

Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Grèixer (Pirineo catalán)

por E. PUGA* y J.M. FONTBOTÉ**

* Departamento de Investigaciones Geológicas de Granada, C.S.I.C. y Departamento de Petrología de la Universidad de Granada.

** Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Gran Via, 585, Barcelona-7.

ABSTRACT

A large body of volcanic rocks of Permian age cropping out along the southern border of the Pyrenean Axial Zone near Grèixer has been surveyed. Microscopical study, chemical analyses and field data supply further results on datation of these rocks, their genesis and their relationships to regional geological frame and evolution. The very significant participation of ignimbrites in the surveyed volcanic material is underlined. Conspicuous peralkaline composition of most rocks is emphasized, and the hypotheses for explaining this characteristic are discussed.

RESUMEN

Se presenta un estudio sobre las rocas volcánicas de edad pérmica que afloran extensamente cerca de Grèixer, a lo largo del borde de la Zona Axial pirenaica. El estudio al microscopio y los análisis químicos de las muestras recogidas, junto con los datos de campo, han proporcionado nuevos resultados sobre la datación y génesis de estas rocas, y sobre sus relaciones en el marco geológico regional y su evolución. Se pone de relieve la muy notable proporción de las ignimbritas en el material volcánico objeto de este estudio. Igualmente, la predominante composición peralcalina de este material. Las hipótesis que pueden explicar tal composición son discutidas.

INTRODUCCIÓN

La existencia de un importante afloramiento de rocas volcánicas ácidas en los alrededores de Grèixer (Berguedà, cuenca alta del Llobregat, Pirineo catalán) es conocida desde hace largo tiempo. Prescindiendo de algunas citas poco precisas en trabajos anteriores (Dalloni, 1930; etc), es San Miguel de la Cámara (1935) el primer autor que da de estas rocas una descripción basada en el estudio de láminas delgadas, y se ocupa de sus relaciones con los terrenos representados en aquel sector. Según este autor, se trata esencialmente de riolitas, cuya edad queda comprendida entre el Pérmico superior y el Eoceno; en otro trabajo posterior (San Miguel de la Cámara, 1950) señala la presencia de cineritas e ignimbritas, así como la existencia de pliegues, que atribuye a causas tectónicas.

Nuestros estudios sobre el terreno, más los de las láminas delgadas y análisis químicos de las muestras recogidas, nos han suministrado nuevos resultados que permiten mayores precisiones, tanto sobre la naturaleza de las rocas, como sobre su edad y sus relaciones con otras manifestaciones volcánicas de áreas próximas.

Nos complace expresar nuestro agradecimiento al Profesor P. Bordet (Inst. «Albert de Lapparent», París) por los muy útiles comentarios y sugerencias que amablemente nos

ha comunicado, y a D. José Gisbert (Sección de Geología, Universidad de Zaragoza) por los valiosos datos que nos ha facilitado sobre el área que estudia en el Urgellet, los cuales nos han permitido interesantes comparaciones. Igualmente agradecemos al Dr. R. L. Torres-Roldán el cuidado puesto en la realización de los análisis químicos.

DATOS GEOLÓGICOS*

En el afloramiento las rocas objeto de este artículo forman una banda continua de 5 km de largo y una potencia máxima de 400 m (fig. 1). Constituyen un cuerpo planar que presenta una estratificación muy perfecta en unos puntos, no tanto en otros. El buzamiento puede variar entre unos 40° y unos 70° (predominan los valores próximos a 45° - 50°) hacia el S 10° W. Este cuerpo está situado junto al borde S de la zona axial pirenaica en el sector de Grèixer, y forma parte de la base de la cobertera postherciniana.

Al muro del cuerpo rocoso en cuestión se hallan los materiales pelíticoarenosos, con conglomerados de cantos de hasta unos centímetros en algún punto, característicos de la formación Bellver (Harteveld, 1970), que comprende el Dinantiense y parte del Carbonífero superior. Como en todos sus afloramientos, los materiales de esta formación están intensamente afectados por la orogénesis herciniana. La superficie del contacto aparece bastante lisa y es muy aproximadamente paralela a la estratificación visible en el cuerpo volcánico, mientras que corta en manifiesta discordancia los estratos de la formación Bellver. Muy localmente, entre estos últimos materiales y los volcánicos pueden verse pequeñas intercalaciones de pelitas rojizas. Al W del sector del Grèixer, al muro de las rocas volcánicas que continúan las de dicho sector, se pueden encontrar otras formaciones del Paleozoico prehercínico más antiguas que la formación Bellver. Puede pues decirse que en general, las rocas volcánicas, directamente o con intercalación de la «serie gris», «transgreden» ampliamente el zócalo herciniano, después de una etapa erosiva muy importante y posterior a la orogénesis.

* En este capítulo sólo tratamos de las características geológicas regionales y locales que tienen una relación o un interés más directo para el tema del artículo. Para una información más amplia pueden consultarse especialmente los trabajos de Boissevain (1934), Fontboté (1949) Nagtegaal (1969), Harteveld (1970), Solé Sugrañés (1971), Gisbert (in litt.).

