

PETROLOGÍA Y MINERALOGÍA DE LOS MATERIALES VOLCANOCLÁSTICOS Y ENCLAVES DE DENUY (VALLE DE CASTANESA, HUESCA).

Ricardo Bolea Muñoz

Trabajo de fin de Grado

Grado en Geología

Tutores: Dr. Enrique Arranz Yagüe

Dr. Carlos Gale Bornao

Septiembre 2015

ÍNDICE

ABSTRACT	3
1.- INTRODUCCIÓN: PLANTEAMIENTO, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	4
2.- CONTEXTO GEOLÓGICO	5
3.- PETROLOGÍA	8
3.1.- MATERIALES VOLCÁNICOS	8
3.1.1.- Lavas	8
3.1.2.- Diques	9
3.1.3.- Materiales piroclásticos	10
3.2.- ENCLAVES	11
3.3.- MEGACRISTALES	12
4.- GEOQUÍMICA	14
4.1.- QUÍMICA EN ROCA TOTAL	14
4.2.- QUÍMICA MINERAL	16
5.- INTERPRETACIÓN DEL PROCESO VOLCÁNICO	18
6.- CONCLUSIONES	19
7.- BIBLIOGRAFÍA	20
ANEXOS	22
ANEXO I: Composición geoquímica de roca total.	22
ANEXO II: Composición de geoquímica mineral	23
Anexo II.I: Ortopiroxeno.	23
Anexo II.II: Megacrístales de clinopiroxeno.....	24
Anexo II.III: Clinopiroxeno en lavas y diques.....	25

ABSTRACT

The occurrence of volcanoclastic and related dikes intruding the Devonian materials near Denuy (Huesca) is documented long time ago. The previous knowledge about this outcrop has been reviewed and completed, characterizing the volcanic process on the basis of a petrological and geochemical study.

The studied materials are grouped into volcanic rocks (lavas, pyroclastic rocks and dikes), enclaves and clinopyroxene megacrysts. The volcanic rocks share a common composition of strongly chloritized olivine and clinopyroxene phenocrysts and a matrix of clinopyroxene, opaque minerals and plagioclase microcrysts. Vesicles are a common feature in these rocks, especially in dikes.

The pyroclastic rocks range between tuffs and agglomerates. Enclaves are common and varied in size and nature: igneous (peridotitic and piroxenitic), sedimentary (siliciclastic and carbonate rock fragments) and metamorphic (medium to high grade metapelites). The clinopyroxene megacrysts have a centimeter size and usually show a reaction rim with the host rock.

The volcanic rocks are classified as basanites and alkali basalts, based in their geochemistry. The geochemical study indicates a common origin for the volcanic rocks related to HIMU-type asthenospheric mantle magmas. Clinopyroxene megacrysts are compositionally homogeneous and related to an alkaline magma. They recrystallized during the ascent.

This pyroclastic deposit was originated by an explosive eruption that occurred in presence of water. Part of the outcrop is covered by an alpine thrust so it is not possible to identify its original size. Later, the same magma intruded as dikes the pyroclastic and sedimentary rocks. Finally, alpine tectonics activated tectonic thrusts hiding part of the pyroclastic deposit and deforming the dikes.

1.- INTRODUCCIÓN: PLANTEAMIENTO, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El presente trabajo se centra en el estudio geológico de un afloramiento volcanoclástico localizado en los alrededores de la localidad de Denuy (Valle de Castanosa, Huesca), completando y revisando los conocimientos previos.

Los principales objetivos del trabajo son:

- Revisión de la bibliografía y de la cartografía previa del área del afloramiento.
- Estudio petrológico (en afloramiento y laboratorio), petrográfico y geoquímico de las diversas litologías que componen el afloramiento y de los diques adyacentes.
- Caracterización del proceso volcánico y propuesta de un modelo de formación.

Para alcanzar estos objetivos, el trabajo se ha realizado en las siguientes etapas:

- Búsqueda y recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos.
- Trabajo de campo para el reconocimiento y estudio del afloramiento, y recogida de nuevas muestras.
- Estudio petrográfico de las muestras (previas y nuevas): definición de grupos composicionales y descripción.
- Caracterización de la geoquímica en roca total y de la composición de los piroxenos, a partir de los datos analíticos disponibles.
- Integración de los datos e interpretación de los resultados.

En la realización de este trabajo se ha abordado tanto el trabajo de campo como, con mayor desarrollo, el trabajo de gabinete.

El trabajo de campo consistió en reconocer el afloramiento y los diferentes materiales que lo componen, así como recoger nuevas muestras para el estudio, y redefinir los límites cartográficos de los trabajos previos. Se localizó y cartografió un nuevo dique, no conocido hasta la fecha y se realizó una caracterización petrológica de los enclaves y megacrístales en el campo.

En el trabajo de gabinete se realizó un estudio petrológico y petrográfico de las muestras, tanto de las anteriores como de las nuevas recogidas durante las jornadas de campo. Se realizaron fotografías de las láminas delgadas con el microscopio petrográfico en el *Servicio de Microscopía Óptica e Imagen* de la Universidad de Zaragoza. Se abordó el estudio geoquímico de minerales y roca total a partir de análisis previos disponibles. Las técnicas analíticas empleadas se indican en Galé (1999).

Además, se ha empleado un software específico para:

- La realización de la cartografía digital (Corel Draw),
- La edición de fotografías al microscopio petrográfico (Adobe Photoshop y Adobe Illustrator).
- El tratamiento y representación gráfica de datos de composición (Microsoft Excel y Golden Software Grapher).

2.- CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en el sector central de la Zona Axial Pirenaica, concretamente en el denominado Sector de Cabalgamientos de Castanesa (García Sansegundo, 1990). Este sector queda comprendido entre el contacto con la Zona Surpirenaica y el anticlinorio de Sierra Negra (García Sansegundo, 1990), al sur del Macizo de La Maladeta (Fig. 1).

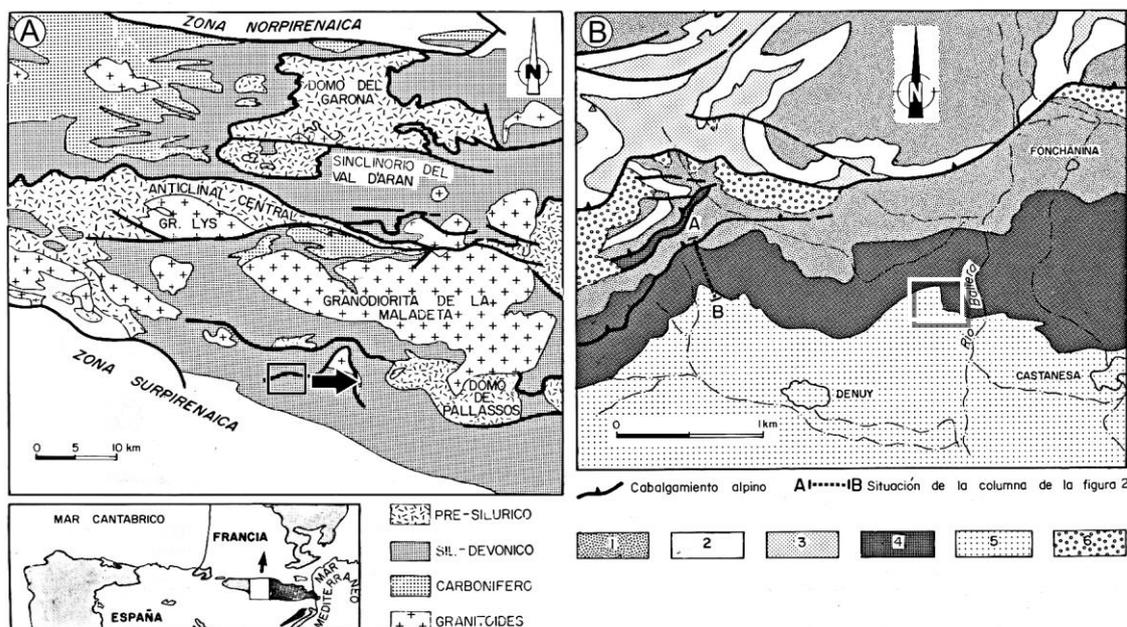


Fig. 1: Situación geológica del área de estudio, tomado de García-López et al. (1990).

