

2/79

R. 24.503

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

LA VERTIENTE MERIDIONAL DEL PIRINEO
AL N. DEL CURSO MEDIO DEL FLUVIA.
(PROVINCIA DE GERONA).

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
N.º Documento	613426898
N.º Copia	15372595

Tesis que presenta para alcanzar el grado de Doctor en Ciencias, Sección de Geología, el Licenciado. ANTONIO ESTEVEZ RUBIO.

Fdo. Antonio Estévez

Visado en Granada, el día 30 de Noviembre de 1972.

EL CATEDRATICO DIRECTOR

Fdo. Dr. D. José M^a. Fontboté

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
ENTRADA
Fecha 30 NOV. 1972
Número 3773

Granada, 30 de Noviembre de 1972

TESIS DOCTORALES
DE LA
UNIVERSIDAD DE GRANADA

Antonio Estevez

LA VERTIENTE MERIDIONAL DEL PIRINEO
AL N DEL CURSO MEDIO DEL FLUVIA.
(PROVINCIA DE GERONA).

SECCION DE GEOLOGICAS
FACULTAD DE CIENCIAS
1972

ANTONIO ESTEVEZ

LA VERIENTE MERIDIONAL DEL PIRINEO AL N DEL
CURSO MEDIO DEL FLUVIA (PROVINCIA DE GERONA).

FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE GRANADA
1972

A mis padres

A mi mujer.

I N D I C E

PARTE 1ª

1. I N T R O D U C C I O N

" Dalt del Puig de Bassegoda, com posat exprés per a confort de l'excursionista afdigat, hi ha un canapè de blaníssima herba i sòlid respatller de pedra, on algun temps jo m'hi asseia sovint, contemplant sempre amb el mateix interès el grandíós panorama que s'estenia a mos peus."

MARIA VAYREDA. "La punyalada"

I N D I C E

PARTE 1ª

1. INTRODUCCION

1.1. Objeto del presente trabajo

1.2. Métodos de trabajo

1.3. Mención de agradecimiento

2. SITUACION DE LA REGION ESTUDIADA

2.1. Localización geográfica y vías de acceso

2.2. Localización geológica

3. ANTECEDENTES.

3.1. Investigaciones anteriores efectuadas en el área estudiada y en áreas proximas.

4. PRESENTACION DE LOS MATERIALES DEL AREA DE ESTUDIO

5.4.8. Los pórfidos graníticos s.l. albiticos y rocas igneas asociadas.

5.4.8.1. Los pórfidos tonalíticos-albiticos.

5.4.8.1.1. Mineralogía.

5.4.8.1.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.4.8.1.3. Relación con el resto de las rocas igneas y metamórficas.

5.4.8.2.

5.4.8.2. Los pórfidos granodioríticos albiticos.

5.4.8.2.1. Mineralogía.

5.4.8.2.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.4.8.2.3. Relación con el resto de las rocas igneas y con las metamórficas.

5.4.8.3. Los pórfidos graníticos albiticos.

5.4.8.3.1. Mineralogía.

5.4.8.3.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.4.8.3.3. Relación con el resto de las rocas igneas y con las metamórficas.

5.4.8.4. La riolita de Can Manera.

5.4.8.4.1. Mineralogía.

5.4.8.4.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.4.8.4.3. Relación con el resto de las rocas igneas y con las metamórficas.

6. EL METAMORFISMO REGIONAL EN LA VERTIENTE DEL ROC DE FRANCA=

6.1. Las fases de metamorfismo

6.1.1. La fase de metamorfismo de estadio bajo y medio. El problema del almandino.

6.1.2. La fase de metamorfismo de estadio alto. Anatéxia.

6.1.3. Las fases retrometamórficas. Hidrotermalismo.

6.1.4. La evolución metamórfica de los materiales paleozoicos

6.2. El plutonismo.

6.2.1. El origen de la manifestación ignea.

5. MATERIALES REPRESENTADOS5.1. Los gneises del Roc de Franca

5.1.1. Mineralogía

5.1.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.1.3. El metamorfismo y la anatexia

5.2. Los micasquistos inferiores a los gneises.

5.2.1. Mineralogía

5.2.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.2.3. El metamorfismo y la anatexia.

5.2.4. Relaciones con los materiales circundantes.

5.3. La serie superior a los gneises.

5.3.1. Los micasquistos del sector de Massanet de Cabrenys.

Superior a los gneises

5.3.1.1. Mineralogía

5.3.1.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.1.3. El metamorfismo y la anatexia.

5.3.1.4. Relaciones con las rocas ígneas. La migmatización inducida.

5.3.2. Las intercalaciones leucogranitoides.

5.3.2.1. Mineralogía

5.3.2.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.2.3. El metamorfismo y la anatexia.

5.3.3. Los niveles de mármoles.

5.3.3.1. Mineralogía.

5.3.3.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.3.3. El metamorfismo y la anatexia.

5.3.3.4. Relación con las rocas ígneas.

5.3.4. Los niveles cuarcíticos

5.3.4.1. Mineralogía.

5.3.4.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.4.3. El metamorfismo y la anatexia.

5.3.5. El pequeño afloramiento de gneis en la falla de Talaixa-Can Manera.

5.3.5.1. Mineralogía

5.3.5.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.5.3. El metamorfismo y la anatexia.

5.3.6. Los micasquistos moteados de St. Aniol, de Can coll y de Talixa-Can Manera.

5.3.6.1. Mineralogía

5.3.6.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.6.3. Relaciones con las rocas ígneas.

5.3.7. Los niveles carbonatados asociados a los micasquistos moteados.

5.3.7.1. Mineralogía.

5.3.7.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.7.3. El metamorfismo

5.3.7.4. Relación con las rocas ígneas.

5.3.8. Las filitas de Albañá y del Rio Borró.

5.3.8.1. Mineralogía.

5.3.8.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.8.3. El metamorfismo.

5.3.8.4. Relación con las rocas ígneas.

5.3.9. Los niveles carbonatados de las filitas.

5.3.9.1. Mineralogía.

5.3.9.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.3.9.3. El metamorfismo.

5.3.9.4. Relación con las filitas.

5.4. Las rocas ígneas postectónicas.

5.4.1. La granodiorita con biotita y hornblenda.

5.4.1.1. Mineralogía.

5.4.1.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.

5.4.1.3. Cambios de composición de la granodiorita en relación con las rocas encajantes y los granitos porfidoblasticos.

5.4.1.4. Fenómenos de cataclasis.

- 5.4.2. Los xenolitos de la granodiorita.
 - 5.4.2.1. Tipos de xenolitos.
 - 5.4.2.2. Mineralogía.
 - 5.4.2.3. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.2.4. Su relación con la granodiorita.
- 5.4.3. La calcigranodiorita de Can Coll.
 - 5.4.3.1. Mineralogía.
 - 5.4.3.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.3.3. Relación con el granito porfidoblastico y con la granodiorita de Massanet de Cabrenys.
- 5.4.4. El granito porfidoblastico.
 - 5.4.4.1. Mineralogía.
 - 5.4.4.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.4.3. Relación con la granodiorita.
- 5.4.5. El cortejo aplítico-pegmatítico.
 - 5.4.5.1. Mineralogía.
 - 5.4.5.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.5.3. Relación con el resto de las rocas igneas y metamórficas.
- 5.4.6. Las rocas básicas.
 - 5.4.6.1. Las porfiritas y diabasas.
 - 5.4.6.1.1. Mineralogía.
 - 5.4.6.1.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.6.1.3. Relación con el resto de las rocas igneas y metamórficas.
 - 5.4.6.2. Los porfidos calcitonálficos.
 - 5.4.6.2.1. Mineralogía.
 - 5.4.6.2.1. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.6.2.3. Relación con el resto de las rocas igneas.
 - 5.4.6.3. El pórfido gábrico de Albañá.
 - 5.4.6.3.1. Mineralogía.
 - 5.4.6.3.2. Petrología. Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.6.3.3. Su relación con las filitas de Albañá.
- 5.4.7. Los pórfidos graníticos y granodioríticos.
 - 5.4.7.1. Mineralogía.
 - 5.4.7.2. Petrología, Procesos petrogenéticos.
 - 5.4.7.3. Relación con el resto de las rocas igneas y metamórficas.

- 6.2.2. Relación en el tiempo de los diferentes tipos de rocas ígneas.
- 6.2.3. El metamorfismo de contacto y la anatexia inducida.
- 6.2.4. El hidrotermalismo ligado al plutonismo.
- 6.3. El dinamometamorfismo.
 - 6.3.1. La situación en el tiempo del dinamometamorfismo.
 - 6.3.2. Los diferentes tipos de rocas cataclásticas.
 - 6.3.2.1. En los gneises.
 - 6.3.2.2. En los micasquistos y mármoles.
 - 6.3.2.3. En los granitos s.l. y rocas ígneas asociadas.
 - 6.3.3. El hidrotermalismo ligado al dinamometamorfismo.
- 6.4. La actividad hidrotermal.
 - 6.4.1. Yacimientos minerales.
 - 6.4.1.1. Yacimientos minerales en relación con los de talco y minerales ferromagnesianos asociados.
 - 6.4.1.2. Los filones de cuarzo, barita y menas metálicas.
 - 6.4.1.3. Diseminaciones de fluorita, galena, calcopirita y pirita arsenical.
 - 6.4.2. La alteración de los minerales petrogenéticos.
 - ~~6.4.2.1.~~ Alteración de los minerales ferromagnesianos: olivino, humita, piroxeno, biotita.
 - 6.4.2.2. Alteración de los feldespatos.

7. RECAPITULACION DE ALGUNOS PROCESOS PETROGENETICOS DE INTERES

- 7.1. La cristalización póstuma del feldespato potásico.
- 7.2. Blastésis. Su relación con la desmezcla peritética, con el maclado y la sineusis.
- 7.3. Mirmequitas y bordes de lavado. Composición de la plagioclasa primitiva. Dobles mirmequitas. Mecanismo de formación.
- 7.4. Texturas pseudográficas. La movilidad del cuarzo, durante la cristalización del feldespato potásico.
- 7.5. La desmezcla en relación con la tectonización.
- 7.6. La tectonización y su relación con las características ópticas, el maclado y la composición de los feldespatos.

8. TECTONICA HERCINIANA Y DEFORMACIONES PREHERCINIANAS.
 - 8.1. Estructuras sinsedimentarias.
 - 8.2. Las fases de deformación hercinianas.
 - 8.3. Evolución de los procesos registrados en la zona axial durante el Paleozoico en la región estudiada.
 - 8.3.1. Origen de los gneises orbiculares. La cuestión del zócalo precámbrico.
 - 8.3.2. Relación entre el metamorfismo, plutonismo y las fases de deformación. Proceso evolutivo de los materiales de la zona axial.

9. DEFORMACIONES POSTERIORES AL CICLO HERCINIANO Y TECTONICA ALPINA EN LA ZONA AXIAL.

10. ESTADO ACTUAL DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA ZONA AXIAL EN EL PIRINEO CENTRAL Y ORIENTAL.
 - 10.1. Resumen de los resultados de la escuela holandesa.
 - 10.1.1. Evolución de los materiales de la zona axial durante la orogénia herciniana.
 - 10.1.2. Efectos de la orogénia alpina.
 - 10.2. Resumen de los resultados de G. GUITARD.
 - 10.2.1. Evolución de los materiales de la zona axial durante la orogénia herciniana.
 - 10.2.2. Efectos de la orogénia alpina.
 - 10.3. Resumen de los trabajos de la escuela de Montpellier.
 - 10.3.1. Estructura herciniana de la zona axial.
 - 10.3.2. Efectos de la orogénia alpina.
 - 10.4. Resumen de los resultados de P.F. SANTANACH.
 - 10.4.1. Estructura herciniana de la zona axial.
 - 10.4.2. Efectos de la orogénesis alpina.

11. EVOLUCION DE LA ZONA AXIAL A LA LUZ DE LOS DATOS EXISTENTES, INCLUIDOS LOS OBTENIDOS EN EL AREA DE TESIS.

3ª PARTE.

LA ZONA SUDPIRENAICA

12. ESTRATIGRAFIA

12.1. El Mesozoico.

12.1.1. Permotrias.

12.1.2. Trias de facies Keuper.

12.1.3. Lias.

12.1.3.1. Lias basal.

12.1.3.2. Lias inferior y medio.

12.1.4. Cretaceo superior.

12.1.4.1. Santonense-Campanense inferior y medio.

12.1.4.2. Campanense superior-Maestrichtense.

12.1.4.3. Cretaceo superior de facies continental.

12.1.5. Columnas estratigraficas y paleogeografia.

12.2. El Garumnense.

12.2.1. Garumnense de la unidades alóctonas de Bac-Gri-llera.

12.2.2. Garumnense de la serie autóctona. Sus diferentes afloramientos.

12.3. Los materiales eocenos.

12.3.1. La formación Sagnari.

12.3.1.1. Al E. de la falla Albañá.

12.3.1.2. Entre las fallas de Albañá y de Oix y al N. de la falla de Talaixa-Can Manera.

12.3.1.3. Entre las fallas de Albañá y de Oix y al S. de la falla de Talixa-Can Manera.

12.3.1.4. Al W. de la falla de Oix y al N. de la falla de Montmajor.

12.3.1.5. Al W. de la falla de Oix y al S. de la falla de Montmajor.

12.3.2. Formación Coronas.

12.3.2.1. Entre las fallas de Albañá y de Oix y al N. de la falla Talaixa-Can Manera.

12.3.2.2. Al E. de la falla de Albañá.

- 12.3.2.3. Entre las fallas de Albañá y de Oix y al S, de la falla de Talaixa-Can Manera.
- 12.3.2.4. Al W. de la falla de Oix y al N. de la falla de Montmajor.
- 12.3.2.5. Al W. de la falla de Oix y al S. de la falla de Montmajor.
- 12.3.3. Formación de Armancies y formación de Penya.
 - 12.3.3.1. Al E. de la falla de Albañá.
 - 12.3.3.2. Entre las fallas de Albañá y Oix.
 - 12.3.3.3. Al W. de la falla de Oix.
- 12.3.4. Formación Vallfogona
 - 12.3.4.1. Tramos distinguidos.
 - 12.3.4.2. Al E. de la falla de Albañá.
 - 12.3.4.3. Al W. de la falla de Albañá.
- 12.3.5. Tramo rojo intermedio.
 - 12.3.5.1. Al E. de la falla Albañá.
 - 12.3.5.2. Al W. de la falla Albañá.
- 12.3.6. Las series eocenas.
 - 12.3.6.1. Al E. de la falla Albañá.
 - 12.3.6.2. Entre las fallas de Albañá y de Oix.
 - 12.3.6.2.1. Al N. de la falla de Talixa-Can Manera.
 - 12.3.6.2.2. Al S. de la falla de Talaixa-Can Manera.
 - 12.3.6.3. Al W. de la falla de Oix.
 - 12.3.6.3.1. Al N. de la falla de Montmajor.
 - 12.3.6.3.2. Al S. de la falla de Montmajor.
- 12.3.7. ^{12.3.7}Correlaciones entre las diversas series.
- 12.3.8. Reconstrucción paleogeográfica de la cuenca eocena
 - 12.3.8.1. Durante el Ilerdense inferior y medio.
 - 12.3.8.2. Desde el Ilderense superior al Cuisense inferior.
 - 12.3.8.3. Desde el Cuisense superior al Luteciense medio.
 - 12.3.8.4. En el Luteciense superior.
 - 12.3.8.5. Durante el Biarritzense
- 12.4. Los materiales Neógenos.

13. TECTONICA ALPINA DE LA ZONA SUDPIRENEICA Y SU REPERCU-
SION EN LOS MATERIALES DE LA ZONA AXIAL.

13.1. Las unidades alóctonas mesozoicas.

13.2. Las estructuras de plegamiento en los materiales post-
hercinianos autóctonos.

13.2.1. Al E. de la falla de Albañá.

13.2.2. Entre las fallas de Albañá. y de Oix.

13.2.3. Al W. de la Falla de Oix.

13.3. Las fallas.

14. EVOLUCION DE LA ZONA AXIAL Y DE LOS MATERIALES POSTHER-
CINIANOS DURANTE LA OROGENIA ALPINA. RELACIONES ENTRE
ZOCALO Y COBERTERA.

1.1. OBJETO DEL PRESENTE TRABAJO.

El objeto de este trabajo ha sido un estudio geológico-regional de un sector de la vertiente meridional de los Pirineos orientales, del que hasta ahora sólo se tenían conocimientos fragmentarios y, en general, basados en levantamientos cartográficos y interpretaciones de las estructuras más o menos inexactos.

Este estudio a quedado reflejado en la confección de un plano geológico detallado a escala 1:25.000, en el que se recagen los principales rasgos geológicos y tectónicos del área objeto de la Tesis. De este modo se han podido conocer con más precisión los materiales constituyentes de la zona axial pirenaica y los materiales posthercinianos sudpirenaicos, aflorantes en las hojas del M.T.M., a escala 1:50.000, de Massanet de Cabrenys y Olot, nº 219 y 257 respectivamente.

Desde el punto de vista cartográfico se ha dado a conocer nuevos afloramientos del zócalo en la hoja de Olot, que no habían sido citados anteriormente; se han perfeccionado los mapas geológicos parciales anteriores en lo que se refiere a los contactos entre los diversos materiales del zócalo, que afloran en la hoja de Massanet de Cabrenys; se han estudiado los materiales alóctonos de Catell de Bac-Guillera, de los que aparece un retazo, hasta ahora no citado, en el ángulo NE. de la hoja de Olot; se han situado en el mapa geológico horizontos interesantes y cambios de fácies en los materiales eocenos; y finalmente se han localizado los principales rasgos estructurales del área estudiada.

Dentro de cada conjunto, zona axial y zona sudpirenaica, se han tratado los diferentes problemas que plantean, teniendo en cuenta, además, sus respectivas líneas evolutivas en el espacio y en el tiempo

En cuanto a los materiales de la zona axial, se ha insistido en los procesos petrogenéticos y cinemáticos, ligados al metamorfismo regional, al plutonismo, al hidrotermalismo, al dinamometamorfismo y a las fases de deformación herciniana y alpina.

Se ha establecido que el metamorfismo regional presenta dos fases estáticas, bien patentes por la producción de minerales indicadores, y tres fases cinemáticas, que no originan tales minerales.

Igualmente se deduce que el metamorfismo corresponde a una presión de unos 3.000 a 3.500 bares y a una temperatura de 620°C, para la primera fase estática, correspondiente al estadio medio de H.G.F. WINKLER(1970), y una presión semejante a la anteriormente citada y una temperatura de unos 700°C para la segunda, correspondiente al estadio alto de H.G.F. WINKLER(1970). Por tanto, se trata de un metamorfismo comparable al descrito en Abukuma.

En cuanto a las fases de deformación hercinianas, se concluye que existen en número de cinco, de las cuales la primera sería coetánea de la producción de los mantos pennínicos, y de una esquistosidad continua que posteriormente habría de ser obliterada por la de la fase siguiente. La segunda fase origina pliegues isoclinales métricos, raramente visibles, con una esquistosidad continua de plano axial paralela a la precedente, que es la más aparente y casi la única existente en los gneises y micasquitos circundantes.

La idea de la existencia de los mantos pennínicos corresponde a G.GUITARD(1964), pero este sólo admite una esquistosidad continua, que sería la más visible, ~~axial~~ y que supone singenética con la formación de dichos mantos, que considera vergentes hacia el NE. Esta observación no encaja con las observaciones, efectuadas en el área estudiada, como se verá más adelante. Entre ambas deformaciones se sitúa la primera fase de metamorfismo estático.

Aún se producen tres fases de deformación menos intensas que las dos anteriores. Tras la última de estas se sitúa la segunda fase de metamorfismo estático.

Se llega a la conclusión de que la actividad ígnea es de tipo postcinemático y aparece después que se han atravesado todas las fases de deformación y las fases de metamorfismo regional.

Se ha prestado especial interés a las texturas blásticas mirmequíticas y pseudográficas con objeto de extraer de ellas la máxima información posible sobre sus génesis respectivas.

También se han estudiado los efectos de la actividad hidrotermal y del dinamometamorfismo en los materiales de la zona axial.

Se han estudiado los efectos de la orogénesis alpina sobre estos materiales y se pone en relieve, como puede verse en el mapa geológico adjunto, la importancia de las fallas de desgarre en asociación con las inversas. De entre estas destaca la falla del pico Salines, que produce un desgarre de unos 6kms. como mínimo, que queda amortiguado en su frente por fallas inversas. En conjunto este accidente constituiría un manto de corrimiento de tercer género, que afecta al zócalo y a la cobertera, representada en este sector por la terminación occidental del sinclinal de Darnius.

Como punto final, se hace una puesta al día de los conocimientos de la evolución tectónica en la zona axial y se establecen las posibles relaciones entre las fases de deformación observadas por los distintos autores, que han estudiado la zona axial en el Pirineo central y oriental.

En cuanto a los terrenos posthercinianos, se han elaborado columnas litoestratigráficas de tipo general, acompañadas del estudio paleontológico correspondiente, sin descender en excesivos detalles, que, por otro lado, falsearían la realidad en bastantes ocasiones, habida cuenta de los continuos cambios de fácies y de la complejidad de las estructuras observadas.

Se intenta la reconstrucción paleogeográfica del medio sedimentario y se establece la deformación alpina y su evolución en el área estudiada. Como consecuencia, se establecen las relaciones entre estulos de deformación diferentes, durante un mismo período de deformación, uno correspondiente al zócalo, el cual se fractura, y otro correspondiente a la cobertera, la cual, se fractura o se pliega frente a los esfuerzos alpinos, según la naturaleza de los materiales. Así mismo se pone de manifiesto la existencia de complicadas estructuras de colapso que, si bien tienen como causa indirecta los esfuerzos alpinos, obedecen directamente a la acción de la gravedad en virtud de la inestabilidad creada por el bascuamiento del zócalo. De estas estructuras gravitatorias, destacan las observadas en la C Negra y Oix y las de la garganta del río Borró, que representan nuevos apertres sobre el conocimiento de la estructura de la Garrotxa. Es interesante señalar que, en lo que concierne al último sector mencionado, nos encontramos ante un gran pliegue isoclinal tumbado cuya flecha aumenta hacia el E. para tomar las características de manto de corrimiento de primer género y que resulta verosímil imaginar, bajo los depósitos postorogénicos del Ampurdán, la continuación de estas grandes estructuras, e incluso a escala mayor.

Trás todo lo expuesto se comprende el especial interés de la localización del área de estudio ^{en} este sector del Pirineo, en que es posible abordar los problemas del zócalo, de la cobertera, los inherentes a la relación de ambos conjuntos, y más aún cuando existen onvestigaciones modernas en sectores proximos de valor indudable.

1.2. MÉTODOS DE TRABAJO

El levantamiento cartográfico se ha efectuado sobre los fotogramas existentes, a escala aproximada 1:33.000, y posteriormente se han pasado sobre una base cartográfica 1:25.000, existente para la hoja 219 de Massanet de Cabrenys, pero no así para la hoja 257 de Olot. Por esta razón, se utilizaron los originales de ésta a escala 1:25.000 y se modificaron en bastantes puntos, de acuerdo con los fotogramas, con objeto de obtener una representación más fidedigna de la realidad. En más de una ocasión lamenté no poder disponer de la totalidad de los fotogramas, por encontrarse velada la parte correspondiente al territorio francés.

Se tomaron muestras, estrechando la malla en los sitios que así lo requerían y que permitían esta labor, cosa que no siempre era posible a causa de la tupida vegetación, impenetrable en bastantes puntos.

Dada la variedad de los terrenos representados, una parte de las muestras serían posteriormente sometidas a estudio ~~microscópico~~ petrológico en un microscopio LEITZ modelo SM-POL binocular y otro de igual marca y modelo DIA-LUX, equipado con platina universal LEITZ de cinco ejes.

El estudio de los granates se ha efectuado, tras ser aislados con un separador isodinámico mediante la determinación de los índices de refracción, con líquidos de índice conocido CARGILLE, y la de la celdilla unidad por difracción de Rayos X.

Así mismo se han utilizado las técnicas de rayos X para determinar con mayor exactitud algunas especies mineralógicas no discernibles fácilmente con métodos ópticos. El aparato empleado ha sido un difractómetro de rayos X, PHILLIPS, modelo PW 1010 y PW 1059, equipado con contador de centelleo y discriminación de altura y pulsos.

Otro tipo de muestras, esencialmente de materiales posthercinianos, se tomaron ordenadas con objeto de establecer series estratigráficas en detalle, correlaciones entre diferentes tramos y sus cambios de fácies respectivos. Se ha hecho su estudio con lámina delgada de la muestra, y en diversos casos, levigados para aislar la microfauna.

Las láminas delgadas y los levigados se han estudiado con un microscopio LEITZ SM-POL binocular,. Se ha prestado especial interés a las Alveolinas y Assilinas, porque permiten una distinción cronoestratigráfica fina de los materiales eocenos de la cuenca mediterránea. Cuando ha sido necesario se han efectuado diferentes cortes de dichos ~~es~~ macroforaminíferos. Para esta labor ha sido de la máxima utilidad los trabajos de L.HOTTINGER(1960) y SCHAUB(1964).

En cuanto a las muestras de microfósiles, se ha prestado un mayor interés a los Rudistas, de los que se ha obtenido una clasificación satisfactoria. Hay que notar que algunas especies se citan por primera vez en los terrenos aléctenos de Castell de Bac Grillera, pues, si bien algunos ya lo fueron por L.M. VIDAŁ (1921), existían dudas sobre la especie, por no haber dispuesto este autor de ejemplares completos.

Desde el punto de vista tectónico, se han medido las estructuras menores de los materiales de la zona axial, y se han representado sobre una falsilla equiareal de SCHMIDT proyectando sobre el hemisferio inferior. También se han medido algunas estructuras menores en los materiales posthercinianos, de las que se extraen conclusiones interesantes.

Las fotografías de las muestras de mano se han efectuado con las cámaras ICAREX-35 y NIKON-F. Las microfotografías se han realizado con la cámara NIKON-F adaptada a un microscopio LEITZ modelo DIALUX, equipada con objetivos paraxenáticos planacromáticos, y con la cámara LEICA, adaptada al estativo LEITZ, modelo ARISTOPHOT, con objetivos MILLAR y SUMMAR.

1.3. MENCION DE AGRADECIMIENTOS=

Antes de enumerar a las distintas personas que de un modo u otro me han prestado su colaboración, quisiera excusarme antes aquellas que pudieran quedar en el olvido. A aquellas igualmente hago llegar mi agradecimiento, que no es menor por el hecho de haber quedado en el anonimato.

Quiero expresar mi gratitud más sincera al Profesor Dr. J.M. FONTBOTE por haber aceptado la dirección de esta Tesis. A él ya le debía en buena parte mi formación como geólogo y, ahora, toda una serie de orientaciones, observaciones y críticas, tanto en el terreno como en el laboratorio, que han contribuido a la elaboración de este trabajo.

Asimismo expreso mi agradecimiento al Profesor Dr. M. RODRIGUEZ GALLEGO por sus orientaciones en torno a problemas mineralogogenéticos y en todo lo relativo a determinaciones de rayos X. Igualmente, a su equipo de colaboradores, especialmente a A. GARCIA-CERVIGON y R. ARANA, con cuya colaboración he contado siempre a la hora del estudio de minerales por rayos X.

Desde estas líneas agradezco la colaboración de la Profesora Dra. A. LINARES, del Dr. DONOSO y de P. RIVAS. en el estudio de la microfauna de las láminas delgadas.

Igualmente expreso mi agradecimiento al Profesor Dr. J.A. VERA y al Dr. LOPEZ GARRIDO por sus sugerencias respecto a la sedimentología de las series sudpirenaicas. Al Dr. F. ALDAYA por su ayuda inapreciable en cuanto a la realización de microfotografías, dibujos y croquis.

A J. CHACON, por su inestimable e incondicional ayuda en los estudios petrológicos.

A F. PEREZ LORENTE por su ayuda en la confección y crítica de los diagramas de análisis estructural.

No podía dejar en el olvido la valiosa labor de

R. TORRES por su incondicional disposición en la realización de numerosas microfotografías y fotografías de muestras.

A N. ORTEGA debo agradecer la determinación de los granates.

A P. MOLINA exprese igualmente mi gratitud por su ayuda en la confección de croquis y dibujos.

A D.M. MARTIN CALPENA por la confección de las láminas delgadas.

Finalmente quisiera hacer constar mi gratitud a todas aquellas personas que han participado de alguna manera en la realización de esta Tesis, sin olvidar a las gentes de la región, entre los que hice buenas amistades y que, con su hospitalidad hicieron más agradable mi estancia en el terreno.

2. SITUACION DE LA REGION
ESTUDIADA

2.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y VIAS DE ACCESO

El área estudiada se encuentra en la vertiente española de las estribaciones más orientales del Pirineo, dentro de la provincia de Gerona. Comprende la hoja del M. T.N. a escala 1:50.000 de Massanet de Cabrenys, n^o219, y la casi totalidad de la hoja del M.T.N. a escala 1:50.000 de Olot, n^o257. El límite N. está formado por la línea fronteriza con Francia. El límite S. es el curso de río Fluviá y de su afluente, el arroyo de Vianya. Los límites oriental y occidental son los correspondientes a las hojas mencionadas; así, el límite oriental es el meridiano de Lladó, 6^o30'E, y el occidental el meridiano 6^o10', que prácticamente pasa por Bagot.

En el área de tesis se incluyen, pues, la vertiente meridional del macizo de Roc de França, perteneciente a las Alberes, la comarca de Garrotxa y el borde occidental del Ampurdán.

Aunque en esta parte las máximas alturas del Pirineo son modestas, los desniveles existentes no son por ello despreciables. Esto ha contribuido a que el área estudiada sea una zona de acceso difícil en la que los caminos transitables con vehículo son escasos o no existen, con abruñtas gargantas cortadas a pico entre los relieves circundantes, topografía que explica que la zona fuera nido de bandoleros en el siglo pasado y que en la actualidad se encuentre sometida a una fuerte migración de la población rural hacia los núcleos industriales, no siendo extraño ver aldeas totalmente deshabitadas.

Las máximas cotas se alcanzan en la frontera de Francia, donde fácilmente se sobrepasan los 1000 ms.: destacan el Roc de França (1445 m.) que ostenta la máxima altura del sector de Massanet de Cabrenys, y la Coma Negra (1558 m.), que representa la máxima cota del área de tesis

y en la mitad N. se encuentra el pico de Bassagoda(1376m.). Alrededor de esta elevaciones aparecen cursos encajados de ríos en los que las cotas oscilan entre 300 y 500 ms. en general. Las cotas mínimas se encuentran en el límite oriental de la tesis sobre los ríos Arnera (130 m.), Muga (140m.) y Fluviá (95)ms.).

La situación del área estudiada, así como los principales núcleos de población y vías de acceso quedan reflejados en la fig. 1. Habría que añadir la existencia de caminos de diferente dificultad, según el vehículo utilizado, como son los que van a Tapis y a la ermita de Les Salines, desde Massanet de Cabrenys; y que, desde Albañá, sube a los caseríos de Bassagoda y Lliurona; el que desde Tortellá sube al mas Orri; y el camino recientemente terminado que sube desde S. Martín Sasseires hasta la ermita de la Mare de Déu del Mont.

Como puede verse en la fig.1, la parte meridional del área estudiada queda comunicada por una serie de caminos y carreteras que parten de la comarcal de Gerona a Ripoll y de la comarcal de Rosas de Olot, que pasa por Figueras.

La parte septentrional queda comunicada parcialmente por la carretera local de Figueras a Albañá, la local del Pont de Campmany a Massanet de Cabrenys y la local de Agullana a La Bajol. Todas estas carreteras parten de la nacional II. La esquina NW. de la tesis, sector de Baget, se encuentra comunicada gracias al camino que une esta población con Rocabrana y Campredón.

2.2. LOCALIZACION GEOLOGICA

El Pirineo representa una porción de la cordillera herciniana dislocada por el paroxismo alpino, sin que llegue a borrar los efectos de la primera orogénia.

En el Pirineo se distinguen tres zonas bien diferentes; la central, denominada zona axial, constituida por materiales prepaleozoicos y paleozoicos con exclusión del Pérmico, de grado de metamorfismo variable, y materiales ígneos, intruidos tras el paroxismo herciniano; y las zonas nortepirenaica y sudpirenaica, no exactamente equivalentes entre sí y constituidas por materiales posthercinianos. La zona axial sirve de espina dorsal, que separa estas últimas y sobre ella se esculpen los mayores relieves del Pirineo.

El eje de la cordillera pirenaica se hunde hacia el W., donde se ponen en contacto las zonas nortepirenaica y la sudpirenaica, mientras que hacia el E. se eleva, de modo que los Pirineos orientales, en especial en los domos del Canigó y del Roc de França, quedan expuestos a la observación los materiales más profundos del edificio montañoso. Además, existen depresiones, como las de Cerdaña, del Rorellon y del Ampurdán, que tienden a cortar transversalmente la cordillera, en las que se depositaron materiales postorogénicos respecto del ciclo alpino, de edad miocena, pliocena y cuaternaria.

Como se vé en la fig.2, la zona estudiada se ubica en el Pirineo oriental, sobre materiales metamórficos e ígneos de la zona axial que están en relación con el ciclo herciniano, y materiales ~~sudpirenaicos~~ sedimentarios de la zona sudpirenaica, mesozoicos, y eocenos en general, que sólo están afectados por la orogénesis alpina. Además en el área meridional de la zona de tesis, existen rocas efusivas básicas y terrenos postorogénicos plic-cuaternarios, correspondientes, estos últimos, a la terminación occidental de la depresión del Ampurdán.

3. ANTECEDENTES

3.1. INVESTIGACIONES ANTERIORES EFECTUADAS EN EL AREA ESTUDIADA Y EN AREAS PROXIMAS

El resumir en una pocas paginas la labor geológica de los diferentes autores que, desde mediados del siglo XIX hasta nuestros días, han contribuido al conocimiento de los Pirineos orientales, tropieza con grandes dificultades, no sólo por el número crecido de trabajos publicados sino también por la diversidad de los temas tratados y su diferente valor. Así pues, se omiten algunos trabajos por ser poco interesante o por tratar de zonas suficientemente alejada de la que aquí se estudia, mientras que, por otro lado, se incluyen trabajos sobre el Pirineo central cuyos temas interesan en el estudio del área de esta tesis.

Se podría hacer en principio una división entre autores que traten temas petrológicos, sedimentológicos, paleontológicos, etc. o bien, mejor quizá, una división de las investigaciones atendiendo a si se tratan de la zona axial o sudpirenaica. Sin embargo, esto último trae consigo más dificultades a la hora de querer encajar los trabajos que versan sobre ambas zonas.

Por esta razón me limitaré a exponer y comentar brevemente, en una sucesión cronológica no demasiado rígida, la evolución en el conocimiento de la cordillera pirenaica.

