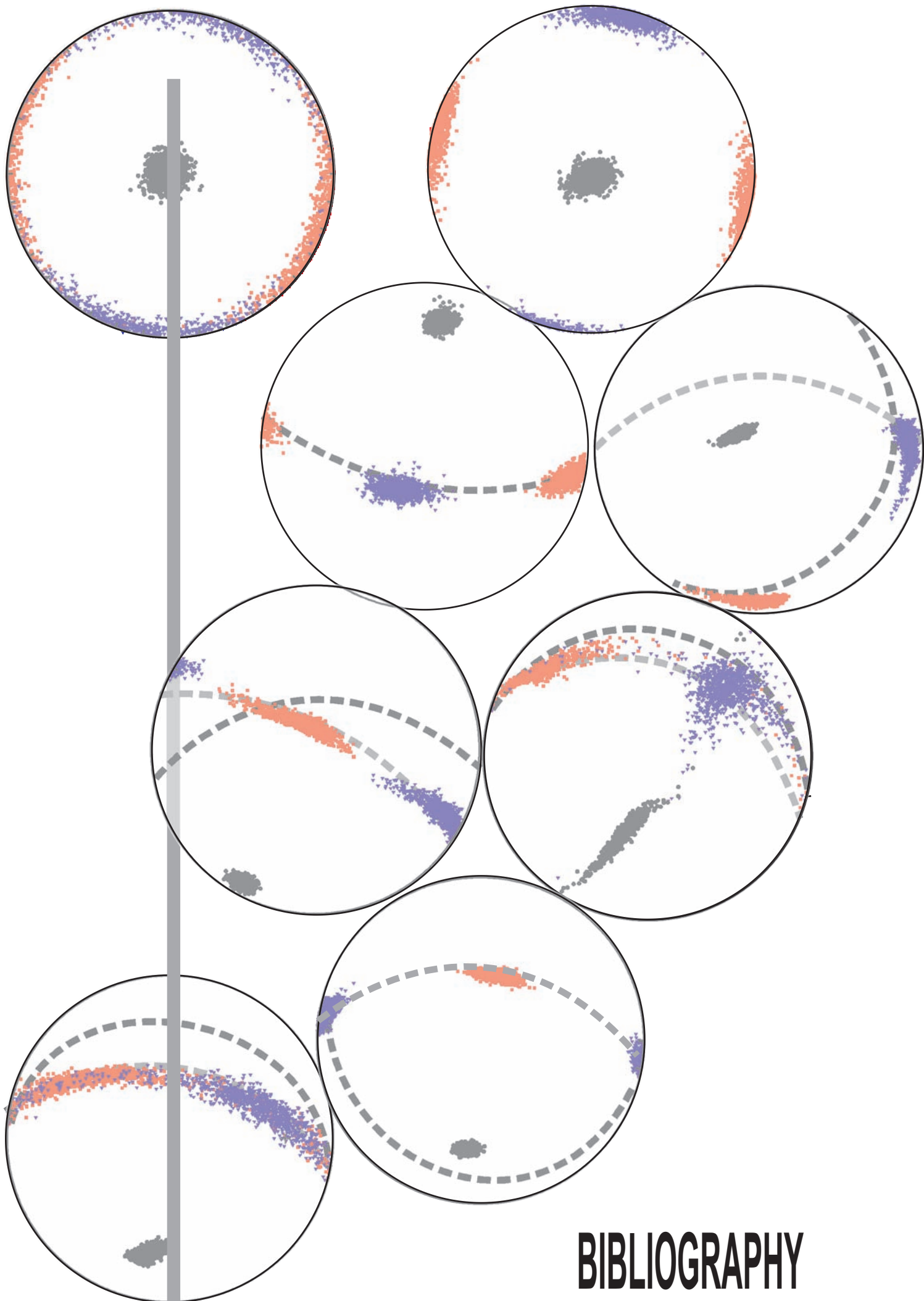
The presented results permit to analyze the applicability of magnetic fabric techniques in the studied zone and moreover to be considered for similar tectonic contexts in many orogens (settings with important syntectonic series, coaxial strain regimes along their whole history and the increase of pressure and temperatures conditions in their inner zones).

By the other side, many of the developed discussions and analyzed factors that affect to the magnetic fabric development and the availability of identification/discrimination of different tectonic processes that can be, in a preliminary manner, a significant handicap for the magnetic fabric studies, are shared for every study of strain analyses.

fábricas magnéticas, son compartidas en cualquier estudio de la deformación finita.

Estos aspectos ponen de manifiesto la necesidad de estudios integrados, contextualizados y analizados a escala tectónica y donde se analicen tanto los factores habituales en la progresión de la deformación como los habituales de las fábricas magnéticas (mineralogía, representatividad de las partículas, su comportamiento y su contribución a los elipsoides magnéticos).

These aspects reveal the needed integrated analysis of magnetic fabric studies in known context settings and through a tectonic scale. In these analyses, the usual approaches from strain studies and the strain progression should be accompanied by the usual for magnetic fabric studies (including mineralogy, magnetic particle representativity and their contribution to the ellipsoids of the magnetic fabrics).



BIBLIOGRAPHY

- Alegret, L., Aurell, M., (1999). La sedimentación carbonatada en el prepirineo aragonés durante el Cretácico Superior. *Estudios Geol.* 55: 237-246.
- Allerton, S., (1998). Geometry and kinematics of vertical-axis-rotations in fold and thrust belts. *Tectonophysics.* 299: 15-30.
- Almela, A., Ríos, J.M., (1951). "Estudio geológico de las zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales" I Cong. Inter. del Pirineo. *Int. de Estudios Pirenaicos. Geología.* 3:327-350.
- Anastasio, D. J., (1992). The structural evolution of the External Sierra. *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, edited by. Mitra, S. and Fisher, G. W. 239-251.
- Antolín-Tomas, B., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil Peña, I., Oliva, B., Soto, R., (2008). Structural and magnetic study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees), *International Journal of Earth Sciences.* 98:427-441.
- Apotria, T.G., (1995). Thrust sheet rotation and out-of-plane strains associated with oblique ramps: an example from the Wyoming salient. U.S.A. *Journal of Structural Geology.* 17: 47-62.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., Pocoví, A., (2001). Ebro Basin continental sedimentation asociated with late compressional Pyrenean tectonic (north-eastern Iberia): control son basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research.* 13 (1): 65-89.
- Arenas, C., Zamorano, M., (2008). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 246: Luna" Instituto Geológico y Minero de España. 32 p + 2 mapas.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics.* 27(6): TC6014.
- 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 Appalachian and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88: 1305-1320.
- Arthaud, F., Matte, P., (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. *Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation.* *Tectonophysics.* 25: 139-141.
- Arthaud, F., Seguret, M., (1981). "Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lyon (Sud de la France)" *Bull. Soc. Géol. France* nº 7, XXII-1. págs. 51-64.
- Arthur, M.A., Carson, B., von Huene, R., (1980). Initial tectonic deformation of hemipelagic sediment at the leading edge of the Japan convergent margin, *Init. Rep. D.S.D.P.* 56:569-613.
- Aso, E.J., (1987). Estudio geológico del Stephaniense-Pérmico en el Alto Aragón: La región de Oza y su correlación con el Macizo de Anayet. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 137 p.
- Astudillo, N., Roperch, P., Townley, B., Arriagada, C., Maksawv, V., (2008). Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamat open pit, Northern Chile. *Tectonophysics.* 450: 1-20.
- 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.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., 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). *Journal of Structural Geology.* 14: 461-474.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., (1993). Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrenees, France). *Annales Tectonicae.* III: 3-21.
- Aubourg, C., Rochette, P., Bergmüller, F., (1995). Composite magnetic fabric in weakly deformed black shales. *Phys. Earth Planet. Inter.* 87:267-278.
- Aubourg, C., Rochette, P., Stephan, J.F., Popoff, M., Chabert-Pelline, C., (1999). The magnetic fabric of weakly deformed late Jurassic shales from the Southern Subalpine Chains (French Alps). Evidence for SW-directed transport direction. *Tectonophysics.* 307: 15-32.
- Bailey, R.C., Halls, H.C., (1984). Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics.* 63: 174-182.
- Balsly, J.R., Buddington, A.F., (1960). Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science.* 258-A:6-20.
- Barnolas, A. Samsó, J.M., Teixell, A., Toquella, J., Zamorano, M., (1991). Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso Grupo Español del Terciario, Libro-guía de la excursión 1, Vic, 123p.
- Barnolas A., Teixell, A., (1994). Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology.* 22: 1107-1110.
- Barnolas, A., Teixell, A., (1995). Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a turbiditic foreland basin (Jaca Basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology.* 22: 1107-1110.
- Barnolas, A., Pujalte, V., (2004). La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España.* (J.A. Vera. Ed.), SGE-IGME. Madrid, 231-343.