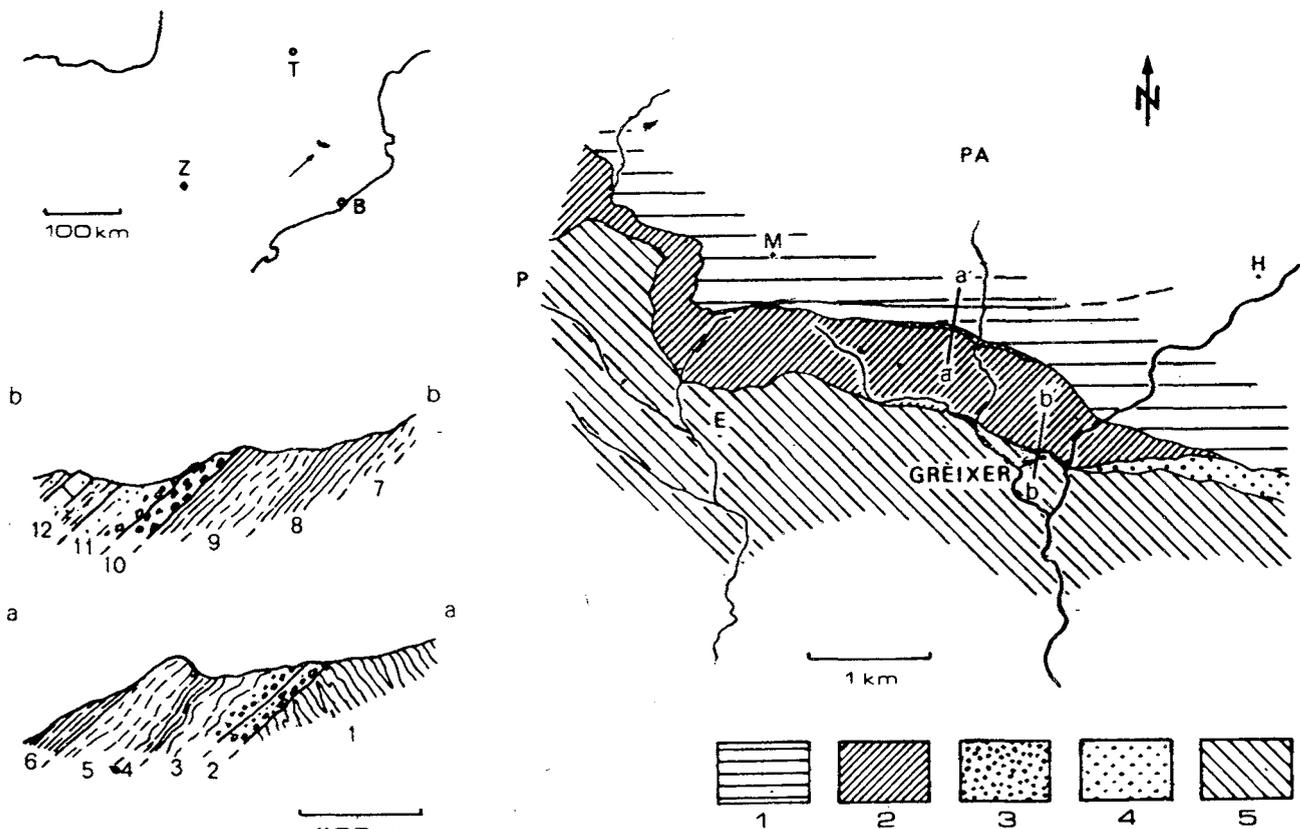


Fig. 1. Situación del área objeto de estudio, y esquema y cortes geológicos. En el gráfico de situación: B, Barcelona; T, Toulouse; Z, Zaragoza, la manchita negra señalada con la flecha muestra la situación de dicha área.

Esquema geológico: 1, Paleozoico indiferenciado afectado por la estructura de plegamiento herciniana; 2, Rocas ígneas objeto del presente artículo; 3, «Serie gris», atribuible al Autuniense o quizá de edad algo más antigua, netamente discordante con el Paleozoico 1; 4, Autuniense, serie roja; 5, Cretácico superior (al E de Gréixer, la misma trama puede comprender el Triásico). Referencias topográficas: E, Mas Escriu; H, Mas Hospitalet; M, Pico del Moixaró; P, Coll de Pendís; PA, Penyes Altes. Se indica la situación de los cortes a-a' y b-b'.

Cortes geológicos: 1, Formación Bellver (Carbonífero); 2, «Serie gris» (ver leyenda del esquema); 3, Brechas basales, con fragmentos de pomez abundantes e ignimbrita verdosa; 4, ignimbritas y cineritas verdes con pliegues de deslizamiento; 5, ignimbrita morada, brechificada en la base; 6, ignimbrita morada bien bandeada; 7, ignimbrita morada con diversas texturas, y cineritas; 8, ignimbritas y cineritas verdosas; 9, ignimbrita y cinerita morada; 10, brecha de pomez superior; 11, brecha poligénica, con clastos volcánicos y de otra naturaleza, y capas peliticoarenosas rojas, atribuibles al Cretáceo superior; 12, calizas, y margas arenosas, con faunas marinas típicas del Cretácico superior.

Al techo del cuerpo volcánico se hallan conglomerados, areniscas, pelitas y calizas de la formación Bona (Hartvelt, 1970; Solé Sugañés, 1971), del Cretáceo superior. Se exceptúa la parte oriental del afloramiento volcánico (alrededores de Can Millarès), donde se observa que los estratos del Permo-Triás transgreden sobre el material volcánico.

Una falla de dirección aproximada NNE-SSW, que pasa 1 km al E del Coll de Pendís, limita por el W la banda volcánica del sector de Gréixer. Al N del Coll de Pendís, el antiguo camino de Bagà a Bellver muestra un corte completo de su continuación occidental. Según la horizontal ésta muestra una separación de unos 300 m hacia el N por efecto de dicha falla.

Desde este corte hasta el valle del Segre las rocas de la misma banda afloran a lo largo de más de 40 km, buena parte de los cuales transcurren al pie de los escarpes de los estratos cretáceos y eocenos de la vertiente septentrional de la Sierra del Cadí.

En el presente artículo nos ocupamos sólo del afloramiento situado en el sector de Gréixer, es decir al E del Coll de Pendís. Sobre la continuación occidental de las rocas volcánicas en cuestión, contienen datos de interés los trabajos de Boissevain (1934), Morre y Thiébaud (1964, 1966), y Gisbert (in litt.). Por lo demás, nuestros reconocimientos en esta continuación occidental nos permiten prever que bastantes de los resultados del presente trabajo son extrapolables a la misma.

Antes de pasar a los aspectos petrológicos y vulcanológi-

cos que son el objetivo principal de este artículo, trataremos brevemente de precisar mejor la datación de las rocas en cuestión. Nos basamos en los datos de observación sobre el terreno, a falta de dataciones radiométricas que hasta ahora no ha sido posible conseguir.

Como ya se ha indicado, las capas más bajas del Cretáceo superior contienen cantos de rocas volcánicas. Estos también se hallan en el Permo-Triás, allí donde, como al E de Gréixer, recubre transgresivamente a dicho material. La comparación de este Permo-Triás, con los materiales idénticos que afloran más al W en el valle del Segre y al S de la Seu d'Urgell, mejor datados (Hartvelt, 1970; Nagtegaal, 1969; Sopena et al., 1977; Gisbert, in litt.), permite asegurar que se trata del Pérmico, con toda probabilidad del Autuniense. Los datos de observación en el sector de Gréixer indican sólo que las vulcanitas pueden tener una edad anterior o contemporánea de este Pérmico, y también, que, en cualquier caso, su depósito es posterior a la génesis de la estructura de plegamiento herciniana, a una importante etapa erosiva que afecta ya a ésta, y al depósito, en varios sectores, por lo menos de una parte de la «serie gris» de edad estefaniense y/o pérmica inferior.

Más al W, como Gisbert (1980) ha mostrado hemos podido comprobar, la continuación de las manifestaciones volcánicas en cuestión se intercala en la parte alta de la denominada por este autor «serie gris», la cual tiene una edad estefaniense - pérmica inferior (Autuniense). Ahora bien, la presencia, aunque muy escasa y discontinua sería de pelitas

rojas en la base del material volcánico de Gréixer hace plausible una edad únicamente autuniense para este material. En efecto, dichas pelitas son idénticas a las de esta edad que afloran en localidades próximas. Al E de Gréixer, se hallan afloramientos de rocas volcánicas comparables, debajo y/o intercaladas entre los estratos atribuibles al Autuniense. Son bastante notables por ejemplo, cerca de Castellar de n'Hug, Surroca, Camprodón, y al S de Darnius. Aunque no han sido objeto de estudios detallados, se encuentran algunas referencias en la literatura geológica regional existente (Dalloni, 1930; Ashauer, 1933; Fontboté, 1949; etc.). Como es sabido (Hartvelt, 1970; etc.) las mismas edades estefaniense y/o pérmica tienen otras numerosas e importantes manifestaciones volcánicas semejantes en el Pirineo, y son contemporáneas de una no menos importante actividad tectónica caracterizada por el desarrollo de fallas de rumbo, y por la génesis subsecuente de fosas tectónicas (Fontboté y Guitard, 1958; Soula et al. 1979; Gisbert in litt., etc.).

De esta manera las vulcanitas de Gréixer constituyen un ejemplo de unos acontecimientos magmáticos de importancia ampliamente regional en el Pirineo. Los cuales, a su vez, son contemporáneos de los que con la misma naturaleza y características se desarrollan en otras numerosas áreas del ámbito del orógeno herciniano (Falke, 1972; Sopeña et al., 1977; etc.).

PETROGRAFÍA

Consideración preliminar

El cuerpo de rocas volcánicas que es objeto de este artículo presenta, como ya se indicó al principio una estructura estratificada. Esta estratificación viene definida en primer lugar por la superposición de unidades de características petrográficas diferentes. A su vez, dentro de la mayoría estas unidades la estratificación suele ser también bastante manifiesta, debida a las características texturales y estructurales a escala del centímetro, o incluso inferior en algún caso. Hay que resaltar la extrema escasez de intercalaciones de pelitas u otras rocas sedimentarias, así como de indicios claros de meteorización y de erosión al techo de las unidades en cuestión. Parece por tanto plausible admitir que los materiales volcánicos del sector de Gréixer se acumularon con notable rapidez y que las interrupciones de este proceso debieron ser relativamente breves.