Entre los trabajos más antiguos figura el de E. de VERNEUILY y E. COLLOMB (1852), en el que se hace una descripción geológica somera sobre la constitución de algunas provincias españolas; los mismos autores describen en 1868 los grandes rasgos de la parte oriental del Pirineo y señalan una mancha jurásica entre Beuda y Tortellá.

F. BAUZA (1874) estudia los rasgos generales de la geología de la provincia de Gerona y describe un afloramiento cretáceo entre Sales de Llierza y Besalú.

L. Carez (1881) indica que las calizas con Alveolinas forman la base del Eoceno en el Pirineo y les asigna una potencia de 350 m. en la provincia de Gerona. Cita las pudingas de Ripoll, las margas azuladas de Tortellá y las areniscas y conglomerados rojos de Albañá. En este sector dá un corte en el que considera las margas subverticales de Albañá como cretáceas, por estar por estar coronadas, según él, por la calizas basales horizontales del Eoceno, que afloran entre Albañá y Lliurona.

Algún tiempo después, J. CARALP (1885) estudia los materiales paleozoicos de los Pirineos orientales, desde el Perthus hacia el E., y admite que en conjunto pertenecen al Cámbrico y al Silúrico. Cita la presencia de los terrenos triásicos en la vertiente meridional de Les Alberes y el afloramiento de jurásico y cretáceo de Massaroch.

L.M. VIDAL (1877) había publicado una nota sobre el cretáceo de los Pirineos catalanes, pero su mayor aportación aparece en L.M. VIDAL (1886) al confeccionar un mapa a escala 1:40.000 de la provincia de Gerona.

En esta obra establece los rasgos generales de la estratigrafía y la estructura de Paleozoico y describe un corte bajo el escarpe de la Eta de Alfau, considerando todos los materiales como triásicos y alpinos otros del Eoceno plegado. En este último distingue varios tramos y cita afloramientos de yeso. En el área aquí estudiada indica la existencia de granitos al N. de la Sierra de Bertrecá y en St. Aniol. Cita la presencia de Trias al N. de las sierras de Bertrecá y de Les Escalles y considera que las calizas constituyentes de estas pertenecen al Senonense, el cual se extendería hacia el E. por los alrededores de Sadernes. Asimismo señala un afloramiento Turonense entre Bassegoda y S. Lorenzo de Muga, separado del Senonense por los materiales eocenos. Los tramos que distingue en el eoceno, con una potencia total de 2.000m. son:

- 1.- Calizas de Alveolinas y Miliolites en la base, A veces con claizas de Nummulites intercaladas.

- 2.- Calizas con Nummulites perforata y N. Lucassana.
- 3.- Margas con gasterópodos, lamelibranquios y equínidos de gran potencia.
- 4.- Conglomerados superiores: en el sector de Lliurona y ^{en} el pico de la Mare de Déu del Mont describe la siguiente sucesión:
 - 1) Garumnense: margas, areniscas y pudingas rojas.
 - 2) Nummulítico: que de abajo a arriba presenta:
 - a) calizas muy potentes con alveolinas melo.
 - b) Margas azules con Ostreas mal conservadas.
 - c) Calizas con Nummulites perforata, N. Lucassana y N. spira.
 - d) Margas sin fósiles, hojosas y compactas.
 - e) Yeso alabastrino.

Posteriormente, L.M. VIDAL (1898) presenta un corte desde la Sierra Caballera a Olot y describe el Eoceno plegado de este sector. Distingue margas y calizas margosas nummulíticas, los niveles de yeso y las pudingas y margas rojas del Eoceno superior, que él atribuye al Oligoceno.

Finalmente, L.M. VIDAL (1921) efectúa un importante estudio sobre la paleontología del Cretáceo catalán.

J. ALMERA y A. BOFILL (1888) aportan nuevos datos sobre los Pirineos orientales.

J. ROUSSEL (1896-97) efectúa una cartografía a escala 1:32.000 desde Andorra al Mediterraneo y presenta interesantes aportaciones sobre la paleontología y estratigrafía de los materiales prepaleozoicos y paleozoicos de los Pirineos orientales. Considera como arcáicos los gneises y los micasquistos y como precámbricos los esquistos sericíticos con intercalaciones calizas.

En el macizo de Roc de França , que él denomina Raz Mouchet, proporciona un corte geológico y señala una estructura anticlinal "Ride du Raz Mouchet" cuyo núcleo está formado por el Afcaico con 2.000 o 3.000 m. de potencia, alrededor del cual se dispone el Precámbrico y la série paleozoica relativamente completa en la vertiente N, mientras que en la vertiente S, aparece en su lugar el "granulito" de St. Llorenç de Cardans, de Massanet de Cabrenys y de La Jonquera. El borde S de este "granulito" está formado por materiales del Cretáceo superior.

Describe someramente el afloramiento de Coustrouges y lo reconoce hasta Fontfreda, citando fauna de ciclotites, Ostreas, e Hippurites. Estima que las capas rojas de este sector, conglomerados, margas y calizas, pertenecen al Campanense y al Maestrchtense.

Años más tarde, J. ROUSSEL(1904) insiste de nuevo sobre la série de los materiales antiguos y estudia los materiales posthercinianos. Elimina al Pérmico y al Trías a los que incluye en el Garumnense y admite que la parte inferior del Eoceno es lacustre hasta llegar a las capas marinas del Ypreense. Sobre estas descansan potentes margas, a veces consideradas como paleozoicas, coronadas por conglomerados que dá como Oligoceno. Señala la existencia de Eoceno en la Garrotxa y en el valle del Río Muga, considerados hasta entonces como paleozoicos.

L. MALLADA(1805-1911) resume los datos de L.M. VIDAL sin aportar nada nuevo. Propone la división del Eoceno catalán en: Nummulítico inferior, calizo; Nummulítico medio, margoso; y Nummulítico superior de maciños y conglomerados.

L. MALLADA(1907) efectúa una recopilación sobre el Eoceno, el Oligoceno y el Mioceno, en su explicación del Mapa Geológico de España.

A. LACROIX(1899-1900) estudia el granito de Quérigut y piensa que su colocación se lleva a cabo por asimilación de los materiales paleozoicos, cuyas dolomías habrían sido transformadas en rocas básicas y ultrabásicas.

L. BERTRAND⁴(1904) confecciona un plano a escala 1:1000.000 de los Pirineos orientales y admite que los gneises pueden alcanzar localmente los niveles devónicos. En 1907 dedica un trabajo a la descripción de los niveles eocenos y su sucesión en el área de los Pirineos orientales.

Ch. DEPERET (1905) al tratar de la geología del Canigó admite la serie estratigráfica propuesta por J. ROUSSEL(1896) y considera, basandose en las analogías existentes, con la serie de la Montagne Noire, que las "calcaires en dalles" son Cámbricas y que son diferentes de las calizas devónicas, que se sitúan sobre el Ordovícico. Ch. DEPERET (1911) levanta un plano geológico de la hoja de Cerét teniendo en cuenta la diferente edad de las calizas.

O. MENGEL(1906, 1908, 1909, 1911-12) efectúa la cartografía de las hojas de Prades y Ceret, a escala 1:80.000 y estudia la tectónica en la vertiente española del Pirineo oriental. Este autor, siguiendo la idea de L. BERTRAND(1904) de que los gneises pueden alcanzar el Devónico, piensa erróneamente que las "calcaires en dalles" y las calizas devónicas fosilíferas serían isócronas y explica su diferente apariencia por las diferencias de los esfuerzos tectónicos, y de la intensidad del metamorfismo regional, que han sufrido ambos tipos de calizas.

Años más tarde, L. BERTRAND y O. MENGEL(1925) publicarían las hojas de Prades, considerando todas las calizas paleozoicas como devónicas, y admitiendo una estructura en cabalgamiento que habría de abandonarse posteriormente.

M. FAURA(1922-13) presenta una síntesis estratigráfica del Paleozoico en Cataluña.

M. CHEVALIER (1914) distingue para el Eoceno del NE de Cataluña:

1.- Eoconglomerático con:

- a) capas de Bulimus gerundensis
- b) alternancias de areniscas, margas y pudingas rojas, fluviolacustres.

2.- Mesoconglomerático con los siguientes niveles:

- a) Luteciense inferior: calizas blanquecinas con Alveolinas.
- b) Luteciense medio y superior: calizas compactas con diferentes especies de Nummulites.
- c) Bartoniense: margas azules en Opisarter nux y Serpula spirulea, y sobre ella margas arenosas amarillentas con Ostreas sp. y Coleopleurus coronalis.
- d) Bartoniense superior: areniscas finas en Orthragminas y Nummulites striatus.
- e) Ludiese: areniscas finas y groseras coronadas por pudingas, sedimentación de fácies marginal que hácia el centro de la depresión, se hace arcillosa y arenosa y contiene niveles de yesos.

Este autor tiene otros trabajos sobre la región, entre los que se puede mencionar el de 1931, sobre la tectónica de Cataluña.

H. DOUVILLE (1921) estudia la deformación en el Pirineo durante la orogénesis alpina. En 1922 que en la vertiente española sólo existen depósitos de edad Luteciense y explica los errores cometidos en las dataciones basadas sobre las Nummulites sin tener en cuenta su dimorfismo.

A partir de los años treinta, la geología del Pirineo comienza a conocerse con mayor exactitud gracias a la labor de los geólogos españoles y extranjeros.

Con el importante trabajo de M. DALLONI (1930) sobre los Pirineos catalanes, se da un gran paso adelante sobre el conocimiento de esta zona. Este autor es el primero en estudiar con detalle la estratigrafía y paleontología tanto de la zona axial como de la subpirenaica. Proporciona además, interesantes aportaciones en relación con la paleogeografía. Desde el punto de vista cartográfico esta obra representa, asimismo, un nuevo avance, reflejado en su mapa a escala 1:400.000. En cuanto a lo que se refiere a la tectónica, M. DALLONI, proporciona cortes geológicos y estudia la estructura de conjunto de esta parte de los Pirineos.

Al establecer la *Série* paleozoica en sus tramos más inferiores, que son los presentes en el área por mí estudiada, llama la atención sobre la imprecisión del límite con el Precámbrico(?) y la imposibilidad de establecer un sincronismo indiscutible, por la ausencia de fósiles. El Cámbrico estaría formado por esquistos silíceos, a veces micaceos, muy potentes, y por calizas cipolínicas, y el Ordovícico por esquistos, cuarcitas y grauvadas, con lentejones calizas.

Los gneises y micasquistos del Roc de França y del pico de Salines aparecen esquemáticamente en su cartografía, en la que se considera a los últimos pertenecientes al Cámbrico y al Silúrico inferior. En este punto describe cipolinos con diopsido, ytremolita y condredita. Admite que en este sector existen, además, Gotlandense con intercalaciones calizas, a cuyas expensas se originaron los depósitos de talco.

Cita como Carboníferos las esquistos de La Salud, que, más tarde, H. ASHAVER (1934) considera como silúricos o devónicos, y añade que son de facies bastante diferente que los que existen cerca de Bassagoda y en el valle del río Llierca, los cuales atribuye al Silúrico.

En los cortes de Viure y del resalte de Darnius, descritos al tratar del Pérmico, señala otros afloramientos silúricos. De ellos, el de Viure, sería dado posteriormente como *silúrico* carbonífero (ASHAVER 1934).

M. DALLONI defiende, de acuerdo con otros autores, y en contra de la opinión de J. ROUSSEL (1904), que se debe hacer la distinción entre los terrenos pérmicos y triásicos, y los del Garumnense. Sin embargo, comete errores dentro del área que aquí se estudia y en sectores adyacentes.

Así, al estudiar el Pérmico, del valle del Muga, presenta un corte al E. de Coustouges, en el que considera todos los terrenos rojos, incluidas las intercalaciones *silúricas* calizas germense, como permotriásicas.

En Viure considera que el permotrias está coronado por calizas del Muschelkalk y estas, por el Keuper y el Lías.

En el resalte del Darnius, sitúa el sinclinal de los materiales posthercinianos, pero considera que estos están constituidos por Permotrias y Muschelkalk.

Por otro lado, la Sierra de Oix (Sierra de Bertreca) y el macizo de Bassagoda se apoyarían sobre Permotrias y no sobre Garummense.

Para los materiales eocenos establece la siguiente serie general:

Eoceno inferior:

I Thanetiense: Calizas lacustres con Paludina aspersa de Barga, capas rojas con Physas de Camprodón, Viure, etc.; más al S., capas rojas con Bulimus gerndensis.

II Esparnaciense: Caliza sublitográfica, a veces bituminosa, con Miliolites, Ostrea uncf-fera, Potamines y Melantias. Margas yesosas.

III Ypresiense:

- 1) calizas con Asteolinas.
- 2) Margas y areniscas con Assilina Leymeriei y Operculinas.
- 3) Calizas y areniscas con Velates schmideli, Lucina corbarica, Terebratulina montolearen-sis, numerosos equinidos, y Nummulites globulus, N. atacicus, N. lucasi y N. planula-tus.

Eoceno medio:

I Luteciense:

- 1) Margas con Turritellas, Ostrea atrictipli-cata y otros moluscos; Nummulites granifer, N. uronensis, N. laevigatus, N. atacicus, Assilina granulosa, A. praespira, A. spira, Orbitolites complanatus y Ortophragmina archiaci.

- 2) Margas azules con numerosos moluscos y equinifidos, Nummilites aturicus, N. bronquiarti y Assilina exponans. Areniscas y conglomerados.
- 3) Yesos y reniscas micaceas que contiene restos de plantas terrestres.

II Bartoniense:

Margas azules de Oliana con numerosos moluscos, Nummulites striatus y N. fabiani; areniscas con corales.

Eoceno superior: Pudingas supranummulíticas.

En cuanto a las condiciones paleogeográficas durante el Eoceno, M. DALLONI afirma que, mientras que el Eoceno superior es francamente marino en los Pirineos Aragoneses, hacia el E. y hacia el S., las fácies se hacen salobres o de agua dulce: niveles continentales con Bulimus gerundensis; capas rojas con Physas y niveles calcáreos en lacustres con Paludinas.

Con el Esparnacense comienza una transgresión que se acentúa en el Ypresiense. Durante el Eoceno inferior la cuenca estaba comunicada con el Ebro, y con el golfo de Vizcaya, formando un ancho brazo de mar. Indica que, por otro lado, las fácies son típicamente mediterraneas.

Durante el Luteciense inferior, la cuenca se hunde parcialmente y se depositan las margas azuladas del Eoceno medio. Algunos sectores como les Alberes, permanecen emergidos y el mar luteciense no sobrepasa la extensión que ya tenía durante el Tpresiense.

Posteriormente existen cambios faunísticos (políperos, Potamides, etc.) que denotan una franca tendencia a la emersión. Durante el Bartoniense comienzan a hacer aparición conglomerados en la vertiente meridional, mientras que en la septentrional lo había hecho ya durante el Luteciense inferior.

"La parte central de la cadena parece elevarse primero. Tras la retirada definitiva del mar, y de un corto periodo lagunar, marcado por un potente depósito de yesos, se instala un gran lago que cubre una amplia región comprendida entre la Conca de Tremp y el W. y las sierras aragonesas: su fauna de moluscos es Bartonense."

Las pudingas supranummulíticas se han formado durante el Bartonense y el Ludense, ya que están cubiertas en discordancia por el Oligoceno inferior. Constituyen un enorme depósito aluvial como resultado de la erosión, por torrentes considerables, de los jóvenes relieves emergidos.

En el área correspondiente a este trabajo, y sus inmediaciones, M. DALLONI estudia el Eoceno de la Baga de Bordellat (Coma Negra) y presenta un corte que llega hasta Castellfollit. Da la siguiente serie estratigráfica, refiriéndose a la vertiente francesa:

- e¹ a: Areniscas, ^{margas} ~~calizas~~ rojas y calizas pisolíticas, coronada por una capa de caliza negra en corte fresco.
- b: Caliza margosa oscura con Miliolidos.
- c: margas grises con Operculina y pequeñas Assilinas, con bancos de caliza compactos y Alveolina subpirenaica var. globosa; en algunos lechos abundan restos indeterminables de equinidos y Terebratulina temistriata.
- e²: Calizas marinas, formando la cumbre, La roca, gris o amarillenta, margosa según los puntos, contiene Nummulites atacicus y lumaquelas de Ostrea strictiplicata.

La misma serie se repite en la vertiente S. de la Baga de Bordellat y, tras las capas rojas basales, en la Sierra de Oix (Sierra de Bestrecá), donde distingue los tres niveles de e¹.

Asigna una edad luteciense inferior, e²a, a las margas azuladas, calizas margosas y niveles arcillosos que encuentra entre Oix y Castellfolit. Observa la existencia de niveles bichérmicos con fósiles silicificados, sobre todo de macroforaminíferos, entre los que cita Alveolinas y varias especies de Nummulites y Assilinas.

El tramo siguiente, e²b, está formado por calizas margosas grises azuladas, que se explotan para la fabricación de cemento, por ejemplo, en St. Eudal, y por las margas azules superiores, muy potentes.

El tramo e²c está constituido por yesos, que relaciona con los niveles observados más al W., en St. Joan de ~~Les Abadesses~~ Les Abadesses. Las margas y areniscas del valle de Vianya, superiores a los yesos, quedarían incluidos en este tramo.

Reconoce las pudingas superiores, tramo e³, que buzan normalmente hasta Olot.

Describe someramente un corte de Eoceno a lo largo del río Llierca, desde St. Aniol, el Eoceno del macizo de Bassegoda y el de la Sierra de Sta. Magdalena de la Salud.

Otro corte interesante es que el pasa por Lliurona, el pico de la Mare de Déu del Monst, Benda y Besalú. En él vuelve a distinguir los tramos ya citados.

En el corte de S. Lorenzo de Muga establece la sucesión siguiente:

- e¹a: Caliza negra o parda oscura, muy verticalizada (en el corte adjunto queda situada inmediatamente al N. del río Muga y correspondería por tanto, a las intercalaciones calizas de la formación Coronas de SOLÉ SABARIS, 1956).
- b: Margas grumosas o nadulosas azuladas, con huellas de lamelibranquios, y caliza oscura con restos de Ostrea uncifera y Miliolites.
- c: Areniscas y margas grises o azuladas con Terebratulina temistriata, erizos aplastados,

Assilina leymeriei. Corona la série las calizas de Melánias y Alveolinas, que forman la cresta de la Sierra de St. Jordi.

e²: Margas y areniscas lutecienses, con bancos calizos. En las areniscas glauconíticas groseras describe diversos fósiles.

e³: Limos rojizos conglomeráticos y, finalmente, las pudingas supranummulíticas.

Como consecuencia de todo esto quedan suprimidos los retazos de Cretáceo de la cartografía de L.M. VIDAL- (1886).

En cuanto a la tectónica, M. DALLONI admite que Les Alberes, incluido el macizo del Roc de França, es una cadena de gneises y micasquistos, que forman el eje de un haz de pliegues en abanico, con vergencia al N. en Francia y con vergencia al S. en España.

Cerca de Coutouges señala un estrecho sinclinal vergente al S. y facilita un corte de esta estructura. En lo que se refiere a los afloramientos mesozoicos cercanos a esta localidad francesa y a los de Viura, cree que se trata de una sucesión normal.

Toda la série postherciniana presenta, en el área estudiada por M. DALLONI, claros síntomas que los movimientos se han realizado hácia el S.

De la escuela de Barcelona podemos destacar, los siguientes trabajos:

M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA y SOLE SABARIS (1933) estudian el macizo de Monstgü y señalan que se trata de una escama de terrenos mesozoicos. Admiten la hipótesis de que deben estar en relación con los materiales de Pedraforca., de los que es la escama de Monstgü constituiría el extremo más oriental. En consecuencia los enlaces entre Pedraforca y Monstgü deberían buscarse entre Figueras y el Ter.

L. SOLE SABARIS (1933) corrobora parcialmente la hipótesis mencionada, al describir los materiales alóctonos de Figueras, y piensa que los del valle de Muga y del Fluviá debería haber nuevas zonas corridas.

N. LLOPIS LLADO (1933), siguiendo las ideas de los anteriores, puntualiza que Ch. JACOB, P. FALLOT, G. ASTRE y R. CIRY (1927) y CH. JACOB (1930), al describir las unidades de Pedraforca como límite E. de la zona de corrimiento, ignora la existencia de las "escamas del Ampurdán" y critica a M. DALLONI (1930) por haber suprimido el Cretáceo de Oix, que anteriormente citara L.M. VIDAL (1886). N. LLOPIS LLADO en este trabajo, piensa que el afloramiento cretácico de Oix se prolonga mucho más al WE. y, en vez de estar cubierto por el Eoceno, como admitía L.M. VIDAL, descansa sobre materiales eocenos. De este modo llega a concluir que en la existen en la Garrotxa escamas de corrimiento, que serían la continuación de las descritas en Monstgü y Figueras; cita afloramientos jurásicos, cretáceos y posiblemente triásicos en la Calma, al N. de Tortellá, y extiende el Cretáceo al pico de Bassegoda y al de la Mare del Déu del Monst. Como veremos más adelante N. LLOPIS LLADO (1941-42) se retracta de estas ideas y efectúa un trabajo sobre la misma zona.

de este mismo periodo son los importantes trabajos de la escuela alemana de H. STILLE, llevados a cabo por H.V. SCHMIDT (1931), H. ASHAVER (1934) y H. ASHAVER y R. TEJCHMULLER (1935).

Son trabajos de síntesis estratigráfica y paleogeográfica y, sobre todo, representan un gran progreso en el estudio de la estructuras de la Cordellera Pirenaica, basado en una buena cartografía de las unidades tectónicas. En los dos últimos trabajos se hace una interpretación autotónica con doble vergencia hacia el S. y hacia el N de los materiales que, anteriormente, Ch. JACOB, P. FALLOT, G. ASTRE y R. CIRY (1927) y Ch. JACOB (1927-30) habían considerado como autóctonos, Ultimamente M. SEGURET (1970) pondría de relieve, con ciertas variantes, la verosimilitud de las hipótesis alóctonistas.

H. V. SCHMIDT (1931) estudia el Paleozoico en varios sectores de Aragón y Cataluña desde el punto de vista estratigráfico u paleontológico y, finalmente, desde el punto de vista tectónico, citando una serie de discordancias y proporcionando unos cortes de tipo estructural. Señala que los plegamientos variscicos son de edad astórica.

H. ASHAVER (1934) hace un estudio detallado de los materiales posthercinianos y algún comentario sobre el "yacente variscico". Efectúa una excelente cartografía general a escala 1:300.000 y otras con más detalle a escala 1:80.000, de los sectores del N. de Figueras y del Monte de Guillera.

Tras señalar que el paróxxismo herciniano ocurre en el Carbonífero superior, y sería de edad, no astórica, sino sudética, describe muy someramente el Carbonífero superior y cita su afloramiento más oriental al N. de Viure. Estima que las pizarras pardas de La Salud, dadas por M. DALLONI (1930) como carboníferas, pertenecían al Silúrico o Devónico, según demuestran los corolarios recogidos en sus intercalaciones calizas (*Cyathophyllum* sp.).

La parte fundamental de su trabajo versa sobre los materiales posthercinianos, desde el Permotrias a l Cuaternario. Describe series estratigráficas con detalle, hace correlaciones entre ellas y establece las características paleogeograficas ligadas a los movimientos epirogénicos de la cuenca. Uno de sus principales aportes es un minucioso estudio estructural en el que da una interpretación autotónica del Mesozoico, tanto para la zona entre el Segre y el Llobregat, como para la zona de Figueras, que, enraizándose en las inmediaciones, pueden dar ~~sabidax~~ cabalgamientos de poca amplitud sobre los materiales más modernos, generalmente Eoceno. Esto lo lleva a admitir en la zona de Figueras la cuenca del Ampurdán oriental, al E. del Umbral de la Garrotxa, que impropiamente denomina "umbral del Ampurdán".

Si se consideran todos estos materiales mesozoicos, a excepción del afloramiento de Massarach, totalmente alótonos y con un enraizamiento al otro lado de la frontera francesa, habría necesidad de revisar su interpretación paleogeográfica y modificar en parte la extensión del "surco del Ampurdán oriental" que se originaría inmediatamente an-

tes de comenzar el Cretáceo superior, como consecuencia del plegamiento arístico.

Doy paso a continuación a las citas que este autor hace dentro del área estudiada de esta memoria y a los datos que puedan tener relación con los materiales en esta representados.

Para el Permotrias, después de indicar su adelgazamiento hacia el E., le asigna 50 m. de potencia en Mas La Cabarra, al N. del Castell de Bac Grillera, aclarando que los espesores originados debieron ser mayores. En las columnas estratigráficas que da para el Gerummense y Trias,, asigna 40 m. al Permotrias de Coutouges,

El Keuper es de facies lagunar en los Pirineos orientales y está representado por margas abigarradas con yesos y dolomías evernosas. Incluye en este piso las margas grises dolomíticas con aspecto tableado del techo, que consideré pertenecientes al Lias basal (ESTEVEZ, 1968), y les asigna un espesor entre 5 m. y 20 m. en Viure y en Carbonils.

Durante el Retiense la sedimentación es marina, y está representada por la serie calizo-dolomítica que H. ASHAVER describe con el nombre de carniolas. El retiense está caracterizado en los Pirineos orientales por la existencia de avicula contorta y cita su presencia cerca del Mas Paradella.

Tras el depósito del Cretáceo inferior y la fase de plegamiento arística, H. ASHAVER indica que, en el Cretáceo superior se produce una transgresión, y, considerando como para-autóctenos los materiales mesozoicos del Viure y Mas Monterí, dice que "donde más tardó en presentarse la invasión marina es en el gran surco del Ampurdán oriental".

En este sector data un Santonense, y Campanense y Maestrichtense, además del Cretáceo inferior.

Antes de seguir adelante, repetiré la concepción autoctonista de ASHAVER que lleva a una interpretación parcialmente falsa; paleogeográfica; parcialmente, porque el afloramiento de Massarach sería el único autoctono del Ampurdán, de acuerdo con el corte de B.GARCIA RODRIGO que reproducen J.M. FONTBOTÉ y El VIRGILI (1958).

Además, el hecho de no presentarse sobre el zócalo de la Garrotxa materiales más antiguos que el Germense a excepción del Permotriás de los afloramientos más septentrionales, no indica necesariamente una fase adriática que explique el umbral o "Schwelle del Ampurdán", ya que resulta más fácil admitir que pudo existir desde el Permotriás, en virtud de los movimientos epirogénicos, conclusión que parece desprenderse de modo evidente del corte paleogeográfico que H. ASHAVER da para los espesores Mesozoicos en los Pirineos meridionales orientales.

Al final del Maestrichtense comienza la sedimentación de aguas poco profundas, y la regresión alcanza su punto culminante en el tránsito Cretáceo-Terciario, al depositarse el Garumense, facies eminentemente continental.

En lo que se refiere a la zona que aquí interesa, dice que "Al E. de Freser, en la región del zócalo del Ampurdán, yace ya el Gerumense directamente sobre el Permotriás. Allí se tropieza con grandes dificultades para la diferenciación y separación de ambas formaciones tan similares".

Cita que DALLONI (1930) que había dado los conglomerados de Viure y Darnius como Permotriásicos y las calizas suprayacentes como Muschelkalk, mientras que calizas semejantes al S. de Camprodón las data como gerumenses por contener Physas sp.; y añade: " De todo esto dedujo DALLONI la imposibilidad de la separación local de Garumense y Permotriásico".

Más adelante hace una interesante aclaración: " Las margas rojas, con areniscas y conglomerados bastos están limitados casi exclusivamente al Permotriásico".

En los carte ; así como para la confección de los mapas se ha considerado el primer banco de calizas, como la separación entre el Garumnense y la parte más antigua de la serie roja continental." Este criterio ha sido también el que se ha utilizado para este trabajo.

Al E. de Oix, en Freixenet, señala que el Garumnense es de carácter muy arenoso con un espesor muy pequeño de 25 a 40 m., descansando directamente sobre el paleozoico.

En las columnas estratigráficas para el Garumnense y el Permotrias, señala para aqué potencia de 70 m. en Coustouges y de 100 m. en la Mas de La Gabarra, de los cuales los 20 m. de superiores estarían formados por dolomías.

Durante el Eoceno penetra de nuevo el mar en los Pirineos orientales, indica que el Eoceno inferior, Ypresien- se, y Luteciense inferior, comparable con la formación Sagnari de L. SOLE SABARIS (1958) según se desprende de la cartografía de ASHAVER, está formado en Oix, Freixenet, Bassegoda y La Salud, por 150 a 200 m. de calizas compactas con Alveolinas. El máximo desarrollo se alcanza al N. de esta zona (250 a 300 m.) cambiando a fácies margosa, justamente donde el Garumnense alcanza su potencia máxima. Afirma que el cambio de fácies es evidente en el caorte de St. Jordà, al N. de Albià, donde describe la siguiente série:

En el techo: Luteciense medio
40 m. de flysch calizo.
5 m. de calizas compactas de Alveolinas.
50 m. de margas grises.
6 m. de calizas compactas de Alveolinas.
180 m. de margas grises y calizas con pequeños Numulites.

Durante el Luteciense medio, y el Bartonense, agrega H. ASHAVER, el mar eoceno alcanza su máxima extensión en lo que ahora es cuenca del Ampurdán.

Según se vé en su cartografía el Luteciense medio comprende lo que más tarde denominarían L. SOLE SABARIS (1958) formación Coronas y formación Armancies, aunque al N. de Talaixa les da mayor extensión de la que le corresponde. El Bartonense corresponde al tramo inferior de la formación de Campdevàrrol y Vallfogona de L. SOLE SABARIS (1958).

Cita que en Albañá el Eoceno medio tiene 430 m. de potencia y establece la siguiente sucesión para el Luteciense y el Bartonense al S. de Lliurona:

En el techo: Molasas.

15 m. de yesos.

80 m. de margas y areniscas.

60 m. de flysch calizo.

50 m. de caliza compacta con Nummulites.

60 m. de margas con areniscas y calizas.

100 m. de calizas de Assilinas.

80 m. de margas y calizas con escasas areniscas.

En el muro: Eoceno inferior.

Indica que , solamente los 80 m. superiores, se presentan aportes arenosos en los que M. DALLONI (1930) encontró Nummulites atacicus. (Variedad de N. perforata), y pertenece, como la posición superior del corte de Ferradas, Al Bartonense,

En el límite entre el Luteciense inferior y medio en el área al S. de Oix, cita la presencia de aportes arenosos, que indican aún la influencia del zócalo axial pirenaico, emergido en el sector más oriental. Señala igualmente que el : "Luteciense medio tiene una constitución puramente calizas." y que : " hasta la parte alta del Eoceno, ya no aparecen nuevos lécjics con contenido detrítico de cantos, como muestra el corte siguiente:

En el techo: Molasas.

10 m. de yesos.

150 m. de areniscas de flysch con banquitos de conglomerados.

300 m. de margas y ~~areniscas~~ calizas.

40 m. de margas y areniscas.

En el muro: 150 m. de calizas compactas con Alveolinas.

Se refiere específicamente a los yesos, que atribuye al comienzo del Ludicense, basándose en criterios paleontológicos, e indica que su depósito señala el principio de una regresión en los Pirineos meridionales orientales, iniciada ya en otros sectores.

Añade que "Durante el Ludicense se elevó el zócalo axial de los Pirineos de una manera más pronunciada, enviando masas de cantos a las prefosas circundantes.

En los Pirineos ~~meridionales~~ meridionales ocurría por entonces la sedimentación de unas molasas de agua dulce", que constituyen el "tramo rojo intermedio" de A. ALMELA y J.M. RIOS (1943).

Además, afirma que la disminución de tamaño de los cantos desde el zócalo, hacia la cuenca, demuestra que la molasa proviene de dicho zócalo axial, en parte a expensas de regiones que habían sido sede de sedimentos durante el Eoceno inferior.

En resumen, en lo que se refiere a la evolución paleogeográfica, durante el Paleoceno y Eoceno, H. ASHAVER admite la formación de dos cuencas, una al N. y otra al S., con evolución histórica no equivalente, y se basa en la expansión detrítica dentro de los diferentes tramos para afirmar que hubo movimientos epirogénicos que elevaron el zócalo axial empujando por el E.

Hasta aquí quedan reflejados algunos aspectos estratigráficos y paleogeográficos del Trabajo de H. ASHAVER. (1934).

En cuanto a las aportaciones de orden tectónico, el presente trabajo marca un jalón importante. Dentro del área que me ocupa, el autor alemán, presenta varios cortes estructurales bastante detallados.

Uno es el del Darnius a la Salud, en que cita el sinclinal pellizcado por granito, con su flanco S, estrujado. Igualmente menciona que la fractura de La Salud acaba hacia el W. en un cierre periclinal.

Otro corte es el que da entre La Eta. de Alfau y el río Muga, pasando por el sinclinal de La Eta. de St. Jordi. En él queda incluida una representación simplificada de la "cobijadura del Monte Guillera". Señala los buzamientos invertidos del N. del sinclinal de St. Jordi y, más al S., en la carretera de Albañá.

Señala la existencia de la falla de Albañá con dirección N25W, que trunca las estructuras.

Más al N., describe otro corte desde el N. del río Muga, ya en territorio francés, hasta más al S. de la Sierra de Freixenet. En él señala: "El sinclinal tumbado de la Sierra de St. Bernabé, que denomina "sinclinal de Puig Simón"; el anticlinal de "St. Aniol" ligado a una falla normal B-W; el repliegue de las calizas del Pico de Bassegoda; y las fracturas al N. y al S. del Pico de Freixenet.

En cuanto al "sinclinal de Puig Simón" añade que se extiende hacia el W. hasta el área de Bolós, ensanchándose en tal dirección, de modo que aparece conteniendo materiales del Luteciense medio de carácter arenoso (formación Coronas de L. SOLE SABARIS.).

~~En la cartografía el Paleozoico del St. Aniol sin~~
En cartografía el Paleozoico del St. Aniol sin distinguir materiales.

Cita las fallas de Freixenet y el aflotamiento paleozoico que ya señaló L.M. VIDAL (1886) al N. de Oix, que ahora queda ampliado hasta el meridiano de dicho pico. La falla del N. del Freixenet queda cortada al E. por la de Albañá a la que asigna un desplazamiento horizontal de 0,5 a 1 Km., y al W. por la de Oix, a la que atribuye un salto horizontal de 2-3 Km. Más al W. continuaría la estructura del Freixenet en el valle del río Oix, entre las cumbres de S. Miguel de Pera y Montmajor, donde los materiales eocenos forman un anticlinal. La falla del S. de Freixenet, aunque la cita en corte geológico, no la cartografía.