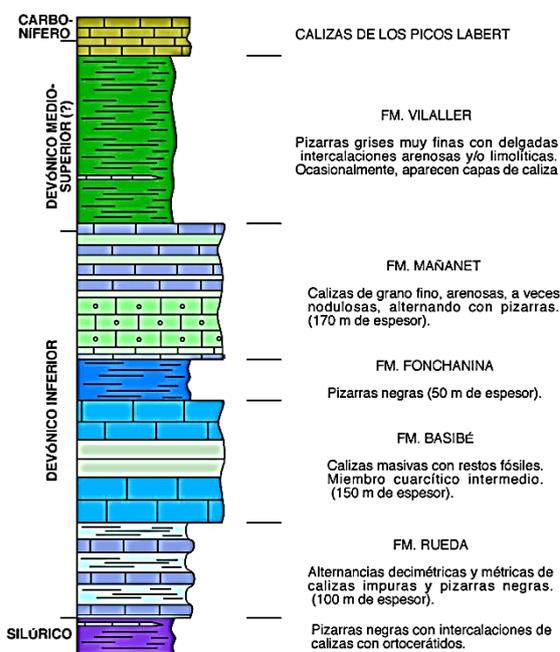


Fig. 2: Columna estratigráfica sintética de las facies superiores de la Unidad de Baliera en el sector de la Alta Ribagorza, tomado de García Sansegundo (1990).

El afloramiento se encuentra a unos dos kilómetros al NE de la localidad oscense de Denuy.

Los materiales estudiados se encuentran intercalados, mediante contacto mecánico en su parte superior, dentro de las rocas devónicas que, en este sector, se presentan en Facies Sierra Negra -subfacies Baliera- (Mey, 1967; Zwart, 1979). Las unidades que componen la sucesión devónica en esta zona son las que se indican en la Fig. 2 (García Sansegundo 1990).

Este afloramiento ha sido incluido en diversos estudios previos. Mey (1967) fue el primero en cartografiar el área, establecer la estratigrafía regional y documentar la existencia de una serie de afloramientos ígneos, si bien no abordó su estudio detallado debido al carácter general de su estudio.

García Sansegundo (1990) y García López *et al.* (1990), abordaron la caracterización estratigráfica y estructural en el sector estudiado, atribuyendo parte de la serie devónica a la Fm. Vilaller, aunque no se centran en el afloramiento en cuestión.

García Bellés (1998) y especialmente, Galé (1999) inician los trabajos de caracterización petrográfica y petrogenética de los materiales de este afloramiento y los datan inicialmente como post-Estefaniense C a prealpino, según criterios estructurales y estratigráficos. Más recientemente, Ubide *et al.* (2014) aportaron nuevos datos sobre la edad del magmatismo del norte de la Península Ibérica, datando mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos muestras del afloramiento estudiado, que tienen edades de $231,8 \pm 5,2$ Ma y $179,7 \pm 1,4$ Ma (Triásico Superior-Jurásico Inferior).

El afloramiento estudiado abarca un área de reducida extensión (~250 x 50 m, según datos cartográficos), tiene una morfología que recuerda a la lenticular (Fig. 3) y se compone, principalmente, de rocas piroclásticas.

Es posible observar el contacto original con el encajante en la parte inferior del afloramiento; el contacto superior, por el contrario, es de naturaleza mecánica y secciona el depósito superponiendo de nuevo la serie devónica (Fig. 3). Este contacto mecánico es el causante de que en la actualidad el depósito piroclástico original sólo sea observado parcialmente.

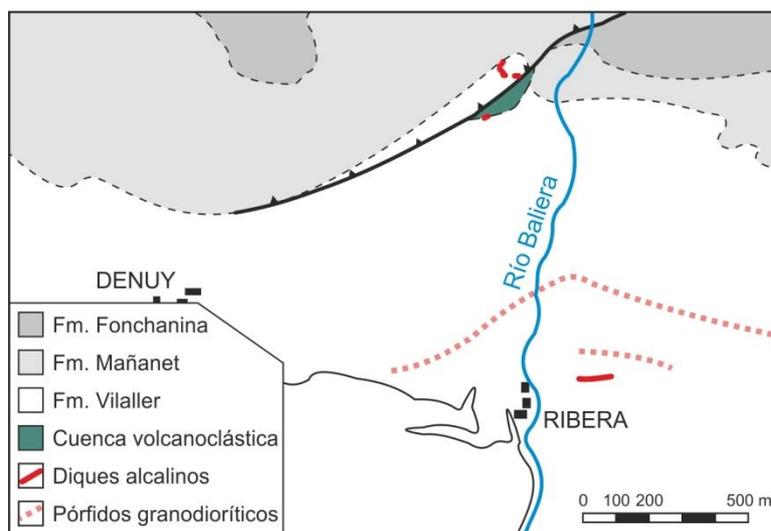


Fig. 3: Cartografía geológica de la zona de estudio, modificada de Galé (1999).

El material encajante, de edad devónica, se corresponde principalmente con la Fm Vilaller y, localmente, la Fm. Mañanet (Mey, 1967), compuesta por limolitas y argilitas (Vilaller) o calizas (Mañanet) con una marcada esquistosidad.

Además del volumen central del afloramiento, de naturaleza piroclástica, se han estudiado algunos diques cercanos (Fig. 3), relacionados composicional y petrogenéticamente y localizados tanto en el bloque superior de la lámina de cabalgamiento como en el inferior, siendo este último caso una nueva aportación, ya que sólo se conocían los diques del bloque superior (Galé, 1999). Estos diques del bloque superior presentan una intensa deformación de probable edad alpina.

La distribución de los materiales piroclásticos en el afloramiento principal es irregular, aunque se observa una gradación de tamaños de base a techo (Galé, 1999).

En la base, los piroclastos tienden a ser de mayor tamaño (promedio mayor de 32,0 mm) y presentan cierta deformación, con su eje mayor paralelo a la base del afloramiento (Fig. 4A). Por el contrario, hacia el techo su tamaño es milimétrico, aunque destaca la presencia de enclaves de tamaño centimétrico.

En el bloque inferior del cabalgamiento se ha identificado un dique, situado al Oeste del afloramiento principal, que se inyecta en los materiales piroclásticos (Fig. 4B), lo que sugiere que su intrusión fue posterior al depósito de dichos materiales.