La existencia de variaciones laterales en las distintas unidades hace ilusorio el dar un corte completo que sea válido para todo el conjunto. Si, en cambio, es bastante general la existencia de una sucesión-tipo con polaridad vertical, cada una de las cuales debe corresponder a un acontecimiento determinado de la actividad volcánica. Con las reservas del caso, pues sería preciso conocer mejor la situación relativa de cada corte parcial en los aparatos volcánicos, y otros datos más, se puede decir que esta sucesión queda definida así de muro a techo: a) brecha de pómez, b) ignimbrita, c) cineritas finamente estratificadas. Las potencias de cada uno de estos tramos varía bastante, pero puede estimarse que en general el tramo a) no suele rebasar 5 m y queda en muchos puntos bastante por debajo de este grosor; el b) suele ser el mejor desarrollado y puede alcanzar hasta 7-8 m; y el c) suele tener potencia intermedia entre las de los dos anteriores. En ciertos puntos se hallan intercalados materiales aparte de los de las

tres categorías acabadas de definir, tales como coladas de bloques, coladas silicificadas, etc. En cualquier caso, estimamos un estudio vulcanológico más detallado de los procesos eruptivos y subsecuentes que han originado esta diferenciación de tipos estructurales requeriría ser abordado en una extensión mucho mayor de las manifestaciones volcánicas de las que el sector de Gréixer no es más que una parte cuyo valor representativo puede ser insuficiente para estos objetivos.

Descripción de los principales tipos y variedades petrográficas: Brecha de pómez basal

Este nivel está formado por fragmentos de pómez, de longitud generalmente inferior a 1 cm, subangulosos, diversamente orientados, dentro de una matriz escasa. Esta tiene la misma composición, que los fragmentos, y está ligeramente menos recrystalizada.

Tanto en los trozos de pómez como en la matriz pueden apreciarse formas correspondientes a antiguas espículas vítreas muy deformadas y recrystalizadas. A pesar del grado de soldadura muy avanzado, se puede apreciar la forma tricúspide de algunas espículas y su recrystalización axiolítica. La longitud de estas primitivas vesículas aplastadas varía entre 10 y 500 m aunque en la mayoría de ellas queda comprendida entre 100 y 200 m. Los fenocristales son muy escasos en este nivel, están fragmentados y corroidos por la matriz y su tamaño es inferior a 2 mm. Pueden ser de cuarzo, de feldespatos alcalinos, y de mica blanca. Estas brechas contienen también escasos enclaves redondeados, cuarzo-feldespáticos, de tamaño inferior a 1 mm.

La composición modal media de las tres muestras analizadas de este nivel es la siguiente:

Trozos de pómez soldada: 87 %

Fenocristales 6,8 %. Formados por 2,7 % de FdNa-K, 2,4 % de Q, 1,4 % Plg y 0,3 % de Ms.

Vesículas secundarias rellenas de cuarzo: 5,5 %

Enclaves de roca: 0,7 %

Las vesículas secundarias son más abundantes en este nivel que en los suprayacentes. Su tamaño puede alcanzar hasta 1,5 mm, aunque en su mayoría varían entre 0,1 y 0,5 mm. En principio se rellenaron de sílice criptocristalina que posteriormente recrystalizó en su mayor parte, dando cuarzo, después de sufrir la roca una fisuración perlítica. La fragmentación de la pómez soldada para constituir la brecha actual fue también posterior al desarrollo de las fisuras perlíticas, aunque la roca debía estar aun caliente como lo prueban su coherencia y los contactos difusos de algunos cantos de pómez entre ellos, o con la matriz.

Como minerales secundarios se ha desarrollado caolinita, a partir de los fenocristales de feldespato y de la matriz; y clorita de grano muy fino.

Ignimbrita morada

La característica más notable, tanto de este nivel como del siguiente, es un bandeado milimétrico que corresponde al desarrollo de una textura de flujo propia de las reoignimbritas (Rittmann, 1963), al que se superpone una disyunción laminar en losas de varios centímetros. La parte baja de este nivel (unos 8 m de potencia) es más compacta que el resto, y al microscopio se presenta brechificada; por encima, a la

disyunción laminar se superpone otra disyunción en columnas, de sección predominantemente pentagonales, cuyo diámetro varía entre 20 y 40 centímetros.

Al microscopio las rocas de este nivel se presentan bastante recrystalizadas, con desarrollo abundante de fases de origen hidrotermal así como de esferulitos cuarzo-feldespatícos que enmascaran localmente el bandeado. No obstante, la alternancia de bandas milimétricas de tonalidades diferentes es la característica textural más notable de estas rocas. Estas bandas, que tienen gran continuidad, se adaptan alrededor de los fenocristales y aparecen flexionadas en su contacto, lo que evidencia movimientos diferenciales de la matriz en un estado de alta plasticidad de la matriz. Dentro de algunas bandas se pueden observar todavía trozos de espículas muy aplastadas, con el eje de mayor alargamiento paralelo contenido en las superficies de flujo. Es frecuente la recrystalización axiolítica a partir de estas superficies. El análisis modal medio de las dos muestras analizadas revela la siguiente composición: Matriz bandeada y recrystalizada 89 % Fenocristales 11 %; (6,2 %, Q, 2,9 % feldespato caolinizado y seritizado, 1,2 % moscovita, y 0,7 % mena metálica).

La moscovita se presenta en cristales muy alargados salpicados de mena metálica. Generalmente su longitud es menor que 1 mm. Esta moscovita parece ser el resultado de transformación de una biotita preexistente.

El estudio detallado de las características texturales y estructurales a pequeña escala indica que después del cese del flujo que desarrolla las texturas bandeadas, se han originado fisuras perlíticas muy abundantes, y posteriormente recrystaliza la matriz aprovechando en parte, como superficies de nucleación, tales fisuras de retracción. El desarrollo de los esferulitos cuarzo-feldespatícos sigue también a la perlitización. Hay después un relleno de fisuras por cuarzo y por feldespatos, y por último se originan caolinita, sericita y clorita, tanto a partir de los fenocristales de feldespato como de la matriz.

En la parte alta de este nivel se encuentran intercalados con la ignimbrita algunos lentejones y lechos milimétricos de cinerita.

Ignimbrita verde

Este nivel está constituido por rocas muy parecidas por su textura y su composición mineralógica, a las del nivel precedente, si bien son de diferente color. La razón de fenocristales matriz es ligeramente mayor, y los primeros están mejor conservados que en las ignimbritas moradas, lo que ha permitido la determinación de los feldespatos por medios ópticos. La plagioclasa es una albita con porcentaje de anortita variable entre 5 y 7, y presenta maclas múltiples según las leyes de albita, periclina y Manébach. El feldespato sodopotásico está en parte desperitizado y conserva menos de 20 % de albita en solución sólida en la matriz; otros cristales son criptopertíticos y contienen aproximadamente 50 % de albita.

La composición modal media de las tres muestras analizadas es la siguiente: Matriz bandeada y recrystalizada 82 %; Fenocristales 18 %; de los que correspondiendo 6 % a cuarzo, y 5,8 % a plagioclasa, 4,7 a feldespato sodopotásico, y 1,5 a moscovita.

Algunos cristales de moscovita de hasta 1 mm, en algunos casos recrecidos sobre feldespato potásico, parecen primarios.