H. ASHAVER y R. TEICHMULER (1935) estudiaron los problemas concernientes a las cadenas de plegamiento herciniano y alpinas de Catañuña comparando entre sí las diferentes series estratigráficas y los diferentes estilos tectónicos,

Así deducen las condiciones paleogeográficas que reinaron durante el Paleozoico y la edad de los plegamientos hercinianos, cuya principal repercusión correspondería a la fase sudética, después del Viscense, y antes del Wesfaliense. Más tarde habría otros plegamientos durante la fase astúrica, sobre todo.

En cuanto a las intrusiones magmáticas, sitúan una más antigua en relación causal con los plegamientos sudéticos, y otra más moderna en conexión con el plegamiento astúrico. Añade que las intrusiones de los Pirineos nórdico y oriental pertenecen a la primera etapa, y más tarde afirman: " El magma se ha insertado, penetrando en las charnelas de los anticlinales y granitizando por su influencia las rocas circundantes..." La sorprendente textura paralela que existe entre las rocas eruptivas y las de su contacto demuestra que las masas de fusión han cristalizado durante los movimientos tectónicos.

En cuanto a la segunda etapa de fusión, dice que: " atraviendan ya el sistema de pliegues recién creados.... La masa principal de la efusión corresponde a un magma granítico. El contenido de las plagioclasas, en fin, crece del interior del macizo a los bordes. También las plagioclasas del pórfido granítico son intensamente básicas... Las últimas separaciones, de carácter ácido, han constituido profundos cuarcíferos y filones de cuarzo."

Así mismo, en cuanto a la formación de las cadenas alpidicas, estudian el desarrollo paleogeográfico de los materiales mesozoicos, incluido el Paleoceno, con resultados diferentes de los de H. ASHAVER (1934). Aparte de las diferencias en la cartografía paleogeográfica de las cuencas de depósito, no se menciona ya la fase arística, situada antes del comienzo del Cretáceo superior.

Por el contrario, ambos autores aluden ahora a plegamientos larámicos, para explicar los cambios en las áreas de sedimentación a partir del Danés. Más adelante indican que ya durante el Eoceno empieza a abombarse la zona axial pirenaica y añaden: " Las fácies marginales de conglomerados bastos, durante el Eoceno inferior más abajo, se localizan estrictamente en la parte más estrechamente oriental de los Pirineos.

Durante el Eoceno medio y superior, en cambio la aportación de cantos del dintel, pirenaico-axial en dirección al W., se puede seguir ya hasta el Llobregat, y la de areniscas hasta más allá del Segre..." En el Eoceno más alto (Ludiense), toda la zona sudpirenaica experimenta la invasión de las masas de conglomerados aportados de la de los Pirineos axiales, de modo que es evidente que este umbral se alzó durante el Eoceno en forma epirogénica. El abombamiento comenzó al E. en forma epigénica".

Después de estos sucesos, tendrían lugar las deformaciones preoligocenas de la fase pirenaica y, finalmente los débiles plegamientos póstumos de los materiales oligocenos y miocenos, correspondientes a las fases savica y estafrica.

Al final de este trabajo establecen que los plegamientos se limitan a los surcos de sedimentación; que las vergencias y la dirección de las mismas es hacia el antefais meridional, el macizo del Ebro en proceso de hundimientos; y formula comparaciones entre las características de los movimientos hercinianos y alpinos.

Respecto a este punto concluye que existen analogías en cuanto a las áreas hercinianas de sedimentación, celtibérica del macizo del Ebro y de cataluña, que se repiten durante el ciclo alpino. Sin embargo, no ocurre igual en el espacio pirenaico, donde apenas se pueden precisar algunas analogías. Y más adelante añaden: " La conformación montañosa alpídica en el espacio Catalán está en disposición completamente semejante con respecto a la variscica."

Al final de su obra ~~aportan~~ aportan una serie de planos y cortes y un mapa tectónico de Cataluña, por su relativa proximidad serían los referentes al área situada entre el Segre y el Llobregat, efectuados a escala 1:20.000. Esta región, que ya habría sido tratada por H. ASHAVER (1934) vuelve a ser interpretado bajo un punto de vista autoctonista.

En los años cuarenta aparecen nuevos trabajos de geólogos franceses y españoles.

M. LLOPIS LLADÓ (1941-42) efectúan unos trabajos sobre la Garrotxa. Acepta, siguiendo las ideas de M. DALLONI que en esta área el Eoceno inferior descansa sobre Permotrias y no sobre Garummense, como preconizaba H. ASHAVER (1930). Admite que "cuando se trata de encajar los materiales eocenos que integran la Garrotxa, dentro de los niveles anteriormente expuestos (por otros autores), se tropieza con grandes dificultades, pues no solamente la mayor'ia de las capas son pobres en fauna, sino que además tienen algunos niveles de fácies lagunas (Oix-El Pairé-Coll Montriol) en nada parecidas a ningunos de los niveles anteriormente citados por autores anteriores, y, finalmente, la tectónica de esta zona están compleja, que no puede encontrarse ningún punto donde haya, no ya una sucesión normal completa del Eoceno, sino ni tan sólo los de algunos niveles". Hay que decir que estas afirmaciones, aunque fundamentales, resultan desde luego exageradas, como también la interpretación tectónica de muchos cortes, en los que se confunden pliegues más o menos isoclinales y tendidos, a veces vergentes hacia el N., las muchas indentaciones producidas por los cambios laterales de fácies.

Dice que las calizas con alveolinas son los niveles mejor definidos y las señala en la Sierra de Bertrecá hasta la de Bassegodo y Freixenet y en la garganta del río Borró. Las prolonga demasiado hacia el S., a lo largo de este río y del río Llierca, y en Montmajor incluye en este nivel otros superiores, correspondientes a la formación Coronas y Armáncies (SOLE SABARIS, 1958).

Sobre estas calizas se sitúan margas grises hojosas, nivel muy importante tectónicamente, gracias a su plasticidad. En él se incluyen todos los materiales margosos de la formación Sagnari y los de las formaciones Coronas y Armancies, e incluso los de la formación Vallfogona (SOLE SABARIS, 1958), amén del "tramo rojo intermedio" (ALMELA y RIOS, 1943), como se puede observar en el ángulo SW de su cartografía al S de la sierra Carreres.

Por otro lado al E de la falla de Oix, distingue un Eoceno superior mucho más extenso de lo que en la realidad es.

Da una serie estratigráfica del Eoceno inferior y medio de la Garrotxa y estudia los materiales cuaternarios, en los que distingue tres terrazas y brechas calizas sueltas de pié de monte.

Al descontar las duplicaciones tectónicas de la serie, este autor señala en sus conclusiones que la potencia total del Eoceno es de 600 m. entre los meridianos de Albañá y Campredón.

En la cartografía que presenta, a escala aproximada 1:91.000, especifica, en el zócalo de St. Aniol, la presencia de granito y de Paleozóico, y al N de la sierra de Bestrecá, señala también granito que prolonga demasiado hacia el E de Falaixá, hasta el meridiano del Freixenet, donde, en realidad, lo que aflora es Paleozoico.

Aparte del anterior comentario sobre la interpretación tectónica de los pliegues, N. LLOPIS LLADO piensa que las fallas E-W longitudinales son normales, "mientras que las fallas transversales no sólo han jugado en sentido vertical sino también horizontalmente, desplazando el bloque de la Garrotxa hacia el N...".

También relaciona la estructura de la Garrotxa con las regiones circundantes. Deduce una disminución de la intensidad del plegamiento hacia el S e indica que la estructura en bloques desaparece hacia el W. Añade que "las relaciones estructurales de la Garrotxa con la Cordillera Transversal del Ampurdán son -pues- netamente evidentes, ya que su estructura tiene mayor afinidad con esta última que con la Cordillera Pirenáica, a la que pertenece morfológica y estratigráficamente."

En resumen, a pesar de que la escala del mapa geológico permite una mayor precisión, este trabajo no aporta mucho en relación con la cartografía de H. ASHAVER (1934) y más bien contribuye a oscurecer los excelentes resultados obtenidos por el autor alemán.

En otro trabajo posterior N. LLOPIS LLADO (1946) aborda los problemas tectónicos de la zona axial pirenaica.

A. ALMELA, J.M. RIOS y J. GARRIDO (1943) publican un trabajo sobre el Eoceno sudpirenaico comprendido entre Berga y el Ter.

A. ALMELA y J.M. RIOS (1943) tratan de la edad de los yesos del Eoceno catalán. Afirman que, al final del Luteciense medio, se producen movimientos que elevan la masa pirenaica y cierran la comunicación con el mar libre, produciéndose la precipitación de yesos. Después sucede la sedimentación detrítica del Luteciense superior y las formaciones, más bien de tipo continental, del "Tramo rojo intermedio".

Aparte de definir este "tramo rojo intermedio" que correspondería a las "pudingas supranummulíticas de M. DALLONI (1930), señalan que las "margas de Bañolas" son distintas de las de Manlleu, y pertenecen al Luteciense medio, mientras que para M. DALLONI (1930) serían del Luteciense inferior y medio.

P. CAVET (1948) en una corta nota pone de relieve la existencia de rocas cataclásticas al W del macizo del Canigó.

J.M. FONTBOTE (1948) señala la existencia de rocas cámbricas en los Pirineos orientales, concretamente en el valle de Ribas, con lo que se confirma la opinión de Ch. DEPERET (1905, 1911).

Un año después, J.M. FONTBOTE (1949) aporta nuevos datos sobre la cuenca alta del Ter y habla de que la orogenia alpina afecta a los materiales paleozoicos de este sector.

Continuando sus trabajos iniciales, entre los que podemos citar su estudio sobre las gneises pirenaicos (RAGUIN, 1938), RAGUIN (1949 y 1950), a propósito del granito de Quérigut, señala que existe una zona migmatítica al S, donde nacería el granito, y que, hacia el N, éste se extiende a corta de los sedimentos paleozóicos. Con este autor se entra más de lleno en la problemática del origen de las intrusiones ígneas en los Pirineos orientales, que será objeto de amplias controversias hasta nuestros días, por parte de diferentes autores.

En los años cincuenta, aparte de un trabajo -ya citado- del autor precedente, aparecen aportaciones interesantes principalmente sobre los materiales de la zona axial.

C. GLEDITSCH, (1950) trata de los gneises y granitos de los Pirineos. Dice que hay migmatitas sintectónicas con estructura gneísis sin que aparezcan importantes masas graníticas de anatexia, y granitos como el de Quérigut, que parece un caso intermedio entre granito de

anatexia y granito circunscrito, pues su colocación se efectúa elevándose en el seno de las rocas sedimentarias. Refiriéndose al granito de Ax-les-Thermes, afirma que -en profundidad- allí donde debiera encontrarse el granito de anatexia, hay gneises orbiculares, los cuales al N son poco metamórficos, mientras que al S de Aston presenta una zona de embrechitas de unos 3 km. de potencia.

En sus conclusiones afirma que la presencia de migmatitas desemboca finalmente en la formación de gneises orbiculares, o bien, en la de granitos de anatexia. Los primeros se originan durante una intensa deformación, al principio, seguida de una etapa más tranquila en la que se forman los porfidoblastos; los segundos se formarían en condiciones tranquilas, pudiendo haber casos intermedios entre granitos de anatexia y granitos circunscritos.

P. CAVET (1951, 1957, 1958) establece la serie estratigráfica de los materiales de la zona axial pirenaica, que corresponde aproximadamente a la de Ch. DEPERET (1905).

Distingue un Paleozoico superior a partir del nivel guía de "schistes troués" o "grauwacke à Orthis actoniae" (DEPERET, 1905), con fauna semejante a la del Ashgillense de la Montagne Noire. En este Paleozoico superior incluye Asheilliense, Gotlandense, Devónico y Dinantense, en los que cita faunas características.

Por debajo del nivel de "schistes troués" aparece un conjunto azoico, que es el que -en parte- está representado en el área de esta tesis. Este conjunto incluye en el Paleozoico inferior y lo subdivide en "serie de Canavelles" (CAVET, 1957) y "esquistos de Jujols" (CAVET, 1957).

La serie de Canavelles, correspondiente a la "serie de Nuria" de J.M. FONTBOTE (1952), representaría el Cámbrico y quizá el Infracámbrico, y está formada por 2000-3000 m. de esquistos sericíticos con intercalaciones calizas, sobre todo en la base. La serie de Canavelles envuelve a los gneises estratoides del Canigó y de la Carança, como lo demuestran G. GUITARD (1953, 1955, 1958) y A. AUTRAN y G. GUITARD (1957), que corresponderían así al Precámbrico.

Refiriéndose a las intercalaciones calizas, establece la comparación con las que se encuentran en la Montagne Noire, donde aparecen Archaeocyatha y esto le lleva, tras exponer la diferente apariencia de las calizas masivas del Devónico, a admitir una edad cámbrica para el complejo esquisto-calcareo. Agrega: " Levantamientos de-

tallados de estas intercalaciones calizas me han permitido poner en evidencia la perfecta continuidad de la serie de Canavelles en la periferia de los gneises del Roc de França, del Canigó y de la Carança, en Vallespir y en el macizo del Puigmal".

Asimismo cita la presencia de una roca vecina de una porfirita formando finas coladas interestratificadas y las metavolcanitas (Keratófidos) descritas ya como "micaschistes et gneiss granulés" por GUITARD y P. LAFFITTE (1956). Estas últimas "pueden llegar a ser mucho más características de la base de la serie de Canavelles que las propias intercalaciones calizas" y añade que presentan analogías con las rocas volcánicas tectonizadas que "en la Montagne Noire forman parte del horizonte detrítico atribuido a la base del Cámbrico".

En esta área de esta tesis la serie de Canavelles es la única representada y bajo un grado de metamorfismo considerablemente mayor al que describe P. CAVET en otros sectores. Sólo al W de Albañá aparecen filitas con algunas intercalaciones calizas que pudieran corresponder con el techo de esta serie.

La parte superior del Paleozoico inferior está representada por los "esquistos de Jujols (1500-2000 m? de potencia), correspondientes a la serie de Planols de J.M. FONTBOTE (1952). P. CAVET les atribuye una edad ordovícica, s.l.

No aparecen el área que aquí se estudia, así como tampoco el Paleozoico superior, por lo que no me extenderé en más detalles.

Otras investigaciones de este período corresponden a J.M. FONTBOTE (1952), trabajo en que se estudia el sector del valle de Ribas. Distingue este autor en los materiales más profundos, los gneises del Fresser, la serie de Nuria y la de Planols, cuyas equivalencias con la serie de Canavelles y los esquistos de Jujols (CAVET, 1957) han sido ya mencionadas.

En un trabajo posterior (FONTBOTE, 1956) da una visión de conjunto de los Pirineos catalanes.

En varias publicaciones conjuntas con otros autores se abordan varios problemas de la zona axial y sus relaciones con la cobertura postherciniana. Así, J.M. FONTBOTE y B. GARCIA RODRIGO (1958), refiriéndose al granito de Requesens, citan que es de grano medio a pequeño muy rico en biotita, y contiene andalucita y granates. Asimismo, describen que granitiza a los micasquistos, que aparecen atravesados por filoncillos y cuerpos graníticos. Añaden que, en contacto con terrenos

paleozoicos más altos, se muestra como una granodiorita homogénea típica, de grano medio a grueso, sin minerales aluminicos y presentando variaciones locales (granodiorita con hornblenda, tonalita,...). Para este último tipo proponen la denominación de granito de La Jonquera.

Citan un cortejo filoniano formado por apilitas, sobre todo; pórfidos graníticos, granodioríticos, dioríticos y de cuarzo; y rocas volcánicas antiguas muy alteradas.

El contacto con el complejo Requesens-Neulós y esquistos de Vilartolí es un dispositivo en láminas de granito y esquistos, paralelo o subparalelo a la estratificación. Creen que es un dispositivo de tipo intrusivo y no de granitización, ya que no hay aureolas de contacto ni aumento de metamorfismo. En Mont Roig están la existencia de metamorfismo de contacto,

Como se verá, en lo que se refiere al contacto granito-micasquistos en el sector de Massanet, admite una anatexia inducida superpuesta a un metamorfismo regional estático de anatexia, con lo cual parece poco probable que puedan darse aureola de metamorfismo con formación de corneanas. Creo, por tanto, que la ausencia de aureola metamórfica no indica nada en contra de la granitización.

En lo que se refiere a los materiales sudpirenaicos de la cobertura de la zona axial, admiten que el afloramiento de Masserach es autóctono, con una serie diferente y menos potente que la de Viure.

Refiriéndose muy someramente a la tectónica alpina, afirman que la zona axial formó un anticlinal de fondo acompañada de una fracturación progresiva y posteriormente sobrevendría la distensión.

J.M. FONTBOTE y C. VIRGILI (1958) hablan por primera vez en los Pirineos orientales, si se exceptúa la breve nota de P. CAVET (1948), de amigdalitas y filonitas, en los materiales del zócalo. Citan los sinclinales mesozoicos del Serrat de Carrigues y del Serrat del Altrera, pellizcados por el granito. En Masserach reproducen una serie estratigráfica del mesozoico, levantada por B. GARCIA RODRIGO.

En otro itinerario, ambos autores, citan el sinclinal del Darnius, pellizcado también entre el granito. En el flanco N el granito es claramente cabalgante, mediante una falla inversa, y llega a esconder el Permotrias y parte del Garumnense. El límite S del sinclinal es más variable y puede ser una falla o una superficie de despegue

Explican que es una adaptación de una cobertera plástica a un zócalo que se fractura. El extremo E está jalonado por un desgarre de 2 kms. de salto. En este sector, explica C. VIRGILI que no parece existir Permotrias, sino Trias inferior, mientras que en Massarach sí lo hay, además de un Trias completo.

Citan dichos autores que existen una banda riolítica sobre los esquistos de Mont Roig, a los que asignan una edad gotlandense?

Añaden que para el Mesozoico de Viure hay que admitir una -al menos- traslación de 6 kms., a partir de una zona isopica próxima a la de Amelie-les Bains y de Massarach, situada al N o al NE.

Al describir un nuevo itinerario, J.M. FONTBOTE, J.F. VILLALTA y C. VIRGILI (1958) se refieren a la tectónica de la depresión del Ampurdán y afirman que se trata de varios bloques hundidos entre la terminación oriental de los Pirineos, el "sistema transversal catalán" y el macizo de Les Gabarres. Estas fallas y los bloques por ellas individualizados no guarda relación ni con las directrices hercinianas ni con las pirenaicas, s.str. Así, la depresión ampurdanesa "sería un elemento individualizado durante el Neógeno, que ocupa indiferentemente a pertenecientes sea al antiguo dominio pirenaico (tanto de la zona axial como de la marginal del S), sea al del macizo catalán"...".Su individualización provendría de una tectónica de fractura que ha afectado durante el Neógeno, a una escala regional extensa, el borde occidental del Mediterráneo".

J.M. FONTBOTE expone, al final del itinerario, los grandes rasgos de la tectónica de la extremidad oriental de los Pirineos y de las zonas limítrofes. Primero alude al ciclo herciniano, "con una sedimentación paleozoica que alcanza hasta el Carbonífero inferior, que es afectada progresivamente por el metamorfismo regional; plegamientos enérgicos, sobre todo durante el Carbonífero medio; fenómenos de granitización y actividad magmática seguidamente, hasta el final de los tiempos primarios. Una penillanura se extiende entonces casi por todas partes. En el Secundario, diferenciación progresiva de dos áreas: al N, el dominio pirenaico, con tendencia al hundimiento, donde se deposita, a veces con largas interrupciones, una serie sedimentaria; al S, el macizo catalán, que permanece emergido de forma constante. Durante la era siguiente, van a sobrevenir grandes cambios. En el Eoceno medio, una transgresión afecta una parte considerable del macizo catalán, mientras que en la zona axial pirenaica un gran anticlinal de fondo comienza a desarrollarse. Este anticlinal se acentuará progresivamente y será acor

pañado de fallas. La cobertera postherciniana se pliega al S de la zona axial, mientras que ciertos retazos se despegan de esta y se deslizan, por gravedad, hacia el margen. En el Neógeno, sin que se detenga la continuación de este abombamiento de la zona axial, se superpone otra tectónica: sus efectos, en todo este dominio y fuera de él, son fallas y desgarres que afectan a zócalo y cobertera en numerosos bloques, y enmascaran más o menos las directrices estructurales más antiguas. En efecto, son ellas las que imponen los grandes rasgos del relieve actual e individualizan la depresión del Ampurdán. Sobre los bloques hundidos, se establece la sedimentación neógena, continental o marina. Varias fallas sirven de salida a los materiales volcánicos. Sin cambios esenciales, esta situación prosigue en el Cuaternario".

En un trabajo conjunto, J.M. FONTBOTE y G. GUITARD(1958) exponen los rasgos de la tectónica de fractura de la zona axial entre la depresión de la Cerdaña y las depresiones del Rosellón y del Ampurdán, y proporcionan un plano geológico de esta zona a escala aproximada 1:188.000. Describen fallas de dirección E-W, normales o inversas, que pueden ocasionar la milonitización masiva de ciertos compartimentos; fallas de dirección NW-SE, normales o inversas, que pueden pasar progresivamente a la dirección E-W y afectan no sólo a la zona axial sino también a la cobertera postherciniana; fallas de tendencia NE-SW -normales o inversas- que determinan la individualización de los Pirineos orientales del resto de la cordillera y los valles de los ríos Tech y Têt; y, finalmente, fallas N-S, que provocan siempre desgarres,

Entre las fallas de dirección E-W citan las de Darnius; entre las ~~que-in~~ de dirección NW-SE están las de la región de Viure; entre las fallas NE-SW, están las que individualizan, en su borde septentrional, el macizo del Roc de França; y, por último, entre las fallas de dirección N-S, mencionan la falla central del Canigó que se prolonga, en España, en la región de Oix, penetrando ampliamente en la cobertera postherciniana.

La tectónica terciaria ha dado su aire actual al Pirineo y muchos de los accidentes de fractura interesan también a la cobertera postherciniana. Aclaran que estas fallas pudieran existir ya tras la tectónica antigua "tardiherciniana" y haber sido removilizados y acentuados durante el Terciario. De manera general todos los filones de cuarzo estériles son antépérmicos, aunque las fracturaciones de edad pirenaica o posteriores pueden acompañarse de silicificaciones particulares, como las ligadas al termalismo.

Afirma que la datación de unas fallas respecto a otras, examinando sus relaciones espaciales mutuas, es muy relativa ya que muchas han actuado sincrónicamente en el Terciario. Añaden, sin embargo, que, en las fallas E-W, las normales son más modernas que las inversas.

En esta década comienzan los trabajos de G. GUITARD, a veces en colaboración de otros autores, que atacan el problema del origen de muchas de las rocas representadas en la zona axial. Se vé en ellos, cuando se siguen hasta estos últimos años, una evolución en la concepción genética de tales rocas.

En sus primeras publicaciones (GUITARD, 1953 y 1955) se describen en el Canigó el granito profundo de dos micas y tres unidades en perfecta concordancia. Se admite que la alternancia de esquistos y gneises es simplemente una superposición estratigráfica, con lo que la serie de Canavelles, hacia el muro, pasaría a ser infracámbrica. Los materiales distinguidos son:

1. Cobertura periférica de los gneises.
2. Gneises estratoides del Canigó que denomina gneises estratiformes, ya que se ha probado que provienen de la feldespatización de estratos de composición particular.
3. Serie de Balatg, constituida por los micasquistos que aparecen en ojal en el corazón del macizo.

En la evolución de los gneises, admite dos episodios:

1. Episodio precoz dinámico con simple recristalización o feldespatización de los sedimentos, que origina rocas estrictamente concordantes con foliación y linealidad acusadas (micasquistos, gneise orbiculares). En los micasquistos sólo es estable la andalucita y no se forma sillimanita.

2. Episodio tardío estático de granitización regional, que origina rocas esencialmente grandes, homogéneas o heterogéneas (gneise graníticos, migmatitas en el sentido descriptivo de Sederholm, granitos diversos).

Posteriormente, G. GUITARD y P. LAFFITTE (1956) describen en el alto Vallespir con el nombre de "micasquistos o gneises granulados" niveles de rocas volcánicas transformadas por el metamorfismo. Se

trata de tobas con cristales de albita y keratófidos, a veces asociados a anfibolitas.

También citan rocas básicas y ultrabásicas, ligadas al parecer a una fase tardía del episodio de granitización. Las dioritas se formarían a expensas de los "gneises granulados".

Estos mismos autores (GUITARD y LAFFITTE, 1958) estudian el metamorfismo en los niveles calizos y en los Skarns del pico Costabona.

A. AUTRAN y G. GUITARD (1957a) citan por vez primera la existencia de gneises en la base del granito de Mont-Louis en el que establecen una disposición zonada, y afirman que en su parte superior es un granito homogéneo mientras que en su parte inferior, heterogénea y difusa, granitiza a los gneises orbiculares y pasa gradualmente a granito de dos micas, enteramente comparable al granito profundo del Canigó. Se trata de un granito estratocido que sirve de enlace entre el granito profundo del Canigó y los granitos circunscritos. Admiten una colocación del granito in situ a costa de los micasquitos de la serie de Canavelles, sobre todo, y en condiciones estáticas, lo que proporcionaría un aspecto concordante grosso modo en la base. Sería un granito posttectónico en el que se conserva una foliación reliquia heredada de los micasquitos, sin que, por otro lado, se observe deformación alguna de las rocas encajantes, indicadora de una verdadera intrusión. Basándose en el tránsito gradual del granito de dos micas a granito con biotita, estima que todas las intrusiones son sincrónicas y, por tanto posttectónicas, originadas durante la granitización regional.

El fenómeno metasomático de la granitización al que ya aludía en trabajos anteriores (GUITARD, 1953 y 1955) dentro del episodio tardío estático, se lleva a cabo en dos etapas:

- 1ª. Formación de una plagioclasita cuárcica con aporte de Si, Na y Ca y salida de Fe, Mg, Ti, OH y K. El aumento de Ca no creen que se deba a las intercalaciones calizas de la serie metamórfica asimilada puesto que en muchos casos estos niveles son respetados en la asimilación. Una parte del Fe expulsado podría explicar la abundancia de yacimientos de hierro en la región.

2°. Fijación del K liberado en la formación de microclina y moscovita, que serían minerales tardíos.

Por otro lado, observan texturas mirmequíticas y dicen: "pensamos que la mirmequita, producida en detrimento del feldespato potásico, utiliza para su formación la sílice y el sodio liberados durante el reemplazamiento de la oligoclasa por la microclina", lo que parece una contradicción evidente.

Advierten que se forman corneanas, micasquistos moteados, a expensas de sedimentos poco o muy poco metamórficos, mientras que no ocurre igual si dichos sedimentos fueron previamente transformados en condiciones de metamorfismo severas, como ocurre en los micasquistos de la base de la serie de Canavelles.

A. AUPRAN y G. GUITARD(1957b) dicen que la sillimanita se está muy difundida en los micasquistos y gneises, mesozonales, "en manifiesta relación con la granitización (=migmatización), mientras que andalucita no es a menudo ya más que una reliquia estable...La sillimanita se desarrolla en abundancia en el interior de las áreas granitizadas o migmatizadas". Afirman que "la sillimanita, bajo forma de fibrolita, está casi enteramente cantonada en la biotita, a la que sustituye. Más raramente las fibras de sillimanita están en la moscovita".

Relacionan la fibrolitización de la biotita con la formación de la etapa de formación de la plagioclasita cuárcica, ya que el Al es poco móvil, y la formación de sillimanita prismática con la etapa de fijación del K, por concentraciones locales de alúmina, pudiéndose pseudomorfizar totalmente las reliquias de andalucita.

En sus conclusiones afirman:

1. En los Pirineos la sillimanita es un mineral característico del episodio tardío de migmatización y granitización.
2. La formación del mineral se opera en dos etapas de acuerdo con la evolución química de la granitización.
3. La aparición de la fibrolita, no es la consecuencia de un simple efecto térmico en el contacto con la roca granuda; materializa una etapa precursora de la granitización durante la cual la red de la biotita se hace inestable.

4. La significación de la sillimanita pirenaica escapa totalmente a la noción de un desarrollo en función de zona o de facies ligadas a la profundidad.

Antes de continuar, como se verá más adelante, la idea del metamorfismo, para explicar el origen de los gneises y de las rocas ígneas, será abandonada por estos mismos autores (GUITARD, 1970; AUTRAN, FONTEILLES y GUITARD, 1970).

G. GUITARD (1958 a y b) describe gneises de origen riolítico. A estos pertenecerían los gneises de La Preste. Sigue admitiendo la existencia de un metamorfismo regional, durante el que se formarían esquistos y gneises, y de una granitización regional, con desarrollo de migmatitas, gneises graníticos y granitos.

Igualmente mantiene la idea que la serie metamórfica muestra una alternancia estratigráfica normal de micasquistos y gneises estratiformes en perfecta concordancia. Las migmatitas invaden desigualmente la base de esta serie.

El primer episodio de metamorfismo regional origina una epizona y una mesozona, esta última perteneciente a la facies anfibolita, en la que se pueden distinguir la subfacies estauroлита-cuarzo en el techo y la subfacies andalucita-cuarzo en la base. Ahora afirma que los gneises son mesozonales y resultan de una feldespatización isóquímica (no metasomática) de antiguos ~~sedimentos~~ pórfidos volcánicos y -sobre todo- de sedimentos lutíticos y arenísicos (sedimentos "grésoschisteux").

También trata de las series metamórficas de Les Alberes del macizo de Mont-Louis y de la parte oriental del macizo de Aston-Hospitalet.

En cuanto al segundo episodio de granitización regional, añade que se superpone al de metamorfismo regional originando una "pseudo-catazona", correspondiente a la subfacies sillimanita-moscovita.

Las rocas granudas se tratan desde el punto de vista evolutivo en el espacio y el tiempo. Insiste en la presencia de transiciones graduales entre los diversos tipos de granitos, cuyas diferencias se

explican por ña variabilidad de la profundidad de su colocación, admitiendo la noción de "piso de granitización".

Abunda en las ideas de A. AUTRAND y G. GUITARD (1957a) sobre su formación "in situ", por reemplazamiento, no por intrusión.

En cuanto a sus relaciones temperales, defiende la idea de un sincronismo entre los diversos tipos de granito, todos ellos tardíos o posttectónicos, basándose en los pasos graduales que proporciona el granito de Mont-Louis. Insiste sobre la cristalización de estas rocas distinguiendo una primera fase de plagioclasita cuárcica y una segunda fase de microclinización tardía.

Pasando a mayores detalles, admite que: la serie de Canavellas (CAVET, 1957) puede subdividirse en:

- a) zona de esquistos con sericita y clorita.
- b) zona de micasquistos con moscovita, biotita y clorita
- c) zona de micasquistos con dos micas, andalucita, estauro-lita, almandino y cordierita. Esta zona puede ser muy reducida o no existir, con lo que la zona b) puede desarrollarse directamente sobre los gneises. En ambos casos la clorita primaria es estable.

En las zonas b y c hay niveles calizodolomíticos, que, en la zona c, se transforman en cipolinos con tremolita, flogopita, escapolita. Además hay corneanas bandeadas, ligadas a los niveles calices, procedentes de la transformación de bancos margosos, que, en la zona c, presentan anfíbol, clinozoisita, grossularita, diópsido y vesubianita.

Los "micasquistos o gneises granulados" (Keratófidos y tobas albiticas) se desarrollan en las zonas b y c.

Admite que la serie de Canavellas presenta estructuras menores sinmetamórficas y afirma que los minerales de metamorfismo se han desarrollado antes de, durante y después del metamorfismo.

En cuanto a los gneises, que denomina del Canigó y de la Carança, presentan una subdivisión en:

- G₁. Gneises superiores, leucocratos y ácidos, cuyo límite superior con los micasquistos es neto y brusco. Pueden ser bandeados, leptínfticos u orbiculares. Estos gneises o gneises de La Preste, se formaron a partir de un complejo riolítico o sedimentario con abundantes materiales piroclásticos ácidos, sin desechar la probabilidad de la

presencia de sedimentos arcóscicos procedentes de la remoción de los sedimentos volcánicos.

- G₂. Forman la mayor parte de los gneises estratiformes. Son gneises orbiculares con porfidoblastos complejos, heterogranulares, probablemente formados por la feldespatización de esquistos areniscosos.

Recuerda que ,ya en sus trabajos anteriores, había admitido en la formación de estos gneises, una fase precoz dinámica (recristalización con porfidoblastesis), en la que se forma un gneis orbicular con linearidad, y una fase tardía estática, con remoción de la mesostasis y de los porfidoblastos.

- G₃. Son gneises oscuros y polimorfos, que recuerdan mucho a los "gneises granulados". La porción piroclástica en estos gneises es importante, aunque hay niveles de metaconglomerados.

Tienen menos desarrollo que los primeros y pueden constituir en ciertos puntos la base de los gneises estratiformes.

- G₄. Gneises leucocratos y ácidos con finas intercalaciones de micasquistos o anfíbolitas. Se parece mucho a los gneises G₁. La porción areniscosa o arcósica es importante en su litología original, como puede deducirse por las intercalaciones lutíticas transformadas en micasquistos.

G. GUITARD añade que el complejo gneísico está -en general- afectado por las deformaciones regionales singenéticas. Sin embargo, los gneises G₁ difícilmente muestran linearidad.

En profundidad aparecen sucesivamente, bajo los gneises ya citados:

- a) Micasquistos de Balatg, con andalucita, estauroлита y cordierita, y niveles cipolínicos, pero con mayor cristalinidad que los de la cobertera paleozoica.
- b) Gneises estratiformes de Casemí, leptiniticos y granitoides, de origen arcósico muy probable.
- c) Micasquistos migmatizados de Moura, con dos micas y sillimanita.
- d) Granito profundo de Castell, leucocrato y con dos micas,

de apariencia estratoide con límite superior relativamente neto, pero con un verdadero cortejo granítico que alcanza incluso la base de los micasquistos de Balatg y límite inferior difuso con enclaves del gneis del Cadí. Este complejo granítico y migmatítico da una vasta aureola de recristalización con formación de sillimanita, moscovita II y wollastonita. La envolvente de esta aureola es discordante respecto a los límites de las grandes unidades metamórficas.

e) Gneises profundos del Cadí, muy migmatizados.

Como se vé, en este trabajo, da ya mayor importancia a los gneises de origen ígneo.

Al referirse al macizo de Las Alberas, cita -de pasada- que, en el Roc de França se encuentra la misma disposición alternante de gneises y micasquistos. Al tratar estrictamente de Les Alberes, dice que aquí la granitización y la migmatización no se han limitado a las partes profundas, sino que alcanzan a los gneises y a la serie de Canavelles. Hay -pues- un aumento en la extensión e intensidad de estos fenómenos tardíos.

Al tratar de la granitización regional, relaciona causalment la formación de la "pseudo-catazona" y la formación de los macizos graníticos.

Advierte que los granitos forman -en general- macizos estratoides de desarrollo horizontal y que no presentan enraizamiento. Tanto el granito de Quéigut, como el de Mont-Louis, son circunscritos en el techo, colocado a diferentes niveles dentro del Paleozoico, muestra que, en la base se observa un contacto difuso.

