

**ORIGEN DE LA FRACTURACIÓN PRESENTE EN
LOS CUERPOS ÍGNEOS (COLADAS Y
SILLS), DE EDAD PÉRMICA, DEL SECTOR DE
ATIENZA, NO DE LA RAMA CASTELLANA
DE LA CORDILLERA IBÉRICA:
FRACTURACIÓN TECTÓNICA “VS.”
DISYUNCIÓN COLUMNAR.**

Javier López Arana

Febrero del 2017



**Directores:
Dr. Andrés Gil Imaz
Dr. Marceliano Lago San José**

Universidad de Zaragoza. Departamento de ciencias de la tierra.

ÍNDICE

1. Abstract	1
2. Planteamiento y objetivos	1
3. Metodología	2
3.1 Metodología del estudio de diaclasas.....	2
3.1.1. Diaclasas de origen tectónico.....	3
3.1.2. Diaclasas no tectónicas de origen magmático.....	4
4. Marco geográfico y contexto geológico	5
4.1 Situación geográfica.....	5
4.2 Contexto geológico.....	6
4.2.1. El extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica....	6
4.2.2. Geología del sector de Atienza.....	7
5. Materiales	9
5.1 El Paleozoico.....	9
5.2 La serie Mesozoica.....	9
5.3 El Cenozoico.....	10
6. Presentación y representación de los resultados	10
6.1 Estación 1 – Alpedroches.....	11
6.2 Estación 2 – Tordelloso.....	13
6.3 Estación 3 – Cañamares.....	16
6.4 Estación 4.....	17
6.5 Estación 5.....	18
6.6 Estación 6.....	18
6.7 Estación 7.....	19
7. Discusión e interpretación de los resultados	20
7.1 Carácter tectónico o ígneo del diaclasado: secuencia cronológica.....	20
7.2 Propuesta de modelo genético.....	21
8. Conclusiones	24
9. Bibliografía	24

1. Abstract

A detailed study of fractures has been carried out along a subvolcanic andesitic sill and its sandstone host rock, both from the Permian in age. The studied sector is located in the north-western most part of the Iberian Chain, nearby Atienza (in the Guadalajara province, Spain). The detailed study of fractures has been carried out into 7 stations within the study area, which roughly covers 50km². This sector is known as an important sector of Lower Permian magmatic outcrops; characterized by volcanic and hypovolcanic materials.

The geochemistry of these magmatic intrusions and its chronological relations have been widely studied by different authors, such as Lago *et al.* (2004, 2005) and Majarena *et al.* (2015), defining a subvolcanic sill and subsequent volcanic intrusions, both andesitic with very similar petrological compositions. The materials of the subvolcanic sill are severely fractured by different joint families, nonetheless, is notable the lack of considerations about this characteristic and its origin. The structural analysis of joints, at outcrop-scale and by mean of stereographic projections, allows distinguishing the tectonic origin, caused by tectonic efforts, from magmatic, as result of the magma flow cooling.

The goal of this paper is to determine the origin of the fractures, present in both the sill and in its host rock, by mean of its geometric and kinematic study, using structural analysis and, eventually, eventually, propose an evolutionary model arranging chronologically the different families. In order to constrain its primary or secondary origin, the data has been contrasted with other fracture families collected from more contemporary rocks such as red sandstones from Buntsandstein facies, white-yellow sandstones of the Utrillas formation and upper Cretaceous limestones, presents in the local stratigraphic column.

A total of 8 fracture families have been distinguished from the igneous materials. The directional analysis combining with direct observations in the fields, have shown that the origin for families 4 is magmatic and contemporary with the magmatic event during the Lower Permian. On the other hand families 4, only identified in the sedimentary host rocks are considered caused by both syn-emplacement and subsequent tectonic efforts

Keywords: *Permian magmatism, Iberian Chain, Atienza, joints.*

2. Planteamiento y objetivos

Este proyecto corresponde al Trabajo de Fin de Grado, asignatura perteneciente al cuarto curso del Grado de Geología, a la cual le corresponden 9,5 ECTS.

El trabajo ha sido tutorado por el Dr. Gil y el Dr. Lago, Profesores Titulares del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

El proyecto se ha centrado en el estudio de la fracturación que afecta a diferentes materiales del sector de Atienza (provincia de Guadalajara), prestando especial atención al diaclasado desarrollado en los cuerpos ígneos, de edad Pérmica, emplazados en la serie roja de la misma edad. El estudio se ha realizado aplicando una metodología específica de análisis estructural combinando el trabajo llevado a cabo en campo con el análisis de los datos en el gabinete y aplicando los conocimientos adquiridos a lo largo del Grado.

El principal objetivo del trabajo se ha centrado en la determinación del origen primario (ígneo) o secundario (tectónico) de las discontinuidades presentes en los cuerpos ígneos del sector de Atienza (extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica). Más concretamente los objetivos pueden resumirse en:

- Caracterización geométrica de la fracturación de los diferentes litotipos (ígneos y sedimentarios): orientación, espaciado, longitud, etc.
- Caracterización cinemática de la fracturación: discontinuidades tectónicas versus discontinuidades de consolidación magmática.
- Propuesta de un modelo evolutivo capaz de explicar la génesis de los distintos tipos de discontinuidades, ordenando cronológicamente las diferentes familias de diaclasas.

3. Metodología

Para comenzar el trabajo se ha realizado una recopilación y revisión de la bibliografía. Se han revisado tanto trabajos de geología regional, con el fin de conocer la cartografía, la estratigrafía y las intrusiones del área de estudio, como aquellos, más específicos, relativos a aspectos de la fracturación en cuerpos ígneos.

El trabajo de campo ha contemplado dos aspectos fundamentales. En primer lugar una toma de datos estructurales tanto de los cuerpos ígneos (orientación, espaciado, longitud de las discontinuidades y, cuando ha sido posible; orientación de la superficie de emplazamiento, de pliegues magmáticos y de ejes de prismas de disyunción columnar), como en los materiales encajantes (orientación de la estratificación y de las discontinuidades presentes en ellos). Independientemente de la litología considerada (material sedimentario o ígneo) el procedimiento de toma de datos empleado ha sido el Selectivo Intuitivo (Marshak y Mitra, 1988). Este método es el más común y consiste en medir de una forma no sistemática aquellas discontinuidades que, a golpe de vista, nos parecen más importantes o representativas del patrón de diaclasado. El segundo aspecto del trabajo de campo ha consistido en la elaboración de croquis y esquemas de afloramiento a partir de fotografías de detalle.

El conjunto de datos estructurales fueron posteriormente tratados y analizados en gabinete mediante el uso de programas estadísticos (Excel v. 14.4.2) y de representación estereográfica (Stereonet v. 9.3).

Tras el análisis de los datos y la obtención de distintos resultados, se ha elaborado la memoria final en la que, además del material escrito (texto y tablas) se incluyen diferentes tipos de documentos gráficos (esquemas, fotografías, cortes geológicos, bloques diagrama, etc.).

3.1 Metodología del estudio de diaclasas

Las diaclasas son discontinuidades de las rocas producidas por la fracturación de estas, sin que se aprecie desplazamiento relativo entre ambos bloques y que se presentan agrupadas en familias más o menos paralelas y de espaciado regular. Las diaclasas tienden a agruparse en conjuntos homogéneos con una orientación común, un espaciado regular y una relación cronológica definida dentro del sistema correspondiente (Arlegui, 1996).

El origen de la mayoría de las diaclasas se debe a la fracturación relacionada directamente con campos de esfuerzos tectónicos en condiciones de poco esfuerzo diferencial y presión de fluidos alta, pero también existen diaclasas de origen atectónico, siendo el enfriamiento de las rocas ígneas la causa atectónica más frecuente.

3.1.1 Diaclasas de origen tectónico:

Las diaclasas tectónicas pueden formarse en relación con campos de esfuerzos regionales o campos locales. Las diaclasas tectónicas que se han originado en relación a campos de esfuerzos regionales muestran patrones sistemáticos de orientación a escala regional, y su desarrollo se suele vincular con frecuencia a procesos de elevación cortical (isostasia, doming), debido a la expansión horizontal que conllevan.

En las rocas sedimentarias las discontinuidades son casi siempre perpendiculares a los planos de estratificación, incluso en el caso de que éstos se encuentren inclinados, lo cual puede deberse a que fueron verticales inicialmente y posteriormente se produjo el plegamiento de las capas. Sin embargo, incluso en capas ya inclinadas, las diaclasas se propagan ortogonalmente a la estratificación debido a la modificación local de tensiones que provocan las superficies de estratificación.

- Análisis geométrico:

Cada diaclasa está caracterizada por la orientación media de su superficie. Un conjunto de diaclasas que tienen una orientación común constituye una familia. Se le denomina familia sistemática a aquella que está formada por diaclasas planas, de longitud apreciable (al menos de orden métrico) y con espaciado pequeño y regular. Por el contrario, las diaclasas asistemáticas muestran superficies algo irregulares y de espaciado variable. Según su orientación relativa y la forma en que se cortan entre sí, las distintas diaclasas presentes en un afloramiento pueden componer distintos patrones de diaclasado. Estos se designan por su similitud con diversas letras mayúsculas (Figura 1).

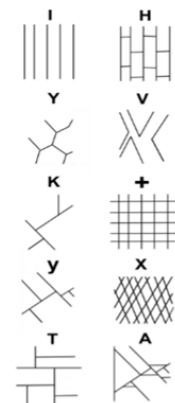


Figura 1.
Patrones de diaclasado.

- Criterios de cronología relativa:

Como ya se ha mencionado otro de los objetivos fundamentales del trabajo es ordenar cronológicamente las diferentes familias de diaclasas. Para ello hay una serie de criterios de cronología relativa entre las familias que se basan en los tipos de interacción entre diaclasas y en otras consideraciones diversas (Hancock, 1985; Ramsay y Huber, 1987):

- 1) Relaciones de corte o terminación entre diaclasas: Aquella diaclasa que se interrumpe contra otra es posterior. Este es el criterio más empleado y uno de los más fiables (Figura 2.A).
- 2) Ganchos y bifurcaciones: El criterio anterior se ve reforzado cuando encontramos síntomas de que la diaclasa que existía con anterioridad estaba perturbando los esfuerzos de su entorno, en estos casos la diaclasa que se interrumpe dibuja un gancho (hooking) (Figura 2.B) o presenta una bifurcación antes de unirse a la otra (Figura 2.C).