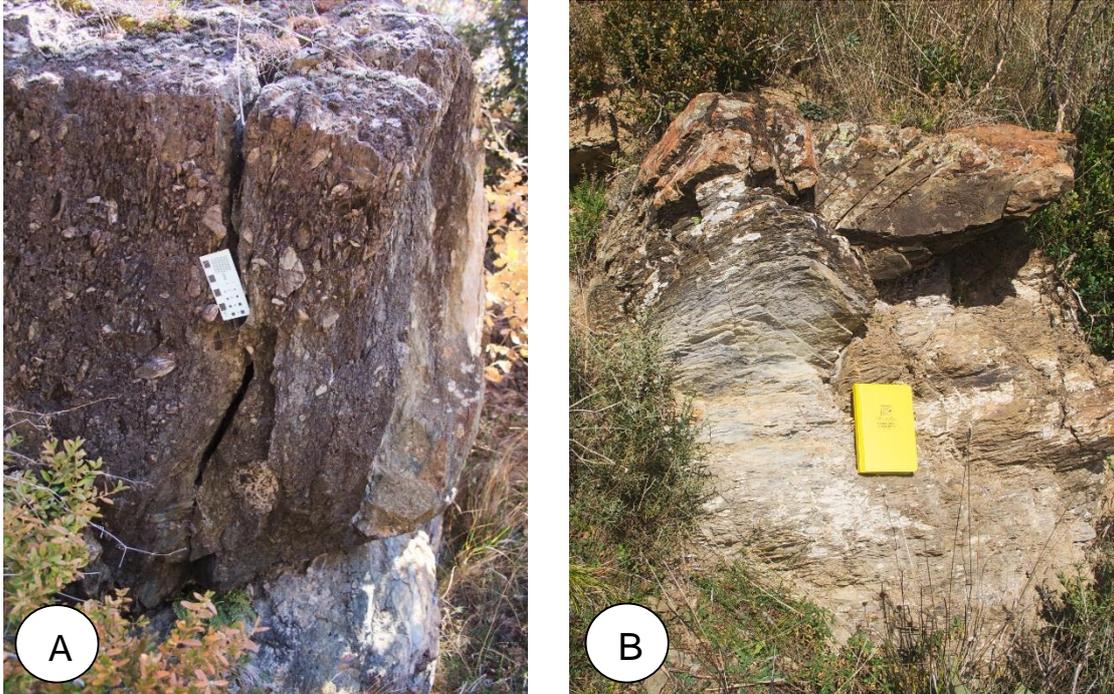


Fig. 4: A) Detalle de campo de la base del depósito, en la que se aprecia una clara orientación de los clastos y B) Detalle de campo del dique intruido en los materiales piroclásticos, en el bloque inferior del cabalgamiento.

3.- PETROLOGÍA

Los materiales estudiados pueden dividirse en tres grupos principales atendiendo a su diferente naturaleza: materiales volcánicos (lavas, diques y piroclastos), enclaves y megacristales.

A continuación se describirán estos grupos, teniendo en cuenta tanto las observaciones en afloramiento como petrográficas. Las muestras estudiadas al microscopio corresponden a una selección representativa de láminas delgadas de las distintas litologías dominantes.

3.1.- MATERIALES VOLCÁNICOS

Este primer grupo incluye lavas, diques y rocas piroclásticas en general. Es importante destacar que las rocas denominadas lavas son realmente fragmentos de gran tamaño (métrico o incluso superior) de rocas con texturas de origen volcánico (también pueden denominarse como piroclastos juveniles). Por el contrario, se incluyen en el grupo de rocas piroclásticas al resto de materiales piroclásticos que, tanto en el campo como al microscopio petrográfico se muestran formadas por fragmentos de diferentes rocas volcánicas, de menor tamaño.

Las lavas y el material piroclástico constituyen el volumen principal del afloramiento, mientras que los diques se encuentran mayoritariamente dentro de la serie sedimentaria encajante.

3.1.1.- Lavas

Estas muestras corresponden a rocas hipocristalinas vesiculares (Fig. 5).

Los **fenocristales** son de clinopiroxeno y olivino, mineral que aparece pseudomorfizado por agregados clorítico-esmectíticos de forma generalizada. El clinopiroxeno también se ve afectado por la alteración clorítico-esmectítica, aunque en menor grado que el olivino. Los microfenocristales de clinopiroxeno forman con frecuencia agregados radiales o granulares.



Fig. 5: Microfotografía de un ejemplo de lava (muestra CG-50). A la izda. nicoles paralelos y a la dcha. nicoles cruzados.

La **matriz** se compone, mineralógicamente, de clinopiroxeno, minerales opacos y microcristales intersticiales de feldespato potásico y biotita/flogopita. En las muestras más hipocristalinas, la matriz está transformada a productos de desvitrificación y opacos secundarios (en cristales alotriomorfos de pequeño tamaño). Todas las vesículas, de 0,5 a 3,0 mm de diámetro, se presentan rellenas por minerales tardíos o secundarios.

Xenocristales y enclaves: Además de los minerales de cristalización ígnea, la matriz incluye también, como enclaves, fragmentos de roca de diverso tamaño (entre 3,0 y 8,0 mm) y origen (piroclastos vesiculares, rocas micrograníticas, rocas sedimentarias, etc.) y xenocristales de clinopiroxeno y espinela. Abordaremos la descripción de estos componentes más adelante, en sus propios apartados.

Minerales secundarios: La alteración que presentan estas rocas está generalizada y es muy significativa. Los minerales secundarios más habituales son:

- . **Calcita:** Forma la mayor parte de los rellenos de las vesículas, como cristales bien desarrollados en la parte central de las vesículas de mayor tamaño. En ocasiones aparece reemplazando a otros minerales.
- . **Feldespatos potásicos:** Aparece relleno y/o en los márgenes de las vesículas, generalmente mezclado con la clorita y, en algunos casos, con plagioclasa. Forma tanto monocristales como agregados; en algunos casos aparece reemplazado por carbonatos.
- . **Clorita:** Forma agregados radiales o fusiformes y con tonalidad verde claro, relleno las vesículas junto con el feldespato potásico; con frecuencia aparece reemplazada parcialmente por carbonatos y se reconoce por texturas relictas. En algunas muestras aparece como agregados alotriomorfos formando parte de los productos de transformación de la pasta, con coloración verde intensa.

3.1.2.- Diques

Las muestras analizadas corresponden a rocas hipocristalinas vesiculares (Fig. 6); las vesículas suponen, en algunos casos, cerca de un 20 % del total de la muestra. Son rocas, en general, de grano fino y están afectadas por una intensa alteración.

Los **fenocristales**, normalmente microfenocristales, están compuestos de clinopiroxeno y, en menor proporción, plagioclasa. Los pseudomorfos cloríticos-esmectíticos presentes en la pasta sugieren que, al igual que en el caso anterior, el olivino era un mineral original de la roca.

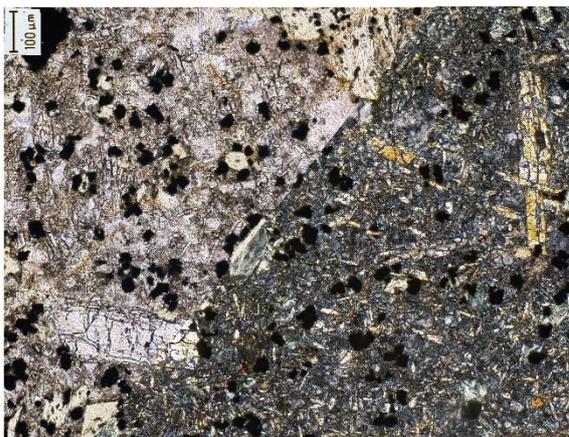


Fig. 6: Microfotografía de un ejemplo de dique (muestra CG-49). A la izda. nicols paralelos y a la dcha. nicols cruzados.

La **matriz** se compone de pequeños cristales de clinopiroxeno, minerales opacos, feldespato y apatito minoritario. En la mayor parte de las muestras presenta una alteración muy intensa, siendo reemplazada por agregados de carbonato, opacos secundarios, sericita y otros minerales originados por desvitrificación.

Las **vesículas** presentan un relleno en varias etapas. La etapa inicial está constituida por plagioclasa, feldespato alcalino y, con menos frecuencia, cuarzo, que crecen desde el margen hacia el interior. La etapa de relleno principal es calcítica, si bien algunas de las vesículas presentan un relleno final por cuarzo. Este cuarzo, macrocristalino, aparece frecuentemente con extinción ondulante y puede presentar secciones idiomorfas.

Enclaves y xenocristales: Los enclaves son principalmente de naturaleza peridotítica, siendo el clinopiroxeno, la espinela y, en ocasiones, el ortopiroxeno los únicos minerales inalterados. El olivino se presenta completamente reemplazado por agregados de naturaleza clorítica que, con frecuencia, reemplazan parcial o totalmente también al ortopiroxeno. Tanto la espinela como el clinopiroxeno pueden aparecer también como xenocristales individuales, con bordes de reacción muy evidentes. Encontramos también algunos **enclaves** de naturaleza metamórfica o sedimentaria dentro de los diques, pero son minoritarios. En general presentan contactos muy netos con la pasta y son de tamaño variado (de 4,0 a 30,0 mm).