La mena metálica es muy escasa, a diferencia de que ocurre en el nivel infrayacente; se encuentra en pequeños cristales diseminados sobre la moscovita, y también como producto de alteración de los feldespatos.

Las rocas de este nivel muestran los efectos de los mismos procesos descritos en la ignimbrita infrayacente: soldadura de espículas, bandeado por flujo, perlitización, recrystalización y desarrollo, aunque menos abundante, de fases hidrotermales.

Cineritas

En varios de los cortes visitados encima de la ignimbrita verde puede encontrarse otro nivel compuesto por una roca de grano fino, no discernible a simple vista, con bandas alternantes de colores beige y marrón, cuyo grosor varía entre 1 metro y varios centímetros. En la parte superior de este nivel se pueden observar pliegues originados como en las reoignimbritas, por deslizamientos en estado apto para desarrollar deformaciones continuas. Sin duda cuando el material se hallaba aún a temperaturas bastante altas. Tanto las características morfológicas, como la disposición de los tres ejes de estos pliegues no son compatibles con otros orígenes. Aunque las medidas efectuadas en puntos de buenas condiciones de observación no han podido ser numerosas, parece bastante constante un sentido de fuerte componente S, para los deslizamientos.

Al microscopio la roca aparece como bastante homogénea y formada por pequeños cantos subangulosos de cripto a microcristalinos, cuyo tamaño es inferior a 100 μ , rodeados por una matriz ligeramente más recrystalizada. Los fenocristales, cuyo tamaño varía entre 10 y 1 mm, no superan el 3 %; junto a ellos puede encontrarse algún canto de pómez soldada, de igual tamaño. El cuarzo y el feldespato alcalino se suelen concentrar en determinadas bandas; la mena metálica, finamente dividida, es más abundante que los fenocristales de leucocratos y está repartida más homogéneamente.

Al microscopio el bandeado aparece definido por pequeñas diferencias en el tamaño del grano. Algunas bandas están separadas entre sí por una película de óxido de hierro, y a partir de este límite parece observarse un principio de *graded-bedding*.

Brecha de pómez superior

Estas rocas presentan una gran heterometría de cantos y un intenso color morado. En cuanto a textura y composición mineralógica son parecidas a las que componen la brecha de pómez basal. Se distinguen de ellas por presentar un grado de recrystalización más bajo, los fenocristales de minerales leucocratas son algo menos numerosos, y el contenido en mena metálica, es mayor. Esta última es más abundante en los clastos que en la matriz, y se encuentra concentrada en los planos de aplastamiento de las vesículas colapsadas. También la seritización y caolinización aparecen más desarrolladas en los clastos que en la matriz.

DATOS QUÍMICOS

Las composiciones químicas de once muestras representativas de diferentes niveles volcánicos, así como sus normas

CIPW y sus índices de agpaitidad, están indicados en la tabla I. La misma numeración de los análisis de la tabla se indica en todas las figuras. Los valores medios de todas las muestras analizadas se representan en las figuras mediante un punto rodeado por una circunferencia. A partir de su composición normativa todas las rocas analizadas pueden clasificarse (Streckeisen, 1976), como riolitas, con excepción de la n.º 6, que corresponde a una riodacita. En la fig. 2

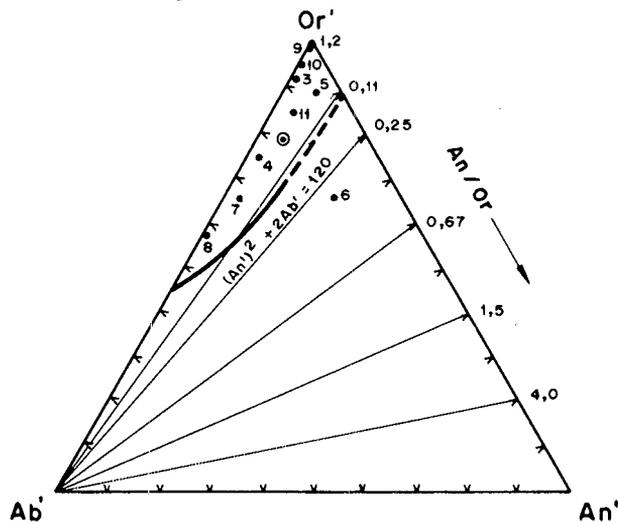


Fig. 2. Diagrama Or' - Ab' - An' de clasificación de rocas ígneas cuarzo-feldespáticas (Streckeisen, 1976). Curva de delimitación del campo correspondiente a las rocas potásicas de ecuación: $(An')^2 + 2Ab' = 120$ (Barth, 1962).

puede verse la situación de estas muestras en el triángulo que relaciona las proporciones de feldespato normativos de la mencionada clasificación. Sobre esta misma figura ha sido trazada la curva de ecuación $(An')^2 + 2Ab' = 120$, que separa, para valores inferiores a éste, las rocas potásicas, según Barth (1962). Con excepción de la n.º 6, todas las

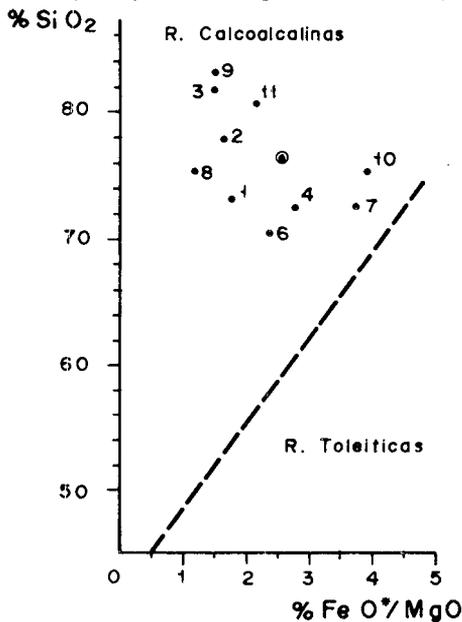


Fig. 3. Diagrama de clasificación de rocas calcoalcalinas y toleíticas (Miyashiro, 1974).

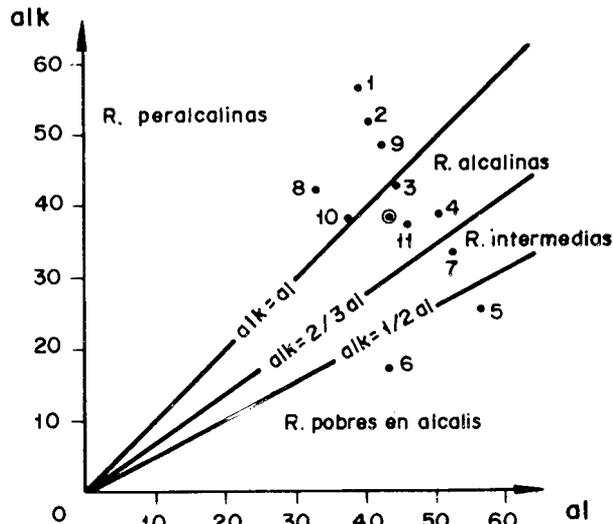


Fig. 4. Clasificación de rocas ígneas de acuerdo con los parámetros al y alk de Niggli.