En general, hay granitos profundos (Canigó, Les Alberes); granitos supracorticales, ampliamente representados en el Paleozoico; y granitos intermedios (Mont-Louis). Los granitos profundos poseen dos micas y los supracorticales son -en general- granitos y granodioritas con biotita. Ratifica la opinión de A. AUTRANA y G. GUITARD (1957a) de que existe un paso gradual entre un tipo y otro de granito observable en el granito de Mont Louis.

Cita como ejemplo el granito de St. Llorenç de Cerdans (prolongación occidental del de Massanet de Cabrenys), cuando afirma que la mayoría de los macizos graníticos contienen microclina y más raramente ortosa

Más adelante puntualiza que este granito posee una periferia granodiorítica y un centro de granito con ortosa.

La mayor parte de estas ideas serán modificadas más tarde en varias publicaciones de G. GUITARD y colaboradores.

L. GLANGEAUD (1958) estudia igualmente el problema del plutonismo en los Pirineos orientales y centrales, y sus relaciones con el metamorfismo.

Afirma que los granitos que se forman a más de 8 Km. de profundidad se hacen difusos y las rocas encajantes tienen aspecto complejo a la escala del decámetro.

Se pregunta si los granitos circunscritos no serían el resultado de una homogeneización secundaria o de una selección físico-química de un conjunto complejo.

Como ya otros autores han puesto de manifiesto, L. GLANGEAUD admite una fase primera de metamorfismo regional y otra que, tras el ~~pasá~~ mismo herciniano originaría un plutonismo posterior ligado a una serie de fenómenos de migmatización.

En cuanto a esta fase plutónica terminal, dice que la zona del Canigó proporciona cortes que permiten enlazar el granito profundo de la base del Canigó (10 km. de profundidad) con los supracorticales de La Maladetta (menos de 3 kms de profundidad). También es esencial la zona del macizo de Lys Caillonas, que ofrece también términos intermedios entre los diferentes tipos de granitos supracorticales y migmatíticos.

Agrega que no se puede admitir que los macizos circunscritos aparecen espontáneamente en la parte superior de corteza sin tener un origen profundo, y mientras que los macizos complejos, de edad diferente, estarían ubicados en las partes bajas de la corteza en contacto con los anteriores. Concluye, de acuerdo con G. GUITARD (1955, 1958) que hay que colocar los granitos supracorticales en el mismo contexto que el granito de Mont-Louis, el cual se enraiza en las zonas profundas del Canigó. Debo aclarar que este enraizamiento no sobrepasa los gneises profundos del Cadí que sirven de base al granito profundo del Canigó.

Para explicar la falta de enraizamiento en zonas más profundas L. GLANGEAUD propone el siguiente mecanismo:

- 1º. Presencia de una "fase basáltica" que precede al plutonismo, que no tiene por qué traducirse siempre en superficie, pero que puede proporcionar la energía calorífica y química suficiente para el desarrollo del proceso ulterior.
- 2º. Se produce una circulación acuosa y volátil que origina, en la fase de distensión orogénica, "vastos termosifones alimentados a diversos niveles", que pueden alcanzar grandes profundidades y aportar elementos acuosos volátiles y elementos químicos que participan, junto a otros fenómenos orogénicos y basálticos, en la aparición de la "plutonización sílica".

Entre otros trabajos sobre la zona axial, efectuados por geólogos franceses, encontramos los de J.P. DESTOMBES y E. RAGUIN (1954 y 1955) que estudian el macizo de Aston.

Sobre la zona axial pirenaica y, sobre todo, en el sector central hacen aparición, en esta década, los trabajos de los geólogos holandeses de la escuela de Leiden.

L.U. de SITTER (1956) estudia los Pirineos centrales y establece un corte geológico en este sector.

H.J. ZWART comienza una serie de investigaciones que, continuadas hasta estos últimos años, con su equipo de colaboradores, le permitirán un profundo conocimiento de la zona axial de los Pirineos.

H.J. ZWART (1954, 1958 y 1959) estudia el macizo de Saint Barthélémy, y la historia metamórfica y la granitización en los Pirineos centrales.

En un trabajo conjunto, L.U. de SITTER y H.J. ZWART (1959) levantan un plano geológico del Paleozoico a escala 1:50.000.

J.H. ALLAART (1958) estudia la geología y petrología del macizo de Trois Seigneurs.

H. STRUWE (1958) aporta datos muy interesantes desde el punto de vista mineralógico y petrológico del granito de Quérigut, situado a caba

llo entre los Pirineos centrales y orientales. Interesa destacar aquí la descripción, que este autor hace, de la alteración de la biotita. En virtud de posibles acciones hidrotermales, la biotita origina minerales que contienen Ca, tales como prehnita, clinozoisita, pistacita, titanita, granate del tipo grossularia-andradita y pumpellita. Muchos de ellos se han encontrado también en las rocas ígneas del área estudiada en la presente memoria.

En cuanto a los materiales de la zona sudpirenáica, durante los años cincuenta, hay algunos otros trabajos.

M. CASTERAS y L. AURIOL (1958) estudian el retazo mesozoico de Coustouges, considerándolo como un manto de corrimiento procedente del NE, de una región en que la cobertera de la zona axial tuviera una constitución similar, como la de Amélie-les-Bains. Añaden que este manto participa del mismo sentido de vergencia, hacia el SW, que los accidentes de Pont de Molins y Figueras.

J. Ph. MANGIN (1958) estudia las deformaciones pirenaicas durante el Nummulítico.

L.U. de SITTER (1954), en su estudio sobre la tectónica gravitatoria, menciona las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera, que había sido descritas ya por H. ASHAVER (1934), complementando el trabajo de este último en lo referente al mecanismo de su colocación.

En este periodo, en lo que se refiere a la zona subpirenaica oriental, hay algunas aportaciones de parte española. Entre ellas está la de J.M. RIOS y V. MASSACHS (1953), en la que establecen la cartografía de la hoja de Bañolas, a escala 1:50.000 y una división cronoestratigráfica con abundantes citas de macroforaminíferos. Distinguen:

Paleoceno: de facies continental, con areniscas rojas o verdes.

Luteciense inferior: calizas nummulíticas con intercalaciones detríticas.

Luteciense medio: "margas de Bañolas".

Luteciense superior-Auverniense: complejo detrítico de facies marinas, fosilíferas y facies rojas continentales. Estas últimas representan el "tramo rojo intermedio". Los rasgos comunes de ambas facies con su carácter calizodolomítico y su equi-

valencia cronológica, ya que se observan pasos laterales de una a otra, de forma que hacia el S el "tramo rojo intermedio" se acuña rápidamente.

Bartourense. Calizas coraligenas.

Esta publicación complementa y supera las ya realizadas por A. ALMELA, J.M. RIOS y J. GARRIDO (1943) y A. ALMELA y J.M. RIOS (1943).

L. SOLE SABARIS (1958) presenta un corte tectónico y estratigráfico y una columna litoestratigráfica a lo largo del valle del Freser. Reproduzco la sucesión estratigráfica, que es la que he seguido en la elaboración de esta memoria. De abajo arriba se distinguen las siguientes formaciones:

- a) Margas esquistosas de Sagnavi, con niveles arenosos intercalados. El conjunto está coronado por bancos potentes de calizas con nódulos de siliceo, claros y arrifionados. Aparecen *N. planulatus* y multitud de miliólidos que acusa una facies litoral. Edad: Ypresiense.
- b) Calizas de Coronas. Bancos calizos alternando con algunos niveles calcomargosos. En la parte alta se intercala un horizonte de areniscas arcillosas rojas, que puede seguirse, por su constancia, como nivel guía. También es un carácter constante la presencia de nódulos de siliceo negro, muy distintos de los que se presentan en la formación anterior. En todas partes las calizas aparecen con frecuentes impregnaciones de asfalto. Potencia de 200 a 300 metros.
- c) Margas de St. Martí de Armancies. En la parte alta componen algunos pequeños bancos calizos con *Assilina exponens*, *N. atacicus* y *N. ronalti*, *Orthophragma*, *Meloberia*, etc. En muchos sitios pasan a verdaderas pizarras bituminosas. Potencia 325 metros. Edad: Luteciense medio.
- d) Margas vesíferas de Campdevánol y Vallfogona. Constituyen un tramo de margas azules muy desarrollado, coronado por yesos blancos, a veces con 30 a 40 m. de potencia. Encima de los yesos, siguen margas alternando con capitales de arenisca con *Nummulites perforatus*, *N. ronalti*, etc. Equivalen a las "margas de Bañolas". Potencia de 300 a

350 metros. Edad: Luteciense superior.

- e) Maciños de Campdevánol alternantes con lechos delgados de margas hasta adquirir la facies de un flysch calcáreo arenoso. Potencia: 600 metros.
- f) Tramo rojo. De tipo molásico, formado por maciños, conglomerados y areniscas y arcillas rojas. En la base alterna con margas azules y areniscas grises, pero progresivamente se imponen el carácter detrítico; progresivamente hasta formar una masa importante de conglomerados gruesos. Potencia aproximada 1000 metros.
- g) Margas azules y maciños de Milany. Forman la parte alta del Eoceno. Son análogos a los que algo más al S se han descrito como margas de Maulleu. Potencia aproximada superior a los 250 metros. Edad: Bartonense.

J.F. de VILLALTA (1958), en su breve nota sobre el Neógeno del Ampurdán, cita la presencia de *Rhinoceros megarhinus*, en Maiá de Montcal, atribuible al Plioceno de facies continental.

C. VIRGILI (1958) estudia el triásico del macizo catalán y establece comparaciones con las series triásicas del Pirineo, en especial con la serie del Noguera Ribagorzana. Indica que hay bastantes diferencias entre las series de ambas regiones.

El Trias en el Pirineo presenta los siguientes niveles de arriba abajo:

a) KEUPER, se trata de:

- a) Arcillas y margas irizadas con evaporitas, bajo capas calizas con Avicula contorta, que serían Retienses. La potencia es muy difícil de evaluar debido a factores mecánicos; puede estimarse en 150 m. en el Noguera Ribagorzana. Presenta enormes masas de ofitas.
- b) Muschelkalk, que puede faltar. En este sector, está representado por 50 metros de calizas y dolomías, que tienen un nivel de calizas con fucoides en su parte central. En Massarachs tiene 80 m. de potencia, de los que los 30 centrales son margas dolomíticas con yesos.

- c) Buntsandstein y Permotrias, constituido por una enorme masa de areniscas, arcillas y conglomerados, de características análogas al Buntsandstein de los Catalánides. A pesar de la semejanza de facies, el significado de ambas series es completamente diferente, pues en los Pirineos está comprobada la existencia del Pérmico (PALLON, 1930).

C. VIRGILI añade que "en contra de la opinión de los primeros geólogos que estudiaron la paleogeografía del NE de España (ASHAUER, TEICHMULLER, MISCH...) el Triásico pirenaico es muy diferente del de la cuenca catalana. Como rasgos diferenciales principales puede anotarse la ausencia de Permiano en la cuenca catalana, así como la falta de ofitas en el Keuper. En el Muschelkalk la diferencia es también extraordinaria: en el Pirineo está representado, en general, únicamente por un nivel calcáreo, que es muy difícil saber qué posición ocupa con relación al Muschelkalk de los Catalánides".

En los Pirineos los niveles calizos pueden corresponder a parte inferior del Muschelkalk o bien al Muschelkalk completo.

Concluye, que lo único que se puede decir es que "se trata de dos áreas sedimentarias completamente independientes".

En este trabajo, C. VIRGILI pone de relieve la sedimentación continental de subárea, de origen fluvial, para la parte inferior del Buntsandstein, y la franca influencia marina en aguas turbulentas poco profundas, para la parte superior. Admite una extensa plataforma emergida cruzada por corrientes de agua, durante el comienzo del Buntsandstein, y una plataforma costera, originada por una lenta inmersión, para el depósito del Buntsandstein superior, cuyos aportes detríticos más finos se explicarían por una mayor madurez de los relieves periféricos. El clima sería cálido y húmedo y no desértico. El color rojo de los materiales puede deberse a causas diversas y carece -por tanto- de significación.

Durante el Muschelkalk las condiciones son marinas de mayor profundidad, y la intensa dolomitización primaria, que presenta, se explica bajo un clima cálido, en el que la cuenca marina poseería una alta salinidad y aguas agitadas. Las intercalaciones terrígenas del Muschelkalk medio indican condición de sedimentación marina, y las intercalaciones de sales del Muschelkalk superior se atribuyen igualmente a un medio marino, en su parte central y más profunda, se acumulan las evaporitas.

El Keuper se interpreta del mismo modo que el Muschelkalk. En consecuencia, también se descarta un origen desértico para explicar estas formaciones de arcillitas con niveles salinos. Para el Keuper admite una madurez aún mayor de los relieves circundantes de la cuenca, con lo que se explica la falta de aportes arenosos.

Así entramos ya en el último período, que comprende desde los años sesenta hasta nuestros días. Es una etapa en que se multiplican las investigaciones por parte de autores que ya las habían iniciado en años anteriores y por otros nuevos. Se estudian la zona axial, por parte de geólogos franceses y holandeses, sobre todo, y también la zona sudpirenaica a la que se dirigen preferentemente los trabajos de los autores españoles de parte del equipo de Montpellier.

En cuanto a la zona axial se trata a fondo los problemas metamórficos, el plutonismo y las fases de deformación. En estos últimos trabajos se pone de manifiesto la superposición de deformaciones, aunque los diversos autores no se ponen de acuerdo en la correlación de unas zonas con otras, ni tampoco en cuanto a la significación de sus materiales, en especial, los gneises.

Las publicaciones más sobresalientes corresponden al equipo de Leiden, que desarrolla su actividad en el Pirineo central y emplea análisis estructural de las deformaciones menores, acompañado de una consistente base petrológica y petrogenética. En el Pirineo oriental, destacan los trabajos de G. GUITARD, a veces en colaboración con otros autores, que versan principalmente sobre aspectos petrológicos y petrogenéticos de los materiales de la zona axial y, también, aunque no con demasiado detalle, proporcionan un caudal interesante en cuanto al análisis de las estructuras menores.

Posteriormente, el equipo de Montpellier de M. MATAUER ha llevado a la práctica estos métodos de estudio tanto en los Pirineos centrales como orientales, para tratar de correlacionar los datos de la escuela de Leiden con los de G. GUITARD.

Finalmente, hay que mencionar el trabajo de P.F. SANTANAGLI del equipo de Barcelona, que aplica los métodos del análisis estructural al sector de la zona axial entre La Cerdaña y el río Ter.

Paso ahora a tratar con más detalle el abundante material bibliográfico existente sobre la zona axial y remito al lector, con objeto de facilitar la comprensión de esta exposición, al cuadro que aparece al final de la segunda parte de la presente memoria.

J.P. DESTOMBES y E. RAGUIN (1960) y E. RAGUIN (1962, 1964), se ocupan de los macizos genésicos de los Pirineos, en especial, del de Aston. Dicen que se trata de bóvedas aplanadas puestas de relieve por las intercalaciones de micasquistos. Basándose en estas intercalaciones admiten un origen sedimentario para los gneises y una feldespaticización metasomática ulterior, frente a la cual los micasquistos intercalados representarían reliquias no gneisificadas. Excluyen la posibilidad de que los gneises representen extrusiones e insoluciones como las que J. HALLER cita en Groenlandia.

G. GUITARD (1960) estudia las linearidades, las esquistosidades y las fases de plegamiento hercinianas y sus relaciones con el metamorfismo y la granitización.

Distingue dos fases de deformación:

1ª. Movimientos precoces o eocinemáticos. Durante esta fase se desarrolla linearidad y pliegues de dirección NE-S y -a veces- N-S, y de amplitud decreciente con la profundidad en la serie metamórfica. Se forma la S_1 .

El metamorfismo regional, con la formación de micasquistos

2ª. Movimientos tardíos, aunque ya había comenzado antes, coincide ampliamente con esta fase.

3ª. Movimientos tardíos o tardicinemáticos. Sólo se dan en la serie de Canavelles, en coincidencia con las megaturas, "tectonique en grand". Producen un microplegado de la S_1 según la dirección WNW-ESE, y -a veces- NE-S.

Con esta fase dan comienzo los fenómenos de ultrametamorfismo (=migmatización) y granitización. Estos fenómenos se continúan posteriormente.

Dice que los macizos del Canigó y de La Carança constituyen un braquianticlinal de gran escala en el que aparecen una serie paleozoica, los gneises estratoides y la serie de Balatg intercalada.

La serie paleozoica comprende desde el Devónico hasta la serie de Canavelles, de edad Cámbrica probable (CAVET, 1951, 1957).

Los gneises estratiformes, con una potencia mínima de 2000 metros, presentan ejes con microclina y plagioclasa ácida y niveles intercalados de leptinitas, sobre todo, y anfibolitas y micasquistos.

Afirma que se trata de una serie vulcano-sedimentaria rica en elementos alcalinos y fácilmente feldespatizable.

En la serie de Balatg incluye ya, junto a los micasquistos superiores de Balatg, los micasquistos de Moura, y considera los gneises leptiniticos de Casemi como una intercalación (GUITARD, 1958b). Asigna a estos gneises una génesis por recristalización de sedimentos arcósicos o tobas ácidas removilizados. Las migmatitas del Cadí, asociadas al granito profundo del Canigó, constituirían la base de la serie de Balatg.

En cuanto a la evolución petrogenética de los materiales no aporta nada nuevo, respecto a sus publicaciones anteriores. Admite, con otras veces, un episodio precoz de metamorfismo regional, que origina micasquistos, gneises con esquistosidad y linearidad evidentes; y otro episodio tardío de migmatización y granitización (ultrametamorfismo o anatexia, según otros autores).

Dentro ya de lo que constituye el meollo de este trabajo distingue:

A) Plegamientos y linearidades precoces o eocinemáticas, con ya intensidad y cuyo estilo varían con la profundidad y naturaleza de los terrenos.

1. En la Cobertura paleozoica. En estos materiales cita estructuras primarias sinécticas ("slippings", laminaciones, figuras de corriente y de carga), que, en la serie de Canavelles, están deformadas por los movimientos precoces.

Estos están representados por una esquistosidad S_1 y por pliegues sinécticos. El régimen de estos pliegues es tanto más isoclinal cuanto más descendemos en la serie de Canavelles.

En los micasquistos con andalucita son pliegues isoclinales tumbados del orden del decímetro y del centímetro. En los mármoles hay fenómenos de flujo, que restan interés a los pliegues.

Hacia la parte alta de la serie de Canavelles la esquistosidad se hace oblicua a la estratificación y ya en los esquistos ordovícicos se pliegues similares simétricos, no isoclinales con esquistosidad de plano axial y linearidad $S_0 \times S_1$ paralela al eje de los pliegues. En los bancos competentes intercalados en estos esquistos el estilo se hace concéntrico con refracción de la esquistosidad.

En cuanto a la linearidad l_1 , aparte de la de intersección cita otros tipos (microplegada, "rodding", alineación de minerales, etc.).

2. En los gneises, afirma que la S_1 coincide en general con la S_0 marcada por diferencias litológicas. El plegamiento es de tipo isoclinial, aunque en la base de los gneises no lo es (cita relaciones de intersección entre S_0 y S_1). En cuanto a la linearidad, dice que sólo observa la l_1 , mientras que en los micasquistos, aparte de ella, existen otras superpuestas. Describe, también en los gneises, varios tipos de linearidad.

3. En la serie de Balatg, sólo se producen las deformaciones precoces, representadas por pliegues isoclinales, vergentes hacia el NW, una esquistosidad S_1 paralela a la estratificación S_0 y una linearidad l_1 de varios tipos. Los ejes de los pliegues y las linearidades l_1 son sincrónicos en las formaciones paleozoicas y en las infrayacentes. Su dirección es N-SW, pero, a veces, es N-S. Explica esta disposición

por los plegamientos tardios o porque ya existía desorientación cuando se superpusieron estos últimos. En cuanto a la serie de Balatg, añade que la dispersión puede deberse a que la linealidad medida corresponde sobre todo a los "roddings" existentes. En trabajos posteriores (GUITARD, 1967, 1967, 1970) completa el estudio estructural de esta región y admite que la dispersión puede deberse a que los pliegues no son cilíndricos, o bien a la existencia de pliegues precoces antesquistosos.

B). Plegamientos y linealidades tardios o tardicinemáticos.

Estos se presentan en zonas privilegiadas:

1. En la cobertera paleozoica, sobre todo en la serie de Canavelles. Hay dos generaciones de pliegues, que afectan a la S_1 preexistente:
 - a) Pliegues con formación de una "esquistosidad de fractura" S_2 .
 - b) Pliegues tardios "postesquistosos", simétricos y concéntricos, en la parte superior de la cobertera paleozoica, y similares con flancos microplegados, en la serie de Canavelles. El tamaño es del orden del decímetro o del centímetro.

Las corneanas bandeadas, calizas y cuarcitas de la serie de Canavelles pueden dar pliegues concéntricos.

Cita también flexiones o "kink-bands" como pliegues tardios.

Posteriormente, G. GUITARD (1967, 1970) considera todas estas categorías de pliegues como deformaciones postesquistosas, ya que todas deforman la esquistosidad S_1 .

Las linealidades l_2 se reducen siempre a la de micropliegues y a la de intersección $S_1 \times S_2$, siendo el primer tipo el más frecuente.

Pueden tener varias direcciones.

Además admite una l_3 producida por flexiones y microflexiones.

2. En los gneises apenas si existen, sin embargo hay pliegues decimétricos en la parte superior con dirección E-W o ESE-WNW.

3. En la serie de Balatg, tampoco existen apenas en los micasquistos, pero adquieren importancia en las migmatitas del Cadí.

Hay varios tipos de pliegues:

- a) Pliegues regulares, análogos a los similares de la serie de Canavelles. A veces originan una esquistosidad S_2 , atravesada por venas graníticas.
- b) Pliegues disarmónicos irregulares y con su superficie axial desorientada.
- c) Alabeamientos irregulares en los gneises muy graníticos, que pueden ser de origen tectónico o debidos a contracciones locales originadas por la granitización. Igual ocurre respecto a los pliegues ptigmáticos.

El análisis estructural de las medidas revela que la linealidad l_2 y los ejes de pliegues presentan un máximo según $N 110^\circ E, 15^\circ E$, y que la esquistosidad S_2 es muy buzante, con un máximo para los buzamientos de $80^\circ SW$.

También en esta obra se establece la relación de las estructuras menores con las megaestructuras. Dice que la dirección de l_1 es diferente de la dirección de conjunto impuesta por la "tectonique en grand" (E-W a WNW-ESE) y deduce que sus direcciones son independientes en el espacio y en el tiempo.

Da como una prueba más de este metacronismo, el que en la serie de Balatg los pliegues precoces vergen al NW, tanto en el flanco N como en el flanco S del domo del Canigó. Esto no se explicaría sin admitir la anterioridad de los pliegues precoces y de la esquistosidad S_1 .

Añade que las microestructuras precoces, sin embargo, pueden estar relacionadas con deformaciones de mayor escala y cita el sinclinal de Prats de Molló con dirección NE-SW, que presenta linearidades congruentes con esta misma dirección, y el sinclinal de Villefranche.

Concluye que la megatectónica es coetánea de los plegamientos tardíos, ya que ambas deformaciones presentan la misma dirección.

En este trabajo estudia también las relaciones entre la deformación y los acontecimientos petrológicos principales. Como ya he mencionado, al comentar trabajos anteriores, G. GUITARD admite la anterioridad de la recristalización metamórfica respecto al plegamiento precoz. Dice que S_1 tiende a borrar episodios anteriores, pero a pesar de ellos, en las andalucitas y cordieritas alineadas según L_1 , aparecen inclusiones de ilmenita y grafito alineadas "que dibujan sinuosidades irregulares por recristalización mimética de microslumpings". Por tanto ha habido cristalización estática antes de los pliegues precoces. Estos últimos coinciden con una intensa recristalización metamórfica; por tanto, la deformación precoz es paracristalina. Añade que los porfidoblastos de silicatos aluminicos se comportan como elementos pasivos moldeados por las micas, y, a veces, engloban a la esquistosidad durante su crecimiento, rotando alrededor de un eje paralelo a L_1 , con o sin inclusiones sigmoidales, según que la rotación se haya producido después de o durante el crecimiento de tales cristales. Aparte, existe andalucita desorientada postcinemática en la serie de Balatg. El carácter estático acaba por preponderar en profundidad.

Frente a los movimientos tardíos estos minerales de metamorfismo se comportan pasivamente.

Como se verá en lo que respecta al área aquí estudiada, la andalucita y cordierita están desorientadas y nunca definen una linealidad de orientación; su formación es -por tanto- estática. Aparecen estos minerales englobando una antigua S_1 y no "microslumpings" hecho -por otro lado- que parece difícil de imaginar, dado el tamaño microscópico que G. GUITARD asigna a estas supuestas estructuras sinsedimentarias. En el área que me ocupa, la S_1 , equivalente a la S interna de los minerales aluminicos no está nunca plegada; a su vez, estos minerales están trastornados por el desarrollo de la S_2 , externa a los mismos. Es evidente que el metamorfismo estático, que representan, es intercinemático. Esto no excluye la posibilidad de etapas sincinemáticas, pero al no aparecer minerales indicadores de metamorfismo durante las mismas (incluso las micas orientadas según S_2 obedecen a la fase póstuma de metamorfismo de estadio alto que ha operado en la zona produciendo un fuerte mimetismo) no se puede afirmar nada en favor de tal metamorfismo sincinemático. No obstante parece lógico admitir que, aún existiendo tal metamorfismo, debió ser de bajo grado, ya que, si no, aparecerían algunos vestigios de minerales indicadores con texturas rotacionales. Tras la deformación correspondiente a S_2 sobreviene los movimientos tardíos, entre los que los

minerales aluminicos parecen comportarse pasivamente, tal como afirma G. GUITARD.

Añade el autor francés que las deformaciones tardias se acompañan de importante recristalización en la base de la serie metamórfica, con recristalización de biotita y clorita según la S_2 y de cordierita y andalucita, que pueden englobar micropliegues tardios. En la zona que estudio no se puede afirmar tal cosa, al menos de una forma general. Hay indicios de que así ocurrió pero el metamorfismo estático de estadio alto debió borrar casi totalmente tales recristalizaciones.

Agrega que, mientras las deformaciones precoces son independientes de la granitización, puede pensarse que las tardias están en relación con dicho fenómeno, de forma que las migmatitas presentan pliegues tectónicos análogos a los pliegues tardios. Comete un grave error al continuar diciendo: "el hecho de que las venas graníticas subrayen los planos axiales de estos pliegues, y materialicen así una esquistosidad de fractura grosera, prueba el sincronismo entre la migmatización y los plegamientos". Afirma, por otro lado, que la migmatización continua después de los plegamientos tardios, y así, en el Canigó, las migmatitas y los granitos son francamente posttectónicos, tendiendo a borrar las estructuras anteriores, incluidos los pliegues tardios.

Por lo que se observa en mi área de tesis, tras los movimientos tardios, se produce una segunda fase estática de metamorfismo de estadio alto, correspondiente a la granitización o migmatización regional de G. GUITARD, precursora de las intrusiones graníticas. Estas intrusiones producen en el contacto con la serie metamórfica una migmatización inducida con cierta recristalización estática de minerales aluminicos, acompañada de un renovado mimetismo de las texturas y estructuras anteriores. Está claro que el metamorfismo de estadio alto y las intrusiones graníticas subsecuentes son claramente posteriores a toda deformación.

Acaba G. GUITARD esta publicación relacionando todos estos fenómenos con el ciclo herciniano, ya que la esquistosidad S_1 afecta incluso al Devónico.

Antes de seguir adelante, quisiera comentar otro punto de la presente nota. Al revisar los trabajos posteriores de este autor, en los que ya admite la existencia de mantos pénnicos con una vergencia SE, no es posible encajar, dentro de una misma fase de deformación, la ver-

gencia hacia el NW de los pliegues precoces sinquistosos de dirección NE-SW, y la vergencia de dichos mantos. Esta razón le lleva a reconsiderar los hechos y admitir (GUITARD, 1964) una vergencia SE para los micropliegues de la serie de Balatg.

G. GUITARD, E. RAGUIN y G. SABATIER (1960) muestran que en los gneises existe a la vez ortosa y microclina, siendo esta última ampliamente dominante. Las dos modalidades de feldespato potásico pueden estar íntimamente asociadas. Deducen que la ortosa es pseudomonoclínica a partir de los grandes valores de los ángulos 2V. Se encuentran todos los feldespatos intermedios entre ambos extremos.

Al parecer, la triclinicidad tan variable y -sobre todo- la presencia de microclinas con valores intermedios (entre 20 y 70% de triclinicidad), caracteriza los gneises orbiculares pertenecientes a la facies anfibolita. Esto se explica bien, admitiendo la existencia de antigua ortosa de alta temperatura rica en sodio, que posteriormente se transforma en microclina, inversión favorecida por la exsolución de la albita la cual, a su vez, es facilitada por la temperatura y la deformación. La persistencia de ortosa junto a microclina la explican por una temperatura no demasiado elevada durante el metamorfismo regional, que además puede originar directamente microclinas pobres en sodio.

Sin embargo esta inversión de ortosa a microclina se observa también en los granitos ortósicos posttectónicos, que no están deformados ni han sufrido metamorfismo posteriormente.

G. GUITARD (1961) observa mesopertitas en los grandes feldespatos de los gneises orbiculares del Canigó, mientras que la mesostasis granoblástica rodeante posee microclina sin o con poca desmezcla albítica la cual puede reemplazar a la primera microclina o rellenar sus fisuras. Por otro lado admite el origen por exsolución de las mesopertitas, ya que la desmezcla no alcanza el borde de los grandes cristales, y niega que se hallan formados por reemplazamiento metasomático. Concluye entonces que los feldespatos potásicos con desmezcla no pueden ser más que de alta temperatura y no se podrían haber formado en el metamorfismo regional de mesozona que afecta a los materiales del Canigó. Este metamorfismo es el responsable de la formación de feldespato potásico de baja temperatura, esencialmente microclina.

De todo esto concluye que las mesopertitas corresponden a feldespatos antiguos de origen volcánico. Resulta curioso que la con-

clusión inmediata de este razonamiento la utilice como argumento para reforzar sus afirmaciones, cuando dice que no es extraña la existencia de mesopertitas de origen volcánico, ya que los gneises que las contienen, derivan de tobas volcánicas y sedimentos ricos en materiales piroclásticos. El metamorfismo desdoblaría el feldespato sodopotásico preexistente y formaría simultáneamente la microclina no pertítica de la mesostasis. Como se vé, quiere demostrar que hay pertitas de origen volcánico en los gneises.

G. GUITARD y E. RAGUIN (1961) estudian las rocas ultrabásicas dentro de los gneises, migmatitas y granitos, en especial las del granito de Quérigut, que se daban como enclaves transformados de calizas y dolomías. Afirman que en realidad derivan de intrusiones volcánicas más o menos metamorfozadas en el ciclo herciniano. Les asignan una edad cámbrica s.l.

G. GUITARD (1962) cita pliegues antesquistosos en los micasquistos del Paleozoico inferior y en los gneises, que no poseen esquistosidad de plano axial, y -a su vez- están cortados de cualquier manera por la esquistosidad S_1 . Sobre todo abundan en la epizona (materiales ordovícicos), donde se pueden poner en evidencia por su influencia sobre la linealidades sinquistosas, en las que producen una ~~dispersión~~ dispersión.

A. AUTRAN, G. GUITARD y E. RAGUIN (1963) presentan en el congreso de AZOPRO la cartografía geológica de la zona axial de los Pirineos orientales, a escala 1:200.000.

En este mismo año se produce un cambio importante en las concepciones de G. GUITARD (1963, a, b y c). Describe feldespatos con estructura "rapakiwi" y la composición de las biotitas en los gneises G_3 y G_2 . Estos últimos son los más abundantes en el complejo gneísico del Canigó. De estas investigaciones, concluye que los gneises G_2 y parte de los G_3 que anteriormente (GUITARD, 1958b) había sido considerados como paragneises en su mayor parte, derivan en realidad de antiguos granitos porfiroides ortósicos, afectados por el metamorfismo regional. Los ojos cuarzo-feldespáticos de los gneises representan antiguos fenocristales y no tendrían un origen porfidoblástico. El fenómeno de la granitización queda pues, relegado totalmente y en las publicaciones posteriores los gneises serán considerados como el resultado de la transformación de antiguos granitos, y los granitos posthercinianos como intrusiones y no como proceden-

tes de una migmatización in situ.

La zona de la sillimanita será una consecuencia de estas intrusiones.

A partir de estas ideas. M. FONTEILLES y G. GUITARD(1964) propugnan que los gneises constituyen un zócalo anteherciniano afectado por la orogenia y el metamorfismo hercinianos. Estudian la influencia de dicho zócalo en la distribución de las isogradas y de la anatexia en la cobertera paleozoica.

Los hechos en que se apoyan para admitir la existencia del zócalo son:

- a) Presencia de ortogneises derivados de un granito "rapakivi".
- b) Presencia constante de un nivel de mármol dolomítico, entre gneises y micasquistos envolventes. Este nivel es transgresivo y de posición estratigráfica variable.

En cuanto a las isogradas de metamorfismo advierten que se centran alrededor de los macizos gneísicos y son tanto más próximas entre sí cuanto más cerca de estos se encuentran. La anatexia se desarrolla selectivamente en el contacto gneises-micasquistos.

A pesar de que G. GUITARD(1958b, 1960, 1970) admite que el metamorfismo regional abarca un lapso de tiempo mayor que el de las deformaciones, en el trabajo que ahora comento y, posteriormente, en el de G.GUITARD(1970), se afirma que la corta duración del metamorfismo no ha permitido alcanzar un régimen estacionario y esto queda probado por:

- a) Las variaciones de espesor de una misma zona metamórfica.
- b) La variación del tipo de metamorfismo.

Admiten que el gradiente de temperatura aumenta con la profundidad, siendo débil en los materiales del zócalo, ya que no intervienen en ellos las reacciones endotérmicas.

La variación de este gradiente en la vecindad del zócalo constituye el "efecto de zócalo", que puede ir o no ir acompañado de anatexia.

El caso del Canigó, donde no se alcanza la temperatura de fusión, muestra que cuanto menor es la potencia de la serie más elevadas están las isogradas dentro de esta y más próximas del zócalo, pudiendo penetrar en él.

En consecuencia las zonas se adelgazan al acercarse al zócalo y pueden estar incluidas dentro de él. Así, mientras la isograda de la biotita se amolda siempre alrededor de los gneises estratiformes del Canigó, las isogradas de la andalucita y de la estauroлита penetran en ellas en la vertiente S, en tanto que se sitúan en la cobertera paleozoica en la vertiente NE.