- Barnolas, A., Payros, A., Samsó, J.M., Serra-Kiel, K., Tosquella, J., (2004). La Cuenca surpirenaica desde el Ilerdiense medio al Priaboniense. En: Geología de España. (J.A. Vera. Ed.), SGE-IGME. Madrid. 313-320.
- Bauluz, B., González-López, J.M., Yuste, A., Mayayo, M.J., (2008). Evolución diagenética de las turbiditas del Grupo Hecho (Eoceno) en la cuenca de Jaca (España). *Macla*. 9: 47-48.
- Bauluz, B., González-López, J.M., Yuste, A., Mayayo, M.J., (2009). Análisis textural por TEM de las turbiditas del Grupo Hecho (Eoceno) de la cuenca de Jaca: Evolución diagenética. *Macla*. 9: 47.
- Benn, K., (1994). Overprinting of magnetic fabrics in granites by small strains: numerical modeling. *Tectonophysics*. 233: 153-162.
- Berástegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C., (1996). Tall geològic del Pirineu Central 1/200.000. Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Bhathal, R.S., (1971). Magnetic anisotropy in rocks. *Earth Science Reviews*. 7: 227-253.
- Bingham, C., (1964) Distributions on the sphere and on the projective plane. PhD Thesis, Yale University, New Haven, Connecticut.
- Bixel, F., (1984). Le volcanisme stephano-permian des Pyrénées. Thèse d'Etat. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 637 p.
- Blomendal, J., King, J.W., Hall, F.R., Doh, S.J., (1992). Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments. Relationship to sediment source, diamagnetic processes and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research*. 97: 4361-4375.
- Boillot, G., (1984). Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French geological Magazine. 121: 407-412.
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., (1981). The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*. 77: 151-168.
- Borradaile, G.J. & Alford, C., (1987). Relationships between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics*. 133: 121-135.
- Borradaile, G., (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics*. 138, 327-329.
- Borradaile, G.J., (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*. 156: 1-20.
- Borradaile, G.J., Henry, B., (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*. 42: 49-93.
- Borradaile, G., (2003). Statistics of Earth Science Data. Their distribution in time, space and orientation. Springer. 351p.
- Borradaile, G.J., Jackson, M., (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabric, Methods and Applications*. Geological Society Special Publication. 238: 299-360.
- Borradaile, G.J., Jackson, M., (2010). Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*. 32: 1519-1551.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadim T., Rochette, P., (1990). Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French, Pyrenees). *Tectonophysics*. 184: 157-171.
- Bouma, A. H., (1962). Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation, Elsevier, 168 pp.
- Bray, C.E., Karing, D.E., (1985). Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *Journal of Geophysical Research*. 90:768-778.
- Bresson, C. (1903). "Etudes sur les formations des Hautes et Basses Pyrenees" Ministère des Travaux publics. Paris.
- Butler, R.F., (1992). Paleomagnetism: magnetic domains to Geologic Terranes. Boston. Blackwell Scientific Publications.
- Cámara, P., Klimowitz, J., (1985). "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca y Tresp)" *Estudios Geol.* 41:391-404.
- Cantarelli, V., Casas-Sainz, A.M., Corrado, S., Gisbert-Aguilar, J., Invernizzi, C., Aldega, L., (2009). Late paleozoic basin evolution in the Western Pyrenees. *Geophysical Research Abstracts*, vol.11, EGU2009-8621
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., (2002). Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain (W.Gibbons y; T., Moreno, Eds)*. Geol. Soc. (London) 385-397.
- Carbayo, A., Puigdefábregas, C., del Valle de Lesundi, J., (1978). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 117: Ochagavía" Instituto Geológico y Minero de España. 13 p + 1 mapa.
- Carey, W. S. (1958). "The orocline concept in geotectonics" *Proceedings Roy. Soc. Tasmania*. 89: 255-288.
- Carson, B., Berglund, P.L., (1986). Sediment deformation and dewatering under horizontal compression:

- experimental results. *Memoirs of Geological Society of America*. 166:133-150
- Casas, J.M., Parés, J.M., Megías, L., (1998). La fábrica magnética de los materiales cambro-ordovícicos de la parte oriental del Anticlinal de La Massana (Andorra, Pirineo Central). *Rev. Soc. Geol España*. 11: 317-329.
- Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D., Vicente-Bravo, J.C., (2001). The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian basin-northern Spain): stratigraphical framework, facies and sequences. *Jour. Sed. Res.* 71: 318-333 .
- Castiella Muruzábal, J., (1977). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 321: Tauste. Instituto Geológico y Minero de España. 17 p + 1 mapa.
- Choukroune P., Seguret M., (1973a). Carte structural des Pyrenees. ELF-ERAP, Bousens
- Choukroune, P., Séguret, M., (1973b). Tectonics of the Pyrenees, role of gravity and compression. In: De Jonk, K.H., and Scholten, R. (eds). *Gravity and tectonics*. Wiley. New York. 141-156
- Choukroune, P., Mattauer, M., (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nordpyrénéenne: comparaison avec les modèles actuels. *Bulletin Societe Geologique du France*. 5: 689-700.
- Choukroune, P., ECORS TEAM, (1989). "The Ecors pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt" *Tectonics*. 8:23-29.
- Choukroune, P., (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Université des Sciences en Techniques du Languedoc / Elf.- ERAP*. Bousens.
- Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Lenser, S., Hirt, A.M., (2009). The magnetic fabric in "undeformed clays": AMS and neutron texture analyses from the Rif Chain (Morocco). *Tectonophysics*. 466: 79-88.
- Cifelli, F., Mattei, M., Hirt, A.M., Gunther, A., (2004). The origin of tectonic fabrics in "undeformed" clays: the early stages of deformation in extensional sedimentary basins. *Geophysical Research Letters*. 31:L09604
- Cifelli, F., Rossetti, F., Mattei, M., Hirt, A.M., Funiello, R., Tortorici, L., (2004). An AMS, structural and paleomagnetic study of Quaternary deformation in eastern Sicily. *Journal of Structural Geology*. 26: 29-46.
- Collinson, D.W., (1983) *Methods in rock magnetism and paleomagnetism*. London, Chapman and Hall.
- Constable, C.G., Tauxe, L., (1990). The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *J. Geophys. Res.* 95: 8383-8395.
- Cowan, D. S., Moore, J.C., Roeske, S. M., Lundberg, N. & Lucas, S. E., (1984). Structural features at the deformation front of the Barbados Ridge Complex. *Deep Sea Drilling Project Leg 78 A. Init. Rep. D.S.D.P. 77A:535-548*
- Craddock, J.P., Kopania, A.A., Wiltshko, D.V., (1988). Interaction between the northern Idaho-Wyoming thrust belt and bounding basement blocks, central western Wyoming. *Geological Society of America Memoir*. 171:333-351.
- Cronin, M., Tauxe, L., Constable, C., Selkin, P. & Pick, T., (2001). Noise in the quiet zone. *Earth and Planetary Science Letters*. 190: 13-30.
- Dalloni, M., (1910). Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19. 444p.
- De Paor, D., Simpson, C., (1993). New direction in structural geology. 1993 USGS Reston Short Courses Notes, 129 pp.
- De Rojas Tapia, B., Martínez-Díaz, C., (1973). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 175: Sigüés" Instituto Geológico y Minero de España. 15 p + 1 mapa.
- Dearing, J.A., Dan, R.J.L., Hay, K., Lee, J.A., Loveland, P.J., Maher, B.A., O'Gradi, K., (1996). Frequency dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*. 124: 228-240
- 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. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*. Geological Society of London. Special Publication. 238: 77-107.
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., (2005). The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade cleaved mudstone: the common influence of composite magnetic fabrics. IAGA 2005-A-00656.
- 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.
- Del Olmo, A., Hernández, A., Salazar, A., Navarro, J.J., Simón, J.L., Rodríguez Santiesteban, R., Almoguera, F.J., García Villar, A., Soriano, C., (1995). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 285: Almudévar" Instituto Tecnológico Geo Minero de España. 64 p + 2 mapas.
- Dela Pierre, F., Ghisetti, F., Lanza, R., Vezzani, L., (1992). Paleomagnetic and structural evidence of Neogenic tectonic rotation of the Gran Sasso range (central Apennines, Italy). *Tectonophysics* 215: 335-348.

- Deramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P., Cruzat, G., (1985). "Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées" C. R. Acad. Sci. Paris. 301: 1213-1216.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Waller, M.J., Specht, M., (1993). "Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: models and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain)" IN: WILLIAMS, G.D., DOBBS, A., (eds) "Tectonics and seismic Sequence Stratigraphy" Geological Society Special Publications. 71:193-219.
- Dinarès, J., Parés, J.M., (1992). Determinación de fábricas mediante la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en rocas con diferente grado de deformación. Ejemplo de materiales de la cuenca de Ainsa (Pirineo Central). *Geogaceta*. 12, 22-25.
- Dinarès-Turell, J., McClelland, E., Santanach, P., (1991). Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las unidades subpirenaicas. *Rev. Soc. Geol. España*. 4: 179-186.
- Dixon, J., (1982). Regional structural synthesis, Wyoming salient of western overthrust belt: AAPG Bulletin, v.66:1560-1580.
- Dunlop, D.J., (1973). Superparamagnetic and single domain threshold sizes in magnetite. *Journal of Geophysical Research*. 78: 1780-1793.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., (1997). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press.
- Durney, D.W., Kisch, H.J., (1994). A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. *Journal of Australian Geology and Geophysics*. 15: 257– 295.
- Ecors-Pyrenees team (1988) "The ECORS deep seismic survey across the Pyrenees" *Nature*. 331:508-511.
- Eldredge, S., Bachtadse, V., Van der Voo, R., (1985). Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*. 119: 153–179.
- Elliot, C. G., Williams, P.F., (1988). Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *Journal of Structural Geology*. 10:171-182.
- Ellwood, B.B. and Ledbetter, M.T., (1977). Antarctic Bottom Water fluctuation in the Vema Channel: effects of velocity changes on particle alignment and size, *Earth and Planetary Science Letters*. 35:189-198.
- Ellwood, B.B., (1975). Analysis of emplacement mode in basalt from DSDP Holes 319A and 321 using anisotropy of magnetic susceptibility, *Journal of Geophysical Research*. 80: 4805-4808.
- Ellwood, B.B., (1984). Bioturbation: minimal effects on the magnetic fabric of some natural and experimental sediments, *Earth planet. Sci. Lett.* 67: 367–376.
- Esnaola, J.M., Gil, C., (1998). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 355: Leciñena" Instituto Tectológico GeoMinero de España. 47 p + 2 mapas.
- Evans, M.E., Heller, F., (2003). *Environmental magnetism: Principles and applications of environmagnetics*. International Geophysics series. 89. Academic Press, 293 pp.
- Evans, M.A., Elmore, R.D., (2006). Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures. *Journal of Structural Geology*. 28:284-301.
- Fass, R. W., Crocket, D.S., (1983). Clay fabric development in a deep-sea core: site 515. *Deep Sea Drilling Project Leg 72. Init. Rep. D.S.D.P. 72*. 519-525.
- Fischer, M.W., (1984). Thrust tectonics in the North Pyrenees. *Jour. Struc. Geol.* 6:721-726.
- Fisher, R. A., (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*. 217: 295–305.
- Flinn D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformation. *Geological Society London. Quart.* 118:385-433
- Fontboté, J.M., Muñoz, J.A., Santanach, P., (1986). On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt. *Tectonophysics*. 129: 291- 302.
- Fournier, E., (1905). Études géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive. *Bull. Soc. Géol. France*. 5: 699-723.
- Freund, R., (1970). Rotation of strike-slip faults in Sistan, southeast Iran. *J. Geol.* 78:188–200.
- Frizon de Lamotte, D., Souqué, C., Grelaud, S., Robio, P., (2002). Early record of tectonic magnetic fabric during inversión of a sedimentary basin. Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 173: 461-469.
- Fuller, M.D., (1960). Anisotropy of susceptibility and the natural remanent magnetization os some Welsh slates. *Nature*. 186: 791-792.
- Fuller, M.D., (1963). Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *Journal of Geophysical Research*. 68: 293-309.
- Gallastegui, J., (2000). Estructura cortical de la Cordillera y margen continental cantábricos. *Perfiles ESCIN. Trabajos de Geología*. 22: 1-221.
- García Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J.M., Clething, S., (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic

- evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res.* 108 (B7): 2347.
- García Mondejar, J. (1996). Plate reconstruction of the Bay of Biscay" *Geology*. 24: 635-638.
- García-Sansegundo, J., Montes Santiago, N.J., Garrido Schneider, E.A., (2009). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 209: Agüero" Instituto Geológico y Minero de España. 50 p + 2 mapas.
- Gil Marín, C., Santos, J.A., Marqués, L.A., Esnaola, J.M., (1995). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 354: Alagón" Instituto Tectológico GeoMinero de España. 46 p + 2 mapas.
- Gil, A., Lago, M., Galé, C., Pocoví, A., Arranz, E., (2002). Magnetic fabric in folded sills and lava flows. A case study in the Permian basalts of the Anayet massif (Pyrenean Axial Zone, Spain). *Tectonophysics*. 350: 1-15.
- Gil, A., Simón, J.L., Pueyo, O., Millán, H., Pocoví, A., Andrés, J.A., Arantegui, A., Arlegui, L.E., Arranz, E., Liesa, C.L., Artieda, O., Corella, J.P., Edo, V., Galindo, G., Maestro, A., Sánchez, E., Rico, M.T., Simón, M. y Tyrrell, J. (2006). Desarrollo simultáneo de pliegues, esquistosidad y cabalgamientos en el Eoceno inferior de Isaba (Valle del Roncal, Pirineo navarro). *Geogaceta*. 40:31-34.
- Gil Imaz, A., Lago San José, M., Galé Bornao, C., Ubide, T., Tierz, P., Oliva, B., (2012). The Permian mafic dyke swarm of the Panticosa pluton (Pyrenean Axial Zone, Spain): simultaneous emplacement with the late-Variscan extension. *Journal of Structural Geology*.
- Gill, W.D. & Kuenen, P.H., (1958). Sand volcanoes in slumps in the Carboniferous of Co. Clare, Eire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. 113:413-441.
- Girdler, R.W., (1961). Some preliminary measurements of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Royal astronomical society*. 5: 197-206 + 1 plate.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., Bouchez, J.L., (1998). Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granitic complex of Caunterets-Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*. 20: 1229-1245.
- Gleizes, G., Nedelec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P., (1993). Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrofabric characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.* 98: 4317-4331.
- Gong, Z., van Hinsbergen, D. J.J., Vissers, R.L.M., Dekkers, M.J., (2009) Early cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin. New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotations. *Tectonophysics*. 473: 312-323.
- Graham, J.W., (1954). Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Bulletin of Geological Society of America*. 65:1257-1258.
- Graham, J. W., (1966). Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: Steinhart, J.S., Smith, T.J., (eds). *The Earth beneath the continents*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series. Washington, 627-648.
- Granar, L., (1958). Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkive fur Geofysik*. 3: 1-40.
- Gray, M.B., Mitra, G., (1993). Migration of deformation fronts during progressive deformation: evidence from detailed structural studies in the Pennsylvania Anthracite region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*. 15:435-449.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collete, B.J., Mauffret, A., Miles, P.R., Roberts, D.G., (1982). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model. *Mar. Geol.* 45: 63-77.
- Guarnieri, P., (2004). Structural evidence for deformation by block rotation in the context of transpressive tectonics, northwestern Sicily (Italy). *Journal of Structural Geology*. 26:207-219.
- Guillet P., Bouchez J.L., Wagner J.J., (1983). Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif (France). *Tectonics*. 2: 419-429.
- Henry, B., Jordanova, D., Jordanova, N., Souque, C., Robion, P., (2003). Anisotropy of magnetic susceptibility of heated rocks. *Tectonophysics*. 366: 241-258
- Hernández, A., Ramírez del Pozo, J., Simó, A., Olivé, A., (1987). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 174: Sangüesa" Instituto Geológico y Minero de España. 55 p + 1 mapa.
- Hernández, A., van den Hurk, A., Ramírez, J.I., Navarro, J.J., Simón, J.L., Rodríguez Santisteban, R., García Villar, A., (1995). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 322: Remolinos" Instituto Tectológico GeoMinero de España. 67 p + 2 mapas.
- Hext, G., (1963). The estimation of a second-order tensors, with related tests and designs. *Biometrika*. 50: 353-357.
- Hirt, A. M., Lowrie, W., Lüneburg, C., Lebit, H., Engelder, R., (2004). Magnetic and mineral fabric development in the Ordovician Marsinsburg Formation in the Central Appalachian Fold and Thrust Belt, Pennsylvania, in *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, edited by F. Martín-Hernández et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.* 238:109-126.