3.1.3.- Materiales piroclásticos

Tal como se ha indicado, la mayor parte del afloramiento está constituido por rocas piroclásticas de naturaleza y granulometría variada.

A escala de afloramiento se identifican fragmentos de rocas volcánicas con diámetros de mm a dm, otros fragmentos de rocas diversas que varían en diámetro entre 1,0 y 35,0 cm y, finalmente, monocristales de clinopiroxeno, que describiremos en sus apartados correspondientes. Teniendo en cuenta el tamaño de los piroclastos se clasifican, a escala de afloramiento, como aglomerados y tobas líticas. La roca está cementada principalmente por carbonatos, reemplazados por cuarzo en algunas zonas.

Los piroclastos de mayor tamaño presentan las características descritas para las lavas. Los de menor tamaño (menor de 3,0 cm), identificables en lámina delgada, corresponden a rocas hipocristalinas vesiculares, en algunos casos similares a las lavas, en otros, con carácter prácticamente vítreo. En algunos de los casos, presentan una envuelta submilimétrica de carácter vítreo y aspecto fluidal.



Fig. 7: Microfotografía de un ejemplo de lapilli acrecional en un piroclasto (muestra CG-29). A la izda. nicoles paralelos y a la dcha. nicoles cruzados.

En los niveles inferiores del afloramiento los piroclastos presentan una cierta orientación paralela, con aplastamiento de las vesículas y acomodación de sus contornos, lo que sugiere su depósito en caliente. También se han encontrado algunos ejemplos de lapilli acrecional (Fig. 7), lo que es indicativo de la presencia de una importante cantidad de agua durante el proceso eruptivo.

3.2.- ENCLAVES

Aparecen dentro de las lavas y los diques, o como fragmentos dentro del depósito piroclástico; se trata de fragmentos de rocas de naturaleza variada. Se identifican enclaves de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, siendo estos dos últimos los más abundantes en afloramiento y también los de mayor interés.

. **Enclaves ígneos:** Presentan morfologías generalmente angulosas-subangulosas y tamaños variables (5,0 mm a 15,0 cm de dimensión mayor). Los enclaves estudiados corresponden a dos tipos principales de rocas:

. **Rocas porfídicas:** Suelen presentar una coloración rojiza, por lo que son fácilmente reconocibles en afloramiento; solo aparecen como fragmentos en el depósito piroclástico.

Al microscopio son variados pero en general presentan fenocristales de plagioclasa y biotita, o bien plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo. La matriz es microcristalina o felsítica, de carácter cuarzo-feldespático.

Son rocas similares a los diques de pórfidos granodioríticos descritos en el área por García-Belles (1998).

. **Rocas peridotíticas:** Este tipo de enclaves son reconocibles en afloramiento por presentar una coloración verdosa debido a la intensa alteración que presentan (Fig. 8). Aparecen como pequeños enclaves (<3,0 cm) en los diques o como enclaves de tamaño variado en el depósito piroclástico.



Fig. 8: Microfotografía de un ejemplo de enclave peridotítico alterado (muestra DEN-VS-1A). A la izda. nicoles paralelos y a la dcha. nicoles cruzados.

Al microscopio presentan una intensa alteración que afecta en mayor medida al olivino y ortopiroxeno (cloritización) y a la espinela (oxidación). El conjunto del enclave puede estar afectado en algunos casos por una intensa alteración (carbonatación y silicificación) que dificulta el reconocimiento de la mineralogía original.

. **Enclaves sedimentarios:** Este grupo es considerablemente variado en cuanto a tamaño y litología. Las morfologías varían de subangulosas a redondeadas. Los más pequeños, observables en lámina delgada, tienen tamaños de 4,0 mm de diámetro, en tanto que en afloramiento se reconocen algunos con un diámetro mayor a 35,0 cm. Al microscopio (Fig. 9) corresponden principalmente a:

- . Rocas carbonatadas, con grado de recristalización variable.
- . Rocas limolítico-areníticas de grano fino.
- . Rocas lutíticas ricas en materia orgánica, algunas de las cuales presentan una clara foliación y desarrollo cristalino, permitiendo establecer su carácter metamórfico.

Estas litologías son equivalentes a las unidades litológicas que forman parte de la serie paleozoica regional.

. Enclaves metamórficos: Presentan morfologías de subangulosas a redondeadas, y tamaños que varían entre 2,0 y 30,0 cm de diámetro mayor. Las muestras estudiadas al microscopio corresponden a rocas metamórficas félsicas de alto grado con texturas granoblásticas (Fig. 10).

La mineralogía principal la componen cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, con contactos intergranulares suturados o, en algunos casos, poligonales, junto con proporciones variables de granate, biotita y, ocasionalmente, pseudomorfos de cordierita. En algunas muestras, con ausencia de biotita, aparecen blastos de rutilo. Zircón, apatito y sillimanita se han observado como minerales accesorios u ocasionales.

Al igual que en el resto de los tipos litológicos la alteración que presentan estas rocas es intensa y afecta especialmente a algunos minerales, lo que impide reconstruir en algunos casos la asociación mineral original.

Este tipo de enclaves, dadas las texturas y asociaciones minerales que presentan, deben corresponder, en origen, a niveles profundos de la corteza pirenaica, metamorfozadas en facies de anfibolitas de alta temperatura o granulitas.

3.3.- MEGACRISTALES

Uno de los elementos más distintivos del afloramiento es la presencia de megacrístales de color negro, con morfologías redondeadas y tamaños variados, entre 2,0 y 120,0 mm de diámetro mayor. Al microscopio, se identifica que corresponden a clinopiroxeno monocristalino (Fig. 11) que ocasionalmente pueden presentar subgranulación y deformación mineral.

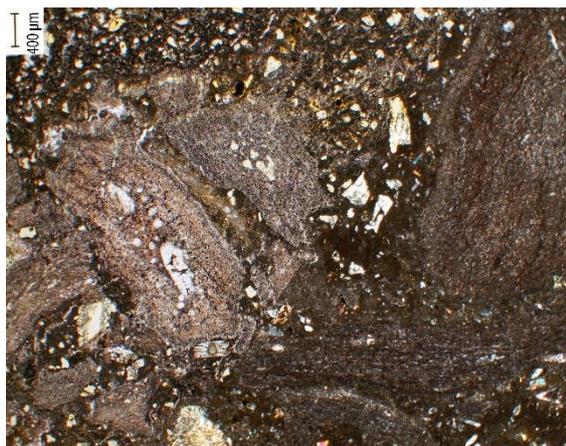


Fig. 9: Microfotografía de un ejemplo de enclave de pizarra dentro de una lava (muestra DEN-VS-7B). A la izda. nicoles paralelos y a la dcha. nicoles cruzados.

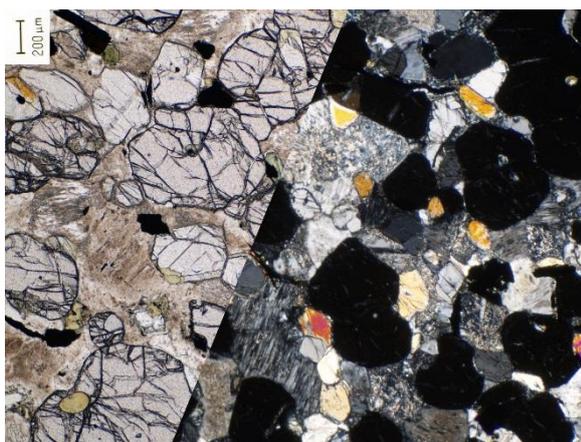


Fig. 10: Microfotografía de un ejemplo de enclave granulítico (muestra CG-13). A la izda. nicoles paralelos y a la dcha. nicoles cruzados.