Si se alcanza la temperatura de fusión se produce una franja anatética, ligada a la formación de la zona de la sillimanita. Como la moscovita está en equilibrio con el magma, deducen que la presión de agua es igual o mayor que 4-5 kbars. Al ser constante la temperatura de anatexia, las isogradas son paralelas entre sí y se sitúan por encima de ella, sin penetrar ni en la zona anatética ni en el zócalo.

Al final de esta nota conjunta, se alude a la presencia, en el Canigó, de un gran pliegue tumbado que cabalga al material de la cobertera. La anatexia en el Canigó se produce en el límite zócalo autóctono-micasquisto, pero no afecta a los gneises superiores ni a los micasquistos envolventes, hecho que explicaría la anomalía que constituyen los gneises no anatéticos del Canigó, de la Carança y del Roc de França.

Como se verá, a lo largo de esta exposición el macizo del Roc de França, está afectado por la anatexia, al menos en la vertiente meridional de lo que se deduce que la última afirmación de estos autores tal como la conciben en esta publicación, no es enteramente cierta.

En este mismo año, G. GUITARD (1964) abandona la idea de que el Canigó está constituido por una sucesión estratigráfica de niveles de gneises y micasquistos alternantes e interpreta esta alternancia como un dispositivo en mantos de estilo pennínico, que producen una repetición tectónica de los materiales.

De esta manera (ver la serie estratigráfica de GUITARD, 1958b) la serie de Canavelles es equivalente a la serie de Balatg, en la que incluye también los micasquistos de Moura, considerando los gneises de Caremi como una simple intercalación. De este modo los mármoles basales se repiten tres veces según un repliegue anticlinal-sinclinal. Al mismo tiempo, establece la completa analogía existente entre los gneises profundos del Cadí y los del Canigó. Por otro lado, estos últimos, que constituían el núcleo de un anticlinal tumbado, de gran escala, presentan una estructura "grosso modo" simétrica, ya que comprueba que los gneises G_4 (GUITARD, 1958b) no son otra cosa que los G_1 , repetidos por este dispositivo. Se basa para esta afirmación en la analogía de composición química entre G_1 y G_4 . Ambos tipos de gneises proceden de una serie extrusiva alcalina e hiperalumínica y son completamente distintos de los gneises G_2 y G_3 , procedentes -como ya se ha visto- de un antiguo granito "rapakiwi". Con los gneises G_1 y G_4 se mezclan paragneises en relación con la remoción del zócalo en contacto con el Paleozoico.

Acaba esta nota afirmando que la estructura pennínica explica la existencia de la S_1 , de origen tectónico, en continuidad con la S_1 de los micasquistos, y el carácter de esquistosidad de plano axial de esta S_1 en los pequeños pliegues sinesquistosos de los gneises. Concluye que la tectónica en manto es de la misma fase sinesquistosa y, como los pliegues de esta fase, la dirección de los grandes pliegues pennínicos sería NE-SW, con vergencia hacia el SE, admitiendo también esta vergencia para los micropliegues de la serie de Balatg, vergencia que -en su trabajo de 1960- considera hacia el NW.

Con los datos suministrados en este trabajo y en el anterior del mismo año, además de otros procedentes, se pueden extraer algunas conclusiones contradictorias que el autor no explica satisfactoriamente. Así, por ejemplo, la disposición concéntrica de las zonas de metamorfismo regional alrededor de núcleos gneísicos con una estructura en mantos pennínicos, sin estar las isogradas deformadas, es un factor concluyente de que el metamorfismo se ha desarrollado después de la tectónica en manto. En consecuencia, los minerales de metamorfismo deben ser postcinemáticos respecto a S_1 ; sin embargo, G. GUITARD dice que se forman a todo lo largo de las deformaciones hercinianas e incluso antes y después de estas, para dar unas isogradas sólo alabeadas por el levantamiento en domo o por la diferente potencia de la serie paleozoica que rodea a los gneises.

El haber encontrado en el área objeto de esta memoria, una S_1 , no observada o interpretada como "microslumpings" por el autor francés, obliterada por la S_2 y, por otro lado, la existencia de una fase intercinemática de metamorfismo estático, acompañada de la formación de andalucita y cordierita, me hace pensar que la estructura en manto penínico sería debida a la primera esquistosidad S_1 . Una vez conseguido el empilamiento tectónico, sobrevendría la primera fase de metamorfismo regional estático y una fase de deformación ulterior con formación de pliegues isoclinales y de la esquistosidad S_2 , totalmente paralela a la S_1 , presente sólo en el interior de los minerales aluminicos. El paralelismo entre ambas se puede deducir a partir de criterios petrológicos.

A propósito de las deformaciones hercinianas, como se verá más adelante, M. MATTAUER y colaboradores, ponen también de manifiesto dos fases de deformación en que S_1 y S_2 son paralelas. La primera de estas deformaciones la asimilan a la fase antesquistosa de G. GUITARD, cosa que no parece cierta, ya que este claramente dice que tal fase no proporciona esquistosidad alguna. En esto mi opinión concuerda con la de O.F. SANTANACH (1972a), y creo que lo que ocurre es que G. GUITARD no ha observado la fase primera de deformación, así como que el equipo de Montpellier no ha encontrado los pliegues antesquistosos concéntricos que G. GUITARD admite.

A. AUTRAN (1964) hace el estudio petrológico y estructural del granito de Mont-Louis y de sus enclaves, lo que le permite mostrar que la foliación del granito es mimética de la de los gneises. Concluye, por tanto, que la parte basal del granito se ha formado in situ y que el origen de este es anatéctico y no metasonático como habían supuesto A. AUTRAN y G. GUITARD (1957a).

Un año después, G. GUITARD (1965 a y b) expone sus observaciones sobre el metamorfismo de los macizos del Canigó y de La Carança. Describe las asociaciones minerales mediante las cuales establece facies subfacies y tipos de metamorfismo en la zona axial de los Pirineos orientales. Más adelante expone estos resultados en la publicación de su tesis (GUITARD, 1970).

A. AUTRAN, M. FONTEILLES y G. GUITARD (1966) describen los

rasgos geológicos del macizo de Les Alberes. Llamam la atención sobre una discordancia entre la cobertura paleozoica y los gneises, materializada por la constante existencia de un nivel intercalado, gneis con niveles de sillimanita, que representarán una serie arcóica rica en caolinita, procedente de la denudación del zócalo orto y paragneísico bajo condiciones continentales. De forma general este nivel intercalado correspondería a los gneises G_1 leptiniticos del Canigó y descansa tanto sobre unos gneises como sobre otros, sirviendo de base a la serie paleozoica.

En cuanto al metamorfismo, indican que es progresivo y ratifican la opinión de G. GUITARD (1958b) cuando advierten que la base del Paleozoico es migmatítica y que la zona de la sillimanita se adentra en los materiales gneísicos.

G. GUITARD (1967) publica una nota en que resume sus investigaciones sobre las deformaciones hercinianas en la zona axial oriental. Cita las fases ya enumeradas en 1960 y 1962, admitiendo nuevamente una vergencia SE de los mantos permínicos. Puntualiza que la fase de pliegue postesquistosos es sincrónica de la estructura en domo, debida a la interferencia de las direcciones WNW-ESE y NE-SW. Esta última es la menos importante y la primera es la responsable de que los macizos gneísicos estén alineados WNW-ESE.

Añade que la culminación del metamorfismo es posterior a S_1 e incluso a la S_2 de fractura de los pliegues postesquistosos de esta última dirección. Todos los materiales representan tectonitas formadas durante el paroxismo herciniano, con deformación típicamente precristalina. Con tal afirmación parece no querer contradecir lo admitido anteriormente cuando considera el metamorfismo desarrollado antes y después de la deformación ya que más adelante volverá a insistir sobre este último punto en el sentido de un metamorfismo de larga duración, cuyo auge se da tras las fases de plegamiento.

Afirma también que las intrusiones graníticas son posteriores al paroxismo herciniano y, en cuanto al granito profundo del Canigó, dice que aparece durante la fase postesquistosa de dirección WNW-ESE

prosiguiéndose después esta y el resto de las intrusiones. Debo recordar que G. GUITARD(1960) admite ya la contemporaneidad del granito profundo del Canigó con la fase de plegamiento WNE-ESE basándose en que hay venas graníticas según la esquistosidad grosera de plano axial de los pliegues de esta fase, y que esto más bien indica una posterioridad de la intrusión granítica.

Una aportación nueva aparece al citar blastomilonitas plegadas con nueva esquistosidad según direcciones N 60° a 130° E. Afirma que son tectonitas con deformaciones también pre *cañabina* y les asigna una edad probablemente tardiherciniana.

A. VITRAC y J.C. ALLEGRE (1968) apoyan la idea de M. FONTEILLES y G. GUITARD(1964), cuando intentan calcular la edad absoluta de los gneises por métodos radiactivos, utilizando la relación Rb:Sr sobre muestras de roca total. Llegan a la conclusión de que la edad de los gneises es de 550 millones de años y son -por tanto- precámbricos, y deducen, del pequeño valor de la relación inicial entre isótopos de Sr, que se trata de ortogneises procedentes de antiguos granitos.

Actualmente el límite superior del Precámbrico se sitúa en 600 millones de años y, por consiguiente, los gneises serían cámbricos, a pesar de los buenos deseos de estos autores de querer ayudar a sus compatriotas. Por otro lado, las dataciones de E. JAGER y H.J. ZWART (1968) dan valores muy distintos, que sitúan a los gneises en el ^Urdovícico.

La conclusión que hay que extraer de esto es que las dataciones en terrenos, afectados por grandes deformaciones y un metamorfismo acusado, no ofrecen garantía. La mejor demostración de la existencia de un zócalo precámbrico sigue basándose en las observaciones geológicas y en los análisis químicos efectuados por los geólogos de París.

A. AUTRAN y G. GUITARD(1969) extienden la idea de los mantos pennínicos al macizo del Roc de França. Afirma que "el macizo del Roc de França (1450 m.) es una culminación anticlinal de terrenos metamórficos que afloran en ojal por erosión bajo el granitoide de St. Llo-

reng, de forma estratoide y edad herciniana". Diferencian dos episodios principales de deformación:

- 1) Episodio precoz de pliegues tumbados con desarrollo de una esquistosidad regional generalizada, extendida a todos los términos de la serie metamórfica.
- 2) Episodio tardío, con producción de pliegues con planos axiales verticalizados, que originan braquianticlinales y braquisinclinales.

Los gneises proceden principalmente de granitos porfiroides antehercinianos, sobre los que se sitúa transgresivamente la serie de Canavelles (como se ha visto para el Canigó y Les Alberes).

Al E de Les Illes sitúan la charnela anticlinal del frente del manto del Roc de França y observan en ella cómo la esquistosidad S_1 de plano axial del gran pliegue isoclinal, corta a S_0 definida por el límite gneises-nicasquistes.

Admiten -asimismo- que bajo este manto existe otro, el manto de Mas Blanc.

El manto del Roc de França y el del Canigó constituyen una unidad tectónica mayor: el manto del Canigó-Roc de França, cuya terminación frontal aparece al E de Les Illes.

Ahora admiten estos autores una vergencia de los mantos hacia el NE (recuérdese que GUITARD, 1964 y 1967 cree que la vergencia es hacia el SE de acuerdo con los micropliegues y linealidades *gnaíccoc*). Para salvar esta incongruencia, que queda reflejada en el cuadro que se adjunta al final de la segunda parte de esta memoria, las linealidades son del tipo *a* según la terminología de SANDERS. En resumen, se puede decir que G. GUITARD no posee una idea clara en cuanto a las deformaciones hercinianas, ya que, en 1960, afirma que en la serie de Balatg hay micropliegues vergentes al NW; en 1964 y 1967 dice que tales pliegues vergen hacia el SE y los hace coincidir con la formación de mantos penni-

nicos, que en tales años vergían hacia el SE; ahora, en este trabajo conjunto de 1969, se clividan los pliegues de la serie de Balatg y se establece que la vergencia de los mantos es hacia el NE de acuerdo con 1 linealidades l_1 , que ya no son de tipo b sino de tipo a..

En este trabajo se presenta una cartografía geológica del macizo del Roc de França, a escala 1:50.000, que, en lo que respecta, a la parte española, es bastante esquemática.

Más adelante, G. GUITARD (1970) publica los resultados de sus investigaciones sobre el macizo del Canigó y de La Carança. Esta importante obra es un compendio de sus trabajos anteriores, concebidos de acuerdo con sus nuevas ideas.

Trata el metamorfismo y las asociaciones minerales en los micasquistos, mármoles, anfibolitas, gneises, etc. y estudia la composición química de las rocas y de sus minerales, lo que proporciona una base segura para deducir el origen de las rocas en casos difíciles (gneises, anfibolitas, etc.).

Efectúa una cartografía fina, a escala 1:50.000, en la que se establecen para los micasquistos una serie de zonas: zona de la clorita, zona de la biotita, zona de la cordierita y de la andalucita, y zona de la sillimanita. También se distinguen en su plano geológico los diversos tipos de gneises y de otras rocas.

El trabajo, es bastante completo porque tampoco se deja de un lado el factor estructural.

En general, se tocan aquí y se renuevan en diversos aspectos los problemas que G. GUITARD se ha planteado en años anteriores. El plutonismo, que no se trata en esta obra, es objeto de otro interesante trabajo de G. GUITARD, en colaboración con A. AUTRAN, M. FONTEILLES, que comentaremos más adelante.

En cuanto al metamorfismo, distingue una serie de asociaciones minerales, facies y subfacies, distintas a las de H.G.F. WINKLER (1967). Tanto es así que aparte de lo enrevesado de su clasificación, se definen en la zona de la andalucita y la cordierita de menor a mayor grado de metamorfismo, por ejemplo, la subfacies de cordierita-clorita-almandino, subfacies cordierita-estauroлита, subfacies cordierita-almandino,

subfacies andalucita-cordierita-clorita-estauroлита, subfacies andalucita-cordierita-estauroлита, subfacies andalucita-cordierita-almandino, las cuales no se pueden encajar en el trabajo de H.G.F. WINKLER (1967), ni aún considerando un tipo de metamorfismo intermedio entre el de Abukuma y el de Barrow, ya que no se concibe cómo puede subsistir la clorita en la facies anfibolita. Esto hace pensar que tal clorita no sea primaria.

Dentro de la zona de la sillimanita describe las subfacies sillimanita-moscovita-cordierita y sillimanita-microclina-cordierita. Dice que esta zona está estrechamente ligada a los micasquistos y granitos, de forma que puede haber magma anatético inyectado a distancia para dar zonas de inyección perianatética. Estas inyecciones graníticas extienden la zona de la sillimanita, que «en general» forma una estrecha banda aislada en el seno de los micasquistos con andalucita. El desarrollo desigual de las zonas de inyección provoca la irregularidad de la isograda + sillimanita.

En la subfacies sillimanita-moscovita-cordierita, los dos primeros minerales son estables y no hay formación de feldespatos potásico. La fibrolita se forma a partir de biotita, a la que reemplaza claramente, como ya observaron A. AUTRAN y G. GUITARD (1957b), y, al aumentar el grado de metamorfismo, la sillimanita puede aparecer en forma de prismas, que pseudomorfizan los cristales de andalucita.

En la subfacies sillimanita-microclina-cordierita aparece el feldespato potásico como reacción de la moscovita con el cuarzo, o bien según la reacción Moscovita + plagioclasa potásica + cuarzo ~~=====~~ Microclina sódica + sillimanita + agua.

Admite que, al haber metasomatismo, se puede formar moscovita II que viene a complicar la interpretación petrogenética. Puede persistir la andalucita, sin transformarse totalmente a sillimanita, por un aumento local de temperatura seguido de un rápido enfriamiento. Tras la formación del granito profundo del Canigó, las condiciones reinantes son las de la subfacies sillimanita-moscovita-cordierita, en que la moscovita se estabiliza debido a una fuerte presión de agua.

Puntualiza que el metasomatismo potásico se da al ser reemplazados los silicatos aluminicos por la moscovita II.

Afirma que el metamorfismo por difusión es poco importante, mientras que el metasomatismo por infiltración, desencadenada por soluciones postmagnéticas, será activo en la periferia del granito profundo. Esta infiltración explica:

- el carácter difuso y la amplitud de la aureola metasomática, que puede alcanzar más de 100 m. de potencia en el contacto del granito de Canigó, así como su variabilidad según la importancia volumétrica de los cuerpos graníticos en la zona de inyección.
- el carácter errático del metasomatismo, que a su vez explica la preservación local de las asociaciones de la subfacies sillimanita-microclina.
- la existencia de zonas, igualmente erráticas, en el exterior de la zona de metasomatismo potásico, en que se producen hidrátaciones.
- la casi total desaparición del almandino, de los silicatos aluminicos y de la cordierita, con la vecindad de la zona granítica.

Con todos los datos reunidos G. GUITARD establece varios tipos de metamorfismo en el Canigó, definidos por diferentes asociaciones de subfacies.

También estudia los efectos del metamorfismo en los niveles calizodolomíticos y distingue las zonas del ~~metamorfismo~~ la tremelita, del diópsido, de la forsterita (y/o andradita) y la de la wollastonita. Esta última, equivalente a la de la sillimanita, sólo se puede definir en los mármoles calizos silíceos y en los gneises con silicatos calco-magnesianos. En cuanto a la zona de la forsterita añade que sólo se puede distinguir en los mármoles dolomíticos silíceos y abarca desde la isograda + forsterita, prácticamente equivalente a la - estauroлита en los micasquistos- hasta la zona de la wollastonita de los mármoles calizos, inclusive. Describe una serie de subfacies dentro de cada una de estas zonas:

Al referirse a la naturaleza y al origen de los gneises del Canigó critica su antigua hipótesis metasomática. Dice que el metasomatismo explicaría la formación de macizos gneísicos bajo aportes silíceo-

-alcalinos o alcalinos en sedimentos lutíticos o detríticos, por percolación de soluciones o por difusión iónica, a escala regional. Afirma que esto sería un caso particular de migmatización o granitización metasomática que -según los autores- puede efectuarse en régimen dinámico (LEDITSCH, 1950) o en régimen estático.

Da una serie de razones en contra de esta migmatización metasomática:

- Los gneises del Canigó no poseen en su base el granito fundamental, de origen anatéctico y fuente del metasomatismo. El granito profundo del Canigó es inyectado y está separado de los gneises por los micasquistos de Balatg
- El contacto entre gneises y micasquistos es neto, sin zona de transición migmatítica, propia de un frente de migmatización.
- Para que exista tal frente migmatítico los gneises deberían estar rodeados por una aureola metamórfica paralela a dicho frente, heterozonal respecto a las zonas de metamorfismo regional, propias de la cobertura paleozoica envolvente. Sin embargo las isogradas de este metamorfismo son oblicuas al límite gneises-micasquistos, de forma que los gneises pueden situarse cerca de la isograda de la biotita.
- Para que se produzcan fenómenos metasomáticos por difusión se precisan gradientes químicos y térmicos elevados. El primero es débil, ya que las zonas de metamorfismo regional conservan su carácter isozonal en grandes distancias. El gradiente térmico también lo es. No se puede concebir, pues, el motor capaz de provocar la difusión de la sílice y de los elementos alcalinos, para el caso de una feldespatización regional de sedimentos lutíticos. La presencia de sílice en exceso -en forma de cuarzo- tanto en micasquistos como en gneises, prueba su inercia en el sistema. Por otro lado la impotencia de los alcalinos para migrar queda absolutamente probada porque no se forma una zona metasomática alcalina en el contacto gneises-micasquistos. Además, si hubiera habido difusión, la incompatibilidad mineralógica, que representan los silicatos de aluminio

en los micasquistos y la microclina en los gneises, hubiera originado entre ambos materiales una zona rica en moscovita, hecho que no es cierto.

- El metasomatismo por infiltración de soluciones fluidas tampoco es aceptable, pues no se observan zonas mano o binerales, resultantes de una movilidad diferente de los diversos constituyentes gáucicos.

- Existe aún otro argumento. En caso de haberse producido realmente el metasomatismo, no se vé dónde pudieran fijarse los ferromagnesianos, ya que dada la existencia de los mármoles basales de la serie de Canavelles, se hubiese formado skarns importantes con hedenbergita, andradita o pistacita. Sin embargo no hay trazas de un "frente básico" ni en el techo ni en el muro de los gneises orbiculares.

Queda pues descartada la hipótesis metasomática para explicar el origen de los gneises orbiculares del Canigó. Sin embargo, como ya se ha dicho, puede haber metasomatismo local en la periferia del dominio anatético, para dar feldespatos potásicos o moscovita en las rocas encajantes. El crecimiento de porfidoblastos aislados en los micasquistos es compatible con la teoría magnética, ya que el magma está ^{saturado} en agua, y la fase acuosa impregna la roca encajante, con lo que, en esta, podrán formarse porfidoblastos, al tiempo que se forman fenocristales en el granito.

G. GUITARD explica los ojos de los gneises como formados durante la fase sinquistosa, a partir de fenocristales. Descarta la posibilidad de que se traten de porfidoblastos, originados durante el metamorfismo, y dice que no engloban micas ni presentan acúmulos micáceos en los bordes. Veremos, a lo largo de esta memoria, que en el Roc de França no ocurre así, debido precisamente a la fase final de metamorfismo de estadio alto.

Concluye que los ojos corresponden a antiguos fenocristales de pórfidos o granitos porfiroides o bien a antiguos fenocristales formando parte de la fracción detrítica de arcosas y grauvacas. Demuestra que los gneises G_2 y la mayoría de los G_3 son ortogneises. Sus principales argumentos se basan en:

1. La presencia de grandes feldespatos con estructura "rapakiwi".
2. La presencia de maclas Carlsbad y Ala de las microper-
titas y de maclas complejas Albita-Carlsbad en las pla-
gioclasas I, a veces zonadas, y con núcleos y zonas cor-
roidos.
3. La triclinicidad variable de los feldespatos potásicos,
que parece caracterizar la facies anfibolitas en los
gneises, desarrollada a partir de antigua ortosa de alt
temperatura.
4. Las microper-
titas con variable contenido en albita, tal
como ocurre en diferentes granitos "rapakiwi".
5. La composición de las biotitas. En comparación con las
de los micasquistos mesozonales (facies anfibolitas), las
biotitas de los gneises sin moscovita contienen más Ti
y Fe trivalente, y menos Al. Se agrupa junto a las de los
granitos, mientras que las de los micasquistos forman un
grupo netamente separado.

Si los gneises contienen moscovita, las biotitas pueden
ser aluminicas, pero siempre ocurre que el contenido en
Ti, sobre todo, es mayor que en las biotitas de los mica-
quistos.

En cuanto a los micasquistos de la zona de la sillimanita
y los gneises isozonales del Cadí, G. GUITARD parece afirmar (la redac-
ción es clara) que existen asimismo tales diferencias. Sin embargo, he
representado los respectivos contenidos en Al, Fe bivalente y Ti de las
biotitas de los micasquistos con sillimanita y observo que en uno de
los micasquistos la biotita cae dentro del área de las biotitas de ori-
gen sedimentario; el punto representativo de otra se encuentra claramen-
te en el grupo de biotitas de origen ígneo; y -finalmente- otra biotita es-
taría situada sobre la línea divisoria de ambos grupos. El análisis de
las biotitas procedentes del gneis del Cadí proporciona un punto figura-
tivo muy cercano de este último y de la línea divisoria entre ambos do-
minios, sedimentario e ígneo. Se deduce -por tanto- que al haber anatex-
ado las composiciones de las biotitas se igualan.

Algunas de las biotitas de los gneises G_3 caen en el ámbito de las biotitas de origen sedimentario. Por eso, G. GUITARD piensa que los gneises representan una facies contaminada del granito porfiróide, puesta de manifiesto por numerosos enclaves. Algunos niveles de G_3 representarían paragneises procedentes de enclaves incompletamente asimilados.

La composición total de los gneises. Utiliza diagramas de tipo $Si - (Na+K+Ca) - (Fe+Mg+Mn)$ en los que lleva los puntos figurativos de los gneises G_2 y G_3 , después de haber establecido la región correspondiente a diversas rocas ígneas, plutónicas y porfídicas, a partir de análisis propios y de otros extraídos de diversos trabajos, sobre granitoides del Pirineo oriental y del Japón.

Los gneises G_2 están representados por puntos, todos ellos en el área correspondiente a las rocas plutónicas, pero los G_3 dan puntos dentro y fuera de este área. Esto confirma que estos gneises son una facies contaminada, formada por antiguos granitos, sus enclaves y rocas sedimentarias resultantes de la remoción de esos granitos y sus productos de asimilación.

En lo referente a los gneises G_1 , dice que, como los gneises G_3 , no tienen una interpretación simple. En los afloramientos, los G_1 envuelve a los G_2 y se sitúan entre estos y los micasquistos.

En el caso de los ortogneises de La Preste, que son los representados en el Roc de França, afirma que se trata de ortogneises típicos y se basa en los siguientes criterios de orden petrológico y de composición química:

1. Ausencia de peristerita, que concuerda con un origen magmático.
2. Macclas de Carlsbad y Ala, en el feldespato potásico y Albita-Carlsbad, en las plagioclasas. No son frecuentes los feldespatos "rapakiwi".
3. Mesoperfitas, que sugieren un origen magmático.

4. Albita en damero de origen secundario, a partir de feldespato potásico I por albitización. Este proceso no actúa en las microclinas pequeñas.
5. Cuarzo azulado opalescente de forma dihexaédrica, que señala un origen a partir de pórfidos volcánicos ácidos (riolitas o tobas riolíticas), de un pórfido granítico o de granitos alcalinos.
6. Manchas turmalíferas con aureola leucocerata, que sugieren un origen a partir de venas o cuerpos graníticos leucocretos y alcalinos.
7. Composición química de estos gneises, que revela que son más ácidos que los G_2 . La composición química de las biotitas no es conocida, pero G. GUITARD piensa que deben ser más aluminicas por estar siempre representada en los gneises G_1 la moscovita primaria.

En el diagrama $Si-(Na+K+Ca)-(Fe+Mg+Mn)$ los puntos figurados de las composiciones de los gneises G_1 pueden hallarse dentro o fuera del dominio de las rocas plutónicas.

Los gneises cuya composición cae dentro de este dominio son ortogneises formados a partir de riolitas o tobas ácidas o de granitos alcalinos ácidos.

Los puntos representativos que caen fuera del dominio plutónico pueden proceder de riolitas y tobas riolíticas alcalinas, o bien de arcosas.

Los gneises G_1 de La Preste corresponden -en general- a una composición de granito alcalino típico, pero hay puntos fuera del área plutónica que deben corresponder a tobas y/o pórfidos y a arcosas.

Las arcosas pueden originar paragneises y, si la remoción ha sido muy débil, sus composiciones son casi idénticas a la de la roca ígnea de la que derivan. Este es el caso de las arcosas continentales, en las que los alcalinos se conservan sin alteración casi. De esto deduce GUITARD que el análisis químico permite distinguir el origen arcóseo.

sólo en ciertos casos favorables, cuando en el diagrama $Si-(Na+K+Ca)-(Fe+Mg+Al)$ el punto no se encuentra a la vez en las intersecciones de los dominios arcésico, granítico y riolítico.

De lo anteriormente expuesto, se deduce que el zócalo precámbrico estaba formado por:

- a) granitos calcoalcalinos con estructuras "rapakiwi", que darán lugar a los gneises G_2 .
- b) granitos ácidos directamente relacionados con los anteriores, pórfidos pertenecientes al zócalo s.str. o depositados sobre él y sedimentos arcésicos que originan los gneises G_1 .
- c) una facies contaminada, más básica que los granitos calcoalcalinos, y productos de su remoción que serán transformados en gneises G_3 .

El paso de G_1 a G_2 es progresivo y -aún en el caso de que los primeros sean paragneises- ambos tipos de gneises están relacionados genéticamente.

La serie de Canavelles se deposita transgresivamente sobre este zócalo y puede incluir tobas o coladas ácidas, a menudo removiliadas (arcosas y grauwacas). Además existen algunos niveles de pudingas posiblemente intraformacionales.

En cuanto a la edad del zócalo afirma que es antepaleozoico y que los granitos se dan contemporáneos de la orogenia alpsina.

En cuanto a la tectónica repite lo ya establecido en sus últimas publicaciones. Al tratar de las relaciones entre la tectónica, el metamorfismo, ratifica su ya comentada opinión de que este precede las deformaciones y prosigue durante y después de ellas. Y así, afirma que:

" La recristalización ha empezado antes de que se constituyan la esquistosidad principal S_1 y los pliegues sinésquistosos... Durante el paroxismo orogénico las recristalizaciones han sido particularmente activas... Las recristalizaciones metamórficas han continuado produciéndose ampliamente durante las fases de plegamiento postesquistosos... De modo general, los minerales que han cristalizado en la zona profunda del Canigó (ligados al granito profundo) no son deformados tras su crecimiento: las micas se presentan siempre en arcos poligonales..."

Concluye que:

"Si bien el metamorfismo ha comenzado antes del paroxismo orogénico y de la formación de la esquistosidad principal S_1 , ha proseguido después ampliamente, en un régimen de esfuerzos aproximadamente isótropo".

En el último capítulo de su memoria, G. GUITARD da nuevas pruebas sobre la existencia del zócalo precámbrico y trata del efecto del mismo sobre las isogradas, repitiendo y glosando más ampliamente afirmaciones de ~~estas~~ M. FONTEILLES y G. GUITARD (1964).

Por su interés, enumero los criterios que G. GUITARD aporta en favor de la existencia del zócalo ~~hercínico~~ hercínico, además de los petrológicos y de composición química mencionados anteriormente. Estas nuevas pruebas, algunas de ellas ya citadas en trabajos anteriores (FONTEILLES y GUITARD, 1964; GUITARD, 1964), son como siguen:

1. Los gneises G_1 rodean a los G_2 y G_3 , tanto por encima como por debajo, sirviendo siempre de separación entre gneises y micasquistos.
2. Existencia del mármol de base varias veces repetido. Sería extraña una intrusión planar entre los niveles de mármol.
3. Oblicuidad de las isogradas respecto del contacto gneises-micasquistos, que no se explica mediante un graní sincinemático. En este contacto no hay sillimanita, n

cornoamas, ni enclaves.

4. Características estructurales tales como:

- gran regularidad del contacto gneives-micasquistos
- ausencia de discordancia entre los supuestos grandes sinorogénicos y las rocas encajantes.
- La discordancia estratigráfica está siempre dentro de los gneives, entre los G_2 y los G_1 . Esto viene corroborado en ciertos puntos por la existencia de antiguos filones aplíticos o leucograníticos que interrumpen al llegar a la cobertura inmediata de los gneives G_2 , representada por paragneives G_1 . Asimismo la desaparición lateral muy rápida de los ortogneives G_1 de la Preste se puede interpretar como debida a esta discordancia.
- la estructura interna de los gneives puede explicarse como resultante de las deformaciones sufridas por un zócalo granítico precámbrico durante el paroxismo orogénico hercínico.

En un trabajo conjunto de este mismo año, A. AUTRAN, y M. FONTEILLES y G. GUITARD (1970) estudian las rocas plutónicas y sus relaciones con el metamorfismo y la anatexis.

Modifican la clasificación de E. RAGUIN (1938, 1957), que distinguía granitos en macizos circunscritos, granitos de anatexis, y pequeños cuerpos graníticos tardinigmatíticos, y la de G. GUITARD (1955) en la que se diferencian granitos estratoides, supracorticales, profundos e intermedios sin enraizamiento y con desarrollo horizontal.

Introducen una clasificación más completa y distinguen:

1. Granitoides en los dominios no afectados por la anatexis regional (epizona y mesozona) :

- macizos superiores: de dimensiones batolíticas. Las migmatitas son -en ellos- excepcionales pero pueden haberlas cerca de la base. En todos los casos son inyección o brechas magmáticas, ocupando una zona

del orden de la decena de metros. Desarrollan metamorfismo de contacto. Entre estos se encuentra el granito de Mont-Louis y el de St. Llorenç. El techo de estos granitos se encuentra en la epizona.

Explican la localización en la mesozona de los macizos superiores, por sus condiciones de presión temperatura y su disponibilidad de agua. Esta proporciona la disminución de la viscosidad del magma así como la de la temperatura final de cristalización del mismo.

-macizos intermedios: de dimensiones pequeñas acompañados de numerosos cuerpos pequeños y filones (inyecciones perianatécnicas de GUITARD, 1970), que dan lugar a migmatitas de inyección. Desarrollan también aureola de contacto caracterizada por la sillimanita. Poseen una capacidad de asimilación muy desarrollada que permite al magma cambiar fácilmente composición y -en consecuencia- la presencia de moscovita primaria queda explicada por un enriquecimiento en alúmina bajo una fuerte presión de agua.

A esta categoría pertenece el macizo profundo del Canigó. La posición apical de este granito queda dentro de la mesozona. Posee moscovita abundante la composición de la roca es calcoalcalina.

El granito de Costabona es intermedio entre estos dos tipos de granitoides.

Estas dos categorías desarrollan anatexia inducida y migmatitas de inyección que nunca alcanzan la epizona, siendo posteriores al metamorfismo regional.

2. Granitoides y migmatitas del dominio de la anatexia regional. (catazona). Son coetáneos del metamorfismo regional. Los fenómenos anatécnicos son limitados en los Pirineos orientales por falta de agua en profundidad.

- gneises graníticos. presentan un aspecto granitoides

de grano grueso y uniforme, con desaparición de las texturas de deformación íntima. Son los gneises del macizo de Aston-Hospitalet y de Mont-Louis.

- granitos en cuerpos pequeños. Son de bordes difusos que pasan insensiblemente a migmatitas.
- macizos graníticos inferiores y sus satélites. Son excepcionales. El único representante es el de Auzignan, con afinidad charnoquítica.
- granitos y pegmatitas perianatécticas. Se presentan sobre el zócalo precámbrico, por encima de la isogona de anatexia, cuando dicho zócalo es anatéctico. Entonces la base de cobertura paleozoica está inyectada por filones de granito y pegmatitas, que no se relacionan con masas de granitos importantes, pero que «sin embargo» han surgido de un dominio anatéctico. Se desarrollan particularmente en la parte oriental de Les Alberes y en los macizos de St. Barthélémy y de Agly,

En cuanto a la edad relativa entre los macizos granitoides afirma que nunca se ven en relación los macizos superiores y los intermedios, salvo en el caso del granito de Mont-Louis cuya base se sitúa sobre los filones graníticos que surgen del granito profundo del Canigó. En este caso no se observa si uno de estos tipos de granito es cortado por el otro y de ahí la idea de G. GUITARD (1958b) de que ambos granitos son aproximadamente sincrónicos.

Los granitos y pegmatitas perianatécticas del macizo de Agly, según estos autores, son englobados localmente por el granito del macizo superior de St. Arnac. De esto deducen la anterioridad de aquellos. Muestran a favor de esta afirmación, un esquema cartográfico en que se ven las pegmatitas perianatécticas tanto dentro de micasquistos con sillimanita como dentro del granitoide superior de St. Arnac o de sus rocas básicas asociadas.