- Hirt, A.M., Schmidt, V., Almquist, B.S.G., (2008). Understanding magnetic fabrics. *Geotectonic Research*. 95 (0):65-67
- Hnat, J.S., van der Pluijm B., Van der Voo, R., Thomas, W.A., (2008). Differential displacement and rotation in thrust fronts: A magnetic, calcite twinning and palinspastic study of the Jones Valley thrust, Alabama. US Appalachians. *Journal of Structural Geology*. 30: 725-736.
- Hogan, P.J., (1993). Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain. Unpublished Ph.D. Thesis. University of Southern California. 219 pp.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W., (1996). Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. In: Tertiary basin of Spain (P.F. Friend and C.J. Dabrio. Eds). Cambridge University Press. 153-160
- Holl, J.E., Anastasio, D.J., (1995). Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees. Spain. *Journal of Structural Geology*. 17: 357-369.
- Housen, B.A., Richter, C., van der Pluijm B.A., (1993). Composite magnetic fabrics experiments: numerical models and implication for the quantification of rock fabrics. *Tectonophysics*. 220:1-12.
- Hrouda, F., Chupacova, M., Rejl, L., (1971). The mimetic fabric of magnetite in some foliated granodiorites as indicated by magnetic anisotropy. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 11: 381-384.
- Hrouda, F., (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey*. 5: 37-82.
- Hrouda, F., Jelínek, V. (1990). Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements. *Geophysical Journal International*. 103: 75-84.
- Hrouda, F., Jelínek, V., Zapletal, K., (1997). Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophysical Journal International*. 120: 715-719.
- Ising, G., (1943). On the magnetic properties of varved clay. *Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik*, Bd. 29A, 1-37.
- Izquierdo-Llaval, E., Aldega, L., Cantarelli, V., Corrado, S., Gil-Peña, I., Invernizzi, C., Casas-Sainz, A.M., (under review). On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: Geometry, mechanisms and paleo-thermal conditions. *Tectonophysics*.
- Izquierdo-Llavall, E., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Gil-Peña, I., Soto, R., Jabaloy, A. (2012). Magnetic fabric and structural study of the Eaux-Chaudes intrusion: Understanding the Variscan deformation in the Western Axial Zone (Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, in press.
- Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., Banerjee, K., (1988). Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grain-size-dependence. *Geophys. Res. Lett.* 15:440-443.
- Jelinek, V., (1977). The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika Brno*. 89p.
- Jelinek, V., (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geop. Geodetica*. 22: 50-62
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*. 79: 63-70.
- Jelinek, V., (manual de usuario KLY3) Measuring anisotropy of magnetic susceptibility on a slowly spinning specimen- basic theory. *Agico Print*. N° 10.
- Ježek, J., Hrouda, F., (2000). The relationship between the Lisle orientation tensor and the susceptibility tensor. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*. 25: 469-474.
- Kelso, P.R., Tikoff, B., Jackson, M., Sun, W., (2002). A new method for the separation of paramagnetic and ferromagnetic susceptibility anisotropy using low field and high field methods. *Geophysical Journal International*. 151: 345-359.
- Khan, M.A. (1962). The anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*. 67:2873-2885.
- Kirschvink, J.L., (1980). The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. *Geophysical J.R. Astron. Soc.* 62:699-718.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T. Q., (1986). Magnetic fabric of "undeformed" marine clays from compressive zones. *Tectonophysics*. 40:287-308.
- 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.
- Kodama, K. P., (1995). Magnetic fabrics. *Reviews of Geophysics Research*. 93:4301-4319.
- Kollmeier, J.M., van der Pluijm, B.A., Van der Voo, R., (2000). Analysis of Variscan dynamics; early bending of the Cantabria-Asturias Arc, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*. 181:203-216.
- Kopp, R.E., (2007). The identification and interpretation of microbial biogeomagnetism. Ph.D. Thesis, Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology.

- Kristofersen, V., (1978). Sea floor spreading and the early opening of the North Atlantic" *Earth and Planetary Science Letters*. 38: 273-290.
- Kruiver, P., Dekkers, M.J., Heslop, D., (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth and Planetary Science Letters*.189:269-176.
- Labaume, P., Mutti, E., Seguret, M., Rosell, J., (1983). Megaturbidites carbonates du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*. 25: 927-941.
- Labaume, P., Séguret, M., Seyve, C., (1985). Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*. 4:661-685.
- 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). *Journal of Structural Geology*. 33: 1359-1377.
- Larrasoña, J.C., Pueyo, E.L., Millán, H., Parés, J.M., del Valle, J., (1997). Deformation mechanism deduced from AMS data in the Jaca-Pamplona basin (Southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth*. 22: 147-152.
- Larrasoña, J.C., (2000), "Estudio magnetotectónico de la zona de transición entre el Pirineo Central y Occidental: Implicaciones estructurales y geodinámicas" Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza 297 págs.
- Larrasoña, J.C., Parés, J.M., Del Valle, J., Millán, H., (2002). Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited, implications for the Iberian-Eurasian mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*. 362:161-182.
- Larrasoña, J.C., Parés, J.M., Pueyo, E.L., (2003a). Stable Eocene magnetization carried by magnetite and magnetic iron sulphides in marine marls (Pamplona-Arguis Formation, southern Pyrenees, N. Spain). *Studia Geophysica Geodetica*. 47: 237-254.
- Larrasoña, J. C., Parés, J.M., Millán, H., del Valle, J., Pueyo, E.L., (2003b). Paleomagnetic, structural and stratigraphic constraints on the transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics*. 22:1071.
- Larrasoña et al., J.C., Pueyo, E.L., Parés, J.M., (2004). An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of the Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain): new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. In: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M., (eds). *Magnetic fabric: methods and applications*. Geological Society of London special publication. 238: 127-144.
- Larrasoña, J.C., Gómez-Paccard, M., Giralt, S., Roberts, A.P., (2011). Rapid locking of tectonic magnetic fabrics in weakly deformed mudrocks. *Tectonophysics*. 507:16-25.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J.C., (1970). La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'oberture du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 271: 1941-1944.
- Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P., Bouches, J.L., (1994). The maladeta granitic polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study. *Jour. Struc. Geol*. 16: 223-235.
- Lefort, J. P., Aïfa, T., Jelenska, M., Kadzialko-Hofmokl, M., Max, M.D., (2001). Paleomagnetic and AMS evidence for a Variscan ductile clockwise rotation of the île de Gropix blueschists (South Brittany, France): consequences on the Late Hercynian structural pattern of westernmost Europe. *Tectonophysics*. 337: 223-235.
- Lewchuck, M.T., Evans, M., Elmore, R.D., (2003). Synfolding remagnetization and deformation: results from Paleozoic sedimentary rocks in West Virginia. *Geophys. J. Int*. 152: 266-279.
- Lingen, G.J., (1960). Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc. Huesca Province. *Estud. Geol*. 21: 66-99
- Lisle, R.J., (1989). The statistical analysis of orthogonal orientation data. *J. Geol*. 97: 360-364.
- Lobato, A., Meléndez, A., (1988). Análisis de las facies carbonatadas del Cretácico Superior en el sector de Arguis-Belsué (provincia de Huesca). *II Congreso Geológico de España 1*: 99-102.
- Louis, L., Robion, P., David, C., Frizon de Lamotte, D., (2006). Multiscale anisotropy controlled by folding: the example of the Chaudrons fold (Corbières, France). *Journal of Structural Geology*. 28:549-560.
- Lowrie, W., Hirt, A.M., (1986). Paleomagnetism in arqueated mountain belts. In: *The Origin of Arcs*. Developments in Geotectonics. 21:141-158.
- Lowrie, W. & Hirt, A.M., (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone, *Earth Planetary Science Letters*. 82: 349-356.
- Lowrie W., (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperatures properties. *Geophysical Research Letters*. 17:159-162.
- Lucas, C., (1985). Le grés rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permian et du Trias. Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier. Toulouse, 267p.
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.K., 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.