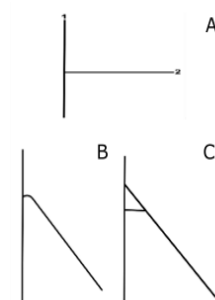


Figura 2.A. Terminación de una diaclasa contra otra.
B. Gancho (hooking).
C. Bifurcación.

- 3) Longitud de las diferentes familias: Las familias que se han originado primero son, estadísticamente más largas que las de las familias posteriores. Esto se debe a las relaciones de interrupción descritas anteriormente.
- 4) Dispersión en la dirección de las familias: Si coexisten dos familias de diaclasas y una de ellas muestra un rango de dispersión en sus orientaciones mayor que la otra, la familia más dispersa suele ser la familia posterior. Esto se debe a que la mera presencia de la familia primaria produce perturbaciones de esfuerzos en su entorno y, éstas, inducen una variabilidad en la orientación de las diaclasas posteriores mayor que la que se presentó en la familia primaria.
- 5) Presencia de marcas plumosas: Si una fractura con marca plumosa es anterior a otra diaclasa, veremos cómo se continúa la estructura plumosa a través de la fractura secundaria.

3.1.2 Diaclasas no tectónicas de origen magmático:

El enfriamiento de un cuerpo de lava comienza rápidamente en los bordes a la vez que el interior se mantiene caliente. Por ello, la solidificación de un flujo de lava genera unas tensiones capaces de dar lugar al diaclasado de la roca, puesto que la disminución en volumen de la parte que se enfría está parcialmente impedida por la parte caliente a la que está unida. Las familias de diaclasas originadas por consolidación de rocas ígneas guardan una relación geométrica con las líneas y planos del flujo magmático (DeGraff *et al.*, 1989).

La manera en que un flujo de lava se enfría, se solidifica y se fractura depende en gran medida del ambiente en el cual se extruye el flujo. El medio ambiente afecta las condiciones de contorno en las superficies de flujo y por lo tanto influye en la velocidad de transferencia de calor allí y dentro del flujo. Los trabajos recientes indican que el infiltrado de agua a lo largo de las articulaciones puede mejorar en gran medida la transferencia de calor de los cuerpos de lava (Hardee, 1980; Björnsson *et al.*, 1982; Long y Wood, 1986). En general, este proceso convectivo debe limitarse a las porciones superiores de los flujos de lava, los cuales están expuestos al agua en la atmósfera o en la superficie terrestre. Por lo tanto, los procesos de transferencia de calor y las tasas en las porciones superior e inferior de un flujo de lava pueden diferir significativamente.

Las diaclasas originadas por contracción térmica son generalmente perpendiculares a las superficies exteriores de los flujos de lava y forman una red poligonal regular en de planta. Se originan columnas de roca cuyos diámetros son una medida del espaciado de las diaclasas. Las diaclasas columnares en un flujo de lava definen una o más unidades, cada una de ellas es una región tabular horizontal con espaciado y forma relativamente uniformes. Las unidades adyacentes se distinguen por cambios en estas características de las diaclasas.

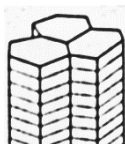


Figura 3. Segmentos alargados de diaclasas horizontales en caras columnares verticales.

Todos los flujos de lava basáltica que conocemos tienen una columna basal y una región de la parte superior del flujo irregularmente unida, vesicular a fragmentada (Long y Wood, 1986; DeGraff y

Aydin, 1987). Cada una de estas unidades estructurales puede constituir aproximadamente de 5% a casi 50% del espesor de un flujo. Los niveles adicionales de juntas columnares, si están presentes, varían en número y disposición de flujo a flujo. Los flujos delgados normalmente contienen sólo uno o dos niveles, mientras que los flujos relativamente gruesos pueden contener más (Long y Wood, 1986).

En cuanto a la relación entre la morfología de la superficie de la diaclasa y la dirección del crecimiento de la diaclasa, las diaclasas térmicamente inducidas empiezan secuencialmente en el exterior del flujo y crecen gradualmente hacia el interior a medida que avanza la solidificación. Las superficies de diaclasadado resultantes consisten en niveles horizontales alargados, cada uno de los cuales se forma durante un evento de crecimiento discreto. El punto de origen y la estructura plumosa de cada nivel de diaclasa muestran que el nuevo nivel comienza en los bordes delanteros de los niveles precedentes y se propaga principalmente lateralmente. Aunque cada nivel tiene una dirección de propagación lateral local, la adición de nuevos niveles a los bordes delanteros de los precedentes produce un crecimiento vertical global neto de las juntas columnares hacia el interior del flujo (Long y Wood, 1986).

4. Marco geográfico y contexto geológico

4.1 Situación geográfica

Los afloramientos estudiados en el presente trabajo se encuentran en el Norte de la Comarca de la Serranía de Guadalajara (provincia de Guadalajara, Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha), a unos 95 km al Norte de la ciudad de Guadalajara. La zona de estudio abarca aproximadamente 50 km², englobando las localidades de Atienza, Tordelloso, Cañamares y Alpedroches (Figura 4) y se encuentra comunicada por las carreteras CM-110 y CM-1005. La altitud media de la zona está en torno a unos 1150 m.s.n.m. y presenta variaciones poco significativas, siendo su altitud máxima 1220 m.s.n.m. en el Castillo de Atienza.



Figura 4. Situación geográfica de la zona de estudio en el recuadro negro, con la localización de las estaciones en blanco (modificada de Iberpix).

4.2 Contexto geológico

4.2.1. El extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica

La zona de estudio se encuentra incluida en el sector de enlace del extremo noroccidental de la Rama Castellana de la Cadena Ibérica con la parte oriental del Sistema Central (Figura 5). Se caracteriza por la presencia de una serie de pliegues con direcciones similares a las del Sistema Central, NE-SO a N-S, asociados a cabalgamientos del basamento en sus flancos meridionales. Este sector se encuentra limitado por el Sistema de Fallas de Barahona al norte y la Falla de Somolinos al sur, constituyendo, esta última, el límite entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. Estas estructuras definen una zona de cizalla transpresiva (De Vicente *et al.*, 2004).

Tectónicamente este sector se caracteriza por la existencia de un zócalo de materiales precámbricos y paleozoicos. El Pérmico y Triásico inferior y medio constituyen un tegumento adaptado al zócalo por tectónica de revestimiento. El nivel de despegue sobre el que se deslizó la cobertera jurásica-cretácica en la orogenia alpina lo constituye el nivel arcillo-margoso del Triásico superior (Adell Argiles *et al.*, 1982).

Por otra parte, se encuentra representado el magmatismo calco-alcalino del Pérmico Inferior, que constituye un marcador asociado a la tectónica de desgarres tardivariscos con desarrollo en el límite Carbonífero-Pérmico (Lago *et al.*, 2004). El magmatismo se presenta como intrusiones subvolcánicas y depósitos piroclásticos, que junto con el plutonismo coetáneo del Sistema Central, manifiestan el mismo proceso petrogenético implicando procesos comunes de interacción magma-corteza (Villaseca *et al.*, 1999).

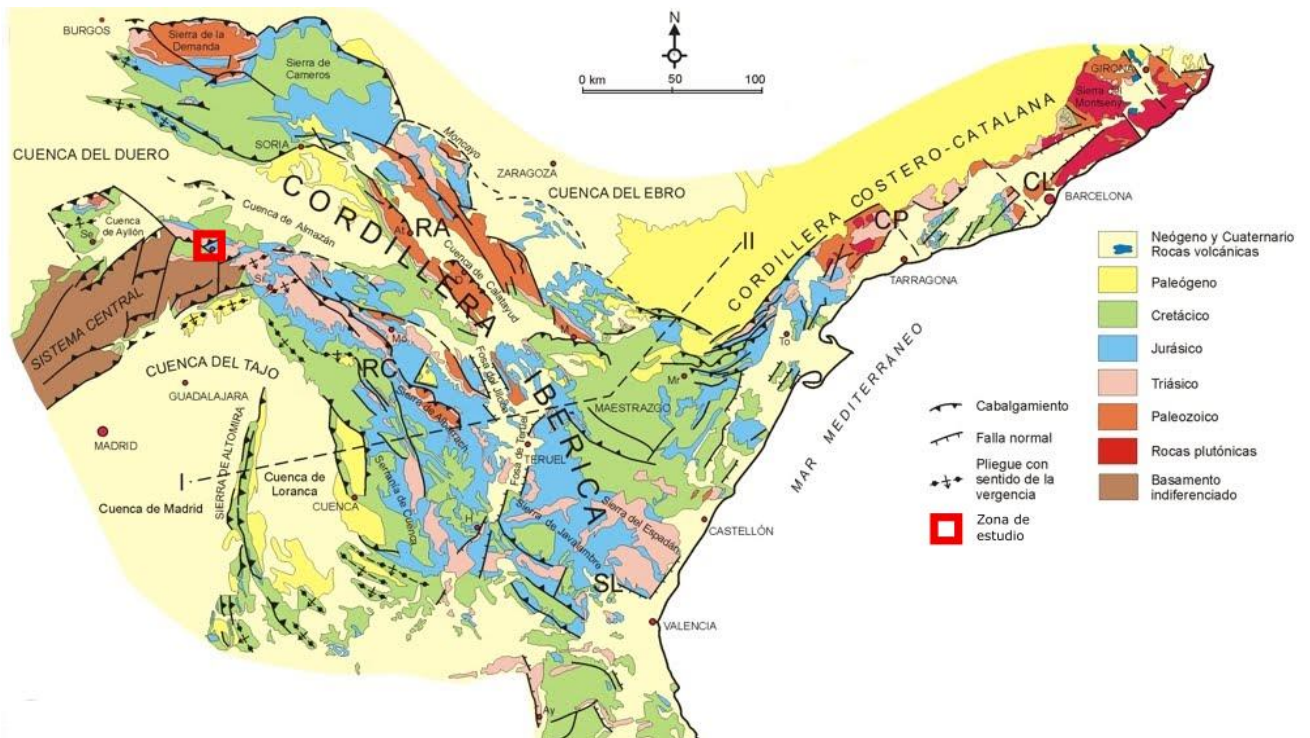


Figura 5. Situación geológica de la zona de estudio (modificada de Sopeña, 2004).

4.2.2. Geología del sector de Atienza

La información geológica de la zona de estudio aparece englobada dentro de la hoja nº 433 "Atienza" del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA). La estructura de la región, al encontrarse en la zona de interferencia de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica con la parte más oriental del Sistema Central (Figura 5), está ligada con la evolución de ambos orógenos.