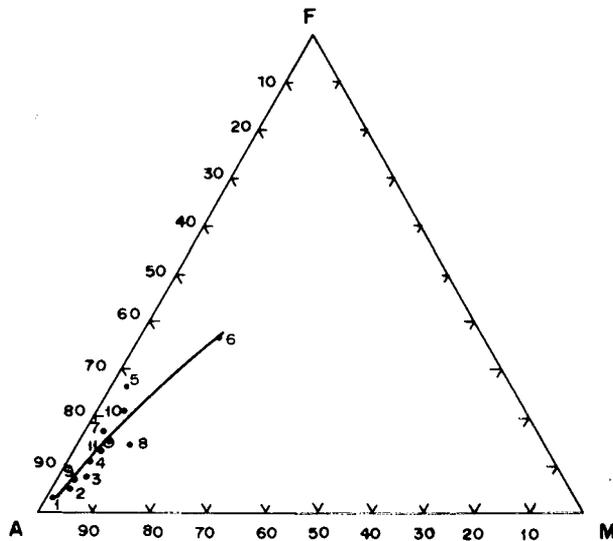


Fig. 5. Diagrama AFM de clasificación de rocas ígneas.

muestras analizadas tienen valores de $(An')^2 + 2Ab'$ menores de 120. Deben ser por tanto riolitas potásicas.

Según el diagrama de Miyashiro (1974), que relaciona el porcentaje en peso de SiO_2 con respecto a FeO / MgO (fig. 3), todas las rocas analizadas pertenecerán a la serie calcoalcalina. No obstante, relacionando sus contenidos en álcalis y alúmina, cinco de ellas se pueden clasificar como peralcalinas sobresaturadas. En efecto, las muestras 1, 2, 8, 9 y 10, lo son tanto según sus parámetros de Niggli al y alk (fig. 4), como por su índice de agpaitidad (relación molar de álcalis: alúmina); para estas muestras este índice es superior a la mitad, como puede verse en la tabla I.

La fig. 5 muestra la curva AFM de las rocas de Gréixer. El término menos diferenciado corresponde a la muestra n.º 6 procedente de la riolacita de la base del nivel de ignimbrita verde; y el más diferenciado corresponde a la muestra n.º 1, una riolita peralcalina del nivel de brechas de pómez basal.

La interpretación de este hecho y la de los restantes datos petroquímicos se hará en el apartado de petrogénesis.

Por la relación de cuarzo a fémcicos normativos las rocas peralcalinas de este afloramiento serían comenditas, o riolitas comendíticas, según la clasificación de rocas peralcalinas de McDonald y Bailey (1973) (fig. 6). En el mismo diagrama se han proyectado también para comparación, las rocas calcoalcalinas; todas ellas tienen también afinidades comendíticas salvo la riocacita (muestra n.º 6).

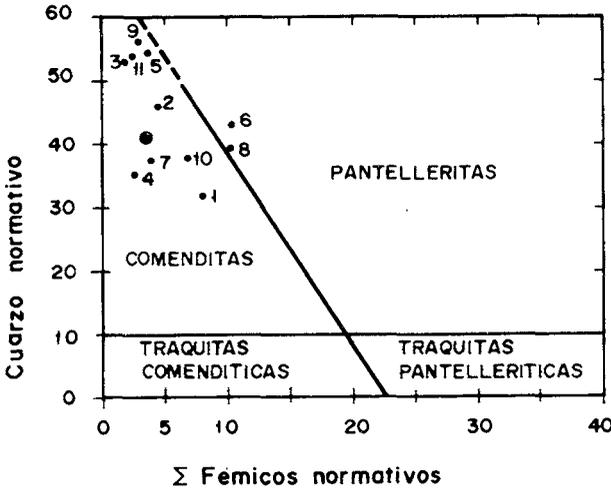


Fig. 6. Diagrama de clasificación de rocas extrusivas peralcalinas con cuarzo normativo (McDonald y Bailey, 1973).

En la fig. 7, que relaciona las proporciones moleculares de sílice, álcalis y alúmina, puede verse que las composiciones de las rocas peralcalinas de Gréixer están por encima del plano de fraccionamiento feldespático de índice álcalis - sílice 7:93; es decir, que serían comenditas según este diagrama de clasificación de rocas peralcalinas de Bailey y McDonald (1969). Todas ellas salvo la n.º 10, yacen sobre un plano de fraccionamiento de feldespato de índice álcalis - sílice aproximadamente igual a 3:97.

PETROGÉNESIS

Las rocas volcánicas de Gréixer pueden agruparse en una serie de niveles de acuerdo con sus características estructurales, texturales y mineralógicas expuestas en apartados anteriores. Todas ellas corresponden a piroclastitas procedentes de un magma muy rico en gases. Dentro de cada uno de estos niveles hay una variación del contenido en sílice desde su base hasta la parte superior. Este contenido es diferente para cada nivel, aunque queda siempre dentro de los límites de las rocas ácidas. Estas variaciones de los porcentajes en sílice, representadas en la fig. 8, parecen indicar que cada uno de estos niveles corresponde a un episodio independiente de erupción de productos volcánicos, aunque los materiales sean procedentes de un mismo reservorio. El aumento del contenido en sílice hasta la parte alta de cada nivel puede correlacionarse probablemente con una concentración preferencial de la sílice en la parte alta del piromagma antes de cada erupción. Dado el alto contenido en gases de estos magmas, es probable también que la migración de sílice hacia

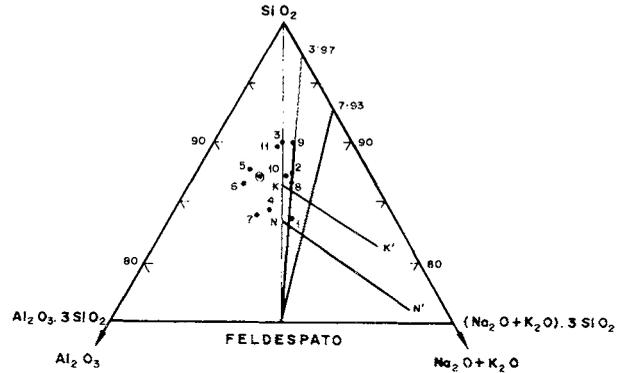


Fig. 7. Diagrama de porcentajes moleculares $SiO_2-Al_2O_3-(Na_2O+K_2O).3SiO_2$ de clasificación de rocas peralcalinas. Línea K-K', cotético Q-FdK; línea N-N', cotético Q-Ab. Línea álcalis: sílice de índice 7:93 de separación de comenditas y pantelleritas. Línea álcalis: sílice de índice 3:97 correspondiente al plano de fraccionamiento feldespático de las rocas comendíticas de Gréixer.

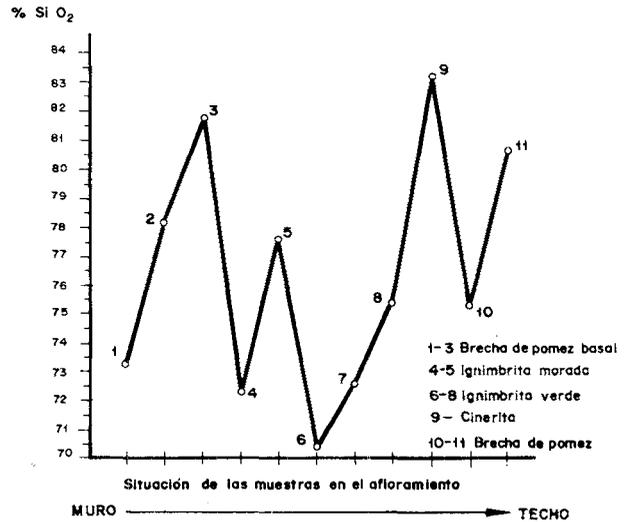


Fig. 8. Porcentajes de sílice de rocas representativas de los diferentes niveles piroclásticos de Gréixer.

arriba haya continuado después de depositarse cada capa de material piroclástico; tal migración se haría mediante disolución en la fase vapor que se vería obligada a salir de las vesículas vítreas al colapsarse éstas. En el capítulo de Petrografía han sido descritas evidencias de vesículas que estaban rellenas por sílice antes de que la roca sufriera la fisuración perlítica por el enfriamiento, y antes de la desvitrificación de la misma. Igualmente han sido indicadas pruebas del desarrollo de fases hidrotermales.