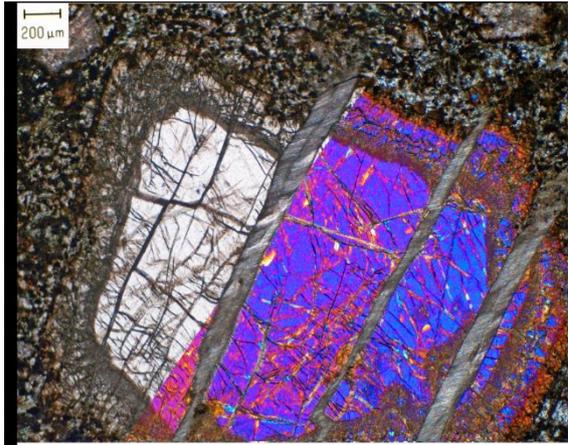


Fig. 11: Microfotografía de un megacrystal de clinopiroxeno fracturado (muestra DEN-VS-1B). A la izda. nicoles paralelos y a la dcha. nicoles cruzados.

En buena parte de los casos, especialmente cuando aparecen incluidos en los diques y también en los cristales de menor tamaño, presentan un borde de reacción milimétrico a submilimétrico, en el que se aprecia una zona de reabsorción, que deja una estructura esponjosa y, externamente, una zona de recrecimiento final.

Tanto el núcleo del megacrystal como el borde de reacción se presentan en continuidad óptica. Algunos de los megacrystals presentan pequeñas inclusiones alineadas, de sección circular o subelíptica de minerales opacos.

4.- GEOQUÍMICA

En este apartado se van a interpretar los resultados de los análisis químicos en roca total (lavas y diques) y en minerales, obteniendo así la clasificación geoquímica de las rocas estudiadas y su afinidad magmática, junto con otros datos que permitan inferir su origen y evolución.

4.1.- QUÍMICA EN ROCA TOTAL

Se ha estudiado la composición de roca total de muestras correspondientes a lavas y a diques (Galé, 1999; las composiciones utilizadas se indican en la tabla del Anexo I). Todas ellas son rocas básicas y, tanto los diques como las lavas, corresponden a basaltos y picrobasaltos según el diagrama TAS (Fig. 12A; LeBas *et al.*, 1986). Uno de los diques tiene un contenido un poco mayor en álcalis y se clasifica como tefrita-basanita.

Dado el elevado grado de alteración de las rocas (LOI: 5,2-14,8%), que dificulta la clasificación petrográfica de las rocas y el uso del diagrama TAS, se ha empleado el diagrama de clasificación de Winchester y Floyd (1977) basado en elementos más inmóviles frente a la alteración (Fig. 12B). Las lavas corresponden a basaltos alcalinos y los diques a basanitas-nefelinitas.

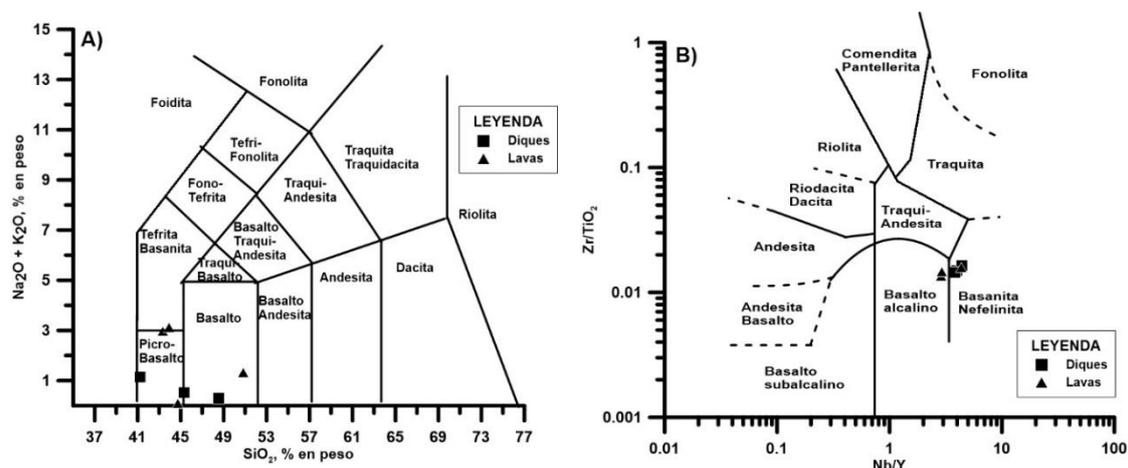


Fig. 12: A) Diagrama TAS de clasificación de las muestras estudiadas (LeBas *et al.*, 1986). B) Diagrama de clasificación basado en elementos incompatibles de Winchester y Floyd (1977).

Tanto el diagrama TAS como el de Winchester y Floyd indican que las rocas estudiadas tienen una afinidad magmática alcalina. Para confirmar esta conclusión se ha empleado la relación Ti-V de Shervais (1982; Fig. 13), que indica que las muestras de diques y lavas son similares en composición a los Basaltos de Isla Oceánica (OIB), que típicamente tienen una afinidad alcalina.

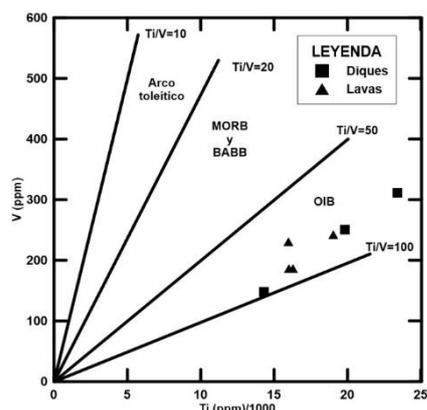


Fig. 13: Diagrama de discriminación geotectónica de basaltos de Shervais (1982).

Este carácter alcalino se muestra también en las pautas de elementos traza normalizadas frente al manto primitivo, con notable enriquecimiento en elementos incompatibles (Fig. 14). Las rocas estudiadas forman pautas paralelas que señalan su origen común a partir del mismo protolito. Las anomalías positivas en Zr y P, así como el elevado contenido en Nb y Ta son comunes en magmas alcalinos, apoyando así la afinidad obtenida en los diagramas anteriores. Destaca una fuerte anomalía negativa en K y Rb, así como otras menores en Sr y Ti. Estas anomalías sugieren que las muestras analizadas proceden de un manto enriquecido de tipo HIMU (Hofmann, 1997; Willbold y Stracke, 2006).

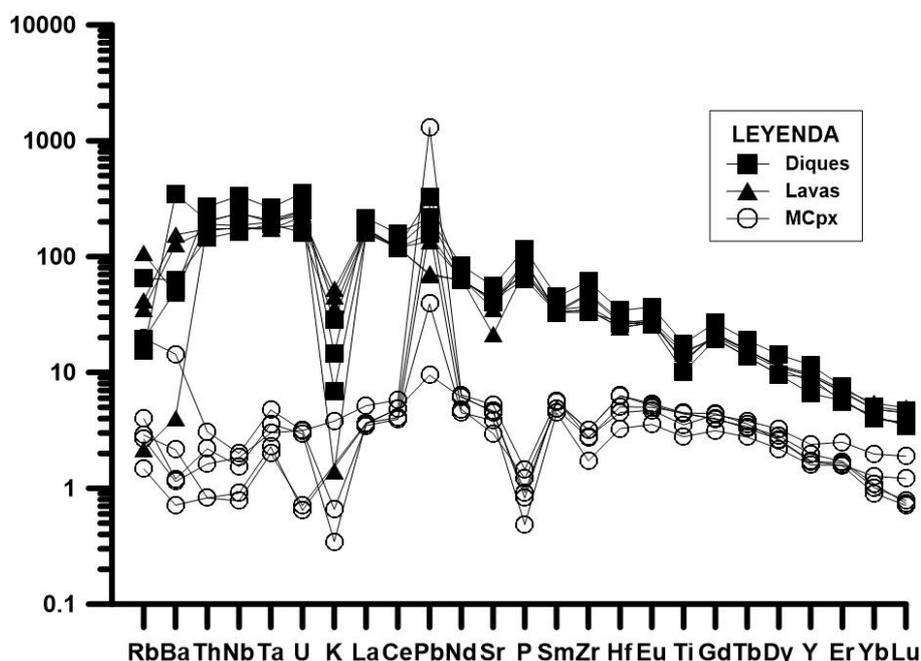


Fig. 14: Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizados frente al manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Resulta muy significativa la anomalía positiva en Pb, que no es común en magmas básicos ni en magmas derivados de una fuente tipo HIMU. En el diagrama se han introducido también las composiciones de megacrystalos de clinopiroxeno incluidos en las distintas litologías, que se caracterizan por una fuerte homogeneidad composicional, lo que sugiere su origen común, y por una anomalía positiva en Pb, muy destacada. Dado que son muy frecuentes en las lavas, los megacrystalos pueden ser los responsables del enriquecimiento relativo en Pb que muestran las rocas que los incluyen.