- Lundberg, N. & Moore, J.C., (1981). Structural features of the Middle America Trench Slope off Southern México, deep sea drilling project. *Leg 66. Init. Rep. D.S.D.P.* 67: 793-814.
- Luzón, A., (2005). Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*. 177: 19-39.
- MacDonald, W.D., Ellwood, B.B., (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility, sedimentological, igneous and structural-tectonic applications. *Reviews of Geophysics*. 25:905-909.
- Maher, B.A., (1986). Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Int.* 42: 76-92.
- Marínez-Torres, L.M., Ramón-Lluch, R., Eguiluz, R., (1994). Tectonic wedges: geometry and kinematic interpretation. *Journ. Struct. Geol.* 16: 1491-1494.
- Marshak, S., (1988). Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics*. 7:73–86.
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., (2001). Separation of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer. *Tectonophysics*. 337: 209-221.
- Martín-Hernández, F. (2002). Determination of fundamental magnetic anisotropy parameters in rock-forming minerals and their contributions to the magnetic fabric of rocks (Ph.D Thesis, ETH-Zurich), 183 pp.
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M. (2004). A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and hematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometer. *Geophysical Journal International*. 157: 117-127.
- Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M. Aubourg, C., and Jackson, M. (eds) (2004) *Magnetic fabric: Methods and applications*. Geological Society. London. Special Publications, 238.
- Martín-Hernández, F., Lüneburg, F., Aubourg, C.M., Jackson, M., (2004). Magnetic fabric: methods and applications- an introduction. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*. Geological Society of London. Special Publication. 238:1-7.
- Martín-Hernández, F., Kunze, K., Julivert, M. & Hirt, A. M., (2005). Mathematical simulations of anisotropy of magnetic susceptibility on composite fabrics. *Journal of Geophysical Research*, 110, B06102.
- Martín Hernández F. Ferré EC. (2007). Separation of paramagnetic and ferromagnetic anisotropies. *Journal of Geophysical Research*. 112 (B3).
- Masson, D.G., Miles, P.R., (1984). Development and hydrocarbon potential of Mesozoic sedimentary basins around margins of North Atlantic. *AAPG Bull.* 70: 83-154.
- Mattauer, M., (1968). Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. Geog. Phys. Et. Géol. Dyn.* 2: 3-12.
- Mattauer, M., Seguret, (1971). Las relaciones entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne”IN: “Histoire structurale du golfe de Gascogne” Ed. Technip, Paris, IV: 1-24.
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funiciello, R., (1997). Magnetic fabric of weakly deformed clayey sediments in the Italian peninsula: relationships with compressive and extensional tectonics. *Tectonophysics*. 271:107-122.
- Mazzoli, S., Lanci, L., De Donatis, M., (2001). Paleomagnetic rotations in thrust belts: a case-study from the Marche-Romagna area (Northern Apennines, Italy). *J. Geodyn.* 32: 373–393.
- 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.
- McCaig, A.M., McClelland, E., (1992). Paleomagnetic techniques applied to thrust belts. In: *Thrust Tectonics* (K.R., McClay, Ed.) Chapman y Hall, 209-216.
- McElhinny, M.W., (1964). Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R.. Astr. Soc.* 8: 338-340.
- McElroy, R., (1990). Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean Frontal ramp, Huesca, Spain. Unpublished Ph.D. thesis. University of Cambridge.
- Meléndez, G., Pocoví, A., (coord.) (1987). Estudio del Jurásico de la Cadena Pirenaica en el sector central de la vertiente española. *Acción Complementaria. Síntesis Geológica del Pirineo*. IGME. Madrid 89p.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J., Hartevelt, J.J.A., (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.* 44: 221-228.
- Millán, H.A., (1996). Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas” Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 330p.
- Millán, H., Pueyo, E.L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M.B., Pocoví, A., (2000). Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo Central. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 13(2): 117-138.
- Millán, H., Oliva Urcia, B., Pocoví Juan, A. (2006). La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental). *Geogaceta*. 40:35-38.

- Millán, H.A., (2006). Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas. Colección de estudios Altoaragoneses, 53.
- Mirouse, R., (1959). Extension et relation des series permienes sur la feuille d'Urdos au 80.000e. Bull Serv. Carte. Géol. France. 257: 209-218.
- Mirouse, R., (1966). Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zona primaire axiales des Pyrenees. Mem. Serv. Carte. Géol. France. 451p.
- Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Barnolas, A., (2010a) Kinematic approach by means of AMS study in the Boltaña anticline (southern Pyrenees). *Trabajos de Geología*. 30: 87-95.
- Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Barnolas, A. & Oliva-Urcia, B., (2010b). Anisotropic magnetic susceptibility record of the kinematics of the Boltaña Anticline (Southern Pyrenees). *Geological Journal*. 45: 562-581.
- Mochales, T., (2011). Chronostratigraphy, vertical axis rotations and AMS in the Boltaña Anticline (Southern Pyrenees): kinematic implications. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza. 222p.
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Barnolas, A., 2011 (accepted). Rotational kinematics of oblique structures; a case study in the Boltaña anticline (Southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology*.
- Montes, M.J., (1992). Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo Central). Simposio sobre Geologías de los Pirineos, III Congreso Geológico de España, Salamanca. Tomo 2: 150-160.
- Moon, C. F. & Hurst, C. W. (1984). Fabric of muds and shales: an overview. In: *Fine Grained sediments: Deep-water processes and facies* (edited by Stow, D. A. V. and Piper, D. J.W.,) Special Publication Geological Society London. 15: 579-594.
- Mullet, J., Roger, P., (1977). L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Geol. Alpine*. 53:149-191.
- Muñoz, J.A., (1985). Estructura Alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 305 p.
- Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C., Fontboté, J.M., (1983). Orógenos alpinos: El Pirineo" En: *Geología de España- Libro Jubilar J.M. Ríos*. Inst. Geol. Min, Esp., vol II. 161-168. Madrid. España.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Vergés, J., (1986). Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees" *Journal of Structural Geology*. 8: 399-405.
- Muñoz, J.A., (1992). "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-sections" En: MCKLAY, K.R., (Ed) "Thrust tectonics" Chapman y Hall, London. 235-246.
- Muñoz, J.A., (2002). Alpine Tectonics I, The Pyrenees. In: W.Gibbons and T. Moreno (eds): *Geology of Spain*, Geol. Soc. London. 649 pp.
- Mutti, E., Luterbacher, H., Ferrer, J., Rosell, J., (1972). Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona central sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra), *Mem. Soc. Geol. Italia*. 11: 391-416.
- Mutti, E., (1977). Distinctive thin-bedded turbidite facies and related environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*. U:107-131.
- Mutti, E., (1984). The Hecho Eocene Submarine Fan System, South-Central Pyrenees, Spain. *Geo Marine Letters*. 3: 199-202.
- Nagata, T., (1961). *Rock magnetism*. Maruzen Ltd. Tokyo, 350p.
- Neel, L., (1955). Some theoretical aspects of rock magnetism. *Advances in Physics*. 4:191-243.
- Nichols, G.J., (1984). Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragón, Spain. Unpublished PhD Thesis. University of Cambridge, 243 p.
- Nichols, G.J., (1987). The structure and stratigraphy of the Western External Sierras of the Pyrenees, Northern Spain. *Geological Journal*. 22:245-259.
- Nickelsen, R.P., (1979). Sequence of structural stages of the Alleghany orogeny, Bear Valley strip mine, Shamokin, PA. *American Journal of Science*. 279: 225-271.
- Nur, A., Ron, H., Scotti, O., (1989). Mechanics of distributed faults and block rotation. In: Kissel, C., Laj, C. (Eds.), *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. NATO ASI Ser. C. 254:109-228.
- Nye, J.F., (1957). *Physical properties of Crystals*. Oxford University Press. London.
- Oldfield, F., (1994). Toward the discrimination of fine grained ferrimagnets by magnetic measurements in lake and near-shore marine sediments. *Journal of Geophysical Research*. 99: 9045-9050.
- Oldow, J.S., Channell, J.E.T., Catalano, R., D'Argenio, B., (1990). Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western Sicilian foldland thrust belt. *Tectonics*. 9:661-681.
- Oliva-Urcia, B., (2004). Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (Sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético. PhD Thesis. University of Zaragoza. 292 p.

- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., (2007a). Rotational basement kinematic deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees). *Tectonics*. 26:TC4014.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., (2007b). Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the Southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 20 (1-2): 105-118.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoña, J.C., Gil, A., Mata, A., Parés, J.M., Schleicher, A.M., (2008a). Complex magnetic fabrics in cleaved marls: link to deformation processes (Southern Pyrenees, Spain). *Geotectonic Research*. 0: 132-134.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoña, J.C., (2008b). Magnetic reorientation induced by pressure solution: a potential mechanism for orogenic-scale remagnetizations. *Earth and Planetary Science Letters*. 265: 525-534.
- Oliva, B., Larrasoña, J.C., Pueyo, E.L., Gil-Imaz, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A., (2009). Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology*. 31:163-176.
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalain, J.J. and Kodama, K., (2010). A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on AMS data. *Geophysical Journal International*. 184:111-130.
- 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. *Journal of Structural Geology*. 32: 362-376.
- Oliva, B., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Pocoví, A., (2012). in press. Structural and paleomagnetic evidence of non-rotational kinematics in the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees). *Geologica Acta*
- Oliván, C., Pueyo, E.L., Pocoví, A., Luzón, A., Martínez-Peña, M.B., (2008). Fábricas magnéticas (ASM) en el anticlinal de Barbastro-Balaguer (Pirineo Central): implicaciones cinemáticas. *Geotemas*. 10: 1239-1242.
- Olivet, J.L., Mahod, J.A., Beuzard, P., (1996) "Contexte cinématique rapport des dones marines" IN: Barnolas, A., Chiron, J.C., (1996) "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume I: Introduction Géophysique Cycle Hercynien" Edition BRGM-ITGE. 81-135.
- Ong, P.F., Pluijm, B.A., Van der Voo, R., (2007). Early rotation in the Pennsylvania Salient (US Appalachians): evidence from calcite-twinning analysis of Paleozoic carbonates. *Geological Society of America Bulletin*. 119:796-804.
- Orduña López, J.L., (2002). Los términos de la física en los diccionarios generales y especializados. Tesis Doctoral Universidad de Lleida. 383 p.
- Osipov, V.I., Sokolov, V.N., (1978). Microstructure of recent clay sediments examined by scanning electron microscope. In: Whalley WB (eds) *Scanning electron microscope in the study of sediments*. Geo Abstracts. Norwich, England. 29-40
- Owens, W. H., (1974). Mathematical model studies on factor affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics*. 24: 115-131.
- Oxford University Press (2004). *Diccionario Oxford-Computense de Ciencias de la Tierra*. Traducción de Editorial Computense. S.A. Madrid. 887 p.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.G., Vázquez-Urbez, M., Villena, J., (2004). La Cuenca del Ebro. In: Vera JA (ed) *Geología de España*. SGE-IGME: 533-543.
- Parés, J.M., (1988). La utilización de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en el estudio de la deformación finita: ejemplo en la zona milonítica de Cap de Creus (Catalunya). *Geogaceta*. 5: 50-53.
- Parés, J.M., Dinarès-Turell, J., (1993). Magnetic fabrics in two sedimentary rock types from the Southern Pyrenees. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*. 45:193-205.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B., Dinarès-Turell, J., (1999). Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*. 307: 1-14.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B., (2002a). Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS). *Geophysical Research Letters*. 29: 68.1-68.4.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B., (2002b). Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*. 350: 283-298
- Parés, J.M., van der Pluijm, B., (2003). Magnetic fabrics in low-strain mudrocks: AMS of pencil structures in the Knobs Formation, Valley and Ridge Province, US Appalachians. *Jour. Struct. Geol.* 25: 1349-1358.
- Parés, J.M., (2004). How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic anisotropy. . In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*. Geological Society of London. Special Publication. 238: 191-205.
- Parés, J.M., van der Pluijm, V.A., (2004). Correlating magnetic fabrics with finite strain: comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian orogens. *Geologica Acta*. 2: 213-220.
- Parés, J.M., Hassold, N.J.C., Rea, D.K. & van der Pluijm, B.A., (2007). Paleocurrent directions from paleomagnetic reorientation of magnetic fabrics in deep-sea sediments at the Antarctic Peninsula Pacific

- margin (ODP Sites 1095, 1101), Mar. Geology. 242:261–269.
- Parma, J., (1988). An automated torque meter for rapid measurement of high-field magnetic anisotropy of rocks. *Phys. Earth Planet. Inter.* 51: 387-389.
- Pascual, J.O., Parés, J.M., (1990). Estudio preliminar de los materiales comprendidos en el tránsito Eoceno-Oligoceno en el borde SE de la cuenca del Ebro. *Rev. Soc. Geol. España.* 3: 323-333.
- Paterson, S. R., Tobisch, O.T., (1993). Pre-lithification structures, deformation mechanism, and fabric ellipsoids in slumped turbidites from the Pigeon Point Formation, California. *Tectonophysics.* 222:135-149.
- Pérez Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., (2002). Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 15 (3-4): 217-231.
- Platt, J., Allerton, S., Kirker, A., Platzman, E., (1995). Origin of the western Subbetic arc (South Spain): palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of Structural Geology.* 6:765–775.
- Pokorny, J., Suza, P., Hroudá, F., (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks measured in variable weak magnetic fields using the KLY-4S Kappabridge. En: *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, Martin-Hernandez, F.; Luneburg, C.; Aubourg, C. & Jackson, M.(ed.). Geological Society. 238: 69-76.
- Potter, D.K., Stephenson, A. (1988). Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophysical Research Letters.* 15: 1097-1100.
- Potter, D.K., Stephenson, A., (1990). Field impressed magnetic anisotropy in rocks. *Geophy. Res. Lett.* 17:2437-2440.
- Potter, D.K., (2004). A comparison of anisotropy of magnetic remanence methods- a user's guide for application to paleomagnetism and magnetic fabric studies. En: *Magnetic fabric: Methods and Applications*. Martin-Hernandez, F.; Luneburg, C.; Aubourg, C. & Jackson, M.(ed.) Geological Society of London. Special Publication. 238: 21-35.
- Pueyo Anchuela, Ó., (2004). Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en el sector occidental de la Cuenca de Jaca-Pamplona, Sierra de Alaiz. Tesis de licenciatura, Universidad de Zaragoza. 200p. 2 mapas y 2 láminas .
- Pueyo Anchuela, O., González, A., Ipas, J., Manuel, J., Orgaz, J.A., Rodés, A., Teixidó, F., Gil, A., Millán, H., (2004). Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense. *GeoTemas.* 6 (4):327-331.
- Pueyo, Ó., Gil, A., Pocoví, A., Mochales, T., Ansón, D., del Río, P., Pueyo, E., (2007). Acortamiento paralelo a las capas y dirección de transporte tectónico deducido a partir del análisis de la fábrica magnética (ASM) de rocas post-hercínicas del Pirineo Central, valle del río Aragón-Subordán, Pirineo Oscense. *Geogaceta.* 42: 15-18.
- Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., Arauzo, A., Guerrero, E. & Rillo, C., (2008). Correlación no lineal entre la susceptibilidad media, la contribución paramagnética a la susceptibilidad y la litología en el sector centro-occidental del Pirineo Central. Implicaciones para los estudios de ASM. *Geogaceta.* 45:83-86.
- Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., (2010). "Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Spain)" *Geological Journal.* 45: 544-561.
- Pueyo Anchuela, Ó., Pocoví Juan, 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.
- Pueyo Anchuela, Ó., Casas Sainz, A.M., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A., (2011). "Lithology-dependent reliability of AMS analysis: a case study in shales and sandstones of the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Aragón, Spain)". *Comptes rendus Geoscience.* 343:11-19.
- Pueyo Morer, E.L., Millán-Garrido, H., Pocoví Juan, A. & Parés, J.M., (1997). Determination of the folding mechanism by AMS data. Study of the relation between shortening and magnetic anisotropy in the Pico del Aguila anticline (southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth.* 22: 195-201.
- Pueyo Morer, E.L., (2000). Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 296 p.
- Pueyo, E.L., Millán, H., Pocoví, A., (2002). Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Eiras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology.* 146: 191-208.
- Pueyo, E.L., Parés, J.M., Millán, H., Pocoví, A., (2003a). Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (A case studied in the Southern Pyrenees). *Tectonophysics.* 362: 345-366.
- Pueyo, E.L., Pocoví, A., Parés, J.M., Millán, H., Larrasoana, J.C., (2003b). Thrust ramp geometry and spurious rotations of paleomagnetic vectors. *Studia Geophysica Geodetica.* 47: 331-357.
- Pueyo, E.L., A. Pocoví, H. Millán, A. Sussman, (2004a). Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data, in *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*, edited by A.J. Sussman and A.B. Weil, Geological Society of America Special Paper. 383:57-71.