En la parte meridional de la zona de estudio afloran unos materiales metamórficos ordovícicos y silúricos (Figura 6). Todos los materiales anteriores al Pérmico que afloran en la zona de estudio han sido afectados por un proceso de metamorfismo regional progresivo de edad hercínica y se disponen en un sinclinal de orientación NNE-SSW, formando parte del flanco norte del anticlinorio de Hiedelaencina, estructura varisca resultado de varias etapas de deformación (Adell Argiles *et al.*, 1982). Estos materiales pertenecen al extremo SE del Dominio del Olló de Sapo de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Martínez Catalán *et al.*, 2004).

En discordancia angular sobre el resto de materiales paleozoicos, se localizan unas areniscas de edad pérmica, con intercalación de intrusiones andesíticas de edad Pérmico Inferior que, en conjunto, forman parte de un mismo sill emplazado en la discontinuidad silúrico-pérmica (Majarena *et al.*, 2015). El emplazamiento se enmarca dentro de la generalizada extensión pérmica, que tuvo lugar tras la orogenia Hercínica. Esta extensión generó profundas fracturas de carácter direccional y alcance cortical. Algunas de estas fracturas condujeron al desarrollo de pequeñas cuencas de "pull-apart", "grabens" y "semigrabens" fuertemente subsidentes, que generaron un importante adelgazamiento cortical y actuaron como conductos preferentes para el ascenso magmático (Ancochea *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 2004; Pérez, 1990). En la zona central del sector estudiado destaca un importante afloramiento de materiales clásticos rojos, pérmicos, que, junto con las intrusiones andesíticas en su base se estructuran en un sinclinal laxo (Sinclinal de Cañamares) de orientación NW-SE.

La serie triásica que forma parte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica yace de manera discordante sobre los materiales paleozoicos. Esta serie tiene una directriz estructural NE-SW y en la zona de estudio se localiza en los sectores, parte NW y SE. De forma concordante a la serie triásica se localizan dolomías tableadas y carniolas de pertenecientes al Jurásico Inferior.

Sobre la serie triásica y los materiales jurásicos se encuentran estratos subhorizontales correspondientes a la Formación Utrillas. Los estratos igualmente subhorizontales de calizas correspondientes al Cretácico Superior se localizan de manera concordante sobre la Formación Utrillas.

En la parte más oriental de la zona estudiada destaca la falla Bornova (Hernando, 1980), de orientación NNE-SSW, y, en la prolongación noroccidental inmediata de esta zona, la Falla de Somolinos (Gabaldón *et al.*, 1978), de orientación NW-SE.

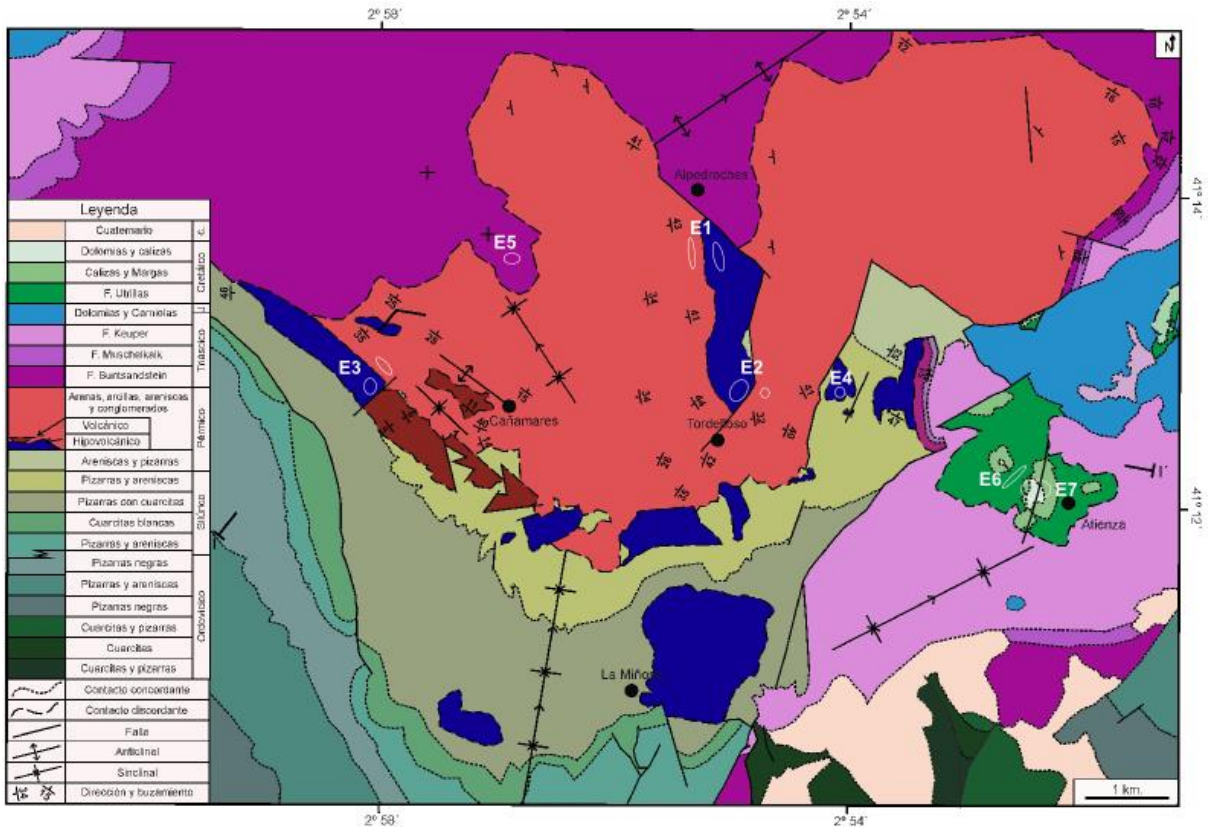


Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio con la traza del corte geológico realizado y las estaciones (modificado de Majarena *et al.*, 2015).

Como muestra el bloque de la Figura 7, el principal rasgo estructural del sector de Atienza queda condicionado por la interferencia entre el gran sinclinal, de orientación NW-SE, que afecta al sill hipovolcánico y su encajante sedimentario Pérmico, y las estructuras cenozoicas que afectan a los materiales de la cobertera mesozoica de la región (Figura 7).

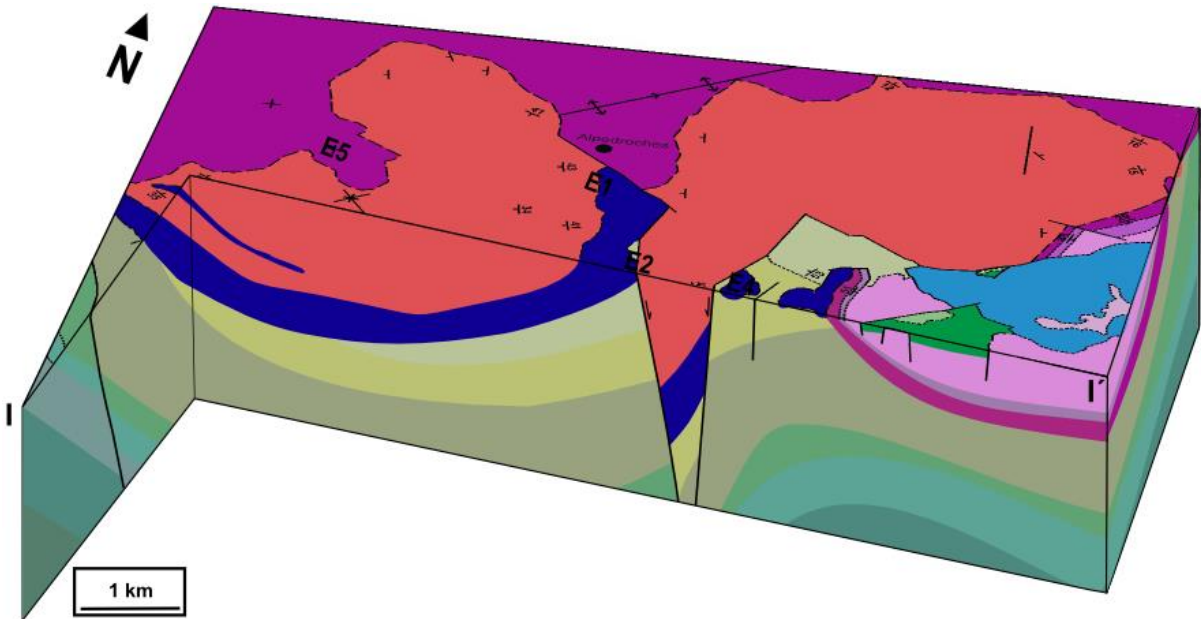


Figura 7. Bloque diagrama de la zona de estudio. La leyenda es la misma a la utilizada en la figura 5.

5. Materiales

En este apartado se describen las unidades lito-estratigráficas de la zona de estudio, haciendo especial hincapié en las rocas ígneas pérmicas y en los materiales sedimentarios encajantes (Figura 8).

5.1 El Paleozoico

Los materiales paleozoicos metamórficos están constituidos por una serie de unidades litológicas compuestas por cuarcitas, pizarras y alternancias de pizarras y cuarcitas.

El encajante pérmico se compone de unas areniscas de grano variable, arcillosas y con micas, en las que se pueden observar niveles lenticulares de conglomerados de cantos de pizarra, cuarzo y cuarcita. El contenido medio en cuarzo de las areniscas de esta unidad es del 28%. El contenido medio en feldespato potásico es del 21% y del 7,7 % el de feldespato calco-sódico. Estas areniscas pérmicas se disponen en discordancia angular sobre el resto de materiales paleozoicos. El contenido en fragmento de rocas volcánica oscila entre el 1 y el 16% y el de rocas metamórficas entre el 1 y el 48%. La matriz es por lo general sericítica, y en menor medida caolinítica, con porcentajes que oscilan entre 2 y 19%. El cemento es generalmente dolomítico con 1 y 43% como valores extremos (Adell Argiles *et al.*, 1982).