Afirman que hay macizos graníticos sin apenas migmatitas, asociadas, y migmatitas sin granitos importantes, hecho que ya observó

E. RAGUIN (1933). En los Pirineos hay -pues- dos frentes de migmatitas: uno asociado al metamorfismo regional (isograda de anatexia) y otro formado por el límite externo de las migmatitas de inyección.

Defienden el origen magmático de los granitoides en macizos, apoyándose en las siguientes razones:

- se trata de masas homogéneas de composición uniforme.
- presencia de la asociación corindón-cuarzo, incompatible en el metamorfismo.
- las facies mineralógicas, iguales a las observadas en las aureolas internas, son cataxenales.
- criterios mineralógicos, como idiomorfismo de los feldespatos, zonación idiomorfa y sineusis de la plagioclasa y zonas de inclusiones desorientadas en los feldespatos potásicos, no se explica si no es bajo una cristalización magmática.
- las relaciones entre los granitoides en macizos y las rocas encajantes muestra que estas han retrocedido y se han deformado y que los granitos se han creado *in situ*, al menos parcialmente. Las estructuras plegadas, que se observan incluidas en los granitoides, son simplemente miméticas.

Descartan la hipótesis metasomática de A. AUTRAN y G. GUI-TARD (1957a) y las hipótesis que admiten la fusión generada por metasomatismo previo, entre estas la de los termosifones L. GLANGEAUD (1958) y la de las soluciones transmagnéticas de D. S. KORJINSKII (1968),

Esta última no explica por qué en los Pirineos los macizos granitoides están localizados en las partes superficiales, sin que exista un frente de granitización, de modo que en profundidad sólo hay migmatitas muy heterogéneas, que implican únicamente una fusión parcial de los terrenos. Por otro lado, las soluciones tendrían que poseer una composición adecuada de magma granítico, y esto implicaría la existencia en profundidad de un magma capaz de producir tales fluidos granitizantes. En tal caso, es mucho más simple admitir que este magma ha sido capaz de elevarse en la corteza para intruir en los materiales de la mesozona y epizona.

La hipótesis de los termosifones no explica la disponibilidad de agua y el aumento de la presión de agua en profundidad, desde la epizona a la mesozona. Aparte, no explica por qué los fluidos descendentes que alimentan lateralmente la cámara magmática no producen un frente de granitización, en este caso, subvertical, ni tampoco por qué la composición de los fluidos descendentes tienen una composición granítica, ya que para esto es necesario, al igual que para el caso anterior, que hubiesen estado en contacto prolongado y en equilibrio con un magma, y este magma no existe.

Conviene tener presente que la condición, que limita la naturaleza de las soluciones en las hipótesis metasomáticas, se basa en que, de no tratarse de fluidos de composición granítica, no se produciría en las rocas preexistentes más que un cambio en su constitución mineralógica.

En cuanto a los granitoides de macizos afirman que no se arraigan en los dominios anatéticos expuestos a la observación, sino en zonas más profundas. Su colocación es posterior al metamorfismo y a la anatexis regionales. Los granitoides superiores presentan caracteres (zonación de los feldespatos con fuerte variación en el contenido de Ca, asociación corindón-cuarzo) que indica que el desequilibrio térmico era muy marcado y que el enfriamiento fué rápido. Estos caracteres se atenúan e desaparecen en los granitoides intermedios e inferiores.

Deducen que los granitoides en macizos se arraigan en zonas profundas de la corteza por las siguientes características:

- capacidad de asimilación, ligada a la temperatura inicial del magma y en consecuencia a su profundidad primitiva, mucho mayor que la de los magmas anatéticos.
- composición química relativamente poco aluminica en contraste con los materiales mucho más aluminicos de las rocas encajantes.
- actividad metalogénica, en particular bajo forma de skarns con sheelita y sulfuros más o menos abundantes, en contraste con los magmas anatéticos sin actividad

metalogenética alguna.

- asociación constante de los granitoides en macizos con pequeñas intrusiones básicas e intermedias, también intrusadas en la base del Paleocico. Estas intrusiones fueron consideradas por G. GUITARD y E. RAGUIN (1961) como antehercinianas y de edad cámbrica s.l. Ahora, en este trabajo se establece que son hercinianas, ya que cortan a los gneises ya deformados y -a veces- hay aureola de contacto superpuesta al metamorfismo regional. Estas rocas básicas e intermedias, que precederían a la intrusión de los granitos, constituirían, junto con estos una serie comagmática, evolucionada a profundidad a partir de magmas iniciales básicos.

La ausencia de raíz la explican por la plasticidad elevada de los terrenos adquirida, durante el metamorfismo.

Los macizos granitoides intermedios con mescovita son también intrusivos y su composición, análoga a la de los granitos anatecticos, no representa sino un caso de convergencia debido a la gran capacidad de asimilación de aquellos.

Por otro lado se oponen a la formación más o menos in situ de los macizos granitoides mediante una fusión cortical, ya que no es posible que en la catexona haya menos anatexia que en la mesozona.

Según las últimas ideas expuestas por estos autores, la culminación final del metamorfismo, ratificada por G. GUITARD (1970), cobra un nuevo sentido. Así, el metamorfismo regional quedaría restringido en el tiempo, ya que la cristalización póstuma de las micas en arcos poligonales y la anatexia ligada al granito profundo del Canigó entrarían en fase magmática intrusiva, disociada del metamorfismo y la anatexia regionales.

Pase -ahora- a dar una rápida información sobre los datos aportados por los geólogos de Montpellier. El resumen de estos datos queda reflejado en el cuadro adjunto al final de la segunda parte.

M. MATTAUER (1964) y M. MATTAUER y M. SEURET (1966) estudiaron las esquistosidades de la zona axial del Pirineo central. Concluyen que

las esquistosidades terciarias, que afectan a terrenos pérmicos y post paleozoicos y a rocas ígneas postcinemáticas del ciclo herciniano, son bastante frecuentes. Estas esquistosidades presentan una dirección E-W y podrían corresponder -en parte- a la fase 4 de los autores holandeses

B. DALMAYRAC (1967), J.C. VIDAL (1967) y M. MATTAUER, B. DALMAYRAC, G. LAUBACHER y L.O. VIDAL (1967) establecen en el "sinclinal" de Villefranche-de-Conflent (Pirineos orientales) la existencia de:

a) Pliegues sinesisistosos con esquistosidades próximas a la horizontal. Entre estos distinguen dos fases:

1) Fase 1. que incluye pliegues de todas las dimensiones con vergencia hacia el S. Las linealidades l_1 , muy difícilmente observable por la superposición de otras posteriores (sobre todo l_2), dan medidas comprendidas entre $N 80^\circ E$ y $N 110^\circ E$, en zonas no afectadas por las fases ulteriores.

2) Fase 2. origina un fuerte plegamiento con vergencia hacia el W y quizá también hacia el E y una esquistosidad S_2 , que forma un ángulo muy pequeño o nulo con la S_1 .

Cuando S_2 es menos paralela a la esta última, se observa que es de plano axial de pliegues asimétricos tumbados y las intersecciones $S_2 \times S_0$ y $S_2 \times S_1$ definen la linealidad l_2 muy marcada con un máximo próximo a la dirección N-S. En las zonas de charnela de los pliegues 1 existe una gran dispersión en las l_1, l_2 . Estos autores adoptan el criterio de que su fase 2 podría corresponder a la fase 1 de G. GUYARD (1962, 1967, 1970), mientras que la fase 1 correspondería a los pliegues antesquistosos de este.

Si el ángulo entre S_1 y S_2 es muy pequeño o nulo hay una fuerte dispersión, el plano S_1-S_2 corresponde a la superficie axial de los pliegues 1 y 2, y las linealidades l_1 y l_2 se dispersan considerablemente entre los valores $N 20^\circ W$ y $N 110^\circ E$. En

este caso es imposible de separar ambas fases. Entre esta fase y la siguiente se intercalan cizallamientos horizontales, que son plegados en la fase 3. Estos accidentes también pueden considerarse como relativamente tardíos dentro de la fase 2

b) Pliegues postesquistosos de planos axiales subverticales y con esquistosidad generalmente grosara.

a) Fase 3. Pliegues en acordeón de la S_1 y de la S_2 con ejes próximos a la horizontal y de dirección media $N 120^\circ E$. Puede presentar una esquistosidad S_3 de fractura y una linealidad L_3 formada por micropiegues centimétricos o milimétricos.

2) Fases tardías: Representadas por pliegues a veces en acordeón de dirección NE-SW, con esquistosidad S_k de fuerte buzamiento. Además hay "kink-bands" y fallas subverticales con dirección $N 70^\circ-80^\circ E$ y $N 120^\circ-130^\circ E$.

F. MAC (1960, 1959 a y b) estudian la tectónica del área situada al E del Canigó, en los Aspros. Confirma los resultados de los autores anteriores y añade algunos matices. Admite los siguientes fases de deformación:

1) Fase 1. es la fase principal, de estilo isoclinal, responsable de grandes pliegues tumbados. La esquistosidad S_1 es subparalela a la estratificación pasa insensiblemente a la foliación de los micasquistos inferiores. Es difícil precisar su dirección

2) Fase 2. Menos profunda, con pliegues asimétricos de dirección original próxima a N-S. La vergencia de los pliegues es hacia el E.

3) Fase 3. Da grandes ondulaciones y pliegues que pueden presentar una esquistosidad S_3 vertical de plano axial, a veces muy intensa. Los pliegues tienen una dirección $N 120^\circ E$ y son tanto rómnicos como monoclinicos. Los primeros se dan cuando la estra-

tificación es estadísticamente horizontal; y los segundos pueden constituir repliegues de las grandes estructuras de igual orientación, o bien ser el resultado de la deformación de superficies de estratificación inclinadas con anterioridad a la formación de S_3 .

4) Fases tardías. "Kink-bands" de dirección $N 120^\circ E$ y con otras direcciones oblicuas.

Este autor, como el resto de los geólogos de Montpellier, considera que la fase 1 equivale a la fase antesquistosa de G. GUITARD (1962, 1967, 1970) y que la fase 2 equivale a la fase 1 de este último.

Sobre este particular, al comentar la nota de G. GUITARD (1964) expreso mi opinión de que la correlación así efectuada no es correcta. Bajo mi punto de vista fase 1, encontrada por el equipo de Montpellier en los Pirineos orientales, corresponde a la primera fase de deformación existente en la vertiente sur del Roc de França, materializada por la esquistosidad interna de la andalucita y la cordierita y -por tanto- no equivale a los pliegues concéntricos debidos a una tectónica de cobertura antesquistosa. Mientras tanto, la fase 2 correspondería, y con esto sí estoy de acuerdo con los geólogos de Montpellier a la fase 1 de G. GUITARD, que -en el sentido más estricto- debería ser considerada como fase 1-2 ya que la fase 2 oblitera la estructura de la fase 1 por coincidir las esquistosidades de ambas.

Otros trabajos del equipo de Montpellier son los de M. SEURET y F. PROUST (1968 a y b). Estudian la superposición de las deformaciones hercinianas en el domo de Aston-Hospitalet, situado en la parte oriental de los Pirineos centrales. Niegan la existencia de la infraestructura y la supraestructura de los geólogos de Leiden, los cuales se basan en la verticalización de la esquistosidad S_1 hacia la parte alta del Paleozoico para distinguir ambos niveles estructurales. Afirman que la esquistosidad principal se presenta desde los gneises hasta el Devónico y corresponde a la superposición de dos esquistosidades - S_1 y S_2 - subparalelas o incluso coincidentes, próximas a la horizontal. Las linealidades l_{1-2} presentan una gran dispersión debido a la interferencia de las fases 1 y 2 y de la superposición de ulteriores deformaciones.

La posición inclinada o antiforme de la esquistosidad S_{1-2} es debida a un intenso plegamiento en acordeón de dirección media $N 105^{\circ} E$ y no se origina, como suponen los autores holandeses, según una posición próxima a la que actualmente presenta.

En resumen, admiten las siguientes fases:

- 1). Fase 1. Origina una esquistosidad S_1 horizontal, representada en todos los materiales, incluidos el Devónico y el Carbonífero inferior. Se producen pliegues isoclinales de dirección E-W y vergencia hacia el S.
- 2). Fase 2. Produce una esquistosidad S_2 horizontal en todos los materiales y pliegues isoclinales de dirección N-S a NE-SW, con vergencia -en general- hacia el W.
- 3). Fase 3. Produce pliegues en acordeón de dirección $N 105^{\circ} E$ con esquistosidad de fractura S_3 , subvertical con tendencia a verger hacia el S. Esta deformación origina el abombamiento anticlinal de los gneises, cuya foliación S_{1-2} era originariamente horizontal y no en domo.
Esta fase es promagmática, ya que los granitos ~~están~~ ^{cortan} a la S_{1-2} una vez verticalizada.
- 4). Fases tardías. No encuentran los pliegues conjugados NW-SE y NE-SW que los geólogos holandeses describen como fase 3 y admiten que es posible que existan en la base del Paleozoico y en los gneises. Si esto es así, esta fase sería la fase 4 para M. SÉGURET y F. PROUST -y- por consiguiente la fase 4 de los holandeses vendría a ser la fase 5 de estos autores franceses, los cuales añaden que -además- tendría el mismo aspecto de la fase 3 (ambas con pliegues en acordeón de igual dirección y esquistosidad subvertical).

Esto último les conduce a pensar que la esquistosidad subvertical puede relacionarse con la fase 3 ó con la fase 5. Por otro lado, al haber esquistosidad terciaria, parte de la S_4 de los holandeses, equivalente

a S_5 de M. SEURET y F. PROUST, puede ser de la fase piroclástica.

Como se puede ver, estos autores, al eliminar la existencia de S_1 vertical en la supraestructura y confirmar la continuación en el Paleozoico alto de una S_{1-2} horizontal, asimilan la fase 1 en la supraestructura de H.J. ZWART y colaboradores, a su fase 3.

Asimismo, en su fase 3 habrían incluido la fase 4 de H. J. ZWART, que afecta a la infraestructura. Hay que tener en cuenta que es muy extraño que en la infraestructura haya una fase 4, y en la supraestructura, una fase 1, ambas con las mismas características. En consecuencia, creo que ambas fases pueden encajar perfectamente dentro de la fase 3 de M. SEURET y F. PROUST, aunque estos autores acaben inventando las fases 4 y 5, basándose en que los diagramas de esquistosidades y linealidad de la fase 3 de los autores holandeses indicarán la posterioridad de esta respecto al levantamiento.

En mi opinión, no creo que esto sea un fuerte argumento, y más teniendo en cuenta que ya han sido modificadas en una parte substancial las ideas de H.J. ZWART. Por otro lado, en el área por mí investigada, encuentro que los pliegues similares, con cierta tendencia a pliegues en acordeón y de dirección media $N 110^\circ E$, afectan a dos sistemas de pliegues cruzados entre sí. Parece clara, por una parte, la equivalencia con la sucesión de las fases 3 y 4 de H.J. ZWART y colaboradores, y -por otra- la equivalencia de mis pliegues $N 110^\circ E$ con los de la fase 4 del equipo de Leiden y con los de la fase 3 del equipo de Montpellier.

Como consecuencia de todo lo que precede, he asimilado a la fase 3 de M. SEURET y F. PROUST la fase 1 supraestructural y la fase 4 del equipo de Leiden. De este modo, la fase 3 de los holandeses se situaría entre las fases 2 y 3 de estos autores franceses, con lo cual el esquema general se simplifica (ver cuadro al final de la segunda parte).

Ph. MATTE (1969), también de Montpellier, afirma como los anteriores que en el domo del Garona la esquistosidad S_1 horizontal del

Cambro-Ordovícico mesozonal no corresponde a la S_1 vertical del Devono-Carbonífero, tal como propugna H.J. ZWART y colaboradores. En efecto, la esquistosidad S_1 horizontal también aparece en el Paleozoico alto y la esquistosidad vertical puede corresponder a la S_1 basculada por la fase 3 de la esquistosidad S_3 posterior, que, aunque más desarrollada en el Devono-Carbonífero, también existe en el Cambro-Ordovícico. Distingue las siguientes fases:

- 1). Fase 1-2. Con formación de S_{1-2} , inicialmente horizontal tanto en la infraestructura como en la supras-
estructura, y de pliegues tumbados y linearidades de di-
rección variable, con máximos según las direcciones
N-S y E-W. Estas deformaciones corresponden a una fas-
e cilíndrica o a dos fases principales, ya que de
ambas maneras se puede explicar la dispersión de las
linearidades.
- 2). Fase 3. De esquistosidad vertical S_3 de plano axial
de pliegues E-W. Se trata de una fase de compresión
tardía, responsable de la estructura en domo de la es-
quistosidad primaria. La repartición de S_3 está in-
fluida por el metamorfismo, de forma que casi no apa-
rece en el domo metamórfico de Bosost, en toda la ser-
paleozoica, mientras que se desarrolla notablemente
en las áreas menos metamórficas. Las linearidades dan
una dirección predominante $N 80^\circ E$ a E-W, correspon-
diente a las megaseestructuras más evidentes. Parece
haber otras linearidades según $N 140^\circ E$, que incluso
pueden ser posthercinianas.

La repartición tan particular de S_3 la explica, por-
que, al ser esta deformación postmetamórfica, las ro-
cas del domo térmico de Bosost debían estar ya endure-
cidas durante la fase 3. Por ésto existe una especie
de frente inferior de la esquistosidad S_3 , coincidente
grosse modo con el límite superior de la mesozona.

Finalmente Ph. MATTE defiende que -en la zona por él es-
tudiada- la S_3 es herciniana, aunque coincida con otra esquistosidad
de edad pirenaica. Se basa en que en el Estefaniense y el Pérmico esta
última esquistosidad es mucho más gruesa que en el Vissense de igual

competencia. Sin duda ha renovalizado la S_3 , preexistente en los materiales hercinianos, una disposición en abanico.

M. MATTAUER (1968) explica los rasgos estructurales del Pirineo y la evolución de las vertientes N y S durante los movimientos alpinos. La traza rectilínea de la cadena pirenaica se debería a la existencia de fallas hercinianas tardías de borde, que han actuado con una fuerte componente horizontal dextrógira, en virtud de las cuales la península ibérica quedó desplazada hacia el W. Las fases de plegamiento de las series posthercinianas se producen:

- en el Cretáceo superior, sólo en la vertiente septentrional.
- en el Eoceno superior, en todo el edificio montañoso.
- en el Oligoceno superior, en la vertiente meridional, sobre todo.

El equipo de geólogos de Leiden ha llevado a cabo numerosos estudios consiguientes ya en la década anterior, sobre la cordillera Pirenaica.

L. U. de SITTER (1965 a y b) trata diversos problemas generales en cuanto a la evolución herciniana y alpina de los Pirineos.

Se pueden citar -además- las investigaciones realizadas en el sector central de la zona axial por W.J.F. KLEISMIEDE (1960), J. ZANDVLIET (1960), H.J. ZWART (1960 a y b, 1962, 1963 a y b, 1965, 1968), L.U. de SITTER y H.J. ZWART (1961, 1962), D. BOSCHMA (1963), J.F. LAPRE (1965), G.N. VERSPYCK (1965), J.A. OELE (1966), P.H.W. MEY (1967, 1968), H.J. ZWART y P.H.W. MEY (1967), E. JAGGER y H.J. ZWART (1967), J.H.N. WENNEKERS (1968) y J.J.A. HARTEVELT (1970).

Los resultados -que aquí interesan- quedan recopilados en las publicaciones de H.J. ZWART (1960 a y b, 1962, 1963 a y b, 1968). Este autor afirma que en los Pirineos axiales se dan una serie de circunstancias, que hacen de la cordillera una cadena excepcional. Estas circunstancias son:

a) Relación bien desarrollada entre infraestructura y supraestructura. La primera corresponde a una meso-catazona con estratifi-

cción y esquistosidades subhorizontales y paralelas, y la última, a una epíxima con esquistosidad, subvertical y transversal a la estratificación. El límite entre las zonas queda establecido por la aparición de la biotita y es oblicuo a los niveles estratigráficos, de modo que es cada vez más somero hacia el W.

b) Interacción entre metamorfismo y deformación, que puede estudiarse en muchos puntos.

c) Correlación entre ciertas fases de deformación, cuando aparecen tanto en la infraestructura como en la supraestructura.

d) Posición alta de las fuentes de metamorfismo regional, que ha dado paragénesis minerales especiales.

Afirma que el plegamiento es hercínico y se efectuó entre el Carbonífero inferior y el superior. Cita que M. DALLONI (1930) encontró el Westfaliense C discordante sobre el resto del Paleozoico. Por otro lado, encuentra en el Estefaniense cantos con dos esquistosidades, que demuestran que en tal época el plegamiento estaba ya consumado, ya que la segunda esquistosidad se formó en una fase tardía. En consecuencia la mayoría, si no la totalidad, de las fases de plegamiento ocurrieron durante el Westfaliense B y se pueden atribuir a la fase astórica.

El paroxismo orogénico se puede dividir en cinco fases de deformación por lo menos, que son:

1. Plegamiento antesquistoso. Origina dos clases de pliegues:

a) pliegues con ejes y superficies axiales subparalelas a la fase principal esquistosa. En tal caso sólo representan una primera etapa del plegamiento de la fase principal. Supone que las grandes estructuras, como los domos gnéisicos, pueden pertenecer a los plegamientos antesquistosos.

b) pliegues con ejes NE-SW y NNE-SSW, se observa en los sectores N y S de la zona axial y presentan flancos muy verticales.

Es muy probable que en esta fase se desarrolle metamorfismo pues existe metamorfismo precinemático.

2. 1ª fase: plegamiento principal. Produce la diferenciación de la infraestructura y de la supraestructura, con desarrollo en todos los materiales de pliegues y linealidades E-W y aparición de una esquistosidad S_1 , horizontal en la primera y subvertical en la superestructura última. La supraestructura presenta un plegamiento similar con esquistosidad espaciada que origina pliegues simétricos de simetría rómbica. La infraestructura comienza con las filitas, donde se observa una linealidad de intersección; en niveles más profundos, micaesquistos y gneises, la linealidad es de orientación de minerales. Conforme aumenta el metamorfismo la observación de pliegues es cada vez más difícil. Los pliegues se hacen isoclinales con esquistosidad subhorizontal y simetría monoclínica. La vergencia es al S, en unos puntos, y al N, en otros.

El paso de infraestructura a supraestructura se hace bruscamente mediante un despegue en los Pirineos centrales o bien gradual en los orientales (GUITARD, 1960). Sin embargo, la comparación no es válida ya que no se equivalen entre sí las fases 1 de ambos autores (ver cuadro al final de la 1ª parte). Basándose en esta correlación H.J. ZWART afirma que parece ser que la zona de transición es tanto más delgada cuanto más somero es el metamorfismo. Asimismo supone que el diferente comportamiento mecánico de ambos niveles estructurales se explicaría por la diferente condición de temperatura existentes en cada uno de ellos.

El campo de esfuerzos presenta máxima compresión según la dirección N-S y horizontal.

3. 2ª fase: plegamiento N-S. Se da sólo en la infraestructura y -a veces- en la zona de transición. Los pliegues raramente se ven pues son isoclinales. La vergencia de los movimientos es hacia el N y el campo de esfuerzos presenta un eje de compresión máxima según la dirección O-W. La superposición de esta fase sobre la anterior origina tectonitas de simetría triclínica.

4. 3ª fase: plegamiento NW-SE y NE-SW. Produce deformaciones de cizalla conjugadas tanto en la infraestructura como en la supraestructura con disposición ligeramente distinta.

En la infraestructura los pliegues son simétricos y abiertos, en algún caso presentan esquistosidad.

En la supraestructura son pliegues asimétricos y apretados, ligados a esquistosidad subvertical espaciada que produce "crenulación".

Esta fase es de menor compresión que las anteriores y en ella el mayor acortamiento se hace según la dirección E-W, siendo el eje intermedio del elipsoide de esfuerzos vertical. Anteriormente H.J. ZWART (1960) afirmaba -sin embargo- que el campo de esfuerzos era igual al de la primera fase.

5. 4ª fase: plegamiento E-W. Se presenta sobre todo en la infraestructura y produce pliegues en acordeón simétricos de simetría rómbica. Cuando se estrecha la esquistosidad S_1 de estructura, se produce una "crenulación".

Existen fallas E-W que pueden estar relacionadas con esta fase.

6. 5ª fase: basculamiento de la esquistosidad y "kink-bands". Se debe a un campo de esfuerzos tensional de origen gravitatorio. Mediante el basculamiento las esquistosidades verticales se disponen horizontalmente hacia el S.

En cuanto a la actividad magnética, H.J. ZWART considera que los gneises son granitos leucocratos precinemáticos, intruidos durante el Ordovícico superior-Vestfaliense inferior, poco antes de la fase principal de plegamiento. Hacia el final de las fases de deformación se producen las intrusiones tardías representadas por granodioritas con biotita, incluidas en la supraestructura, y los granitos con moscovita, incluidos en la infraestructura, a partir de la subfacies estauroilita-andalucita-cordierita hacia zonas más profundas. Los granitos con moscovita intruyen entre las fases de deformación tercera y

cuarta, y las granodioritas con biotita, durante la fase cuarta y es posteriormente a esta. En Andorra, por ejemplo, las intrusiones son claramente posteriores a la cuarta fase, pero más al W, son más precoces.

Los materiales cambro-eródovícicos, con unos 1500 m. de potencia, presentan un metamorfismo de presiones extraordinariamente bajas, como atestigua la presencia de andalucita y cordierita, con las subfacies siguientes, enumeradas en el sentido de profundidad creciente: subfacies moscovita-biotita-clorita, subfacies estauroлита-andalucita-cordierita, subfacies andalucita-cordierita-moscovita, subfacies cordierita-sillimanita-moscovita y subfacies cordierita-sillimanita-feldespató potásico. Estas dos últimas fases están en relación con la migmatización y aparecen coincidiendo prácticamente con las primeras intrusiones graníticas.

El metamorfismo comienza antes de la fase principal de diferenciación siendo débil. Durante la fase principal alcanza la facies de esquistos verdes en zona someras y la subfacies estauroлита-andalucita-cordierita en profundidad, en la segunda fase llega ya a alcanzar la subfacies andalucita-cordierita-moscovita; y en la tercera y cuarta fases de deformación el metamorfismo es, en las zonas más someras, la subfacies estauroлита-andalucita-cordierita, y en profundidad alcanza la subfacies de mayor grado hasta llegar a la subfacies cordierita-sillimanita-feldespató potásico.

Como se observa para R.J. ZWART el metamorfismo se incrementa a lo largo del paracismo Herciniano en los materiales cambro-eródovícicos, de tal modo que es posible distinguir una serie de fases metamórficas (precinemáticas; sincinemática precoz, con dos etapas separadas por un episodio intercinemático I; episodio intercinemático II; fase sincinemática tardía y fase postcinemática) y dentro de cada una de ellas, secuencias de subfacies metamórficas cada vez de mayor grado.

En conclusión el metamorfismo es de tipo plurifacial y polifásico, de larga duración (mayor a la de las etapas de deformación) y culmina al final de la orogénesis Herciniana.

Los gneises no denotan el metamorfismo por no poseer minerales indicadores.

Tras el metamorfismo y el plutonismo, se produce un descenso de temperatura y se origina un retrorretrometamorfismo, representado por la moscovitización que sufren los materiales paleozoicos.

Fundándose en las composiciones químicas de los materiales estudiados H.J. ZWART considera que -en la culminación del metamorfismo- los micaquistos, por migmatización, dan dioritas euféricas autóctonas y finalmente granodioritas intrusivas. Por otro lado, los granitos con moscovita procederían de los ortogneises, que evolucionarían a migmatitas, a granitos moscovíticos autóctonos y, finalmente, a granitos moscovíticos intrusivos.

Por tanto, todas las rocas plutónicas serían de origen anaféctico y debieron formarse casi simultáneamente.

Concluye que el metamorfismo regional es muy somero y que, sobre la paragénesis andalucita-cordierita, (sillimanita de un 520° C), debió existir una presión de aproximadamente 1000 bares, correspondiente a 3.500 m. de potencia de la serie suprayacente. De esto deduce que el gradiente debió ser de 150° /km.

El punto de vista de H.J. ZWART es criticado por H.G.F. WINKLER (1967), quien afirma que las series de facies, que los holandeses describen, son muy semejantes a las del tipo Abukuma y estima que la presión debió ser del orden de 2.5 a 3 kbars, ya que, si no, en la serie de subfacies descritas, la moscovita no podría coexistir con la sillimanita, como ocurre en el metamorfismo de contacto.

Además, recuerda que la presión de 2.5 a 3 kbars. no implica una profundidad de 9-11 km. en la corteza y puede darse a niveles mucho más someros, debido a una sobrepresión Pf producida por la fase fluida, que puede sobrepasar en varios kilobares la presión litostática.

Como se vé, las concepciones de los geólogos holandeses difieren en muchos puntos de las de los franceses. Uno de los puntos

de desacuerdo es el origen de los gneises, que H.J. ZWART considera como granitos precinematícos: Para apoyar esta hipótesis, E. JAGER y H.J. ZWART (1968) publican una nota sobre el macizo de Aston-Hospital en el que demuestran, mediante determinaciones, de edad absoluta por el método Rb/Sr, los siguientes puntos:

a) las moscovitas tienen edades de 255 a 274 millones de años, edad que concuerda con el fin del metamorfismo herciniano.

b) Las biotitas dan una edad de sólo 113 millones de años. Esto se debe probablemente al episodio metamórfico ocurrido durante el Mesozoico.

c) Ocho análisis de roca total aportan los siguientes datos:

- tres de ellas definen una isocrona de 475 millones de años.
- los otros cinco dan una edad de 300 millones de años.

La conclusión a que llegan estos autores es que los gneises se formaron hace 475 millones de años y fueron removilizados durante el metamorfismo herciniano hace 300 millones de años.

d) El bajo valor inicial de las relaciones entre los isótopos de Sr, combinado con el alto valor de las relaciones Rb/Sr apuntan hacia un origen magmático de los gneises.

En resumen, se trataría de granitos anorogénicos ordovícicos afectados por el metamorfismo herciniano.

Sin embargo, estas dataciones difieren en mucho con los proporcionados por A. VITRAC y J.C. ALLEGRE (1968), quienes intentan demostrar la edad precámbrica de los gneises del Pirineo oriental, como ya he comentado en páginas precedentes.

Por otra parte española, en cuanto a la zona axial, existen pocos trabajos. En los últimos años A. ESTEVEZ (1970) describe la estructura fallada del sector de Massanet de Cabrenys. Cita por primera vez la existencia de fallas inversas genéticamente relacionadas con fallas de desgarre, que han actuado durante la orogenia alpina.

Entre estas destaca la falla del pico Salines, que en su extremomericional pasa gradualmente a ser inversa para cabalgar a los materiales posthercinianos del sinclinal de Darmises. Dado el fuerte salto horizontal del desgarre, el ~~punto~~ frente de cabalgamiento representaría un verdadero manto de corrimiento que afecta al zócalo. A. ESTEVEZ cita además la existencia de rocas cataclásticas a lo largo de las fracturas y proporciona una cartografía de la zona a escala 1:25.000.

Más adelante, P.F. SANTANACH (1972 a y b) estudia la tectónica del Paleozoico inferior de la zona axial entre La Cerdaña y el río Ter. Este autor admite las siguientes fases de deformación:

- 1) Fase antesquistosa. De acuerdo con G. GUITARD (1962, 1967, 1970). P.F. SANTANACH cree en la posibilidad de la presencia de pliegues concéntricos originados por tectónica de cobertura. Esto explicaría, en parte, la dispersión de las linearidades l_1 y de los ejes de pliegues de la fase 1.

- 2) Fase 1 ó principal: Origina en los materiales anteriores al Carbonífero medio pliegues de dirección NW-SE y vergencia aproximadamente S.

Bajo el frente de esquistosidad S_1 , que incluye gneises, serie de Canavelles y parte de los esquistos de Jujols, los pliegues son de tendencia isoclinal con esquistosidad S_1 horizontal.

En transición gradual se pasa a la zona superior al frente de esquistosidad S_1 , donde los pliegues, con la misma dirección y la misma vergencia, son asimétricos volcados y no presentan esquistosidad.

Al final de esta fase se producen cizallamientos y laminaciones subhorizontales, que, en buena parte, son responsables de la dispersión de las linearidades l_1 sin descartar -por otro lado- que estas pueden deberse también a la existencia de los pliegues antesquistosos observados por G. GUITARD.

- 3) Fase 2. Afecta a todos los materiales anteriores al Carbonífero medio y es la responsable de la estructu-

ra en domo. Produce una esquistosidad S_2 más elevada, en la serie paleozoica que la S_1 .

El tamaño de los pliegues puede variar desde la escala microscópica a la cartográfica. Se trata de pliegues en rodilla: de tipo concéntrico en los gneises y en las intercalaciones cuarcíticas de los esquistos; y de tipo similar en acordeón en estos últimos, con desarrollo de esquistosidad espaciada S_2 , de subvertical a horizontal.

La dirección es $N 110^\circ E$ y las vergencias son hacia el S.

Dentro de esta fase, y sin poder afirmar que sea posterior o anterior, existe otra etapa de deformación que origina pliegues de gran escala y micropliegues de plano axial subvertical y dirección $N 80^\circ E$.

- 4) Fase 3. Da lugar a "kink-bands" disimétricos en los materiales afectados por la esquistosidad S_1 de buzamiento suave con aparición de otra esquistosidad S_3 espaciada. La dirección de los "kink-bands" es NE-SW.

Las fallas tardihercinianas de compresión pertenecen posiblemente a esta fase.

- 5) Fase 4. Se presenta en los materiales afectados por la esquistosidad S_1 fuertemente buzante. Origina "Kink-bands" casi simétricos (por su apariencia en las fotografías que -de ellos- presenta SANTANACH, pienso que quizá pudieran considerarse como pliegues en acordeón), con una esquistosidad espaciada S_4 subhorizontal.

Las fallas tardihercinianas de distensión podrían corresponder asimismo a esta última fase.

P.F. SANTANACH advierte que la esquistosidad de su fase 2 -de dirección N 110° E- no es la misma que la ^{que} M. GICH (1969) encuentra en la formación Sagnari, de dirección N 90° E, aunque los buzamientos sean análogos. En consecuencia la S₂ no puede ser de la fase pirenaica.

En su breve resumen de sus investigaciones sobre su área de tesis, se incluyen las dos últimas fases citadas en una sola bajo denominación de fase 3.

Por último, he de citar la publicación de la hoja de Puigcerdá de L. SOLE SABARIS (1972), como punto final de los trabajos de los geólogos españoles sobre la zona axial en su sector oriental.

En cuanto a la zona sudpirenaica oriental, desde 1960 hasta nuestros días, también ha habido nuevas aportaciones por parte de geólogos españoles y extranjeros.