El color morado de algunos de los niveles piroclásticos se debe a un mayor grado de oxidación del hierro, aunque los valores del contenido de hierro total son comparables o incluso menores que los de las capas de otras coloraciones según puede verse en la tabla I.

Este mayor grado de oxidación del hierro refleja valores más altos de la fugacidad de oxígeno durante el enfriamiento del magma. Ello a su vez puede deberse a una mayor P_{H_2O} :

esta condición puede ser heredada de diferentes estados de evolución del piromagma antes de cada erupción, o bien de una evolución diferente de cada nivel piroclástico durante y después de su depósito. Sea cual sea su causa, estas variaciones en el grado de oxidación del hierro pueden ayudar a distinguir capas diferentes de material piroclástico, aunque se hubiesen depositado casi en continuidad y tener semejantes características mineralógicas y texturales. Este es el caso de los niveles ignimbríticos superpuestos en Gréixer, cuya atribución a depósitos piroclásticos independientes queda corroborada por la existencia de delgadas capas cineríticas intercaladas en la parte superior del nivel ignimbrítico infrayacente, así como por un desarrollo más patente de la disyunción columnar, en este mismo nivel. La razón de $Fe_2O_3:FeO$ en el nivel de ignimbrita morada infrayacentes es aproximadamente igual a 3, mientras que en la ignimbrita verde es del orden de 0,5.

La ignimbrita verde y el nivel cinerítico depositado sobre la misma pueden ser productos emitidos en un mismo episodio eruptivo, separados a su salida a la atmósfera y durante el movimiento de la masa ignimbrítica. A favor de esta interpretación puede ser aducido el aumento continuo del contenido en sílice desde la parte inferior de la capa ignimbrítica hasta la cinerita, como puede verse la figura 8. En cualquier caso, aunque ambos niveles de piroclastitas se hubieran originado a partir de un piromagma común, la diferente evolución de los materiales originarios después de su salida a la atmósfera confiere a las rocas resultantes características texturales netamente diferentes. En el material cinerítico, depositado a temperatura más baja no se desarrollan fisuras de retracción de ningún tipo. El grado de recristalización de este material es incipiente, y no se observan en el mismo minerales originados en la fase

hidrotermal, los cuales tan abundantes son en las ignimbritas.

Un hecho digno de consideración en este afloramiento es la evolución del carácter del magma desde calcoalcalino a peralcalino, incluso dentro de un mismo nivel de piroclastitas. Así puede comprobarse comparando los valores del índice agpaítico de las diferentes muestras (tabla I) y sus respectivas situaciones en el afloramiento (fig. 1).

Por ejemplo en la brecha de pómez basal el carácter peralcalino disminuye de abajo a arriba, y llega a ser calcoalcalino en la parte superior. Lo mismo se observa en el nivel de brecha de pómez superior. En la ignimbrita verde hay una disposición inversa; la roca es calcoalcalina en la base, y su índice de agpaicidad va creciendo hacia arriba hasta hacerse superior a la unidad en la parte alta. Este mismo carácter peralcalino se presenta en la cinerita suprayacente. Una alternancia semejante de capas volcánicas caoalcalinas y peralcalinas comendíticas ha sido citado por Noble y Parker (1974) de varias localidades del oeste de Estados Unidos. Estos autores consideran que en estas regiones volcánicas el carácter peralcalino del magma se origina como resultado de la cristalización fraccionada de un magma silíceo metaluminoso, con diferenciación gravitativa de fenocristales. Como evidencia de este proceso de diferenciación magmática en el desarrollo del carácter peralcalino del magma residual, citan la alternancia de tobas de material altamente diferenciado y pobre en fenocristales, con otros menos diferenciados. De todos modos, cabe también explicar estas diferencias como efectos de procesos postmagmáticos, en los que la acción del agua, incluso meteórica, puede haber desempeñado un papel de primer orden, como apunta Steward (1979). Quedaría fuera de los propósitos del presente artículo una discusión más extensa de esta interesante cuestión, que nos limitamos a plantear aquí.

Tabla I. Composición química y normas CIPW de las muestras estudiadas (Análisis químicos efectuados por R. L. Torres-Roldán, Dep. de Petrología Univ. Granada y Dep. Inv. Geol. Granada, CSIC).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	S
SiO ₂	73,36	78,22	81,85	72,29	77,75	70,43	72,55	75,34	83,21	75,26	80,69	76,45
Al ₂ O ₃	10,79	5,52	7,80	12,83	12,98	13,31	14,48	8,77	7,27	9,59	8,63	10,45
FeO	0,38	0,38	0,44	1,93	3,66	1,58	1,52	0,32	2,56	0,93	0,93	1,34
MnO	—	0,01	—	—	0,01	0,02	0,013	0,01	—	—	—	0,006
MgO	0,21	0,22	0,29	0,37	0,25	1,5	0,42	1,09	0,21	0,65	0,43	0,51
CaO	0,21	0,28	0,47	0,22	0,43	1,535	0,28	0,86	0,29	0,42	0,32	0,48
Na ₂ O	0,66	1,34	0,38	1,48	0,22	0,62	1,87	3,81	0,68	0,37	0,56	1,09
K ₂ O	13,45	7,85	6,53	6,96	5,01	4,015	5,74	4,57	6,70	8,31	5,69	6,8
TiO ₂	0,09	0,10	0,08	0,12	0,09	0,10	0,09	0,13	0,10	0,06	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03
ÍNDICE AGPAÍTICO	1,45	1,25	0,99	0,78	0,44	0,40	0,64	1,28	1,15	1,002	0,82	0,88
Q	31,67	46,17	53,38	35,35	54,5	43,03	37,30	39,25	56,07	37,91	53,72	41,33
Or	59,0	46,2	38,57	41,14	29,61	23,71	33,90	26,99	39,57	49,09	33,62	40,18
Ab	—	—	3,21	12,53	1,86	5,24	15,84	19,66	0,10	3,04	4,72	9,22
An	—	—	0,30	0,83	2,0	7,43	1,19	—	—	—	1,39	2,19
Ks	5,71	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ns	1,34	2,64	—	—	—	—	—	2,93	1,31	0,02	—	—
Di	0,22	0,94	1,59	—	—	—	—	3,28	1,09	1,52	—	—
Hy	1,04	0,64	0,63	2,55	3,71	10,11	3,65	3,76	0,42	5,15	2,61	3,51
Il	0,17	0,19	0,15	0,23	0,17	0,19	0,17	0,25	0,19	0,11	0,17	0,17
Ap	0,05	0,09	0,05	0,09	0,05	0,07	0,07	0,12	0,05	0,09	0,07	0,07
C	—	—	—	2,55	6,43	5,22	4,75	—	—	—	1,04	0,49

También, en las localidades tipo de las comenditas — islas de San Pietro y San Antioco en Cerdeña—, hay una estrecha asociación espacial entre estas rocas y riolitas subalcalinas de una asociación calcoalcalina (Araña et al. 1974). Las piroclastitas de Gréixer tienen características coincidentes con las citadas por Noble y Parker (1974) en EE.UU. Las rocas peralcalinas son más pobres en fenocristales, según se indicó al describir los diferentes niveles. Asimismo, dentro del nivel de ignimbrita verde el contenido en fenocristales, disminuye ligeramente desde la base hacia la parte superior, la cual es inversa de la evolución del índice agpaítico, que varía desde 4 (abajo) hasta 1,28 (arriba). La muestra de la base de esta capa ignimbritica es la riolita, a la que corresponde el análisis n.º 6. Esta roca representa, dentro del afloramiento, el magma menos diferenciado (ver diagrama AFM, fig. 5).