A grandes rasgos, se pueden diferenciar dos conjuntos de materiales ígneos, composicionalmente similares y correspondientes a dos pulsos ígneos diferentes, uno inferior formado por el sill subvolcánico y otro superior formado por las intrusiones de rocas volcánicas. Se trata de andesitas del Pérmico Inferior, que se encuentran localizadas en la base de las areniscas pérmicas (Hernando *et al.*, 1980, Lago *et al.*, 2004 y 2005). La edad propuesta para estos materiales (K/Ar en biotitas) es de 287 ± 12 Ma (Hernando *et al.*, 1980). Los materiales correspondientes al sill subvolcánico se caracterizan por estar intensamente diaclasados. Representan el volumen predominante del magmatismo estudiado, teniendo un espesor que oscila desde varias decenas de metros hasta más de una centena. Su composición comprende el rango de las andesitas piroxénico-anfibólicas a las dacitas con predominio volumétrico de las andesitas anfibólicas. Las intrusiones volcánicas están compuestas por andesitas anfibólicas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, con frecuentes xenocristales de granate. Tienen una potencia aflorante aproximada de 80 metros (Adell Argiles *et al.*, 1982).

5.2 La serie Mesozoica

La serie mesozoica está constituida por el triás de la Rama Castellana de la Cordillera ibérica, una serie de materiales jurásicos, arenas blancas de la formación Utrillas, de edad Cretácico inferior y calizas correspondientes al Cretácico Superior.

La serie triásica que forma parte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica en la zona de estudio está situada en discordancia angular sobre cualquier unidad anterior. Las facies Buntsandstein del sector estudiado están compuestas por unos 250 metros de areniscas rojas, de granulometría variable, con cantos dispersos que a veces forman pequeños niveles de conglomerados, y que intercalan niveles de limos y arcillas, más o menos arenosas, de espesores muy variables. Las facies Muschelkalk se componen por 20 a 35 metros de arcillas, margas y limos, de colores oscuros, con intercalaciones carbonatadas amarillentas finas y de areniscas. Por último, en

cuanto a las facies Keuper, se corresponden con 60 a 80 metros de arcillas y limos rojos con intercalaciones yesíferas dispersas.

La unidad de los materiales jurásicos comienza con un tramo dolomítico tableado (Dolomías Tableadas de Imón), que está constituido por dolomías grises, estratificadas en capas finas y medias, con una potencia comprendida entre 15 y 20 metros. Por encima aparecen de 5 a 10 metros de brechas de aspecto margoso, sobre las que se disponen de 35 a 60 metros de calizas y dolomías (carniolas) más o menos oquerosas y brechoides con tonos amarillentos y rojizos.

Los materiales de la formación Utrillas conforman más de 15 metros de estratos horizontales dispuestos en discordancia angular sobre las facies Keuper y sobre términos jurásicos. En la zona de estudio, esta formación está constituida por arenas arcósicas de tonos generalmente blancos, con tamaño de grano medio y medio fino, y que intercalan lentejones de granulometría más gruesa con algún canto cuarcítico disperso. De forma discontinua, pero constante, aparecen niveles margo arcillosos de potencia variable, pero generalmente métricos. En el techo se disponen 2 metros de calcarenitas ferruginosas que dan un resalte topográfico bien definido.

Las calizas del Cretácico Superior están compuestas por 5 metros de calizas nodulosas y margosas de tonos grisáceos, entre 60 y 80 metros de calizas arenosas y areniscas calcáreas y 75 metros de dolomías y calizas dolomíticas blanco-amarillentas (Adell Argiles *et al.*, 1982).

5.3 El Cenozoico

Entre los materiales cenozoicos se pueden diferenciar tanto derrubios de ladera como materiales aluviales y terrazas inferiores.

MESOZOICO	CRETÁCICO	Interior Superior		Calizas
		Fm. Utrillas		Arenas arcósicas de tonos generalmente blancos
	TRIÁSICO	Interior Superior		Dolomías y carniolas
		Interior Medio		Arcillas y limos rojos con intercalaciones de yeso dispersas
		Facies Musch. Keuper		Arcillas, margas y limos con intercalaciones carbonatadas y de areniscas
		Facies Bunt.		Areniscas rojas, de granulometría variable, con cantos dispersos
PALEOZOICO	PÉRMICO	Interior		Areniscas de grano variable arcillosas y con micas <small>Intrusiones volcánicas</small>
				Sill de andesitas subvolcánico
	SILÚRICO			Cuarcitas y pizarras y alternancia de pizarras y cuarcitas
	ORDOVÍCICO			Cuarcitas y pizarras y alternancia de pizarras y cuarcitas

Figura 8. Columna estratigráfica sintética de los materiales de la zona de estudio.

6. Presentación e interpretación de los resultados

El estudio detallado, a escala mesoestructural, de las discontinuidades presentes en los materiales ígneos del sector de Atienza se ha llevado a cabo a partir de 3 estaciones, distribuidas a lo

largo de tres sectores: Sector de Alpedroches, Sector de Cañamares y Sector de Tordelloso. En cada estación se han tomado datos estructurales tanto del material ígneo (orientación de la superficie de emplazamiento y del diaclasado), como del encajante sedimentario (orientación de la superficie de estratificación y del diaclasado). En algún caso (estación 4) los datos han permitido caracterizar la geometría de estructuras primarias (columnas y pliegues fluidales). Además de los datos de orientaciones de discontinuidades obtenidos en el propio encajante pérmico y, con el objetivo de poder llegar a descartar el origen no tectónico de alguna familia de discontinuidades desarrolladas en el material ígneo, se han recogido datos en diversas unidades a lo largo de la columna estratigráfica local (estaciones 5, 6 y 7). En todos los casos, la denominación de los diferentes sistemas de discontinuidades (F1, F2, etc.) no tiene un significado cronológico, de forma que dos familias de diaclasado distintas pueden estar representadas por el mismo color. La equivalencia entre las familias de distintas estaciones se ha basado en un criterio de similitud en su orientación, en su situación abatida.

6.1 Estación 1 – Alpedroches

Se trata de la estación situada en el sector más septentrional de la zona de trabajo. En ella nos encontramos el techo del sill andesítico en contacto con areniscas rojas pérmicas. Esta estación se encuentra en el flanco Este del Sinclinal de Cañamares, donde la potencia del sill se aproxima a los 150 metros. Como se muestra en la cartografía, el sill queda limitado al Norte y al Este una falla principal subvertical de orientación NW-SE que lo ponen en contacto con materiales sedimentarios tanto pérmicos como triásicos (Figura 6). En la figura 9 se exponen las orientaciones de las discontinuidades tomadas en la esta estación.

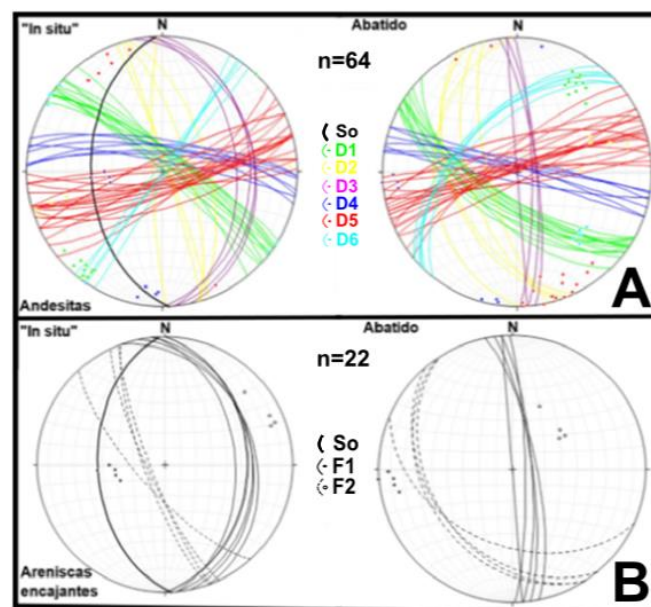


Figura 9. Representación en proyección estereográfica de las familias de discontinuidades de las andesitas (A) y del encajante pérmico (B) en la Estación 1.

Se puede observar con la proyección estereográfica (Figura 9) que la familia D3 en las andesitas coincide en orientación con la F1 en las areniscas encajantes. La familia D2 podría coincidir asimismo con la F2.

En el afloramiento, se puede observar que la orientación media de las familias de las diaclasas maestras es de unos $140, 90$ (Figura 10), coincidiendo con la familia de discontinuidades D1, tratándose de una familia muy poco dispersa. Se observa que a medida que nos acercamos al contacto andesitas-areniscas encajantes la orientación de la familia de la diaclasa maestra o principal pasa de tener una orientación vertical a buzarse unos 75° hacia el NE. Es decir, la familia del diaclasado principal tiende a ser perpendicular al plano de emplazamiento del sill. La media de sus espaciados tiene un valor de 26 cm.

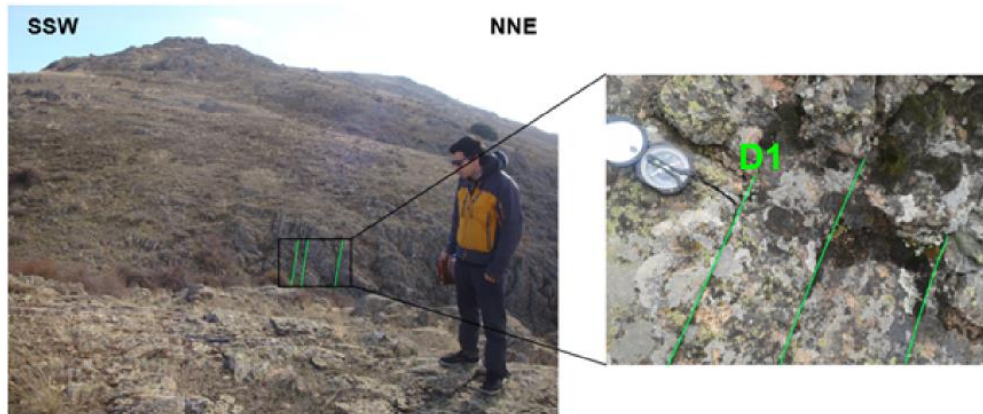


Figura 10. Afloramiento donde se observa la dirección de la familia del diaclasado principal de las andesitas de la Estación 1.

Un aspecto interesante es la presencia de un dique tardío, de composición dacítica, junto al contacto andesitas-areniscas pérmicas. Su orientación, media $140, 75N$, coincide con la de la familia primaria del diaclasado es decir, paralelo a la familia primaria del diaclasado (Figura 11). El dique pudo haber intruído a favor del diaclasado de orientación más favorable, al final del proceso de emplazamiento del sill. Este hecho sugiere que el diaclasado principal es muy temprano en relación al proceso de enfriamiento del magma.