En primer lugar hay que destacar los importantes trabajos de los geólogos suizos. Entre estos, destaca HOTTINGER (1960) que aporta una nueva división estratigráfica del Eoceno de la región mediterránea basada en las distintas especies de Alveolinas.

Este autor revisa la sistemática de las Alveolinas del Paleoceno y del Eoceno y establece su evolución y su valor cronoes-tratigráfico. Una consecuencia de este concienzudo estudio es el establecimiento por L. HOTTINGER y H. SCHAUB (1960) de los nuevos pisos denominados Ilerdense y Biarritzense.

De esta manera el Paleoceno y el Eoceno quedan subdivididos del modo siguiente:

EOCENO:

Superior: Ludiense (parte superior)
Ilediense (parte inferior)

Medio: Biarritzense (parte superior)
Luteciense (parte inferior)

Inferior: Cuisense

PALEOCENO:

Superior: Ilerdense

Medio: Landenense p.p., Montense p.p.

Inferior: Danés, Montense p.p.

Ambos autores, al intentar la correlación con los niveles de la cuenca de París, observan que las etapas marinas de los pisos clásicos de esta serie, demasiado epicontinental, han sido tan cortas que es imposible reconocer una evolución de las especies de foraminíferos. En la cuenca de París sólo existen los niveles inferiores de los pisos clásicos, mientras que en el dominio mediterráneo las series son más completas.

En la parte final de su trabajo, L. HOTTINGER (1960) describe varias series en el Pirineo. Me referiré aquí, a aquellas que más interesan por estar descritas dentro o cerca del área de tesis.

En el área de Terrades, cita las Alveolinas de la S^o del 1^o ter coronada por la Eta. de Sta. Magdalena de la Salud. Distingue dos paquetes calizos:

a) El paquete superior, de edad Ilerdense medio, está caracterizado por A. pisiformis, A. decipiens, A. aragonensis, A. cf. ilerdensis y A. laxa.

b) las calizas inferiores contienen Alveolinas del Ilerdense inferior: A. (Glomalveolina) lepidula, A. (Glomalveolina) subtilis y A. cf. dolioliformis, A. minervensis y A. ellipsoidalis.

En el corte del Rio Llierca L. HOTTINGER distingue:

a) En la base del Ilerdense, directamente sobre el Garumnense, calizas compactas de color gris oscuro con Melobesias, restos de moluscos, Orbitolites, Miliólidos y raras Glomalveolinas de pequeña talla y recristalizadas. Entre estas cita A. (Glomalveolina) cf. telemetensis.

b) Calizas grises oscuras, formando un banco potente, con A. (Glomalveolina) lepidula, A. (Glomalveolina) cf. subtilis con formas de paso a A. telemetensis, A. cf. globula, A. cucumiformis y A. dolio-
liformis. Edad: Ilerdense inferior parte inferior (zona de A. cucumi-
formis).

c) El banco superior siguiente está formado por calizas aún más oscuras con Briozoos, Moluscos, Assilinas, Nummulites atacicu
y Alveolinas entre las que cita A. pasticillata, A. cf. ellipsoidalis,
A. cf. regularis, A. cf. subpyrenaica y A. cf. laxa. Edad: Ilerdense
inferior, parte superior (zona de A. ellipsoidalis).

d) La cima de la serie caliza contiene Nummulites, Assili-
nas y Alveolina aragoniensis, A. decipicus, A. subpyrenaica y A. pisi-
formis.

En consecuencia, las calizas de la formación Sagnari abarcan el Ilerdense inferior y medio, además de incluir, en su extrema base, la parte superior del Paleoceno medio. Bajo mi punto de vista, a juzgar por la presencia en el techo de las calizas de A. pisiformis y A. subpyrenaica, se pueden precisar que las calizas de la formación Sagnari corresponden -en general- al Ilerdense inferior y a la parte inferior del Ilerdense medio, pudiendo incluir -además- el Paleoceno medio terminal.

La división crono-estratigráfica establecida por los autores se ha adoptado de modo general a lo largo de estos últimos años y es la que se ha seguido en la presente memoria.

Otros trabajos interesantes son los de F. KROMM (1966 a y 1967 a y b, 1968 a,b, y c y d) 1969 a,b y c). Este autor se ocupa en especial de la estratigrafía del Eoceno catalán tanto en el sector oriental de la zona sudpirenética como en el borde NE de la Cordillera Prelitoral Catalana.

F. K. KROMM (1968 a) critica la atribución errónea de las margas de Baniolas al Biarritzense, efectuada por M. GICH, J. ROSSELL, S. REGUANT y E. CLAVELL (1966). Afirma que en realidad pertenecen al Ilerdense inferior y medio, ya que:

a) descansan sobre capas con faunas del Cuisense y del Luteciense inicial.

b) hacia el E pasan lateralmente a formaciones con faunas típicamente Lutecienses (Assilina spira, Nummulites cf. lehneri, N. distans, Alveolina fumensiformis, A. levantina, etc.).

c) las margas de Bañolas son inferiores a los niveles de Alveolina fusiformis.

Más adelante, E. CLAVELL, G. DEFALQUE y S. REGUANT (1970) darán la razón a F. KROMM. Estos últimos autores piensan que la base de las margas de Bañolas estarían constituida por los niveles yesíferos de Vallfogona, con lo que se les atribuye a estos una situación estratigráfica constante, y el tramo inferior de la formación Vallfogona pasaría a ser irremediablemente Luteciense inicial a lo sumo. Me veo forzado a precisar que, si bien los yesos tienden a predominar en el techo del tramo inferior de la formación Vallfogona, en el sector de meridional de mi tesis, presentan una localización muy variable, de forma que pueden datar bien en el muro de este tramo, directamente sobre la formación Armancies, bien en el techo o en una posición intermedia. Por otro lado, las dataciones de la formación Armancies efectuada por L. SOLÉ SABARIS (1958) y por mí, al N. del río Fluviá (ESTEVEZ, 1970), confirma su edad Luteciense inferior y medio y -en consecuencia- la formación Vallfogona ha de ser, sin lugar a duda, Luteciense superior como mínimo. Actualmente puedo precisar que la parte alta de la formación Vallfogona es ya Biarritzense, pues contiene Alveolina fusiformis. La cuestión de las margas de Bañolas quedaría resuelta si para ellas se admite una edad Luteciense superior y, posiblemente también, Luteciense inferior medio, si es que los niveles de la formación Armancies, al menos parcialmente, han desaparecido, indentando hacia el S con la parte inferior de las margas de Bañolas (KROMM, 1968 c). Además, cuando F. KROMM (1968 a) afirma que los niveles superiores a las margas de Bañolas contienen Alveolina fusiformis, no hace sino admitir implícitamente que las susodichas margas incluyen el Luteciense superior, pues dicha Alveolina pertenece a la zona de A. elongata, situada en el Biarritzense (HOTTINGER, 196

F. KROMM (1968 c) da la estratigrafía resumida del Eoceno y establece:

- a) Formación ilerdense, correspondiente a la formación Sagnaríf.
- b) Cuisense-base del Luteciense, correspondiente a la formación Coronas.
- c) Luteciense inferior y medio, correspondiente a la formación Armancies, que hacia el S está representada por las margas de Bañolas y las calizas de Nummulites.
- d) Luteciense superior de facies flysch, con Alveolina fusiformis (la cual, según HOTTINGER es Biarritzense) .
- e) Eoceno superior,¹ equivalente al Biarritzense de L. HOTTINGER, y H. SCHAUB (196₀), representado por el "tramo rojo intermedio".
- f) Eoceno superior 2 marino, situado más al S.

F. KROMM (1968 d) estudia la repartición de las diferentes facies ilerdensas en Cataluña oriental. Afirma que las calizas de Alveolinas sólo se presentan en un estrecho sector paralelo a la Cordillera prelitoral catalana y a la depresión del Ampurdán y que -asimismo- el resto de las facies se ordena según la dirección NE-SW .

Describe el corte de Terrades, con una sucesión semejante a la arriba citada, que se apoya sobre capas rojas pertenecientes en su totalidad al Garumnense.

Igualmente describe el corte del río Borró, distinguiendo los mismos niveles.

M. GOTTIS y F. KROMM (1968) citan la influencia de las variaciones de facies del Eoceno en el estilo de las deformaciones. Presentan una cartografía esquemática, a escala 1:62.500, de la región de Orx, en la que se advierten errores cartográficos y de concepto. En cuanto a estos últimos, la esquistosidad N 140° E no es sino una red de fallas paralelas al desgarre de Orx, y la esquistosidad grose

aproximadamente E-W no está -en general- plegada sino que es sin-genética de los pliegues con una disposición en abanico. Las únicas superficies deformadas son las de estratificación.

Cren que, al desaparecer, hacia el W, las barras calizas del Luteciense inferior y medio, la serie margosa isócrona (correspondiente a la formación Armancies de SOLE SABARIS 1958) sufre un alabeamiento de magnitud cartográfica, con una concavidad hacia el N, y se desarrolla esquistosidades entrecruzadas que cortan a los pliegues de la serie luteciense, los cuales serían ligeramente anteriores.

Advierten que la causa de estas estructuras hay que buscarlas en un movimiento de colapso en dirección S. Asimismo afirman que las fallas longitudinales son más tardías que las transversales de desgarre, deducción que es totalmente inexacta.

En su tesis, F. KROMM (1969b) resumen sus observaciones sobre el Eoceno de Cataluña occidental. En la cartografía de la hoja de Olot, aunque sin contornos exactos y sin distinción detallada de los materiales, señala afloramientos del zócalo: en Can Coll, al pie del Mussols, constituido por granito; al W de Albanyá, constituido por cambro-ordovícico; el de Talaixá-Can Manera y el de St. Aniol, con granito y cambro-ordovícico; y finalmente el de Oix. Sin embargo, no cita el pequeño afloramiento paleozoico del fondo del Borró, al E de Mas Orri, ni el de Mas Polí. De todos modos, hay que añadir que le corresponde el mencionar por primera vez los afloramientos de Can Coll y de Albañá.

En cuanto a la cartografía de los distintos tramos y facies, estas, existen fuertes divergencias con mis levantamientos geológicos.

En primer lugar, no aparece el borde meridional de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grille ni su continuación hacia el E, al N de la falla de la Salud.

La cartografía del Garummense, que constituye la base de la serie eocena, está bastante simplificada.

Las divergencias más notables se observa en la cartografía de los distintos tramos y facies eocenas, así como en la interpretación tectónica general de la zona.

En la zona sudpirenaica, en el sector central y en la parte occidental del sector oriental, ha sido estudiada desde el punto de vista tectónico, sobre todo, por M. SEGURET (1969, 1970), P. VERGELY (1970) y M. SEGURET y P. VERGELY (1969). Estos autores restablecen la importancia de los desplazamientos hacia el S de la cobertera postherciniana en relación con notables accidentes del zócalo y con la acción gravitatoria subsecuente, Señalan que entre Llobregat y el Ter, el estilo tectónico es semejante al de la zona de las Nogueras, pero la ausencia de Keuper en el Pirineo oriental no permite a la cobertera despegarse de su substrato como ocurre más al W.

Entre las aportaciones españolas se pueden citar los trabajos de L. VIA (1965, 1969) sobre la estratigrafía del Eoceno catalán. También merece especial mención los estudios de S. REGUANT (1966, 1967) sobre el Eoceno de Vic. Establece que el mar eoceno es siempre litoral, con numerosos cambios en su línea de costa, y que el clima fué cálido y húmedo.

M. GICH, J. ROSSELL, S. REGUANT y E. CLAVELL (1967) situ las margas de Bañolas en el Biarritzense inferior. Posteriormente, como ya se ha comentado, E. CLAVELL, G. DEFALGUE y S. REGUANT (1970) afirman que la edad de las margas es Luteciense inferior y medio.

Otras notas interesantes son las de M. GICH (1969) y L. SOLE SABARIS SUGRAÑES, M. GICH, P. MASAREÑAS y R. OROMI (1971) en las que se estudia el Eoceno prepirenaico del Pirineo oriental.

En otra publicación, J. ROSELL y M. GICH (1971) se refieren concretamente al flysch de Ripoll. Presentan una columna resumida del Eoceno, equivalente de la publicada por M. GICH (1969), en la que se distinguen los tramos siguientes: miembro Sagnari, miembro Coronas, miembro Armancies, miembro Campdevánol y formación Vellmunt, designando con esta última denominación el "tramo rojo in

termedio" de A. ALMELA y J.M. RIOS (1943).

Al considerar las características sedimentológicas del miembro Campdevánol, añaden que se trata de una facies turbidítica de pendiente, con "ripple-marks", "flute" y "grave casts", "slumpings". Hacia el E las turbiditas pasan a facies costeras ("nearshore") o deltaicas.

En 1972, M. GICH presenta su tesis doctoral en la que se resumen las características sedimentológicas y los rasgos estructurales de los materiales posthercinianos del Ripolles oriental. En el sector N distingue, dentro del Eoceno, la sucesión siguiente:

a) Formación Tresp. Representa al Garumnense, en el que existen margas rojas y calizas con *Microcodium*. Edad Ilerdense.

b) Formación Fresser, subdividida en:

1. Miembro Sagnari, Margas esquistosas, areniscas con *Ostrea* y calizas con nódulos de sílex. En la parte alta, calizas con *Alveolina rotundata* y *A. decipiens*.

2. Miembro Coronas: en la base, calizas fértidas y areniscas (C₁); en la parte media, areniscas, margas y "selts" rojos (C₂); y en el techo, calizas fértidas con nódulos de sílex (C₃).

3. Miembro Armancies: calizas masivas; alternancia de calizas y calizas margosas esquistosas, con calizas en las que se encuentran *Assilina major* y Nummulites.

4. Miembros Campdevánol y Vallfogona. El primero está representado en su totalidad por una alternancia de areniscas y margas; la serie se hace turbidítica hacia el W. El segundo está subdividido en dos partes: el tramo inferior (V₁) con areniscas y margas alternantes que contienen Nummulites Lehneri y *N. venenilla*, yesos, y -hacia el W- turbiditas; tramo superior (V₂) con calizas y areniscas. Ambos miembros se indentan de N a S.

Los miembros 1) y 2) representan el Ilerdense y el Cui-nense inferior.

El miembro 3) es de edad Cuisense medio y superior.

Finalmente, M. GICH asigna una edad Luteciense inferior y medio a los miembros del apartado 4).

c) Formación Bellnumt. Constituida por areniscas y margas rojas y conglomerados masivos. Su edad es, según M. GISCH, Luteciense? y Biarritzense.

Como se verá a lo largo de esta memoria, las dataciones de los miembros Armancies, Campdevánol y Vallfogona y de la formación Tremp no coinciden con las obtenidas en mi área de tesis.

Para acabar la exposición de los antecedentes sobre la zona dudpirenática en su sector oriental, mencionaré las publicaciones de A. ESTEVEZ (1968 a y b) en las que se estudian la estratigrafía paleogeografía y evolución tectónica de los terrenos mesozoicos alóctonos del Castell de Bac Grillera.

En mi última nota (ESTEVEZ, 1970b) se exponen los rasgos tectónicos del sector occidental de mi tesis. En este trabajo se establece la siguiente división del Eoceno, excepción hecha del Gerumense:

a) Formación Sagnari, constituida por margas esquistosas calizas. Las calizas masivas representan el Ilerdense inferior y las margas el Ilerdense inferior y parte inferior del Ilerdense medio.

b) Formación Coronas. Se trata de margas arenosas y areniscas de cemento calizo, con algunos niveles calizos intercalados, ricos en Miliólidos, Ostrácodos y Lamelibranquios. Edad: parte inferior del Ilerdense medio al Cuisense inferior.

c) Formación Armancies, que al E del meridiano de la Eta. de Sta. Bárbara, indenta con la formación La Peña. Ambas son de edad Cuisense superior a Luteciense superior y medio.

d) Formación Vallafogona. Subdividida en dos tramos: tramo inferior con una alternancia rítmica de caracteres flyshoides; y tramo superior de areniscas y conglomerados alternantes con "shales" y limolitas. Ambos tramos representarían el Luteciense superior.

e) "Tramo rojo intermedio", representado por una repetición cíclica de estratos con granulometría variable desde el término conglomerado grosero hasta el de arcilla, con todas las características esenciales del tipo molasa. Eddd: Biarritzense.

Tras una revisión de la fauna encontrada, he modificado parcialmente las edades asignadas a los diferentes conjuntos litoestratigráficos reseñados, de acuerdo con la relación siguiente:

a) Formación Sagnari. Calizas masivas: Ilerdense inferior parte inferior del Ilerdense medio.

Margas esquistosas: Ilerdense inferior a Ilerdense medio, parte superior.

En la base de esta formación puede haber niveles del Paleoceno medio terminal.

b) Formación Coronas. Ilerdense superior-Cuisense inferior.

c) Formación Armancies. Cuisense superior-Luteciense inferior y medio.

d) Formación Vallfogona:

Tramo inferior: Luteciense superior-base del Biarritzense.

Tramo superior: Biarritzense inferior.

e) "Tramo rojo intermedio" Biarritzense superior-Lediense

4. PRESENTACION DE LOS MATERIALES DEL AREA DE ESTUDIO.

Siguiendo un orden lógico, en esta exposición se considerarán primero los materiales de la zona axial y seguidamente los correspondientes a la cobertura postherciniana (fig.3).

La zona axial queda expuesta, sobre todo, en la hoja 219 del M.T.N. escala 1:50.000, de Massanet de Cabrenys, y en algunos puntos de la hoja 257 del M.T.N., escala 1:50.000, de Olot. Los materiales constituyentes son:

a) Gneises orbiculares del Roc de França, de aspecto estratoide y bastante leucocratos. Son ortogneises y paragneises de edad precámbrica y representan un antiguo zócalo afectado, junto al Paleozoico suprayacente, por el paroxismo herciniano.

b) Micasquistos con andalucita, cordierita y sillimanita.

Afloran rodeando los gneises y en posición suprayacente, en general. Sin embargo, a lo largo de la falla del pico Salines, aparecen los micasquistos de Mas Roger, que se sitúan bajo los gneises orbiculares.

Esta disposición de los gneises, incluidos entre micasquistos superiores e inferiores encaja con la observada en la ladera septentrional del macizo del Roc de França por A. AUTRAN y G. GUITARD (1969). Estos autores invocan, para explicarla, la existencia de mantos pennínicos que afectan al zócalo precámbrico y a la base de la cobertura paleozoica, y establecen la similitud del macizo del Roc de França con el del Canigó, donde G. GUITARD (1964) había ya propuesto tal tipo de megaestructura.

Los micasquistos son rocas polifásicas, ya que presentan:

1. Una primera etapa de metamorfismo estático de estadio medio, durante la que se formaron los cristales de andalucita y cordierita.
2. Una segunda etapa de metamorfismo estático de estadio alto a la que se produce una migmatización con formación de sillimanita, esta vez más abundante en profundidad.

La primera fase encaja dentro del metamorfismo regional, que origina una serie de isogradas superpuestas a la disposición alternante gneises-micasquistos (GUITARD, 1965 a y b; FONTEILLES y GUITARD, 1964). Como las andalucitas y cordieritas están desorientadas y presentan una esquistosidad interna, y -además- están afectadas por la externa, única perceptible a simple vista, se concluye que la esquistosidad interna representa una S_1 , anterior a la fase de estadio medio, y la externa, una S_2 , que ha de ser paralela a la anterior, ya que los minerales de metamorfismo, aunque desorientados, están contenidos en las superficies S_2 . En realidad, estaban contenidos en las superficies S_1 y, al ser afectados por la S_2 , se rompieron y/o giraron dentro de los huecos planos de movimientos S_{21} coincidentes con la S_1 . El resultado final es que andalucita y cordierita parecen ser posteriores, incluso, a la S_2 pero no puede ser así porque están cizalladas por ella.

La consecuencia inmediata de lo que se acaba de exponer, es que la S_1 es responsable de la estructura en mantos pennínicos, tras la cual sobrevendría la fase estática intercinemática de estadio medio y posteriormente una nueva deformación que originaría la S_2 .

La esquistosidad S_2 será plegada ulteriormente y, una vez transcurridas las últimas deformaciones, se produciría la segunda fase de metamorfismo de estadio alto. La sillimanita se adapta a la S_2 , dentro de la cual forma paquetes flexuosos desorientados. La abundancia de la sillimanita aumenta con la profundidad, de modo que en los micasquistos de Mas Roger presenta -a veces- hábito prismático patente. De acuerdo con las concepciones de A. AUTRAN, M. FONTEILLES y G. GUITARD (1970), esta fase metamórfica correspondería, no al metamorfismo regional, sino a la etapa magmática postcinemática. En el caso de la vertiente S del Roc de França, se tendría que explicar mediante la presencia en profundidad de los granitos intermedios de dos micas, que no afloraría y cuya aureola metamórfica quedaría atestiguada por la presencia de una anatexia inducida con producción de sillimanita.

Por otro lado, la colocación del macizo superior de granito s.l. de Massanet de Cabrenys, en principio coetánea con la del granito intermedio, produce también su aureola de anatexia inducida con

formación de sillimanita y migmatitas de inyección, que se reduce a una estrecha banda coronando la parte alta de los micasquistos de este sector.

No se ha observado ningún mineral indicador sincinemático atribuible a cualquiera de las fases de deformación. Si se formó alguno, debió tratarse de filosilicatos que luego quedaron reorientados en la culminación postcinemática de la temperatura.

Estas dos fases de metamorfismo descritas, también se advierten en los gneises, si bien con menor claridad.

Tras las fases de metamorfismo y de plutonismo se produce un retrometamorfismo importante, que origina niveles de menor temperatura.

En los micasquistos superiores a los gneises orbiculares se observan intercalaciones incartografiables de rocas leucogranitoides que deben corresponder a tobas volcánicas ácidas y/o arcosas, estas últimas procedentes de la remoción de rocas ácidas. Están muy recristalizadas y no presentan foliación alguna. Su origen sedimentario o mixto se deduce por la presencia muy localizada de minerales de metamorfismo (andalucita, sillimanita), que normalmente se dan en los micasquistos y por la existencia de bolos redondeados de estas rocas, a veces totalmente esféricos, incluidos en los niveles carbonatados.

Como acabo de apuntar, también existen en los micasquistos superiores a los gneises, intercalaciones de mármoles cipolínicos, naturaleza calcítica y dolomítica. Su mineralogía es compleja y, dado que no presentan esquistosidad, por la facilidad de recristalización de los carbonatos, se hace difícil la interpretación petrogenética de estos niveles. Sin embargo se ha podido establecer por comparación a la serie lutítica y se han obtenido datos muy valiosos en cuanto a las condiciones de presión y temperatura reinantes durante los procesos metamórficos.

Finalmente, en los micasquistos del macizo del Roc de França se presentan niveles muy finos de naturaleza cuarcítica con una mineralogía algo particular.

Los materiales que acabo de describir corresponden a la serie de Nuria (FONTBOYE, 1948 y 1949), equivalente a la serie de Canavelles (CAVET, 1957). Los micasquistos, que las integran, fueron atribuidos por estos autores al Cámbrico. De este modo, ^{en} los micasquistos de la vertiente S del Roc de França, con intercalaciones de mármoles, deben considerarse como la base del Cámbrico.

c) Micasquistos moteados con andalucita y cordierita.

Se encuentran en la hoja de Olot a lo largo de las fallas E-W. Están representados en St. Aniol, Can Coll y entre Talaixá y Can Manera.

Los minerales de metamorfismo obedecen al contacto con las rocas intrusivas colindantes. El metamorfismo regional parece que sólo originó micas, que aún se conservan materializando una esquistosidad antigua.

Existen niveles de mármoles calizos y dolomíticos sin mineralogía especial, en los que se conservan -a veces- restos de algas cianofíceas.

También existe un afloramiento de gneais con andalucita ligado a estos micasquistos. Como todo el conjunto está muy tectonizado, es posible que estos gneises no representen sino milonitas a partir de rocas leucogranitoides intercaladas, como las que se observan en el sector de Massanet de Cabrenys.

Estos micasquistos con mármoles deben corresponder también a la serie de Canavelles, aunque debe tratarse de niveles superiores a los descritos en el apartado b.

d) Las filitas de Albanyá y del río Borró. Se encuentran también en la hoja de Olot. El afloramiento de Albanyá está directamente ligado a la falla E-W de Talaixá-Can Manera, y el del río Borró se debe exclusivamente a la acción erosiva de este. El material paleozoico, en este caso, está constituido por filitas con escasos niveles

microscópicos de cuarcitas. En Albanyá hay mármoles asociados en lentejones de cierta importancia. Esto induce a pensar que se trata del techo de la serie de Canavelles, muchísimo menos metamórfica que el resto.

Las filitas presentan una esquistosidad de microplegado ("crenulación") que forma un ángulo bastante grande con la estratificación y afecta a los minerales metamórficos. Si se admite que este metamorfismo es coetáneo de la fase intercinemática ~~estrave~~ observada en la base del Cámbrico, la esquistosidad espaciada de las filitas deberá ser -como mínimo- equivalente a la S_2 . Por otra parte, dado que la S_2 es siempre paralela o subparalela a la estratificación en toda la serie paleozoica de otros sectores del Pirineo (ver cuadro al final de la segunda parte de esta memoria), lo más probable es que la esquistosidad de las filitas constituye una S_3 , a veces también presente en los gneises y sus micasquistos suprayacentes.

e) Rocas ígneas posttectónicas. Están representadas tanto en la hoja de Massanet de Cabrenys como en los afloramientos del zócalo de la hoja de Olot.

La mayor parte de las rocas ígneas está formada por el granito s.l. de Massanet de Cabrenys, que incluye granodiorita con biotita y hornblenda, y granito porfidoblástico, de composición más ácida. Un tipo particular de granodiorita es el del afloramiento de Can Coll, plagioclasas más cálcicas y de alta temperatura.

Este granito, s.l. va acompañado de un cortejo aplítico-pegmatítico y porfídico.

Entre las rocas con textura porfídica se encuentran porfiritas y diabasas, pórfidos calcitonálticos y gábricos, pórfidos graníticos s.l. albiticos y riolitas.

Las porfiritas y diabasas, y los pórfidos básicos y los pórfidos graníticos s.l. deben representar intrusiones más o menos sincrónicas anteriores a las de los pórfidos ácidos y a las aplitas y pegmatitas.

Los pórfidos graníticos s.l. albiticos y las riolitas serían la diferenciación póstuma del granito s.l. de Massanet de Cabrenys, posiblemente posteriores a las aplitas y pegmatitas.

La actividad hidrotermal produce un fuerte retrometamorfismo en los micasquistos, pero los yacimientos minerales son poco numerosos y -generalmente- poco importantes. Sólo son interesantes económicamente los de talco, formados por la acción de soluciones hidrotermales provenientes del granito sobre los mármoles cipolínicos, cargados de minerales magnesianos.

El dinamometamorfismo del ciclo herciniano y del alpino da lugar a todo tipo de rocas cataclásticas, a partir de rocas granudas y rocas esquistosas y es un factor que viene a estorbar -en muchos casos- la interpretación petrogenética de las rocas.

Los materiales posthercinianos de la zona sudpirenáica están representados por:

a) Unidades alóctonas. formadas por terrenos mesozoicos garumnense. Afloran varias escamas superpuestas al S de Massanet de Cabrenys, constituyendo la elevación del Castell de Bac Grillera y sectores adyacentes.

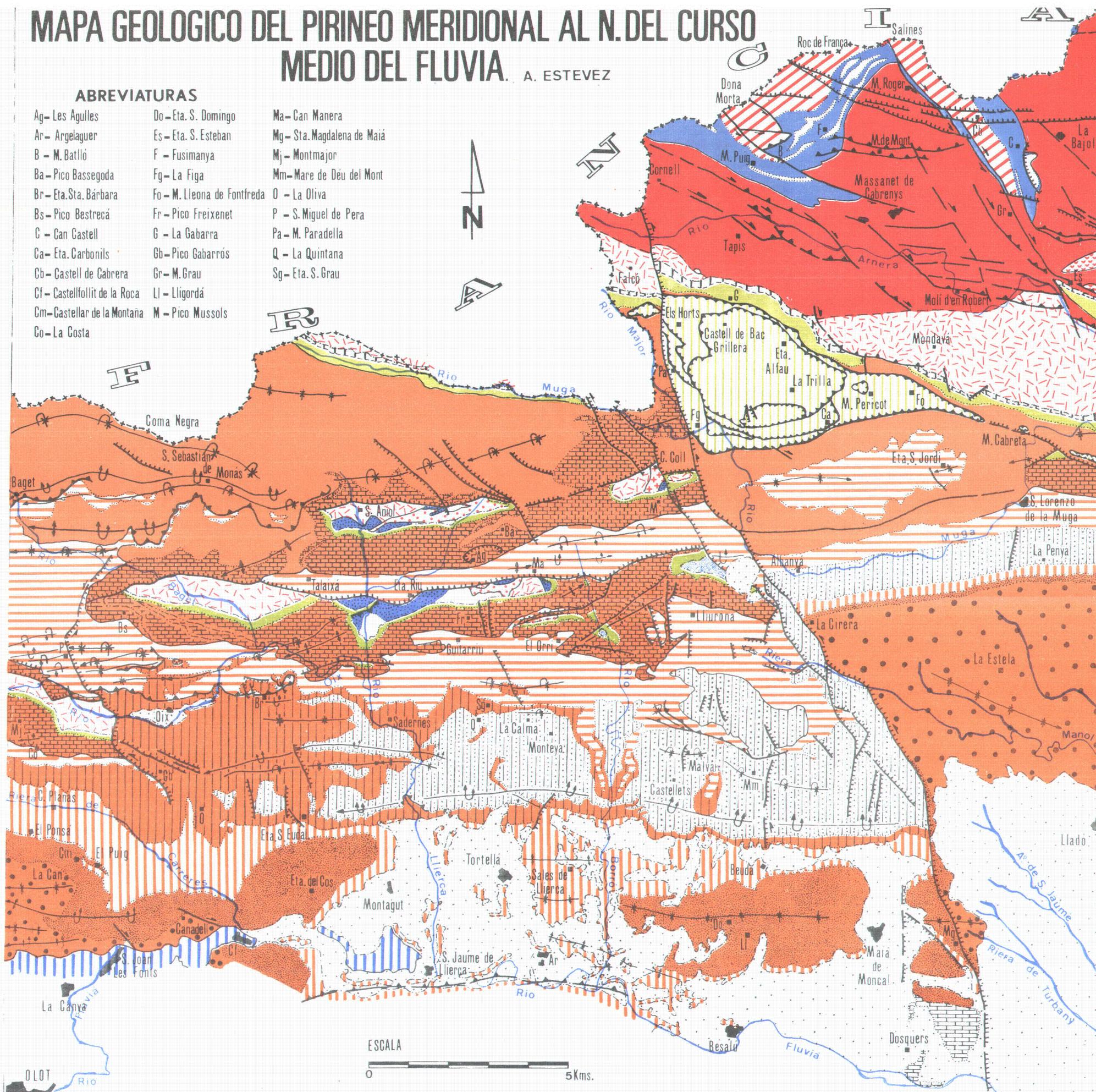
b) Materiales autóctonos. Están representados por:

1. Permotrias, que aflora sólo en una estrecha banda, situada al S de la hoja de Massanet.
2. Garumnense. Yace sobre el Permotrias en la hoja de Massanet, o bien directamente sobre el zócalo en los afloramientos de la hoja de Olot.
3. Paleoceno superior y Eoceno. Constituyen la mayor parte de la cobertura postherciniana y está ampliamente representados, sobre todo, en la hoja de Olot. Se han distinguido en él de arriba abajo: formación Sagnari, formación Coronas, formaciones Armancies y La Penya, formación Valfogona, subdividida en dos tramos, y "tramo rojo intermedio". Dentro de cada uno de estos conjuntos ~~estratigráficos~~ estratigráficos, se ha representado en cartografía los niveles más interesantes, de modo que se pueda obtener directamente una idea de los cambios de facies y de la estructura.

MAPA GEOLOGICO DEL PIRINEO MERIDIONAL AL N. DEL CURSO MEDIO DEL FLUVIA. A. ESTEVEZ

ABREVIATURAS

- | | | |
|-------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Ag - Les Agulles | Do - Eta. S. Domingo | Ma - Can Manera |
| Ar - Argelaguer | Es - Eta. S. Esteban | Mg - Sta. Magdalena de Maiá |
| B - M. Batlló | F - Fusimanya | Mj - Montmajor |
| Ba - Pico Bassegoda | Fg - La Figa | Mm - Mare de Déu del Mont |
| Br - Eta. Sta. Bárbara | Fo - M. Lleona de Fontfreda | O - La Oliva |
| Bs - Pico Bestrecá | Fr - Pico Freixenet | P - S. Miguel de Pera |
| C - Can Castell | G - La Gabarra | Pa - M. Paradella |
| Ca - Eta. Carbonils | Gb - Pico Gabarrós | Q - La Quintana |
| Cb - Castell de Cabrera | Gr - M. Grau | Sg - Eta. S. Grau |
| Cf - Castellfollit de la Roca | LI - Lligordá | |
| Cm - Castellar de la Montaña | M - Pico Mussols | |
| Co - La Costa | | |



- ZONA AXIAL**
- Filitas de Albanyá Ordovícico
 - Micasquistos moteados con mármoles Zona biotita → Zona andalucita
 - Micasquistos con mármoles Zona andalucita → Zona sillimanita
 - Gneises Precámbrico
- Rocas ígneas**
- Aplitas y pegmatitas
 - Pórfidos ácidos
 - Granito porfidoblástico
 - Granodiotita con hornblenda
 - Calcigranodiotita con hornblenda y plagioclasas de alta temperatura
- MATERIALES POSTHERCINIANOS**
- «Tramo rojo intermedio» Biarritzense sup. - Lediense
 - Formación Vallfogona. Tramo superior Biarritzense inf.
 - Formación Vallfogona. Tramo inferior Luteciense sup. - Biarritzense basal
 - Formación La Peña Cuisense sup. - Luteciense inf. y medio
 - Formación Armancies
 - Formación Coronas. Ilerdense sup. - Cuisense inf.
 - Formación Sagnari. facies margosa. Ilerdense inf. - parte sup. del Ilerdense medio
 - Formación Sagnari. facies caliza. Ilerdense inf. - parte inf. del Ilerdense medio
 - Garumense
 - Permotrias
 - Unidades alóctonas. Mesozoico
- MATERIALES POSTOROGENICOS**
- Conglomerados y arcillas Pliocuat-ternario
 - Tobas calizas
 - Basalto con olivino
- LEYENDA**
- Contacto normal
 - Discordancias litológica y angular erosiva
 - Discordancia estratigráfica
 - Gapa seguida en fotograma
 - Contactos mecánico e intrusivo
 - Falla en general
 - Falla de desgarre
 - Falla normal
 - Falla inversa
 - Manto de corrimiento
 - Sinclinal
 - Sinclinal tumbado
 - Pliegue en rodilla sinforme
 - Flexión sinforme
 - Anticlinal
 - Anticlinal tumbado
 - Pliegue en rodilla antiforme



PARTE " 2ª

LA ZONA AXIAL

5. LOS MATERIALES REPRESENTADOS.

5.1.1. LOS GNEISES DEL ROC DE FRANÇA.

Afloran a lo largo de la frontera franco-española, constituyendo las elevaciones del Roc de la Dona Morta, Roc de França y pico Salines. Desde este último punto, se introducen en España una cuña de gneis en dirección SE, que alcanza las inmediaciones del Mas Grau. Los gneises del macizo del Roc de França, según G. GUITARD (1970), corresponden a los gneises G1 de La Preste. El autor francés, en sus publicaciones recientes (ver antecedentes), parece haber demostrado que estos gneises representarían un antiguo zócalo precámbrico, con posibles rocas volcánicas superpuestas. La naturaleza ortogneílica de la mayor parte de éste (GUITARD, 1970) se muestra como un hecho comprobado.