4.2.- QUÍMICA MINERAL

Tal como se ha indicado, las rocas ígneas estudiadas presentan una intensa alteración, de forma que la única fase mineral principal analizada es el piroxeno (clino- y ortopiroxeno). Se han estudiado tanto megacristales como microfenocristales en lavas y diques y cristales en los enclaves de peridotita. En el Anexo II se indican las composiciones seleccionadas y su fórmula estructural (base 6 oxígenos).

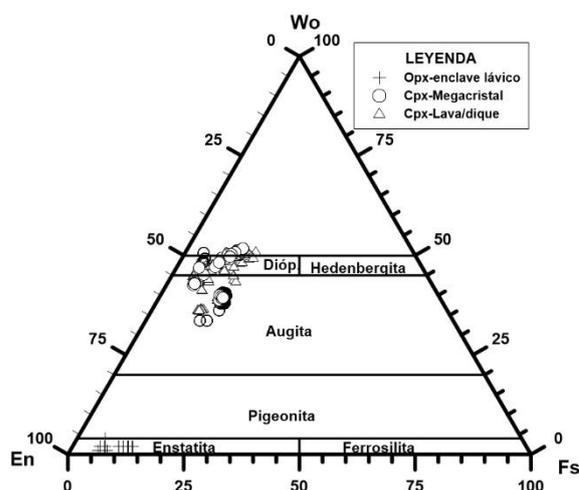


Fig. 15: Esquema de clasificación de piroxenos de Morimoto *et al.* (1988).

microfenocristales de las lavas y los diques muestran una pauta de enriquecimiento notable en Ti para valores muy similares de Ca+Na, lo que es propio de clinopiroxenos cristalizados en magmas alcalinos y coherente con la afinidad alcalina establecida mediante roca total. Los datos de los megacristales de clinopiroxeno analizados proceden tanto del núcleo como de los bordes de reacción de los mismos.

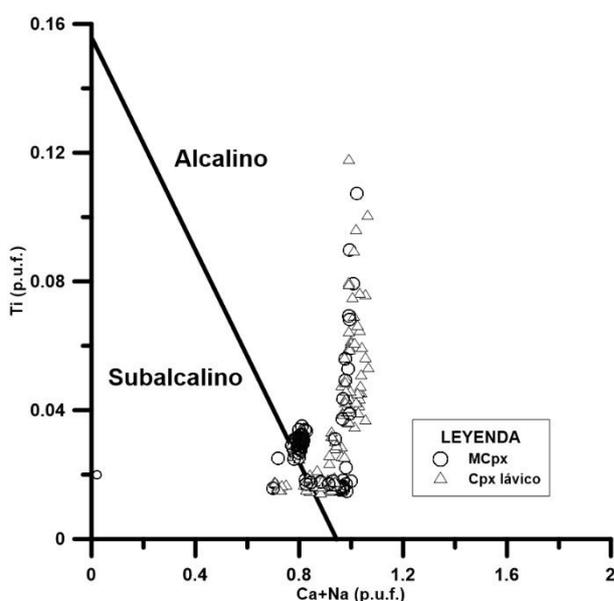


Fig. 16: Diagrama Ti vs Ca+Na (Leterrier *et al.* (1982) en los megacristales (MCpx) y microcristales de clinopiroxeno en lavas (Cpx lávico).

Los clinopiroxenos estudiados se clasifican como diópsidos y augitas en el esquema de Morimoto *et al.*, (1988; Fig. 15). En detalle, los clinopiroxenos de los diques y las lavas varían de $Wo_{45}En_{50}Fs_5$ a $Wo_{43}En_{42}Fs_{15}$. Por otra parte los ortopiroxenos de los enclaves de peridotita, analizados en lavas y diques, se clasifican como enstatitas ($Wo_2En_{92}Fs_6$ a $Wo_2En_{86}Fs_{12}$).

La afinidad magmática de los megacristales de clinopiroxeno analizados se ha discriminado mediante el diagrama Ti vs. Ca+Na (Leterrier *et al.*, 1982; Fig. 16). Los

Cabe resaltar la homogeneidad composicional de los megacristales de clinopiroxeno. Esta homogeneidad puede apreciarse tanto en la Fig. 15 (agrupados en torno a Fs_7) como en la Fig. 16, donde la mayor parte de las muestras se agrupa cerca del límite entre afinidad alcalina y subalcalina; y sugiere su origen a partir de un magma común o de composición y condiciones similares. El enriquecimiento en Ti de los bordes de los megacristales sugiere su cristalización en un magma alcalino, que puede ser el magma que los incluye.

Finalmente, para valorar las variaciones de composición en los megacristales, se han representado

perfiles centro-borde en tres megacrystalos de los que se disponía de análisis. (Fig. 17).

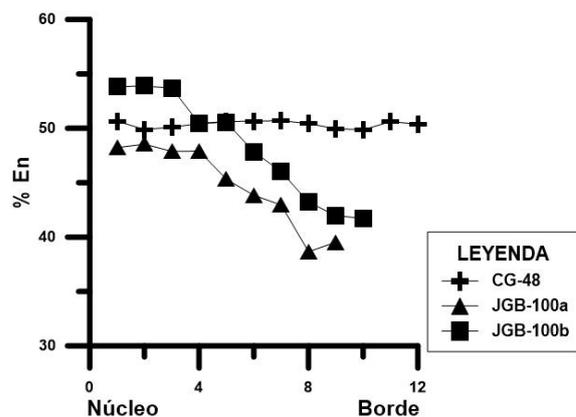


Fig. 17: Diagrama de variación de la molécula de enstatita en megacrystalos de clinopiroxeno.

Tal como se observa en las gráficas, los centros de los megacrystalos presentan una composición muy homogénea, entre 48 y 54% de enstatita, composición que se mantiene en el caso de la muestra CG-48 (cristal sin reborde de reacción). Las otras dos muestras presentan un descenso gradual del contenido en enstatita, hacia valores próximos a En_{40} , en el borde de reacción, donde alcanza composiciones similares a las de los piroxenos de la roca, lo que sugiere su recristalización en el magma que los transporta.

5.- INTERPRETACIÓN DEL PROCESO VOLCÁNICO

Como se ha ido comentando a lo largo del trabajo, el afloramiento estudiado está compuesto por materiales piroclásticos. Este hecho indica la naturaleza explosiva del proceso volcánico que originó este afloramiento.

El escaso tamaño del afloramiento podría dar lugar a interpretar que el proceso que lo generó fue de escasa entidad. Sin embargo, la presencia de megacrístales de clinopiroxeno, junto a la gran cantidad de enclaves de gran tamaño y diverso tipo, sugieren que el fenómeno eruptivo extrajo fragmentos de la corteza media y profunda, e incluso del manto superior, por lo que el proceso explosivo tuvo que tener una entidad importante y una elevada velocidad de ascenso del magma. Teniendo en cuenta lo anterior es razonable suponer que la mayor parte del depósito generado está oculto por las láminas de cabalgamientos de este sector.