Los fenocristales que presenta esta roca son fundamentalmente de plagioclasa sódica y cuarzo, mientras que en las muestras suprayacentes del mismo nivel, junto al cuarzo y a la plagioclasa, se encuentra el feldespato sodopotásico. Ésto puede hacer pensar en una zonalidad de composición dentro del piromagma, a partir del cual se originó este nivel ignimbritico, la cual se habría conservado en cierta medida en la masa ignimbritica. Esta zonación consistiría en la acumulación, en la parte inferior, de los cristales de plagioclasa y cuarzo primeramente formados, seguida hacia arriba por una separación posterior del feldespato sodopotásico. El líquido residual, que ocuparía una posición superior llegaría a

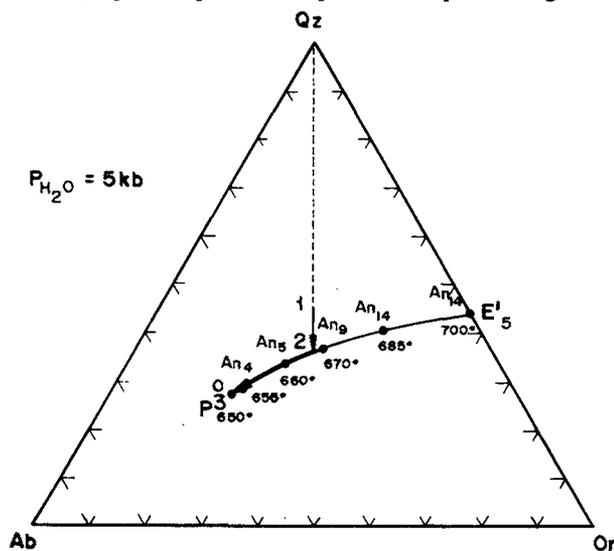


Fig. 9. Representación de la secuencia de cristalización del magma de Gréixer en el diagrama Qz-Or-Ab-An-H₂O a P_{H₂O} = 5 kb (Winkler et al., 1975).

alcanzar un carácter peralcalino como resultado de esta separación de fenocristales. En este proceso se sumarían el «efecto de plagioclasa» de Bowen (1945) y el de «feldespato alcalino» de Bailey y McDonald (1969). Sin embargo no pueden excluirse otras posibilidades de explicación, como hemos aludido al final del párrafo anterior.

En todo caso, esta evolución del magma, que podría deducirse de los fenocristales coexistentes en las muestras con diferente grado de diferenciación, se ha intentado reflejar en las figs. 9 y 10 tomadas de Winkler (1975), que

representan el sistema Q-Ab-Or-An-H₂O bajo P'_{H₂O} de 5 kb. En la fig. 10 el líquido L representaría un estado menos diferenciado del magma, del cual, por separación de fenocristales de cuarzo se llegaría a cortar la superficie cotéctica Q-Plag en un punto tal como el 1; desde este momento, por enfriamiento, se separarían fenocristales de plagioclasa y cuarzo como los observados en la muestra n.º 6, hasta cortar a la línea cotéctica en un punto tal como el 2; desde este momento por enfriamiento progresivo se separan conjuntamente fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato sodopotásico, como los que se ven en las otras muestras del afloramiento y que representarían estados de magma más diferenciados. La temperatura a la que se iniciaría la cristalización conjunta de estas tres fases estaría comprendida entre 660 y 670°C de acuerdo con los experimentos de Winkler (1975), ya que la plagioclasa de la muestra n.º 6 tiene un contenido de An de 7 % (fig. 10).

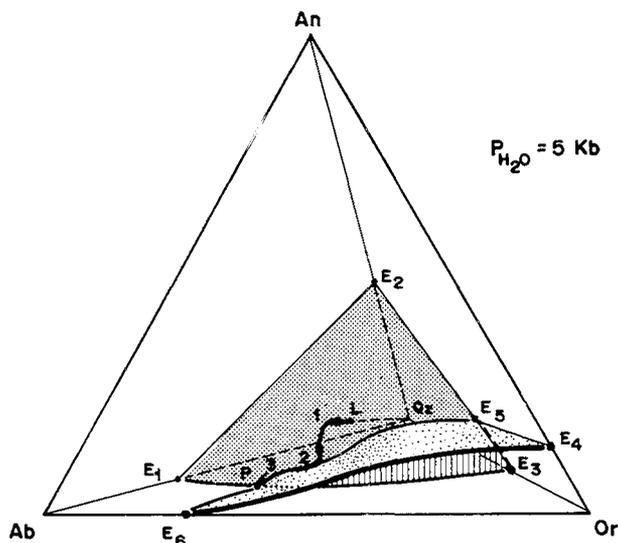


Fig. 10. Condiciones de cristalización del magma de Gréixer. P-E, proyección de la línea cotéctica del sistema Qz-Or-Ab-An-H₂O a P_{H₂O} = 5 kb sobre el plano Qz-Ab-Or desde el vértice de la anortita (Winkler et al., 1975).

Durante la cristalización de los primeros fenocristales en las rocas de Gréixer, la presión de vapor puede haber sido también del orden de magnitud indicado en estas figuras. Así puede deducirse de la presencia, como únicos fenocristales de melanocratos, de moscovita y/o biotita, así como de la cristalización coetánea de feldespato sodopotásico, con un contenido de Ab máximo, del orden del 50 %, y de plagioclasa sódica. Esta formación coetánea de los feldespatos alcalinos indica unas condiciones de cristalización subsolvus que, de acuerdo con Yoder et al. (1957) y Morse (1970), requieren aproximadamente estas presiones de vapor en el medio.

Una notable disponibilidad de volátiles, sobre todo agua, ya desde el momento de la génesis del magma, podría explicarse por la existencia de una losa litosférica subducida, aunque quizá caben otras posibilidades. Este fluido acuoso podría transportar álcalis (sobre todo potasio) que se incorporarían al magma parental en el momento de su génesis; así podría darse una composición química que, conjuntamente con los procesos posteriores de cristalización fraccionada, explicaría la formación de rocas peralcalinas. De todos

modos — seguimos insistiendo —, no se deben excluir a priori otras posibilidades, como las de procesos postmagmáticos. Durante estos procesos, la acción del agua mediante la lixiviación y transporte diferencial de diversos elementos químicos, en particular los alcalis, (Stewart 1979), podría quizá dar los resultados actualmente observados.

En cuanto al origen, cortical o mantélico, del magma primitivo, no disponemos de los datos necesarios para hacer consideraciones fundadas al respecto; tales datos podrían ser los contenidos de elementos menores e isótopos de Sr en estas rocas, y la relación con posibles magmas parentales más básicos existentes en la región. Por otra parte, esta cuestión, lo mismo que la anterior, requiere un planteamiento sobre una más amplia base de observaciones y datos; para ello es indispensable extender las investigaciones a otras áreas.

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

Las rocas volcánicas objeto del presente estudio tienen esencialmente una naturaleza piroclástica; sus características texturales y estructurales son bien explícitas a este respecto. No han sido halladas muestras de lavas. Dichas características indican, además, que las ignimbritas constituyen la mayor parte del conjunto volcánico del sector de Grèixer.