- Pueyo, E.L., Roman-Berdiel, M.T., Bouchez, J.L., Casas, A.M., Larrasoña, J.C., (2004b). Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. In: *Magnetic fabric: methods and applications- an introduction*. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*. Geological Society of London. Special Publication. 238: 395-420.
- Pueyo, E.L., Bouchez, J.L., Román, M.T., Gleizes, G., (2005). Are paramagnetic granites free of ferromagnetism? Abstracts of the X IGA (Toulouse). 01323
- Puigdefábregas, C., (1975). La sedimentación molásica de la Cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*. Revista Pirineos Num. 104. 188 págs.
- Puigdefábregas, C., Sánchez Carpintero, I., (1978a). Mapa Geológico de España Escala 1:50.000. Hoja nº 117: Ochagavía. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 1 map and 13 p.
- Puigdefábregas, C., del Valle de Lersundi, J., Sánchez Carpintero, I., (1978b). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 143: Navascués" Instituto Geológico y Minero de España. 16 p + 1 mapa.
- Puigdefábregas, C., Souquet, P., (1986). Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*. 129: 173-204.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J., y ESCIN Group (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*. 264: 1-19.
- Quirantes, J., (1978) Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros. *Institución Fernando el Católico (CSIC)*. Serie Tesis Doctorales, 27; 207 p.
- RAE (2011). *Diccionario de la Lengua Española*. 22ª Edición. Real Academia de la Lengua Española. <http://rae.es/rae.html>
- Ramón, M.J., Pueyo, E.L.; Pocoví, A.; Briz, J. L.; Ciria, J. C.; Ros, L. H. (2011). (accepted) Flexural unfolding in 3D by using paleomagnetic vectors. *Journal of Structural Geology*.
- Ramón, M. J.; Pueyo, E. L.; Oliva, B.; Larrasoña, J. C. (2011). Virtual directions and planes in paleomagnetism: An objective estimation of ChRM components. *Geochem. Geophys. Geosyst.* - G3. (under review).
- Ramsay, J.G., (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill. New York.
- Rees, A.I., (1961). The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 5: 235-251.
- Rees, A.I., (1965). The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. *Sedimentology*.4:257-271.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca del Ebro. EN: *Geología de España- Libro Jubilar J.M. Ríos*. Inst. Geol. Min, Esp., vol II.: 131-159. Madrid. España.
- 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. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 82: 111-121.
- Ríos Aragüés, L., Galera Fernández, J.M., Baretino Fraile, D., Lanaja del Busto, JM., (1990). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 145: Sallent" Instituto Tecnológico y Geo Minero de España. 61 p + 1 mapa.
- Robador, A., (1990). Early Paleogene Stratigraphy. In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin*. Field trip guidebook. IGCP Project 286 (Early Paleogene Benthos). IUGS-UNESCO. Chap. 2: 41-87.
- Robador Moreno, A., (2005). *El Paleoceno e Ilerdiense del Pirineo Occidental: estratigrafía y sedimentología*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España: Serie : Tesis doctorales nº 12. IGME. Madrid. 312 p.
- Robion, R., Grelaud, S., Frizon de Lamotte, D., (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)? *Sedimentary Geology*. 196:181-200.
- Rochette, P., Vialon, P., (1984). Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *J. Struct. Geol.* 6: 33-38.
- Rochette, P., (1987). Magnetic susceptibility of rocks matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9. 1015-1020.
- Rochette, P., Fillion, G., (1988). Identification of multicomponent anisotropies in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 51: 379-386.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., (1992). Rock magnetism and the interpretation of the anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Gephys.* 30: 209-226.

- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M., (1999). Is this fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*. 307: 219–234.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P., (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*. 19: 613-616.
- Román Berdiel, T., Pueyo-Morer, E.L., Casas, 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: 1689-1706.
- Román Berdiel, T., Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., (1998). Compressional granite-emplacement model: structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain). *Lithos*. 44: 37-52.
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z., (1984). Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. *J. Geophys. Res.* 89: 6256–6270.
- Rosenbaum, J., Reynolds, R., Smoot, J. & Meyer, R., (2000). Anisotropy of magnetic susceptibility as a tool for recognizing core deformation: reevaluation of the paleomagnetic record of Pleistocene sediments from drill hole OL-92, Owens Lake, California, Earth and Planetary Science Letters. 178:415-424.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*. 359: 117-129.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Seguret, M., Cámara, P., Deramond, J., (1989). "ECORS deep seismic data and balanced cross-section geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*. 8: 41-50.
- Sagnotti, L., Speranza, F., Winkler, A., Mattei, M., Funicello, R., (1998). Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 105: 73-93.
- Saint-Bezar, B., Hebert, R.L., Aubourg, C., Robion, P., Swennen, R., Frizon de Lamotte, D., (2002). Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the Southern Atlas Front (Morocco). *Journal of Structural Geology*. 24: 1507-1510.
- Salazar, A., Costa, J.M., Navarro, J.J., Simón, J.L., Gracia, J., Rodríguez Santisteban, R., García Villar, A. (1995). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 284: Ejea de los Caballeros. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. 75 p + 2 mapas.
- Salvany, J.M., Hernández, A., Portero, G., Pascual, H., Navarro, J.J., Simón, J.L., Gil Peña, I., Rodríguez Santisteban, R., García Villar, A., (1995). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 283: Fustiñana" Instituto Tecnológico GeoMinero de España. 55 p + 2 mapas.
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., Travé, A., (1994). Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. II Congreso Grupo Español del Terciario. Jaca. Com. 205-208.
- Sangode, S.J., Kumaravel, V., Bloemendal, J., Kumar, R., (2008). Effect of burial and compaction on soil magnetic properties: Results from soil-paleosol sequences in the Himalayan Foreland, India. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*. 267:235-244.
- Sans, M., Vergés, J., Gomis, E., Parés, J.M., Schiattarella, M., Travé, A., Calvet, F., Santanach, P., Doucet, A., (2003). Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration. *Tectonophysics*. 372: 85-104.
- Sanz López, J., García Senz, J.M., Samsó Escola, J.M., Arenas, C., Garrido Schneider, E.A., (2009). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 247: Ayerbe" Instituto Geológico y Minero de España. 39 p + 2 mapas.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.I., (1986). Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*. 123: 1-35.
- Scheepers, P.J.J., Zijderfeld, J.D.A., (1992). Stacking in Paleomagnetism: Application to marine sediments with weak NRM. *Geophysical Research Letters*. 19:1519-1522.
- Schellart, W., (2002). Alpine deformation at the western termination of the axial zone, Southern Pyrenees. En: Gideon Rosenbaum, and Gordon Lister (eds.). Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, paper 3.
- Schott, J. J., Peres, A., (1988). Paleomagnetism of Permo-Triassic red beds in the western Pyrenees: evidence for strong clockwise rotations of the paleozoic units. *Tectonophysics*. 156: 75-88.
- Schreurs, G., (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology*. 22 (6): 567–570.
- Schwarz, E. J., (1962). Geology and paleomagnetism of the valley of the Rio Aragón-Subordán, north and east of Oza, Spanish Pyrenees, Province of Huesca. *Est. Geol.* 18: 193-240.
- Schwehr, K., & Tauxe, L., (2003). Characterization of soft-sediment deformation: detection of cryptoslumps using magnetic methods. *Geology*. 31(3): 203-206.
- Searle, R.C., Whitmarsh, R.B., (1978). The structure of King's Through, northeast Atlantic, from bathymetric, seismic and gravity studies. *Geophys. K.* 53: 259-287.
- Seguret, M., (1972). Étude Tectonique des nappes et séries décollées de la partie centale du versant sud des Pyrénées. Publications de l'Université de

Sciences et Techniques de Languedoc, série Geologie Structurale, n° 2. Montpellier.