La deformación longitudinal paralela al contacto observada en los materiales de la parte inferior del afloramiento es indicativa de un proceso muy energético y de un depósito en caliente de los piroclastos. Por otro lado, la presencia de lapilli acrecional en los piroclastos sugiere la presencia de agua durante el proceso. Ambos argumentos parecen indicar que el proceso eruptivo fue de características freatomagmáticas, lo que a su vez podría explicar la gran explosividad asociada al mismo.

Según las relaciones de corte observables en afloramiento, en el primer estadio del proceso eruptivo se generó el depósito de material piroclástico (volumen principal del afloramiento estudiado). Posteriormente se intruyeron los diques y, finalmente, todos los depósitos se vieron afectados por los cabalgamientos, ocultando parte del material piroclástico, deformando los diques y superponiendo el encajante a los depósitos piroclásticos.

El estudio petrológico revela que los piroclastos y lavas y los diques son similares desde el punto de vista petrográfico y composicional, lo que sugiere un origen común de los magmas desde un mismo reservorio mantélico (HIMU). A su vez, la homogeneidad composicional de los piroxenos (tanto los megacrístales como los fenocristales en los piroclastos y diques) y su similitud en términos de variación de elementos inmóviles (diagrama spider) indica un origen común con los depósitos piroclásticos, de igual forma que son los causantes de la gran anomalía positiva en Pb detectada.

En resumen, el proceso volcánico se generó dentro de un sistema volcánico de características explosivas y en presencia de agua. Este proceso precisó de una gran cantidad de energía, suficiente como para generar piroclastos de gran tamaño y para poder arrastrar enclaves desde los niveles inferiores de la corteza. Las dataciones publicadas (Ubide *et al.*, 2014) indican un intervalo temporal Triásico Superior-Jurásico Inferior, lo que sugiere que el sistema volcánico estuvo activo, de forma periódica, durante un largo intervalo temporal, siendo pluriepisódico.

6.- CONCLUSIONES

The studied outcrop is composed of pyroclastic rocks and dikes, emplaced over the Devonian series and overlapped by the same series by an alpine thrust.

Pyroclastic rocks and dikes are very rich in enclaves and clinopyroxene megacrysts.

The pyroclastic rocks correspond to lithic tuffs and agglomerated. The lava fragments and dikes are classified as alkali basalts and basanites, according to their geochemistry.

Both share a common mineral assemblage composed of olivine (altered), Ti-rich clinopyroxene, plagioclase and opaque minerals.

The igneous rocks are basic in nature and strongly altered. The geochemistry of these rocks suggest a common origin (HIMU-type mantle source) and alkaline affinity.

The clinopyroxene megacrysts, with very homogeneous cores, seem to be part of the same igneous system and recrystallized during the ascent of the magma, forming reaction rims.

Enclaves, varied in size and nature (igneous, sedimentary and metamorphic) represent crust and mantle fragments extracted by and the pyroclastic deposit seem to post-date the explosive process.

Finally, Alpine thrust-tectonics cut the deposit and deformed the host rocks and dikes.

7.- BIBLIOGRAFÍA

- Galé, C. (1999): *Materiales volcanoclásticos, diques y enclaves en el Alto Baliera (Huesca, España): Petrología, geoquímica y composición mineral*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 177 p.
- García Bellés, J. (1998): *Petrología y geoquímica de diques y sills en el borde sur del Complejo Plutónico de la Maladeta (Zona Axial Pirenaica). Provincias de Huesca y Lérida*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 143 pp.
- García-López, S., García-Sansegundo, J. y Arbizu, A. (1990): Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera (Zona axial, Pirineos centrales españoles). *Geogaceta*, 7, pp. 33-35.
- García Sansegundo, J. (1990): *Estratigrafía y estructura de la zona axial pirenaica en la transversal del valle de Arán y de la Alta Ribagorça*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 290 p.
- Hofmann, A.W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.
- LeBas M.J. LeMaitre R.W., Streckeisen A. y Zanettin B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. y Marchal, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of palaeo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Mey, P.H.W. (1967): The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys. *Leidse geologische mededelingen*, 41:153-220.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1998): Nomenclature of Pyroxenes. *Bull. Mineral*, 111, pp. 535-550.
- Shervais, J.W. (1982): Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, pp.101-118.
- Ubide, T., Wijbrans J. R., Galé C., Arranz E., Lago M., and Larrea, P. (2014): Age of the Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia: Implications for the Alpine cycle in the Pyrenees. *Tectonics*, 33, 1444–1460, doi:10.1002/2013TC003511.
- Willbold, M. y Stracke, A. (2006): Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q04004, doi:10.1029/2005GC001005.
- Winchester, M.A. y Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, pp. 325-343.

Petrología y mineralogía de los materiales volcánoclasticos y enclaves de Denuy (valle de Castanesa, Huesca).
Trabajo Fin de Grado en Geología. Universidad de Zaragoza.

Zwart, H.J. (1979): The geology of the central Pyrenees. *Leidse geologische mededelingen*, 1: 1-74.

ANEXOS

ANEXO I: Composición geoquímica de roca total.

	CG-54b	CG-53	CG-38	CG-52	CG-48	CG-47	CG-43
SiO₂	45,05	41,37	35,10	46,80	40,71	41,45	40,84
TiO₂	3,07	3,56	2,03	2,92	2,55	2,52	2,43
Al₂O₃	8,80	11,75	7,33	9,88	10,35	10,52	10,49
Fe₂O₃	17,50	15,15	13,02	13,75	15,01	14,77	16,85
MnO	0,04	0,05	0,19	0,04	0,21	0,21	0,09
MgO	13,45	13,10	14,46	11,40	11,20	10,91	15,09
CaO	2,70	3,40	10,77	4,15	9,62	9,57	3,84
Na₂O	0,08	0,06	0,15	0,19	1,28	1,64	0,04
K₂O	0,20	0,42	0,82	1,03	1,52	1,31	0,04
P₂O₅	1,88	2,40	1,32	1,90	1,48	1,50	1,58
L.O.I.	6,43	7,91	14,80	6,98	5,15	4,93	7,93
mg	0,64	0,66	0,72	0,65	0,63	0,63	0,67
TOTAL	99,20	99,17	99,99	99,04	99,08	99,33	99,22
Li	139,66	258,21	60,87	74,63	104,07	98,97	257,00
Rb	9,30	11,60	39,10	63,80	25,00	21,20	1,30
Cs	3,98	4,30	5,16	5,00	4,71	4,37	2,49
Be	3,52	7,93	3,20	3,82	3,91	4,08	4,44
Sr	807,30	1105,00	846,10	699,40	847,30	868,80	422,30
Ba	2300,10	335,50	413,10	313,80	1020,50	835,70	26,70
Sc	16,02	17,51	13,67	12,80	15,65	16,24	22,99
V	250,70	311,10	147,89	241,90	186,00	186,40	230,90
Cr	726,90	960,70	516,70	851,00	248,00	260,40	542,00
Co	78,70	94,50	55,90	72,20	34,20	32,60	56,70
Ni	579,40	663,70	546,50	573,80	251,50	256,60	476,10
Cu	44,10	54,20	31,70	42,00	58,60	60,70	31,60
Zn	1026,60	723,50	98,80	163,20	128,50	125,90	531,50
Ga	17,70	21,68	17,27	17,82	19,84	19,52	20,46
Y	39,20	49,80	28,36	36,00	40,40	40,40	41,80
Nb	154,80	220,30	108,60	156,20	114,90	116,60	122,10
Ta	7,68	9,76	7,03	7,37	6,37	6,53	7,37
Zr	493,10	639,60	346,20	504,70	364,80	361,40	390,80
Hf	7,60	9,69	7,70	8,00	6,95	6,92	7,30
Mo	9,78	11,91	10,00	10,14	3,42	3,23	3,90
Sn	4,42	7,59	5,00	4,94	4,87	5,04	4,24
Tl	0,05	0,07	0,43	0,46	0,12	0,12	0,02
Pb	49,00	32,50	23,62	31,90	10,40	10,70	20,20
U	5,10	7,20	3,29	5,00	4,50	3,80	4,70
Th	16,20	21,40	11,50	15,90	13,80	13,40	15,10

ANEXO II: Composición de geoquímica mineral

Anexo II.I: Ortopiroxeno.