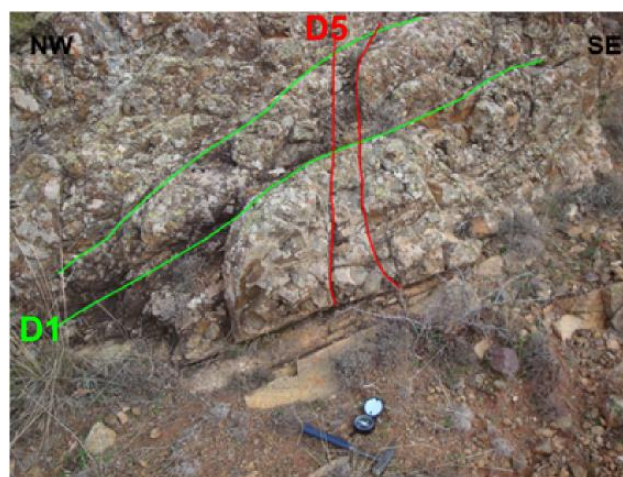


Figura 11. Dique dacítico tardío y familia de diaclasado principal de la Estación 1.

En cuanto a la cronología relativa entre las distintas familias de diaclasas, se observa que la familia D5 se interrumpe sobre la D4, y las familias D2 y D3 se interrumpen sobre la D5 y la D4 (Figura 12).

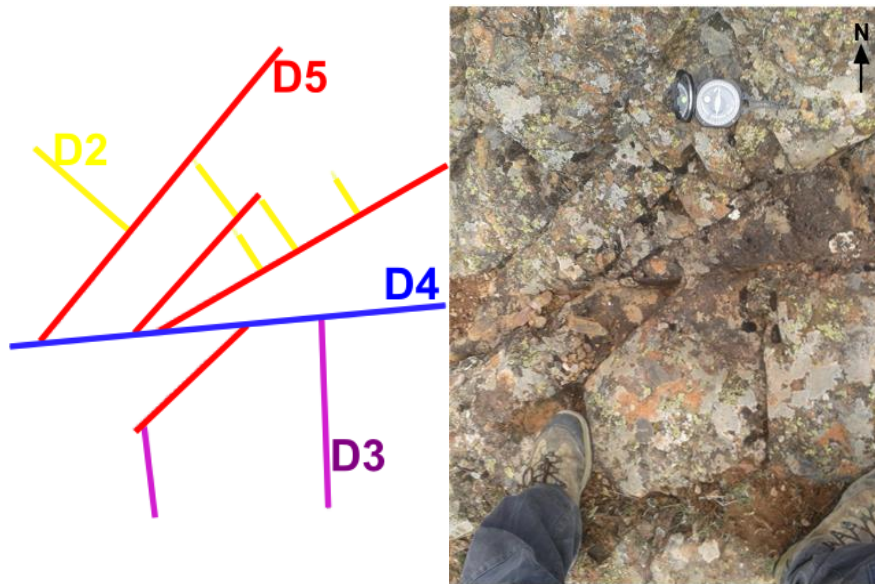


Figura 12. Aspecto de campo y esquema de cronología relativa de las familias de diaclasado de la estación 1.

Sobre el terreno se puede también observar la orientación de la familia del diaclasado principal (F1) en el encajante pérmico de la primera estación (Figura 13).



Figura 13. Orientación de la familia del diaclasado principal del encajante pérmico en la Estación 1.

6.2 Estación 2 – Tordelloso

Esta estación se encuentra a unos 2 km al Sur de la primera y nos encontramos con el mismo sill de andesitas. En este caso el contacto entre las andesitas y las areniscas se produce a partir de una falla normal de dirección N-S, situando las andesitas al oeste y las areniscas al este del plano de falla. Al Oeste de la estación, el techo del sill está en contacto concordante con las areniscas pérmicas. Al Norte de la estación, la base del sill reposa discordante sobre pizarras silúricas (Figura 6).

A continuación, en la figura 14, se muestran las proyecciones estereográficas de las familias de diaclasado de la Estación 2.

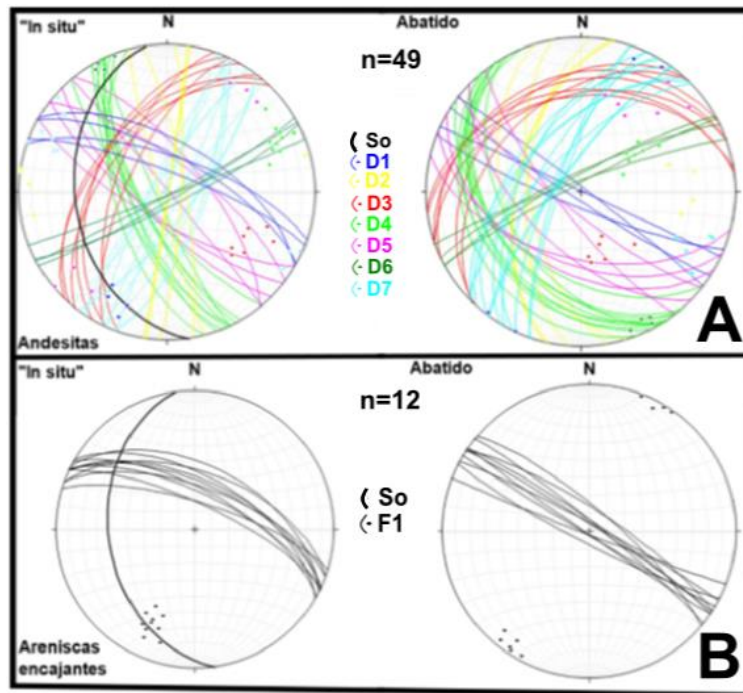


Figura 14. Representación en proyección estereográfica de las familias de discontinuidades de las andesitas (A) y del encajante pérmico (B) en la Estación 2.

Tal y como se observa en el estadio abatido, parece ser que D1 en el sill coincide en orientación con la familia F1 en el encajante pérmico.

En el afloramiento, se observa claramente la familia del diaclasado primario de las andesitas, D2, con una orientación entre 170, 90 y 010, 90 (Figura 15). Se trata de una familia con un menor grado de sistematicidad que en el caso de la Estación 1. Se han tomado algunas medidas de los espaciados de esta familia de diaclasas, obteniendo un espaciado medio de 15 cm.



Figura 15. Esquema de la familia del diaclasado principal de las andesitas en la Estación 2.

En cuanto a los criterios de cronología relativa entre las familias de diaclasado, se puede observar con claridad como la familia D6 se interrumpe contra las diaclasas de la familia D2, con una orientación media de 065, 90 (Figura 16).

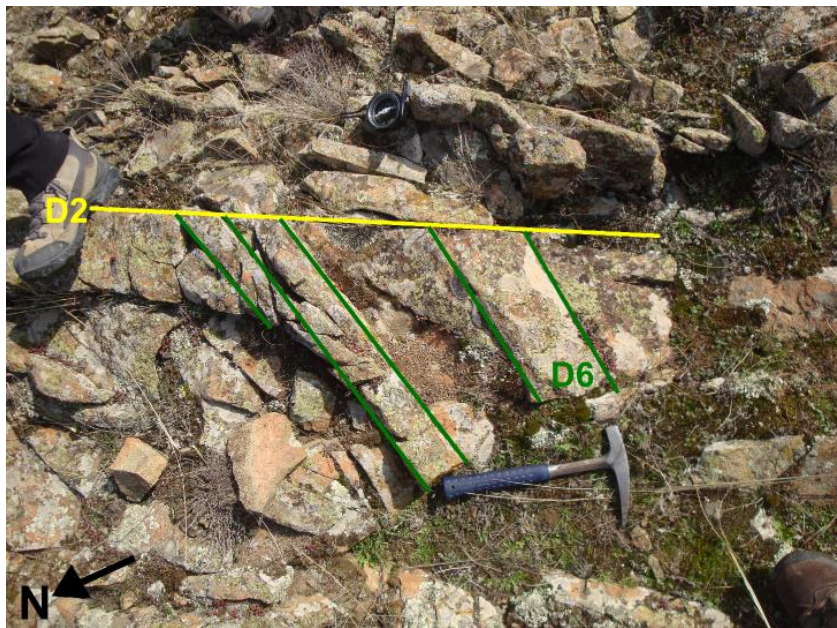


Figura 16. Esquema de cronología relativa de las familias de diaclasado D2 y D6 de la Estación 2.

A lo largo de la estación es frecuente observar fracturas tensionales secundarias, tipo “cola de caballo”, indicativas de extremos extensivos de fallas direccionales (Figura 17).



Figura 17. Estructura en “cola de caballo” en la Estación 2. Obsérvese el conjunto de fracturas secundarias en relación a la terminación de una diaclasa de la familia de orientación 065, 90 (D6), desplazada con un movimiento sinistral

En cuanto al encajante pérmico, areniscas arcóscicas, cabe destacar el escaso desarrollo de diaclasado materializado por una única familia (F1) de orientación media 140, 90, subperpendicular a la estratificación (Figura 18).

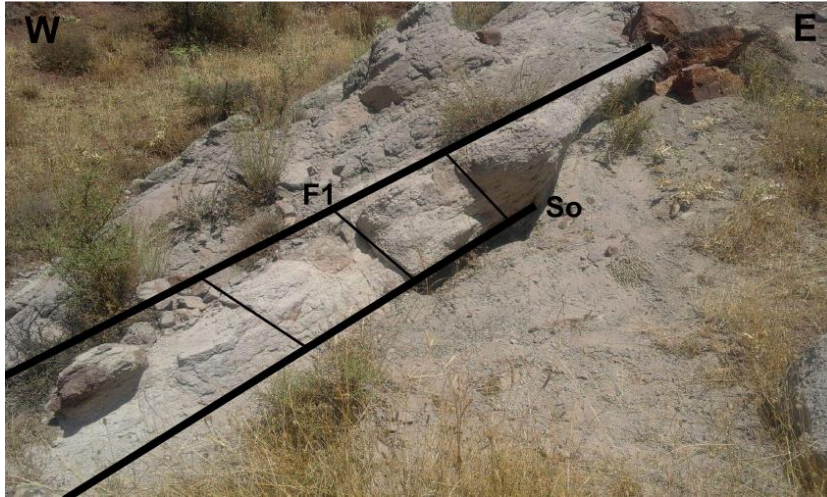


Figura 18. Aspecto de campo del encajante pérmico (areniscas blancas arcósicas) en la Estación 2, con desarrollo de una única familia de diaclasado (F1).