En afloramiento aparece clara la disposición estratificada de las rocas volcánicas, y pueden distinguirse varias unidades sucesivas que deben corresponder a erupciones distintas. Variaciones importantes en la textura y estructura en el seno de cada una de esas unidades, según una polaridad normal a la estratificación, pueden explicarse como efectos de cambios en los mecanismos de deposición durante una misma erupción. La escasez de material sedimentario interestratificado y la falta de indicios claros de meteorización y erosión en los techos de las unidades eruptivas, sugieren una acumulación relativamente rápida del conjunto de éstas. Su edad debe ser pérmica; plausiblemente autuniense.

Las rocas estudiadas, salvo en un caso que corresponde a una riodacita, tienen composición riolítica y es muy notable su carácter peralcalino. Como en otros casos comparables se ha hecho por otros autores, se intenta explicar esta característica suponiendo el desarrollo de procesos de diferenciación magmática. No se excluye, de todos modos, que procesos postmagmáticos hayan podido originar un enriquecimiento relativo en potasio capaz de explicar dicho carácter peralcalino.

La existencia de numerosas y notables manifestaciones volcánicas coetáneas y de composición parecida a las de Grèixer, a lo largo del borde S de la zona axial pirenaica, asociadas en muchos puntos al desarrollo de cuencas sedimentarias subsidentes, sugiere la existencia de una línea de fracturas de primer orden, sin duda, como también en otras épocas posteriores, durante el Paleozoico superior esta línea de fractura habría tenido una notable actividad. Lo mismo que otras análogas que han sido identificadas en otras áreas del Pirineo y, en general, en el ámbito mucho más vasto aún del orógeno herciniano, las cuales en muchos puntos se acompañan de manifestaciones volcánicas comparables a las estudiadas en estas páginas.

BIBLIOGRAFÍA

ARAÑA, V., BARBERI, F., SANTACROCE, R. (1974): Some data on the

- comendite type area of S. Pietro and S. Antioco Islands, Sardinia. *Bull. Volcanol.*, v. 38, p. 725-735, 1 fig.
- ASHAUER, H. (1934): Die östliche Endigung der Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Ser. 3*, v. 10, 115 p., 23 fig., 4 lám.
- BAILEY, D. K. (1976): Applications of experiments to alkaline rocks. *in: «The evolution of the crystalline rocks»* (Bailey, D. K. & McDonald, R. eds.), p. 419-469. New York (Academic Press).
- BAILEY, D. K., McDONALD, R. (1969): Alkali-feldspar fractionation trend and the derivation of peralkaline liquids. *Amer. J. Sci.*, v. 267, p. 242-248, 5 fig.
- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical Petrology*. XI + 416 p., 159 fig. New York (Wiley).
- BOISSEVAIN, H. (1934): Étude géologique et morphologique de la vallée de la haute Segre. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, v. 66, p. 33-170, 27 fig., 1 mapa.
- BORDET, P., MITTEMPERGUER, M., TAZIEFF, H. (1963): Contribution à l'étude volcanologique de Katmai et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). *Mém. Soc. Beige Géol.*, n.º 7, p. 1-114.
- BOWEN, N. L. (1945): Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. *Amer. J. Sci.*, v. 243A, p. 75-89.
- DALLONI, M. (1930): Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, v. 26, 373 p., 65 fig., 14 lám.
- FALKE, H. (1972): The paleogeography of the continental Permian in central-west, and in part of South Europe. *in: «Rotliegend. Essays on European Lower Permian»*. (H. Falke ed.), *Internat. Sediment. Petrogr. Series*, v. XV, p. 281-299, 2 fig. Leiden (E. J. Brill).
- FONTBOTÉ, J. M. (1949): Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *An. Inst. Est. Gerund.*, v. 4, p. 129-185, 4 fig.
- FONTBOTÉ, J. M., GUITARD, G. (1958): Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées Orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. Soc. Géol. France*, v. (6) 8, p. 884-890, 1 fig.
- GISBERT, J. (in litt.): Fracturación, vulcanismo y sedimentación en el Estefanense y Pérmico de la Sierra del Cadi, Lérida, España. *Comun. 26e. Congr. Geol. Intern. Paris*. El resumen ha sido publicado en el tomo «Resumés (sect. 4)», p. 475, Paris 1980.
- HARTEVELD, J. J. A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys. Central Pyrenees, Andorra, Spain. *Leidse geol. Meded.*, v. 45, p. 167-236, 67 fig., 5 lám.
- LOCARDI, E., MITTENPERGHER, M. (1967): On the genesis of the ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic products originate from the flowing melt. *Bull. Volcanol.*, v. 31, p. 131-152.
- LORENZ, V. (1977): Tectonism and vulcanicity of the Permocarboferous Basin and Range province of Western Europe. *Cuad. Geol. Ibér.* V 4, p. 7-9.
- McDONALD, R. (1974a): Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bull. Volcanol.*, v. 38, p. 498-516, 8 fig.
- McDONALD, R. (1974b): Tectonic setting and magma associations. *Bull. Volcanol.*, v. 38, p. 575-593.
- McDONALD, R., BAILEY, D. K. (1973): The chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper n.º 440*, p. N1-N37.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, v. 274, p. 321-355, 18 fig.
- MORRE, N., THIÉBAUT, J. (1964): Constitution de quelques roches volcaniques permiennes de la Sierra del Cadi (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. géol. France*, v. (7), p. 389-396, 3 fig.
- MORRE, N., THIÉBAUT, J. (1966): Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Trias inferior de los Pirineos. N. y Com. *Inst. Geol. Min. España*, n.º 81, p. 79-102, 6 figs.
- MORSE, S. A. (1970): Alkali feldespars with water at 5 kb pressure. *J. Petrol.*, v. 11, p. 221-251.
- NAGTEGAAL, P. J. C. (1969): Sedimentology, palaeoclimatology, and diagenesis of posthercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse geol. Meded.* v. 42, p. 143-238, 73 fig.
- NOBLE, D. C., PARKER, D. F. (1974): Peralkaline silicic volcanic rocks of the Western United States. *Bull. Volcanol.*, v. 38, p. 803-827, 1 fig.
- RITTMANN, A. (1963): Les volcans et leur activité. 461 p., 183 fig., 6 lám. Paris (Masson).
- ROSS, C. S., SMITH, R. L. (1961): Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations and identification. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper n.º 366 VI + 81 p.*, 98 fig.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1935): Sobre una importante erupción riolítica entre el Coll de Pendis y el río de Greixa, vertiente Sur de la Sierra del Cadi. *Publ. Junta Cienc. Nat. Barcelona*, v. 6, n.º 8, 44 p., 9 fig., 18 lám.
- SOLÉ SUGRANÉS, I. (1971): Estudio geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat. Tesis doc. Univ. Barcelona. *Orig. inéd.* 525 p., 60 fig., 15 lám. f. t., 1 mapa (Un resumen está publicado en *Acta Geol. Hisp.*, v. 6, p. 8-12, 2 fig. Barcelona).
- SOPENA, A., VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS A. (1977): Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibér.* v. 4, p. 11-34, 6 fig.
- SOULA, J. C., LUCAS, C., BESSIÈRE, G. (1979): Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by simple shear acting on older

- variscan structures: field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, v. 58 p. T1-T9, 3 fig.
- STEWART, D. B. (1979): The formation of siliceous potassic glassy rocks in: «The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives» (H. S. Yoder, Jr., Edit.), p. 339-350, 2 fig. Princeton University Press.
- STRECKEISEN, A. (1976): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. *N. Jb. Miner. Mh.*, p. 1-15.
- WINKLER, H. G. F., BOESE, M., MARCOPOULOS, T. (1975): Low temperature granitic melts. *N. Jb. Miner. Mh.*, p. 245-268.
- YODER, H. S. Jr., STEWART, D. B., SMITH, J. R. (1957): Ternary feldspars. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, v. 55, p. 206-214.

Recibido, mayo 1981.