	CG-38 C2					JGB-96B				
SiO₂	50,76	50,21	50,35	49,86	49,62	55,49	55,93	55,72	55,61	55,53
TiO₂	0,15	0,12	0,14	0,13	0,13	0,09	0,14	0,11	0,16	0,19
Al₂O₃	5,94	6,00	6,03	5,98	5,91	4,75	4,67	4,79	4,52	4,73
Cr₂O₃	0,55	0,48	0,46	0,72	0,65	0,56	0,57	0,43	0,46	0,47
FeOt	7,47	7,12	7,60	7,81	7,39	6,50	6,73	6,35	6,35	6,54
MnO	0,12	0,13	0,07	0,08	0,16	0,12	0,08	0,14	0,27	0,16
MgO	31,97	32,08	32,13	32,03	32,22	32,17	32,44	32,04	32,37	32,57
CaO	0,76	0,74	0,74	0,73	0,77	0,94	0,86	0,98	0,85	0,87
Na₂O	0,08	0,11	0,07	0,09	0,11	0,19	0,14	0,18	0,19	0,14
K₂O	0,02	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
	FÓRMULA ESTRUCTURAL (6 OXÍGENOS)									
Si	1,76	1,74	1,74	1,73	1,72	1,90	1,91	1,91	1,91	1,91
Al^{IV}	0,24	0,24	0,25	0,24	0,24	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09
Suma T:	2,00	1,98	1,99	1,97	1,96	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,09	0,10	0,09	1,91
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Fe³⁺	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,65	1,65	1,66	1,65	1,66	1,65	1,65	1,64	1,66	0,19
Fe²⁺	0,13	0,11	0,12	0,12	0,11	0,19	0,19	0,18	0,18	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,65
Ca	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Suma M:	1,91	1,90	1,92	1,92	1,92	1,98	1,98	1,98	1,98	3,89
Total	3,91	3,89	3,90	3,89	3,88	3,98	3,98	3,98	3,98	5,89
Wo (~)	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1
En (~)	91	92	92	92	92	88	88	88	89	99
Fs (~)	7	6	7	7	6	10	10	10	10	0
mg	0,93	0,94	0,93	0,93	0,94	0,90	0,90	0,90	0,90	1,00

Anexo II.II: Megacristales de clinopiroxeno.

	CG-48		CG-38B		CG-38 C2		CG-23		CG-19	
SiO₂	51,64	44,36	49,54	45,87	46,29	49,81	51,99	51,07	48,14	47,95
TiO₂	0,61	3,73	0,64	3,13	0,59	0,57	1,05	1,08	1,08	1,06
Al₂O₃	3,99	7,29	4,39	6,10	7,13	7,36	7,40	7,55	7,47	7,31
Cr₂O₃	0,76	0,02	0,71	0,06	0,79	0,94	0,03	0,00	0,00	0,04
FeOt	2,86	6,98	2,71	7,03	10,23	5,07	6,78	7,34	7,98	8,48
MnO	0,04	0,04	0,05	0,08	0,02	0,23	0,14	0,20	0,05	0,21
MgO	15,94	12,03	15,51	12,54	15,02	14,39	14,21	14,33	15,18	15,48
CaO	21,53	23,77	24,07	23,28	21,44	21,16	16,73	16,80	17,46	17,41
Na₂O	0,85	0,68	0,49	0,61	1,71	1,80	1,93	1,91	1,55	1,48
K₂O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01
Si	1,91	1,67	1,84	1,73	1,68	1,79	1,88	1,85	1,77	1,76
FÓRMULA ESTRUCTURAL (6 OXÍGENOS)										
Al^{IV}	0,09	0,32	0,16	0,27	0,30	0,21	0,12	0,15	0,23	0,24
Suma T:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al^{VI}	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,11	0,20	0,18	0,09	0,07
Ti	0,02	0,11	0,02	0,09	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe³⁺	0,02	0,17	0,08	0,13	0,02	0,00	0,00	0,00	0,19	0,22
Mg	0,86	0,67	0,01	0,00	0,70	0,71	0,77	0,75	0,69	0,68
Fe²⁺	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,85	0,96	0,96	0,94	0,83	0,82	0,65	0,65	0,69	0,68
Na	0,06	0,05	0,03	0,04	0,12	0,13	0,14	0,13	0,11	0,11
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma M:	1,00	1,01	1,01	1,00	1,06	1,02	1,00	1,00	1,00	1,00
Total	4,00	4,00	4,01	4,00	4,06	4,02	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo (~)	47	52	51	50	43	47	40	39	39	38
En (~)	48	36	45	38	42	45	47	47	47	47
Fs (~)	5	12	4	12	15	8	13	14	14	15
mg	90,74	75,32	91,72	75,87	74,30	84,21	78,54	77,22	77,12	76,05

Anexo II.III: Clinopiroxeno en lavas y diques.

	CG-38 C1b3		CG-48		CG-46		CG-23		CG-38 C1b1	
SiO₂	52,91	52,43	51,34	51,86	47,56	46,31	51,27	51,32	46,79	49,81
TiO₂	0,60	0,58	0,67	0,65	1,50	1,63	1,07	1,02	0,61	0,57
Al₂O₃	7,34	7,18	7,20	7,36	3,01	3,39	7,66	7,67	6,91	7,36
Cr₂O₃	0,94	0,64	1,03	0,88	0,38	0,23	0,03	0,00	0,84	0,94
FeOt	2,73	2,96	3,68	3,36	7,49	9,41	7,11	7,31	9,00	5,07
MnO	0,09	0,01	0,08	0,13	0,01	0,18	0,19	0,04	0,07	0,23
MgO	14,71	14,80	15,82	15,79	14,48	14,07	14,73	14,29	14,48	14,39
CaO	20,75	20,93	18,71	18,70	24,67	24,50	16,52	16,50	21,47	21,16
Na₂O	1,88	1,82	1,68	1,69	0,38	0,43	1,85	1,90	1,77	1,80
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
	FÓRMULA ESTRUCTURAL (6 OXÍGENOS)									
Si	1,87	1,87	1,85	1,86	1,78	1,74	1,86	1,87	1,71	1,79
Al^{IV}	0,13	0,13	0,15	0,14	0,13	0,15	0,14	0,13	0,29	0,21
Suma T:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al^{VI}	0,18	0,17	0,15	0,17	0,00	0,00	0,18	0,20	0,01	0,11
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02
Fe³⁺	0,02	0,04	0,05	0,03	0,13	0,16	0,03	0,02	0,25	0,14
Mg	0,76	0,76	0,75	0,76	0,81	0,79	0,75	0,76	0,71	0,71
Fe²⁺	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,18	0,21	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,79	0,80	0,72	0,72	0,99	0,99	0,64	0,64	0,84	0,82
Na	0,13	0,13	0,12	0,12	0,03	0,03	0,13	0,13	0,13	0,13
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma M:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,02	1,02	1,00	1,00	1,05	1,02
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,02	4,00	4,00	4,05	4,02
Wo (~)	48	48	43	43	49	48	39	39	45	47
En(~)	47	47	50	51	40	39	48	47	42	45
Fs (~)	5	5	7	6	11	13	13	14	13	8
mg	90,29	89,88	88,24	88,97	79,18	74,29	78,25	77,60	75,90	84,21