- Seguret, M., Labaume, P., Madariaga, R., (1984). Eocene seismicity in the Pyrenees from megatubidites in the South-Pyrenean basin (North Spain). *Mar. Geol.* 55: 117-131.
- Sibuet, J. C., Collete, B., (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. *Geology*. 19: 522-525.
- Smith, B., Aubourg, C., Guézou, J.C., Nazari, H., Molinaro, M., Braud, X., Guya, N., (2005). Kinematics of a sigmoidal fold and vertical axis rotation in the east of the Zagros-Makran syntaxis (southern Iran): Paleomagnetic, magnetic fabric and microtectonic approaches. *Tectonophysics*. 411: 89-109.
- Solé Sedó, J., (1976). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 245: Sádaba” Instituto Geológico y Minero de España. 14 p + 1 mapa.
- Soler, M., (1970). Etude géologique du Haut Aragon Occidental. S.N.P.A. Documentación interna.
- Soler, M., Puigdefábregas, C., (1970). Lineas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*. 96: 5-19.
- Somma, R., (2006). The south-western side of the Calabrian Arc (Peloritani Mountains): geological, structural and AMS evidence for passive clockwise rotations. *Journal of Geodynamics*. 41:422-439.
- Soriano, C., Álvaro, M., Ortega, I., Hernández, A., Benito, G., Gutiérrez Elorza, M., Sancho, C., Salazar, A., Navarro, J.J. Simón, J.L., Rodríguez Santisteban, R., Almoguera, F.J., García Villar, A., (1995). Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 323: Zuera” Instituto Tectológico GeoMinero de España. 68 p + 2 mapas.
- Soto, R., Casas, A.M., Storti, F., Faccena, C., (2002). Role of lateral thickness variations in the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics*. 350: 215-235.
- Soto R., Mattei, M., Casas A.M., (2003). Relationship between AMS and folding in an area of superimposed folding (Cotiella-Bóixols nappe, Southern Pyrenees). *Geodinamica Acta*. 16:171-185.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, 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.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, 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 means of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society London*. 165: 1007-1018.
- Soto, R., Larrasoña, J.C., Arlegui, L.E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Simón, J.L. (2009). Reliability of magnetic fabrics of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology*. 31: 512-522
- Souqué, C., (2002). Structural magnetism in fold and thrust belts: analytical developments and use examples from Corbières (France)". Tesis Doctoral. Universidad Cergy-Pontoise.
- Souqué, C., Robion, P., Frizon de Lamotte, D., (2002). Cryptic magnetic fabric of tectonic origin revealed by heating of sedimentary samples from the Corbières, France. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. 27:1253-1262.
- Souquet, P., (1965). Structure du massif du Mont-Perdú; ses relations avec la nappe de recouvrement de Gavarnie (Pyrénées). *C.R. Acad. Sc. Paris*. 260: 4358-4361.
- Souquet, P., (1967). Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. These d’Etat. Univ. de Toulouse, 529p.
- Souquet, P., Billote, M., Canerot, J., Debros, E.L., Peybernes, B., Rey, J., (1975). Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées. *C. R.. Acad. Sci. Paris*.281: 609-612.
- Stacey, F.D., (1960). Magnetic anisotropy of igneous rock. *Journal of Geophysical Research*. 65:2429-2442.
- Stacey, F.D., Banerjee, S.B., (1974). The physical principles of rock magnetism. Elsevier Scientific Pub. CO. 195 p.
- Stacey, F.D., Joplin, G., Lindsay, J., (1960). Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. *Geofisica pura e applicata*. 47: 30-40.
- Stephenson, A., Sadikum, S., Potter, D.K., (1986). A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J.R. Astron. Soc*. 84:185-200.
- Stephenson, A., Potter, D.K., (1987). Gyromagnetic magnetizations in dilute anisotropic dispersions of gamma ferric oxide particles from magnetic recording tape. *IEEE Transactions on Magnetics*. MAG-23: 3820-3830.
- Stone, D.B., (1962) Anisotropic magnetic susceptibility measurements on a phonolite and on a folded metamorphic rock. *Geophysics*. 62:375-380.
- Sussman, A. J.; Chase, C. G.; Pueyo, E. L.; Mitra, G.; Weil, A. J., 2011 (in review). The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Soffel, H., (1996). Eastern Variscan fold belt: paleomagnetic evidence for oroclinal bending. *Geology*. 24: 871-874.

- Tarling D. H., & Hrouda, F., (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman, Hall, London, 217 pp.
- Tauxe, L., (1998). *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publishers, 1998.
- Tauxe, L., (2002). *Paleomagnetic principles and practice. Modern approaches in geophysics 18*. Kluwer academic publishers. 299 p.
- Tauxe, L., (2010). *Essentials of paleomagnetism*. University of California press. 489 p.
- Teixell, A., (1992). *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica*". Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- Teixell, A. (1994). *Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 176: Jaca*" Instituto Tecnológico Geo Minero de España. 36 p + 1 mapa.
- Teixell, A., García-Sansegundo, J. (1994). *Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 118: Zuriza*" Instituto Tecnológico Geo Minero de España. 52 p + 1 mapa.
- Teixell, A., J. García-Sansegundo, Zamorano, M. (1994). *Mapa Geológico de España Escala 1:50.000, Hoja nº 144: Ansó*. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid. 1 map and 62p.
- Teixell, A., García Sansegundo, J., (1995). *Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales)*. *Rev. Soc. Geol. España* 8(3): 215-228.
- Teixell, A., (1996). *The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries*. *Journal of the Geological Society of London*. 153: 301-310.
- Teixell, A., (1998). *Crustal structure and orogenic material budgets in the west central Pyrenees*. *Tectonics*. 17: 395-406.
- Teixell, A., (2000). *"Geotectónica de los Pirineos"*. *Investigación y Ciencia*. 288: 54-65.
- Teixell, A., (2004). *La estructura tectónica alpina de la Cordillera Pirenaica*. En: *Geología de España*. (J.A. Vera. Ed.), SGE-IGME. Madrid, 320-323.
- Teixell, A., Montes Santiago, M.J., Arenas, C., Garrido Schneider, E.A., (2009). *Memoria y mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2º ser., Hoja nº 208: Uncastillo*" Instituto Geológico y Minero de España. 46 p + 2 mapas.
- Thomson, R., Oldfield, F., (1986). *Environmental magnetism*. Allen and Unwin, London. 220 pp.
- Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Vergés, J., Thirlwall, M., (2000). *Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin: the El Guix anticline*. *Tectonophysics*. 321: 73-102.
- Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., (1997). *Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analysis (Eocene southern Pyrenees, Spain)*. *Tectonophysics*. 282: 375-395.
- Travé, A., Labaume, P., Soler, A., Tritila, J., Bautler, M., Potdevin, J.L., Seguret, M., Raynaud, S., Birequ, L., (1998). *Fluid migration during Eocene thrust Emplacement in the South Pyrenean Foreland Basin (Spain): An integrated Structural, mineralogical and geochemical approach*. In: *Geological Society of London, Special Publications*. 134:163-188.
- Travé, A., Labaume, P., Vergés, J., (2007) *Fluid systems in foreland fold and thrust belts: an overview from the southern Pyrenees*. In: *Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Vergés, J., (eds). Thrust Belts and Foreland Basins*. Springer: pp. 93-116.
- Urrutia Fucugauchi, J., (1980) *On the magnetic susceptibility anisotropy and its measurement*. *Anales del Instituto de Geofísica - UNAM, México*. 16: 75-110.
- Valero, B., (1986). *El marco geológico del Stephaniense-Pérmico del Alto Aragón y Alto Gállego (Pirineo de Huesca)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 248p.
- Van de Velde, E., (1967). *Geology of the Ordesa overthrust mass, spanish Pyrenees, province of Huesca*. *Est. Geol.* 26: 163-201.
- Van der Voo, R., Boessenkol, A., (1973). *Permian paleomagnetic results from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe*. *J. Geophys. Res.* 78 (23): 5118-5127.
- Van der Voo, R., (1993). *Paleomagnetic of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans*. Cambridge University Press. Cambridge. 411 p.
- Vegas, R., Banda, E., (1982). *Tectonic and Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula*. *Earth Evolution Systems*. 4:320-343.
- Vergés, J., (1993). *Estudi geologic del vessant sud del Pirineu oriental I central. Evolució cinemática en 3D*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 203 p.
- Verges, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marco, M., Cires, J., Den Bezener, T., Zoetemeijer, R., Cloething, S., (1995). *Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections*. IN: *Clowthing, S., Durand, B., Puigdefábreges, C., (Eds) Marine and Petroleum Geology*. 12: 903-916.
- Voight, W., Kinoshita, S., (1907). *Bestimmung absoluter Werte von Magnetisierungszahlen insbesondere für Kristalle*. *Annals of Physics*. 24: 492-514.
- von Huene, R.E., (1984). *Tectonic processes along the front of modern convergent margins*. *Earth Planetary Science Letters*. 12:359-381.

- Weaver, R., Roberts, A.P., Flecker, R., Macdonald, D.I.M., (2004). Tertiary geodynamic of Sakhalin (NW Pacific) from anisotropy of magnetic susceptibility fabrics and paleomagnetic data. *Tectonophysics*. 379: 25-42.
- Williams, C.A., McKenzie, D.P., (1971). The evolution of the North-East Atlantic. *Nature*. 232: 168-173.
- Williams, G.D., Fischer, M.V., (1984). A balanced cross section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*. 3: 773-790.
- Williams, G.D., (1985). Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*. 7: 11-17.
- Woodcock, N.H., (1977). Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*. 88: 1231-1236.
- Worm, H.U., (1998). On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International*. 133: 201-206.
- Worm, H.-U., Clark, D., Dekkers, M.J., (1993). Magnetic susceptibility of pyrrhothite: grain size, field and frequency dependence. *Geophysical Journal International*. 114: 127-137.
- Zegers, T.E., Dekkers, M.J., Bailly, S., (2003). Late Carboniferous to Permian remagnetization of Devonian limestones in the Ardennes: role of temperature, fluids and deformation. *J. Geophys. Res.* 108 (B7): 2357-2376.
- Ziegler, P.A., (1988) Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. Tulsa. American Association Petroleum Geology. *Memoir*, 1. 198 p.



Memoria presentada para la obtención del título de Doctor en Ciencias Geológicas por Óscar Pueyo Anchueta bajo la supervisión de

**Dr. Andrés Pocoví Juan
Dr. Andrés Gil Imaz**