6.3 Estación 3 – Cañamares

Se trata de una estación situada a 2 km al oeste de la población de Cañamares. En esta estación nos encontramos con el mismo sill de andesitas intruido bajo la capa de areniscas pérmicas, pero en este caso se trata del flanco SW del Sinclinal de Cañamares (Figura 6).

En la siguiente Figura 19 se han representado en proyección estereográfica las familias de diaclasado de la Estación 3.

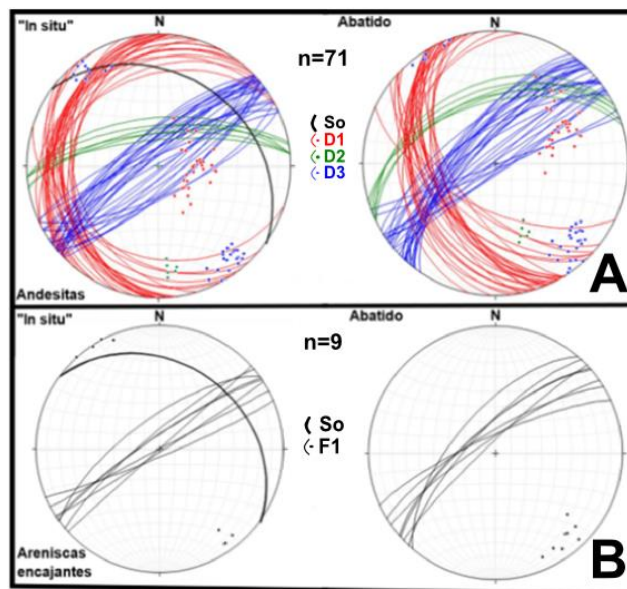


Figura 19. Representación en proyección estereográfica de las familias de discontinuidades de las andesitas (A) y del encajante pérmico (B) en la Estación 3.

En esta estación se han tomado datos de un total de tres familias de diaclasas (D1, D2 y D3). Como muestran las relaciones de corte, las familia D3 y D1 se interrumpen contra la D2 (Figura 20).

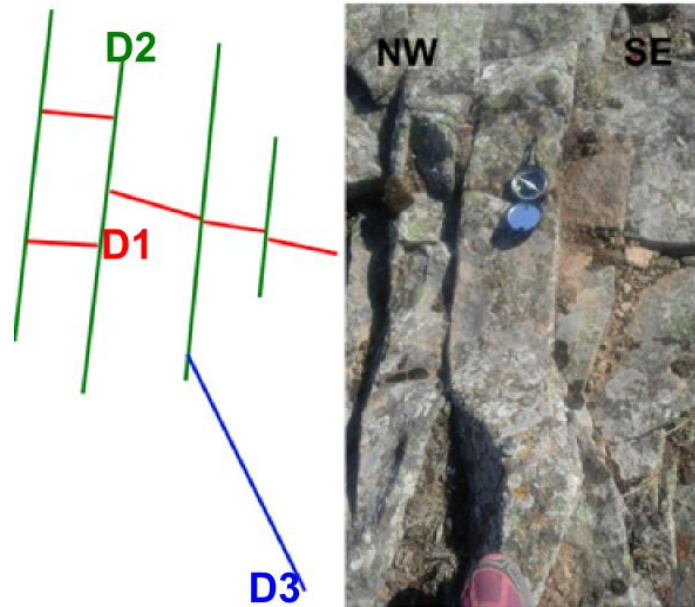


Figura 20. Aspecto de campo y esquema del diaclasado en la Estación 3.

Tras abatir los datos del diaclasado, se observa una aceptable coincidencia entre las orientaciones de las familias D3 de la andesita y F1 de las areniscas pérmicas encajantes.

6.4 Estación 4

Esta estación se sitúa a 1 km de distancia hacia el Este de la segunda estación, en un afloramiento aislado de andesitas, limitado al oeste por una falla de orientación NNE-SSW y al este, su base, discordante sobre pizarras silúricas (Figura 6). A diferencia de los casos anteriores, la orientación del diaclasado muestra un patrón claramente radial (Figura 21).

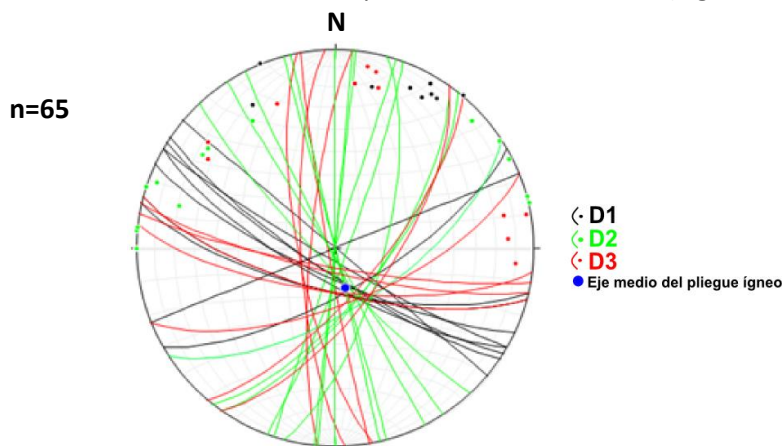


Figura 21. Representación en proyección estereográfica de las familias de discontinuidades de la Estación 4.

A escala de afloramiento destaca la presencia de pliegues disarmónicos de escala métrica a decamétrica que afecta a las distintas familias de fracturas (Figura 22). Entre estas discontinuidades previas se distinguen tres familias principales (Figura 20), observándose como la familia de fracturas D2 se interrumpen contra las de la familia D1, mientras que las familias D1 y D2 se cruzan entre sí (Figura 22).

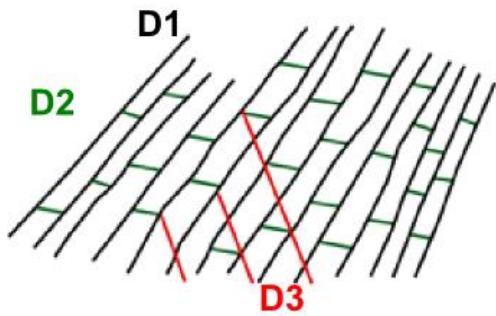


Figura 22. Esquema de cronología relativa de las diferentes familias de discontinuidades localizadas en el afloramiento del pliegue.

6.5 Estación 5

Esta estación se encuentra situada a unos 2,5 km al norte de la localidad de Cañamares, sobre unos estratos de arenisca roja en facies Buntsandstein, discordantes sobre las capas de areniscas y arcillas pérmicas (Figura 6).

En esta estación se pueden diferenciar dos familias de diaclasas verticales y ortogonales entre sí con orientaciones media N-S y E-W. Ambas familias son perpendiculares a la estratificación (Figura 23).

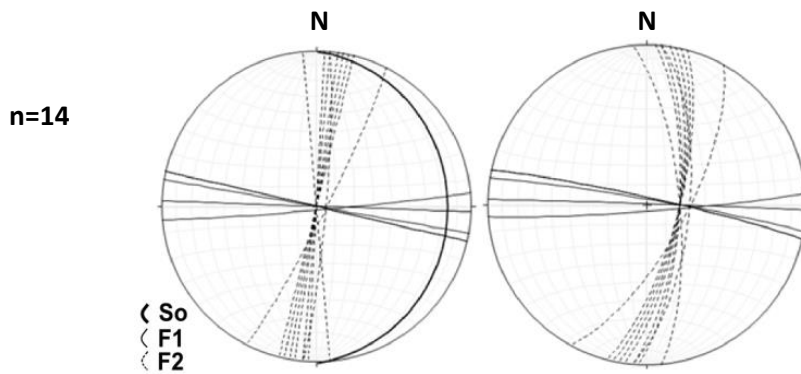


Figura 23. Planos de diaclasado en las facies Buntsandstein a la izquierda sin abatir y a la derecha abatidos en la Estación 5.

6.6 Estación 6

En esta estación afloran materiales de la formación Utrillas, que se encuentran en el bloque inferior de una falla normal de orientación NNE-SSW (Figura 6). En ella se diferencian dos familias verticales de diaclasas, con una orientación media N-S y otra E-W pero con mayor grado de dispersión (Figura 24).

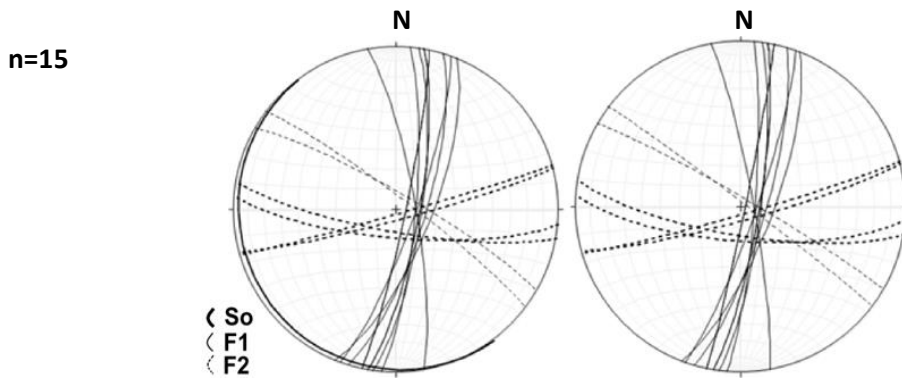


Figura 24. Planos de diaclasado en la formación Utrillas a la izquierda sin abatir y a la derecha abatidos de la Estación 6.

6.7 Estación 7

La estación, localizada en el entorno del Castillo medieval de Atienza se localiza sobre calizas del Cretácico superior, afectadas por una falla normal de escala decamétrica y de orientación NE-SW (Figura 6 y 26). En esta estación se han tomado datos de dos familias de diaclasas subortogonales y orientación NW-SE y NE-SW y datos de planos de falla secundarios en ambos bloques de falla principal (Figura 25). La relación entre la orientación del diaclasado y el eje de extensión sigma 3, sugiere un desarrollo tardío del diaclasado, después del movimiento de la falla principal.

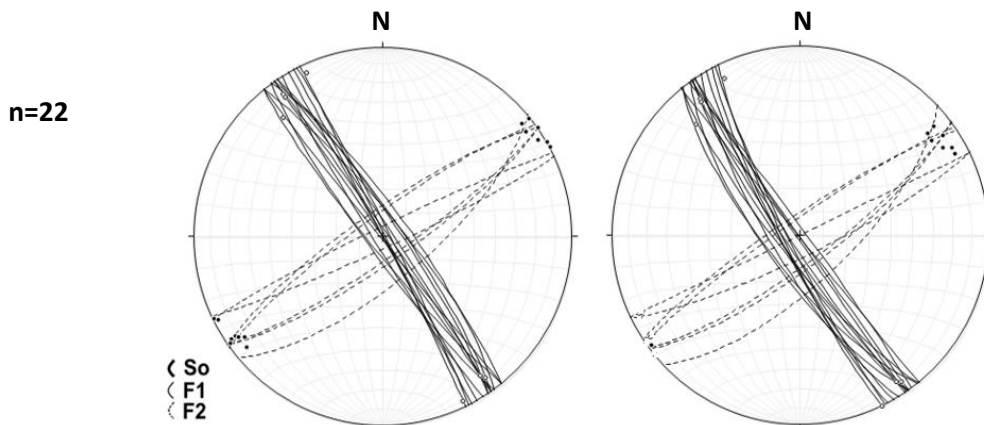


Figura 25. Planos de diaclasado, a la izquierda sin abatir y a la derecha abatidos de la Estación 7.

Además, en el afloramiento, se pueden diferenciar una serie de fallas normales conjugadas tanto en el bloque superior como en el bloque inferior de la falla normal principal (figura 25).

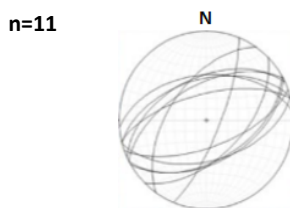


Figura 26. Representación en proyección estereográfica de las fallas normales conjugadas y afloramiento de la falla normal de escala decamétrica en la Estación 7.



7. Discusión e interpretación

7.1. Carácter tectónico o ígneo del diaclasado: secuencia cronológica

Siendo la discriminación del origen de las discontinuidades el tema esencial de este trabajo, antes de comenzar con la discusión conviene definir ambos tipos de diaclasado y establecer las características fundamentales que permiten diferenciarlas.

Las diaclasas tectónicas son aquellas que se forman en relación a campos de esfuerzos tectónicos. Independientemente de la relación entre su distribución espacial y las macroestructuras de referencia (pliegues, fallas o zonas de cizalla frágil). Una forma alternativa de diferenciar el origen tectónico de tales discontinuidades es mediante la identificación de determinadas estructuras secundarias como las denominadas “colas de caballo”, asociadas a la cinemática de los extremos extensivos de dichas discontinuidades. En el caso que nos ocupa y dadas las características del estudio planteado, el criterio fundamental ha sido la comparación de orientaciones de los sistemas de diaclasas presentes en el cuerpo ígneo con los de la roca sedimentaria encajante.

Las diaclasas magmáticas son aquellas que se han originado debido a una disminución de volumen en relación al enfriamiento de un magma y, generalmente, perpendiculares a las superficies exteriores de los flujos de lava o a las paredes de la roca encajante. Los criterios básicos para distinguir este tipo de discontinuidades incluyen: 1) un desarrollo perpendicular a la superficie externa (en el caso de coladas) o de contacto con el encajante (en el caso de sills o diques) y hacia el interior del cuerpo (con una reducción gradual de su definición hacia la zona interna), 2) el desarrollo poligonal de volúmenes de material ígneo limitados por superficies lisas perpendiculares a la superficies exteriores del cuerpo ígneo (disyunción columnar) o 3) el desarrollo de pliegues magmáticos afectando al propio diaclasado. Además, en el caso de magmas muy básicos, no es infrecuente el desarrollo de un diaclasado paralelo a las superficies externas de los cuerpos ígneos de morfología tabular.

En la **Estación 1**, la primera familia que se generó fue la D1, siendo perpendicular al plano de emplazamiento del sill, por lo que debió de ser una familia primaria que se generó durante el enfriamiento del magma. Por otro lado, aplicando los criterios de cronología relativa entre cuatro de las 6 familias de discontinuidades (D2, D3, D4 y D5) de esta estación (Figura 12), se puede decir que la primera familia en originarse fue la D4, seguida de la familia D5 y, por último, las familias D3 y D2, sin ser posible determinar la cronología entre ellas. Además, se observa que las familias D3 y D2 deben de ser tectónicas, porque coinciden con las familias en el encajante sedimentario F1 y F2 respectivamente, y, además, podrían ser diaclasas conjugadas o de lo contrario, la primera familia en originarse en el encajante pérmico debió de ser la familia F1, ya que parece corresponder a la familia del diaclasado principal en el encajante pérmico (Figura 13). Estas familias de origen tectónico (D3 o F1 y D2 o F2) deben de ser sincrónicas al basculamiento, debido a que sus planos abatidos no están cerca de la vertical. A partir de los distintos criterios presentados, la secuencia cronológica propuesta para el diaclasado de la estación E1 sería: $D1_{(1)} \rightarrow D4_{(1)} \rightarrow D5_{(1)} \rightarrow (D3_{(1)}=F1_{(1)}) / (D2_{(1)}=F2_{(1)})$. En esta y en el resto de las expresiones empleadas para mostrar la secuencia cronológica del diaclasado, el subíndice hace referencia a la estación, la barra inclinada indica contemporaneidad y el símbolo de igual, equivalencia.

En la **Estación 2**, la primera familia en generarse debió de ser la D2, por lo que debe de ser una familia de origen magmático. En la figura 17 se observa una cola de caballo en la que la familia D6 se ha desplazado sinistralmente, por ello la familia D6 debe de tener un origen tectónico. La familia D1 coincide con F1, por lo que D1 debe de tener un origen tectónico. Estas dos familias de origen tectónico (D6 y D1 o F1) se debieron originar debido a un campo de esfuerzos tectónico antes del basculamiento, debido a la disposición subvertical de sus planos abatidos. Debido a su disposición espacial, D1 y D6 podrían ser familias de diaclasas tectónicas conjugadas. En cuanto a los criterios de cronología relativa, se puede observar que contra la familia D2 se corta la familia D6, constatando el hecho de que la familia D6 es posterior a la D2. De acuerdo con estos criterios el orden cronológico propuesto para el diaclasado de esta estación sería: $D2_{(2)} \rightarrow D6_{(2)} / (D1_{(2)}=F1_{(2)})$.

En la **Estación 3**, el paralelismo entre las familias D3 y la F1, sugiere que la familia D3 debe tener un origen tectónico. Las familias D2 y D1 mantienen una ligera inclinación antes y después de restituir las, por lo que las orientaciones de dichas familias de discontinuidades podrían haber sido paralelas a la superficie de emplazamiento original y se tratarían de un sistema de diaclasas primarias paralelas a la superficie de emplazamiento. Según los criterios de cronología relativa (Figura 20), y teniendo en cuenta que la familia D3 tiene un carácter tectónico, el orden cronológico en el que probablemente se han generado las diaclasas ha sido: $D2_{(3)} \rightarrow D1_{(3)} \rightarrow (D3_{(3)}=F1_{(3)})$.

En esta estación 4 se observa un afloramiento en el que se identifica un gran pliegue que afecta a discontinuidades previas, se puede observar que las diferentes familias de discontinuidades se plegaron todas durante un mismo intervalo de tiempo. Este pliegue se caracteriza por ser muy irregular y de morfología sinuosa, por ello se puede decir que se trata de un pliegue de flujo ígneo originado durante la consolidación del magma, pero afectando a un diaclasado previo. Según los criterios de cronología relativa el orden de aparición de las diaclasas podría ser: $D1_{(4)} / D3_{(4)} \rightarrow D2_{(4)}$ (Figura 22).

En las estaciones 5, 6 y 7 parece ser que todas las familias de diaclasas que aparecen se han originado debido a una extensión radial, ya que todas ellas son ortogonales entre sí, y perpendiculares a las diferentes superficies de estratificación. Por ello no nos sirven de ayuda para la diferenciación entre las discontinuidades de origen magmático y aquellas de origen tectónico.

A modo de conclusión, y combinando las interpretaciones realizadas en las tres estaciones de análisis estructural del material ígneo, el orden cronológico del diaclasado podría quedar expresado por la siguiente secuencia:

$$D1_{(1)} / D2_{(2)} / D2_{(3)} \rightarrow (D4_{(1)}= D1_{(2)}=F1_{(2)}) / (D5_{(1)}= D6_{(2)}) / D3_{(1)} \rightarrow (D3_{(1)}=F1_{(1)}) / (D2_{(1)}=F2_{(1)}).$$

7.2. Propuesta de modelo genético

En este apartado se propone, a la luz de los resultados obtenidos, un modelo genético capaz de explicar el desarrollo sucesivo de los distintos sistemas de diaclasas que afectan tanto a los materiales ígneos como al encajante sedimentario.

Independientemente de conocer la secuencia cronológica de las distintas familias de diaclasado que afectan a los materiales involucrados, un aspecto fundamental a la hora de establecer un modelo genético para este tipo de estructuras, es poder reconstruir la posición original de dichos sistemas de fracturas en el momento de su formación. Excluyendo la presencia de deformación

interna, en el caso estudiado, esta reconstrucción pasa por “deshacer” la deformación asociada al proceso de plegamiento. Para poder llevar a cabo la restitución de los datos del diaclasado, se ha obtenido la orientación del eje de plegamiento correspondiente al Sinclinal de Cañamares, principal macroestructura que afecta al conjunto de materiales (ígneos y sedimentarios) afectados por el diaclasado. La orientación obtenida es 017, 345. Aplicando, en primer lugar, la corrección por la inmersión del eje del pliegue y, en segundo lugar, la corrección por la inclinación (buzamiento) de las capas, se ha obtenido la posición pre-plegamiento para los datos analizados en las tres estaciones de análisis estructural, en el “sill” y su encajante sedimentario pérmico (Figura 26).

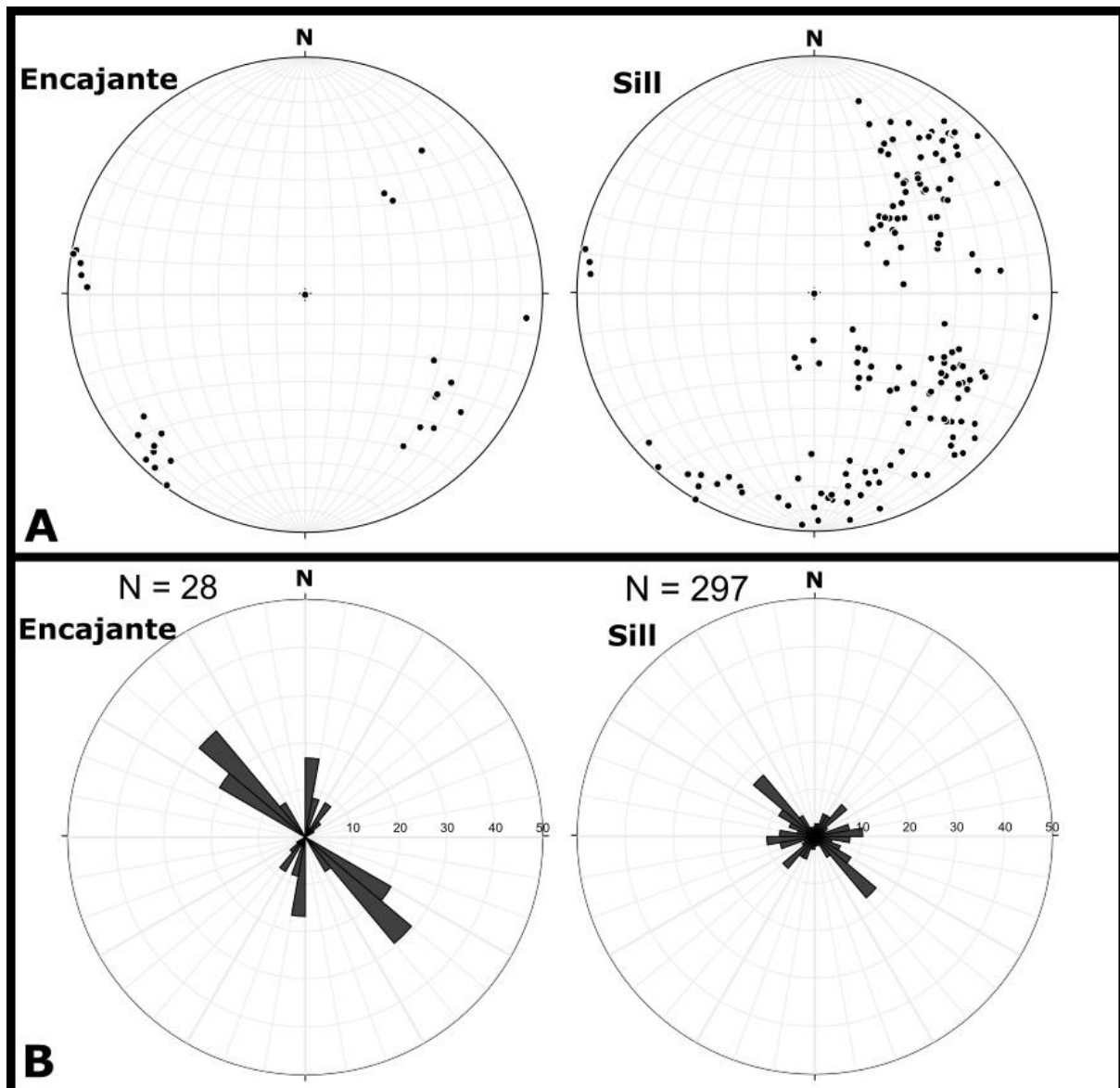
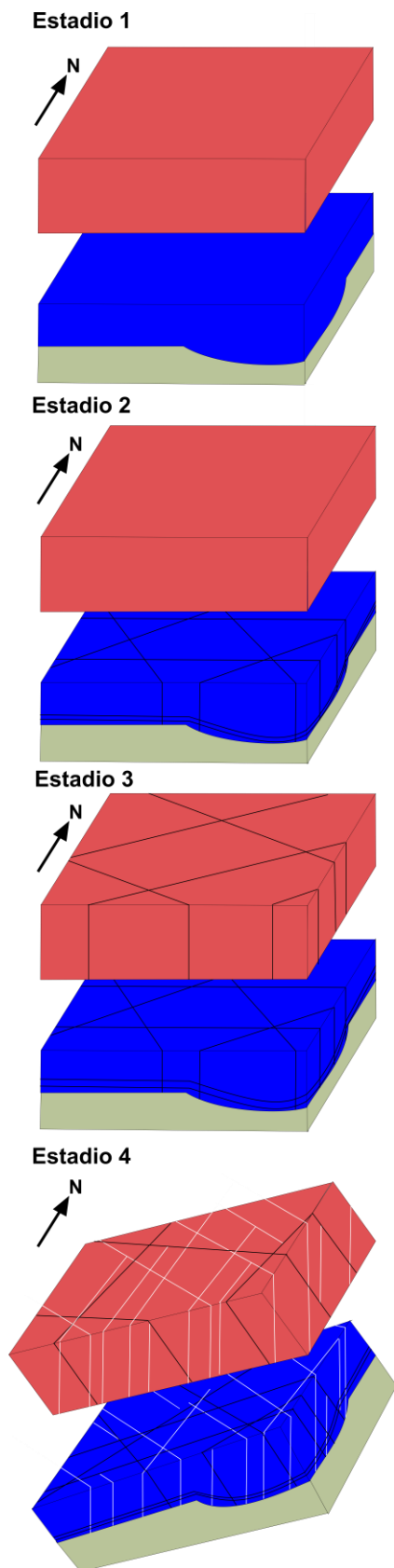


Figura 26. A. Polos de las familias de discontinuidades de las tres estaciones (E1, E2 y E3), abatidas y teniendo en cuenta la inmersión del pliegue del encajante pérmico (izquierda) y del sill (derecha). B. Diagramas en rosa sintéticos de las familias de discontinuidades de las tres estaciones (E1, E2 y E3), abatidas y teniendo en cuenta la inmersión del pliegue del encajante pérmico (izquierda) y del sill (derecha).



A partir de todos los datos observados tras la realización de este trabajo se ha propuesto un modelo evolutivo en el que se distinguen cuatro estadios (Figura 27):

-Estadio 1: Emplazamiento del magma andesítico en la discontinuidad silúro-pérmica, la cual presenta una geometría localmente irregular.

-Estadio 2: Enfriamiento del magma andesítico, lo cual produce una disminución de volumen generando una serie de familias de diaclasado por contracción térmica. En este estadio se generan tres familias ígneas subverticales, es decir, perpendiculares a la superficie de emplazamiento, con unas direcciones E-W, NE-SW y NW-SE. A parte se genera otra familia sub-paralela a los límites irregulares del sill.

-Estadio 3: En este estadio se genera un diaclasado tectónico antes del basculamiento, originando dos nuevas familias subverticales tectónicas de direcciones ENE-WSW y WNW-ESE.

-Estadio 4: Una vez producido el basculamiento se genera dos familias tectónicas de dirección NNW-SSE y N-S.

Figura 27. Modelo evolutivo del diaclasado. Explicación en el texto.

8. Conclusiones

In the Atienza area (NW sector of the Castilian Branch, Iberian Chain) several joint systems have been identified affecting to both the hypovolcanic sandstone host rock we can distinguish two different joints families, with directions ENE-WSW, WNW-ESE that have been formed before the folding. We can also distinguish another two tectonic families in the Permian sandstone with a NNW-SSE and N-S direction, wich have been formed during the folding.

In the case of the andesitic sill we can distinguish three different joints families formed in a perpendicular way to the surface location during the cooling of the magma. We can also distinguish another one wich is parallel to the irregular limits of the andesitic sill.

We haven't noticed about the appearance of columnar structures in the magmatic materials.

9. Bibliografía

- Adell Argiles, F., Bascones Alvira L., Martínez Alvarez F. y Tena-Dávila Ruiz, M. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 433 (Atienza) y memoria*. IGME, Madrid. 45 p.
- Ancochea, E., Hernan, F. y Vegas, R. (1981): Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (provincia de Guadalajara). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 421-430.
- Arlegui, L. (1996): *Diaclasas, fallas y campos de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 308 p.
- Björnsson, H., Björnsson, S. y Sigurgeirsson, T. (1982): Penetration of water into hot rock boundaries of magma at Grímsvötn. *Nature*, 295: 580-581.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., González-Casado, J.M., Carbó, A., Álvarez, J., Cloetingh, S., Andriessen, P., Elorza, F.J. y Olaiz, A. (2004): El Sistema Central. En: *Geología de España* (SGE-IGME, eds.). Sociedad Geológica de España, Madrid, 621-626.
- DeGraft, J.M. y Aydin, A. (1987): Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geological Society of American Bulletin*, 99: 605-617.
- DeGraft, J.M., Long, P.E. y Aydin, A. (1989): Use of joint-growth directions and rock textures to infer thermal regimes during solidification of basaltic lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38: 309-324.
- Hancock, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3-4): 437-457.
- Hardee, H.C. (1980): Solidification in Kilauea Iki lava lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7: 211-223.

- Hernando, S. (1980). Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6: 21-54.
- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. y Montigny, R. (1980): Âge des andésites et des sédiments interstratifiés dans la région d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 32: 119-128.
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C. y Gil-Imaz, A. (2004): Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society of London Special Publication*, 223: 465-490.
- Lago, M., Arranz, E., Gil A. y Pocovi, A. (2004): Magmatismo asociado. En: *Geología de España* (SGE-IGME, eds.). Sociedad Geológica de España, Madrid, 522-525.
- Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Gale, C. Y Pocovi, A. (2005): Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Paleoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 83-103.
- Long, P.E y Wood, B.J. (1986): Structures, textures and cooling histories of Columbia River basalt flows. *Geological Society of American Bulletin*, 97: 1144-1155.
- Majarena Serrano, U., Gil Imaz, A., Lago San José, M. y Galé Bornao, C. (2015): El magmatismo pérmico del sector de Atienza (extremo W de la Cordillera Ibérica): nuevos datos petro-estructurales para su interpretación genética. *Geogaceta*, 58: 67-70.
- Marshak, S., Mitra, G. (1988): *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice Hall, NJ, 446 p.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Potayos, D. y Bea, F. (2004): Dominio del Olló de Sapo. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 68-78.
- Pérez Mazarío, F. (1990): Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector Atienza Ujados (Borde Noreste del Sistema Central Español). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3: 307-322.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987): *The techniques of modern Structural Geology, Volume 2: Folds and fractures*. Academic press, London, 391 p.
- Sopeña, A. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 467-527.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999): Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *Jour. Petrol.*, 40: 1465-1496.