Se trata de rocas muy ácidas, de grano medio a grueso y composición cuarzo-feldespática, en las que se desarrolla una foliación bien patente. No hay linealidad por orientación o alineación de minerales. Las micas se presentan desorientadas, pero están concentradas preferentemente en superficies planares, más o menos regulares, que delimitan los ojos de naturaleza compleja, de estos gneises-orbiculares. Al microscopio se pierde la noción de la distribución de los minerales en diferentes lechos, debido a la poca proporción de micas en relación con los cristales de cuarzo y feldespatos, al tamaño relativamente grande de éstos, y a la recristalización, que tiende a dar una textura granoblástica, a lo sumo, una textura esquistosa grosera.

La superposición de una esquistosidad espaciada tardiherciniana o alpina, paralela a la foliación, viene a complicar la interpretación petrogenética de estas rocas.

5.1.1.4 Mineralogía y petrología.

a) Circón. Puede ser idiomorfo o hipidiomorfo, con bordes redondeados. Este último aspecto es el más frecuente. El tamaño varía, en general, entre 20 y 80 micras, aunque puede alcanzar las 100 micras. Se encuentra en secciones subredondeadas y corroidas en el interior de biotita, en la que produce aureolas pleocroicas de unas 30 micras. La moscovita también contiene circones, con aparición de aureolas amarillas.

El crecimiento posterior de cuarzos y feldespatos, con corrosión de las micas, explicaría su presencia en estos otros minerales. Así, se ha observado circón corroído dentro de plagioclasas 2, en cuarzo 2 y en microclina 2. A veces se sitúa en el límite entre algunos de estos minerales.

Los cristales suficientemente largos de circón han sido fracturados y triturados.

b) Apatito. Se presenta en cristales mayores que los de circón. Es totalmente xenomorfo. A veces alcanza 200-400 micras e, incluso, 600 micras.

En alguna ocasión incluye cuarzo en gotas, circón y pequeñas biotitas. A su vez, suele estar incluido en cuarzo 2 y plagioclasa 2.

Es un mineral poco birrefringente y uniáxico negativo. Incluso con la platina universal se presta a confusión por el hecho de sus contornos irregulares y porque su baja birefringencia no permite observar bien las extinciones.

c) Micas. Normalmente se agrupan en lechos en los que permanecen desorientadas (fotos, 1, 2 y 4, lámina I). Estos lechos se adaptan a los porfiroblastos ocuarzo-feldespáticos, a veces mediante superficies de fricción. La desorientación es consecuencia del metamorfismo de una primitiva foliación, originada por el desarrollo de la esquistosidad S_2 .

Las moscovitas muestran mayor desorientación (Fotos 3 y 4; lámina I):

Em bastantes casos, las micas aparecen plegadas y afectadas por "kinkis"^{figs}, lo que demuestra que, después de su cristalización, la roca ha sido tectonizada (fotos 3 y 4, lámina 2).

El tamaño de las micas es en general de unas 30 micras, pero a veces alcanza 1 mm ó 2 mm, e incluso algo más.

Los gneises poseen ambas micas, si bien hay ocasiones en que sólo la moscovita está presente (N del Mas Puig). El cuarzo 2 y los feldespatos 2 las incluyen y corroen.

La biotita es de color rojo intenso o pardo rojizo. Corrientemente está alterada y toma una coloración verdosa, por transformación a biotita verde y/o vermiculita o a clorita. La alteración, ligada a secciones hidrotermales, a su vez asociadas a fracturación de la roca, produce, además, rutilo en maclas de la sagenita y, principalmente, titanita, que queda dispersa sobre la biotita alterada en forma de finos gránulos muy refringentes y birrefringentes. Por ulterior acción de las soluciones hidrotermales se pueden formar vermiculita y clorita fibroso-radiadas, que se depositan en cavidades, a veces reniformes, de los feldespatos y del cuarzo. Todas estas alteraciones son más o menos sincrónicas del cuarzo 3, de la plagioclasa 3 y de la microclina 3.

La biotita presenta en muchos casos, abundantes inclusiones de circon.

La moscovita, forma láminas monominerales obiminerales en asociación con biotita. En bastantes casos se observa en la moscovita restos de biotita, o bien minerales accidentales de hierro y titanio, siguiendo las trazas de la exfoliación (foto 1, lámina II).

A veces puede verse inclusiones de circón rodeadas de una aureola amarilla (foto 2, lámina II). Se ha comprobado con rayos X que esta mica blanca, con circón y aureolas amarillas es una moscovita, independiente de las de las biotitas y posterior a la culminación de la temperatura.

La moscovita es corroída por cuarzo 2 (foto 2, lámina V), microclina 2, tomando un aspecto deshilachado (foto 3, lámina IV). Asociada a la microclina 2, la moscovita puede formar texturas mirmequíticas, con cuarzo vermiforme neoformado ~~cedalà~~ anterior de la mica. Es posible que ésta fuera originalmente biotita y, bajo los efectos del feldespato potásico, se transformara en moscovita mirmequítica.

A partir de la moscovita en grandes láminas, existe sericita en pequeñas pajillas, de alteración de feldespatos y de neoformación en los procesos cataclásticos, revistiendo fracturas (fotos 1 y 2, lámina IV).

d) Plagioclasa. Se trata de un-a albita-oligoclasa sódica. Se puede presentar en varias generaciones:

Plagioclasa 1. Forma parte de una matriz primitiva y se presenta en cristales de tamaño comprendido entre 150 y 400 micras. Está maclada generalmente según la ley de la albita. No es muy abundante pero se conservan restos en el interior de los peciloblastos, incluidos los de plagioclasa 2. Las pocas medidas efectuadas sobre los individuos, que no ofrecen duda en cuanto a pertenecer a esta plagioclasa 1, dan una composición de $An_{4.5}$. Sin embargo, debe existir cierta variabilidad en la composición como ocurre en las de las plagioclasas 2, hecho que estaría corroborado por la presencia de mirmequita en las plagioclasas, que por su tamaño, deben corresponder a la primera generación.

Plagioclasa 2. Aparece formando porfidoblastos con textura peciloblástica, que pueden corroer o incluir circón, cuarzo 1, plagioclasas 1, micas y apatito. A su vez, las plagioclasas 2 son corroídas por el cuarzo 2 y la microclina 2. La reacción con esta última produce bordes de lavado, y, raras veces, mirmequitas, además de una microclinización, en algunas ocasiones.

En casi todas las muestras estudiadas la plagioclasa 2 se presenta deformada y rota. En relación con la fracturación, puede presentar maclas en damero y maclas alabeadas (foto 3, lámina 2).

Dentro de las plagioclasas 2 parece existir crecimientos no exactamente sincrónicos, hecho que a veces se observa por los bordes de corrosión existentes entre varios individuos.

Están generalmente macladas según las leyes de la albita y la periclina. Estas, a menudo, presentan irregularidades en su desarrollo, de forma que quedan territorios de contornos irregulares sin maclar (fig.4A). Este hecho apoya la idea de la existencia de varias generaciones dentro de los porfidoblastos de plagioclasa, pues parece poco convincente explicar los contornos redondeados como resultado de un maclado secundario, que afecta sólo a una parte del porfidoblasto.

La composición de las plagioclasas se ha investigado mediante los valores del ángulo de extinción en secciones perpendiculares a 100, sobre todo, y en otras perpendiculares a los ejes ópticos X y Z. Los ángulos $2V_x$, menos interesantes, se han ~~medido~~ ^{calculado} en alguna ocasión para comprobar si las medidas eran correctas. Así se han obtenido los siguientes valores de $2V_x$, para composiciones previamente conocidas a partir de los ángulos de extinción:

<u>Composición</u>	<u>$2V_x$</u>
An ₂	108°
An ₆	106
An ₁₆	94
An ₁₀	97
An _{11.5}	96
An _{11.5}	98
An _{11.5}	96
An ₁₃	100
An ₁₃	93
An _{14.5}	90

La composición de estas plagioclasas, incluidas algunas medidas de las plagioclasas 1, queda reflejada en el diagrama de la fig. 4B. Puede verse que varía entre An_0 y An_{15} , y que no existe la laguna de la peristerita. La ausencia de la peristerita se daría en caso de ser originalmente la roca un granito o un pórfido ácido o bien si el metamorfismo es de alta temperatura y baja presión (MIYASHIRO, 1961; BROWN, 1962). Ambas circunstancias pueden darse conjuntamente, como parece ser el caso del sector estudiado. En el diagrama puede verse un predominio de las plagioclasas $An_{4.5}$ y otros dos máximos de frecuencia, aunque menores, para las plagioclasas An_{10} y An_{13} .

Se ha observado una ligera zonación normal dentro de este último grupo, de An_{13} a An_{10} .

Las plagioclasas $An_{4.5}$ se presentan bien constituyendo individuos completos, bien como borde de lavado o borde mirmequítico de los máximos An_{10} y An_{13} , pero no se puede asegurar que todas las plagioclasas más albíticas procedan de la reacción entre la oligoclasa y el feldespató potásico para dar bordes más albíticos, ya que en algún caso se ha visto zonación de $An_{12.5}$ a $An_{5.5}$ ~~para dar bordes~~ sin que haya contacto directo con microclina. Por otro lado, conviene añadir que la tectonización es un factor que favorece la presencia de plagioclasas más sódicas. Esto es un hecho, que, si bien en los gneises es difícilmente comprobable, dada la naturaleza original de la plagioclasa, se vé palpablemente en la granodioritas tectonizadas, en que la plagioclasa primitiva es una andesina, que se queda transformada en albita. El estudio de los bordes de lavado en relación con el resto del cristal de plagioclasa da los siguientes resultados:

<u>Plagioclasa original</u>	<u>Borde de lavado</u>
$An_{12.5}$	$An_{4.5}$
An_{13}	$An_{4.5}$
$An_{12.5}$	$An_{4.5}$
$An_{11.5}$	$An_{4.5}$
$An_{13.5}$	$An_{4.5}$
$An_{13.5}$	$An_{5.5}$

Las mirmequitas se observan también en el contacto entre las plagioclasas y el feldespato potásico (foto 4, lámina VII). En un caso la plagioclase mirmequítica es An_9 , sin que pueda estudiarse la composición original de la plagioclase. En otro caso se ha estudiado esta relación y se observa que el feldespato, que entra a formar parte de la mirmequita, es más sódico que la plagioclase original:

<u>Plagioclase original</u>	<u>Plagioclase mirmequítica</u>
$An_{14.5}$	$An_{5.5}$
$An_{12.5}$	$An_{4.5}$
An_{13}	An_2
$An_{13.5}$	An_7

Como se puede ver, los bordes de lavado parecen afectar sólo a las plagioclasas con una composición original igual o superior a An_{10} y las mirmequitas a aquellas plagioclasas que, como mínimo, presentaban una composición original igual a An_{12} .

Ambos fenómenos, lavado y mirmequitización, parecen ser el resultado de la corrosión efectuada por el feldespato potásico sobre una plagioclase preexistente (DRESCHER-KADEN, 1969). La composición original ha de influir de algún modo, ya que en los términos albiticos no se observa. La aparición de los bastoncillos de cuarzo mirmequítico no es obligada y la acción del feldespato potásico puede quedar reducida a un efecto de lavado con pérdida del contenido en Ca.

La corrosión de las plagioclasas puede conducir en último extremo a la formación de albita intergranular. Esta, en ocasiones finamente mirmequítica, se sitúa entre dos cristales blásticos de feldespato potásico. A mi juicio, son plagioclasas 1 y 2 corroidas, anteriores al feldespato potásico, como también lo son las micas y el cuarzo 1 y la microclina 1, pertenecientes a la primitiva matriz que adoptan idéntica disposición intergranular (foto 4, lámina II; foto 4, lámina III).

Otro efecto del feldespato potásico, observado sólo en las plagioclasas 3, es la microclinización de éstas, que puede originar antiperititas en algunos casos. Interpreto esta microclinización como algo anterior a la corrosión, con bordes netos, de la plagioclase por la microclina. En las fotos 1,2 y 3 de la lámina 3, se observan, en el interior de una plagioclase blástica 2, además de la microclinización, una serie de falsas inclusiones de microclina. Son verdaderas inclusiones, ya que, en el contacto entre los feldespatos, la plagioclase está lavada y desarrolla, a veces, mirmequitas, hecho que prueba la posterioridad de la microclina incluida. La microclina, en manchas difusas, al igual que la plagioclase están netamente cortadas por la microclina de las falsas inclusiones, lo que parece indicar que la microclinización de tipo difuso es anterior, si bien ambos procesos deben representar diferentes efectos de una misma causa, algo deslindados en el tiempo. Tanto la plagioclasas 2 como la microclina 2, contienen cuarzo¹ en gotas, hecho que descarta también la posibilidad de que las inclusiones sean microclina 1 englobada por la plagioclase 2, ya que la microclina 1 no posee nunca cuarzo en gotas. Las plagioclasas 1 y 2 pueden aparecer algo alteradas a sericita y epidota (pistacita, y, posiblemente, clinzoisita), como resultado de acciones hidrotermales póstumas. Las bandas albíticas de las oligoclasas sódicas permanecen siempre más nítidos e inalterados.

Plagioclase 3. Se trata de albita generalmente sin maclar, cristalizada o recristalizada durante los procesos de tectonización tardihercinianos y/o alpinos. Rellena, sola o junto a cuarzo 4, microclina 3, sericita, vermiculita, clorita, etc. microfracturas de la roca.

A esta generación pertenecen la albita maclada en damero y, con bastante verosimilitud, buena parte de la albita de desmezcla del feldespato potásico. Esta última y las maclas en damero deben ser concomitantes parcialmente con el cuarzo 3.

Microclina 1. Forman parte de la matriz primitiva, con cristales entre 150 y 400 micras. Siempre aparece bien maclada según las leyes de la albita y periclina, que le proporciona su enrejado característico. No se ha observado en ella maclas de Carlsbad ni desmezcla importante. Los valores de $2V_x$ varían entre 84° y 86° .

Los valores de $2V_x$ varían entre 84° y 86° .

Puede aparecer incluida en microclina 2 (foto 4, lámina III). A veces, entre ambas generaciones se encuentra una banda de albita, a modo de aureola irregular de la microclina 1 (fig. 4C). Esta albita está en relación directa con la desmezcla que afecta a la microclina 2.

Microclina 2. Presenta maclas en enrejado con menos frecuencia que la microclina 1, o sólo desarrolladas en ciertas partes de los cristales. En ocasiones la macla en enrejado es perfecta y cubre todo el cristal. También es frecuente la macla de Carlsbad (foto 1, lámina VI). Los valores medidos de $2V_x$ varían entre 80° y 92° y el ángulo $\alpha = 18^\circ$.

Otro carácter que la distingue de la generación anterior, es la fuerte desmezcla que presenta. Morfológicamente se distinguen pertitas en venas, en llama y en manchas. Menos abundante es el tipo de pertita en película.

La disposición de las venas y manchas, es totalmente irregular (fotos 3 y 4, lámina IV; foto 1, lámina V), y parecen obedecer a una desmezcla patalizada por la fracturación y a una migración de la albita de exsolución, en parte ya preexistente en forma de película y/o micropertitas, aprovechando fracturas originadas en los procesos cataclásticos. Incluso, puede haber una albitización, originada por sustitución de feldespatos potásico por feldespatos sódico. De este modo la desmezcla, en parte, y la albitización conducen a la formación de plagioclasa 3. En algunos casos la albita desmezclada en venas presenta maclas en damero, como consecuencia de la cataclasis. En otras ocasiones presenta sólo un maclado según la ley de la albita.

Hay ejemplos de exsolución en venas más regular, que sigue las líneas de exfoliación (001) y (010) del feldespatos potásico. Otras veces adopta la forma de llamas (con una disposición menos caótica, que, "grosso modo", es paralela a la foliación tectonizada (fotos 1 y 2, lámina IV).

Las relaciones de intercorrosión, que a veces aparecen entre varios cristales, parecen indicar una metacronía dentro de la formación de la microclina 2.

Esta generación da lugar a cristales blásticos (fig. 5, foto 4, lámina III; fotos 2,3 y 4, lámina IV; fotos 1, lámina V; foto 3, lámina VII), que en su crecimiento engloban y corroen a las de la primitiva matriz (cuarzo 1 plagioclasa 1, microclina 1) a las micas, y, también a la plagioclasa blástica 2, y al cuarzo 2. Igualmente la matriz, la mica y la plagioclasa 2 pueden aparecer en disposición intergranular (foto 4, lámina IV), en virtud de la fuerza de cristalización de los blastos de microclina. La plagioclasa 1-2 son afectadas por este crecimiento posterior del feldespato potásico, que produce, como ya se ha dicho, microclinización, bordes de lavado y mirmequitas. Asimismo, la moscovita es corroída y puede dar texturas mirmequíticas en las que se generan bastoncillos de cuarzo, que quedan en el interior de los cristales demica.

G. GUITARD (1961, 1970) piensa, basándose en la existencia de maclas de Carlsbad y en la fuerte desmezcla, que esta generación de microclina corresponde a antiguos fenocristales y, por tanto, son microclinas 1. Por el contrario, la matriz, con microclinas sin maclas de Carlsbad ni desmezcla, se habría originado en el metamorfismo regional. Dadas las relaciones entre cristales se hace insostenible esta idea. Creo que la macla de Carlsbad, al menos en el sector que he estudiado, se puede explicar por la anatexia que han sufrido los gneises, y hasta es posible que se desarrolle sobre núcleos primitivos de origen ígneo que ya presentaban dicha macla. La fuerte desmezcla se debería a que, en la blastesis y durante su cristalización, el feldespato potásico puede incluir en su red una fuerte proporción de albita procedente de las plagioclasas preexistente, que, a la sazón, resultan corroídas.

Microclina 3. Se forma durante la tectonización tardiherciniana y/o alpina. Aparece en forma de bandas estrechas que caracterizan fracturas reales o virtuales dentro de las microclinas 2. Es coetánea de la plagioclasa 3 y de los cuarzos 3 y 4 con los que puede asociarse.

f) Cuarzo. Dentro de este apartado también cabe distinguir varias generaciones, excepción hecha del cuarzo mirmequítico, de origen diferente. Así se ~~presentan~~ observan los siguientes tipos de cuarzo:

Cuarzo 1. Forma parte de la matriz primitiva de la roca en granos comprendidos entre 150 y 400 micras, y a modo de gotas en el seno de los feldspatos 2, del cuarzo 2 y del apatito xenomorfo, con tamaño más pequeño (fotos 2 y 3, lámina III, voto 1, lámina V).

Cuarzo 2. Constituye porfidoblastos de bordes irregulares que corroen a las plagioclasas 1 y 2, ^{pudiendo} ~~quedando~~ englobarlas. Son a su vez corroidos por los de microclina 2. Sin embargo, la relación con ésta no permite una datación relativa segura en ciertos casos. A veces presentan microclinas 1, en inclusiones de unas 170 micras, y también cuarzos 1 en gotas y micas (foto 2, lámina I).

Dentro del cuarzo 1 se observan intercorrosiones de los cristales, sin que se pueda asegurar si, en realidad, se trata de varios cuarzos no exactamente coetáneos.

Cuarzo 3. Debido a los esfuerzos tectónicos tardihercinianos y/o alpinos, los cuarzos 2 se hacen ondulantes (foto 3, lámina II); fotos 3 y 4, lámina V) o adquieren texturas bandeadas ("ribbons"), que en algunos casos se entrecruzan. Los "ribbons" tienden a ser subparalelos a la foliación tectonizada (fotos 1,2,3 y 4; lámina VI; fotos 1 y 2; lámina VII). Asociado a los "ribbons" suele aparecer cuarzo microgranulado en las ~~superficies~~ de los cuarzos 2, dispuesto en superficies que se entrecruzan en aspa y son oblicuas a la foliación de los gneises, de tal modo que éstas adquieren una textura amigdalítica, subrayada por la presencia de mica blanca (sericita), de clorita y vermiculita y/o biotita verde en finas pajitas (fotos 3 y 4; lámina VI; fotos 2,3 y 4, lámina VII). En estos casos el cuarzo es ligeramente biáxico positivo.

La microclina 3, la plagioclasa 3, la sericita, la clorita, etc. son en parte coparagenéticas con el cuarzo 3.

Cuarzo 4. Se halla en fracturas oblicuas a la foliación, que afectan a toda la roca y se acompañan, además, de sericita, clorita, microclina 3 y plagioclasa 3. Así se les puede ver atravesando a microclina 2 (foto 4, lámina III; foto 4, lámina V) y plagioclasa 2. Dentro de los cuarzos 2 representado por bandas estrechas que cicatrizan fracturas reales o virtuales.

Esta generación en fracturas es coetánea de parte de la microclina 3, de la plagioclasa 3, de sericita, de clorita, etc. y algo posterior a la formación de cuarzo microgranulado y en "ribbons". Sin embargo, ambos tipos corresponden a una etapa común tardiherciniana y/o alpina de fracturación.

g) Silicatos de aluminio. Sólo se presentan en muy contadas ocasiones. Entre el pico Salines y el Roc de França se ha encontrado andalucita y sillimanita. En el barranco de Mas Castell, al W de las minas de La Bajol, aparece sólo la sillimanita.

La andalucita se encuentra rodeada por moscovita y ésta, a su vez, por cuarzo 2, que la corroe. Sobre estos tres minerales se sitúan numerosas fibras dispersas de sillimanita, variedad fibrolita (foto 1, lámina VIII). Por comparación con los micasquistos de la zona, opino que la andalucita puede pertenecer tanto a la primera etapa de metamorfismo de estadio medio como a la segunda de estadio alto en la que se formaría al comienzo de la elevación de temperatura para llegar a ser inestable durante la culminación térmica. Estas etapas no son cinemáticas y, por supuesto, la andalucita de estos gneises no muestran signo alguno de ser sincinemática.

Durante el desarrollo de la segunda etapa de metamorfismo de estadio alto la andalucita se transformaría en sillimanita, pero, dada la poca diferencia de energía entre ambos polimorfos, es muy probable que, al menos una parte de la sillimanita, se formase mediante la reacción:

Moscovita + cuarzo ===== feldespatos K + sillimanita + agua

que se efectuaría de izquierda a derecha. Así se originaría la asociación andalucita-sillimanita, en la que aquélla es inestable. Posteriormente, al bajar la temperatura, la reacción anterior funcionaría en sentido inverso para originar moscovita y cuarzo 2, que se disponen, rodeando a la andalucita. Primero cristalizaría la moscovita, que adopta la forma externa de las reliquias de andalucita, y, seguidamente, el cuarzo 2. La fibrolita puede quedar incluida tanto en la andalucita como en la moscovita y el cuarzo, en cantidades decrecientes en este mismo orden.

En el barranco de Mas Castell también se ha observado sillimanita en finas agujas, incluida en cuarzo 2 y microclina 2.

h) Granate. Las únicas muestras que han dado granates, en número muy reducido, en toda el área estudiada, si se excluyen los niveles carbonatados, son los gneises orbiculares del barranco de Mas Castell, muy ricos en biotita.

Se trata de un granate, rosado por transparencia, de dimensiones muy pequeñas. El mayor observado con 465 micras, de dimensión máxima, es idiomorfo (foto 3, lámina VIII), pero, normalmente, están tectonizados y reducidos a trozos de unos 200 micras o menos. En los pocos ejemplares vistos se superpone al granate una alteración póstuma o kelifitización, que los transforma parcialmente en vermiculita, sericita y óxidos de hierro, que se disponen según sus fracturas.

El pequeño tamaño de los trozos de granate ha obligado a triturar bastante muestra, con cierto cuidado de no romperlos demasiado, a un tamaño adecuado. La fracción así obtenida se ha pasado por un separador isodinámico, con objeto de separar los granates del resto de los minerales de los gneises. Sólo se consiguió enriquecer la fracción que los contenía, de modo que la separación final se ha tenido que separar con una lupa binocular. Así se ha conseguido una

cantidad suficiente para llenar un capilar y obtener una película, a partir de la cual se habría de calcular el valor de la celdilla unidad; éste ha resultado ser de 11.544 \AA .

Por otro lado, utilizando líquidos de índice conocido, se ha obtenido el índice de refracción de los granates, que es de 1.825.

Dado el pequeño tamaño de los trozos de granate, la determinación de la densidad ha sido imposible calcularla directamente. Esta dificultad se ha obviado mediante la aplicación de la fórmula:

$$D_x = \frac{n \times P. \text{ molec.}}{N.V.}, \text{ en la que } n \text{ representa el número de}$$

moléculas por celdilla unidad, P. molec. el peso molecular, N el número de Avogadro y V el volumen de la celdilla unidad. En este caso en particular:

$$n = 8, \quad P. \text{ molec.} = 497,67. \quad V = (a_0 \times 10^{-8})^3 = (11.544 \times 10^{-8})^3.$$

$$\text{Así, } D_x = \frac{8 \times 497,67}{6.02 \times 10^{23} \times 11.544^3 \times 10^{-24}} = 4.30 \text{ gr/cm}^3, \text{ valor que}$$

concuere con la composición del granate, obtenida por medio de los diagramas de H. WINCHELL (1958).

En efecto, utilizando estos diagramas, con el valor a_0 de la celdilla unidad y el del índice de refracción se obtiene que los granates de los gneises contienen 82.7% de almandino, 17% de esparartita y 0.3% de andradita.

Estos granates son englobados y corroidos por el cuarzo 2 y la microclina 2. Por tanto, son anteriores a la cristalización de estos minerales. Su idiomorfismo ha de explicarse por medio de una cristalización estática. Podría ser singenético de la andalucita y haberse formado en la primera fase de meta-

morfismo de estadio medio; de ser este el caso, es probable que la forma externa del granate hubiese sido afectada en algún modo por el desarrollo de la S_2 . Hay otro factor que tiende a descartar la formación del granate en la fase metamórfica de estadio medio: el metamorfismo observado en los micasquistos es de presiones bajas y, en estas condiciones, el almandino no se forma a menos que la roca sea muy rica en hierro, caso que pudiera haber ocurrido si se ~~forma~~^{tienen} en cuenta los análisis de los gneises G_1 de La Preste. Sin embargo, me inclino a pensar que estos granates se formaron en la fase estática de estadio alto según la reacción:



Para esta reacción las presiones son menores que las que se exigen en el metamorfismo de estadio medio. H.G.F. WINKLER (1970) afirma que, si las biotitas son muy ricas en hierro, las presiones exigidas son muy débiles y cita los experimentos de L.C. HSU y C.W. BURNHAM (1969) en los que se sintetizó almandino a 2 kbars., cuando la relación Fe/Mg+Fe era mayor de 0.80. Si se tienen en cuenta los ocho análisis que G. GUITARD (1970) aporta sobre los gneises G_1 de La Preste, se vé que, en dos de ellos, la relación Fe /Mg+Fe es igual a 0.91 y 0.94 y, en otro es de 0.80. Por otro lado conviene añadir que existe magnetita como mena metálica opaca en los gneises de ^{Can} Castell y que éstos son, además, ricos en biotita. G. GUITARD (1970) cita este granate sólo en los micasquistos de la zona de la andalucita (desprovistos de sillimanita). En estos micasquistos hay que explicar el almandino dentro del metamorfismo de estadio medio. Los valores de Fe/Mg+Fe son pequeños y la presencia del almandino no encajaría como no fuese a presiones más altas que las que indicaría la presencia de cordierita. Sin embargo, debe haber alguna migración de Fe y/o Mg y el metamorfismo no debe ser perfectamente isoquímico. En efecto, si se tienen en cuenta las composiciones de los micasquistos de la zona de la biotita, se encuentra que, de catorce análisis efectuados por G. GUITARD (1970), ocho dan valores entre 0.82 y 0.91 y otro, un valor igual a 0.80, para la relación Fe/Mg+Fe. Posiblemente con esta riqueza en Fe, el metamorfismo de estadio medio podría también originar almandino, como también sugiere H.G.F. WINKLER (1970), al mismo tiempo que coexisten cordierita y estauroлита. Estos dos minerales pueden darse en paragénesis comprendidas entre 2 y 4 kilobares (fig 14 A y B) y el almandino 'aparecería asimismo en este intervalo de presiones.

Minerales accidentales. Ma se han citado al hablar de los distintos minerales que acompañen los gneises orbiculares. Se pueden resumir en:

Sericita. procedente de la alteración de los feldespatos y de la fracturación, seguida de neoformación, de la moscovita. Se puede presentar "prácticamente" in situ" removilizada en superficies subparalelas a la foliación o en fracturas transversales a ella.

Pistacita y posiblemente clinzoisita. Muy poco abundantes, en pequeños gránulos, procedentes de la alteración de las plagioclasas. Generalmente se encuentra en fracturas.

Biotita verde y/o vermiculita, clorita, titanita, rutilo y óxidos de hierro. Formados a partir de la alteración de las biotitas. El rutilo forma máclas de la sagenita en el seno de las biotitas alteradas. Los otros minerales se pueden presentar sobre la antigua biotita o pueden ser removilizados en superficies subparalelas a la foliación o en fracturas nítidas o transversales a la misma, a veces con disposición fibroso-radiada, observable, sobre todo, en la clorita.

El cuarzo 2, en ocasiones presenta canales vermiformes de corrosión, tapizados por clorita.

Sericita, vermiculita, óxidos de hierro resultantes de la kelifitización del almandino.

Parte de estos minerales se asocian al cuarzo 4, microclina 3 y plagioclasa 3 en fracturas póstumas de edad tardiherciniana y/o alpina.

5.1.2. EVOLUCION PETROGENETICA.

A la luz de lo expuesto anteriormente y observando un paralelismo obligado con la evolución de los micasquistos, se puede establecer la siguiente historia petrogenética:

1º. Roca primitiva cuarzo-feldespática procedente de una roca ígnea ácida y/o sedimento de tipo arcósico, derivado de una roca ígnea ácida. En ambos casos se hace necesaria la presencia de un zócalo precámbrico, ya que, en el caso de su paragneises, las arcosas poseerian una composición similar a la de la roca ígnea fuente, por lo que no puede mediar entre ambos un largo proceso de transporte. G. GUITARD (1970) afirma que los gneises de La Preste son ortogneises procedentes de un granito alcalino típico o de pórfidos o tobas ácidas, en los que puede haber, sin embargo, influencias sedimentarias debido a la presencia de arcosas de origen continental.

En el macizo del Roc de França, en los gneises que afloran en la vertiente española, se hace imposible demostrar su origen a partir de rocas ígneas mediante análisis de las biotitas o del total de las rocas, debido a los procesos anatéticos ulteriores que éstas han sufrido.

2º. Desarrollo de la esquistosidad S_4 . que daría lugar a una primera textura gneílica. No se observa ninguna traza de tal esquistosidad, cuya existencia está demostrada en los micasquistos. La disposición alternante de gneises y micasquistos, consecuencia de la existencia de mantos pennínicos, debe corresponder igualmente al desarrollo de esta esquistosidad S_4 .

3º. Metamorfismo estático de estadio medio. Durante esta etapa se desarrolla la matriz primitiva, que aún se observa en los gneises. Sus minerales componentes, con un tamaño entre 150 y 400 micras, son cuarzo 1, plagioclasa 1, microclina 1 y, posiblemente, andalucita. Las micas deberían recristalizarse también, pero actualmente no existe ningún criterio que permita diferenciarlas de los que cristalizarían posteriormente. Es probable que las biotitas incluidas en el apatito xenomorfo pertenecieran a esta etapa.

4º. Desarrollo de esquistosidad S_2 , paralela a S_1 . En los micasquistos se llega a la conclusión de que hay dos esquistosidades paralelas superpuestas, de las cuales la más visible es la S_2 , que oblitera la precedente. Del mismo modo que en la base de la serie de Canavelles, la foliación de los gneises con adquisición de la textura gneílica actual ha de corresponder a la esquistosidad S_2 . En ciertos puntos (Mas el Batlló) esta esquistosidad está deformada dando pliegues con tendencia a acordeón y transposiciones de los mismos (foto.....).

5º. Metamorfismo estático de estadio alto. Anatexia. En esta fase se produce una fuerte elevación de la temperatura que conduce a una fusión parcial de la roca. La textura gneílica recrystalizada y se origina una textura mimética.

Se forman una serie de minerales no exactamente paragenéticos ya que cristalizan sucesivamente en el orden siguiente, Al aumentar la temperatura:

Biotita y posiblemente parte de la moscovita. Circón (en parte puede ser de fases anteriores). Las micas son desorientadas aunque se concentran en las superficies S_2 , mimetizando la textura precedente. Andalucita, al menos en parte. Sillimanita, almandino y apatito xenomorfo. Se forma feldespato potásico que no cristaliza hasta que se produce el desdenso térmico.

6º. Comienzo del retrometamorfismo, al descender de nuevo la temperatura, con formación de:

- Moscovita, procedente de la transformación de biotita, de andalucita, de sillimanita. Crecimiento desorientado.

- Cristalización blástica con corrosión e inclusión de los minerales anteriores. Se forman sucesivamente porfidoblastos de:

Plagioclasa 2, corroída por el cuarzo 2, y microclinizada y corroída por la microclina 2.

Cuarzo 2, corroída por la microclina 2.

Microclina 2.

De acuerdo con lo observado en los mármoles y sus intercalaciones detríticas, estos minerales serían coparagenéticos de la tremolita y, en consecuencia representan una paragénesis de estadio medio.

7º. Tectonización tardiherciniana y/o alpina. Se producen movimientos a lo largo de la esquistosidad S_2 y todos los cristales recrystalizan o se descomponen para dar otros nuevos. Las recrystalizaciones y neoformación de minerales se efectúa según superficies subparalelas a la foliación, plagioclasas en damero y alabeadas según ~~super~~, cuarzo 3 en "ribbons", cuarzo 3 microgranulado o mortero, sericita, clorita, vermiculita y/o biotita verde.

Otra disposición de minerales, diferente a la anterior, es la que ocupa fracturas o venas que afectan más o menos a la roca. Así existen cuarzo 4, microclina 3 y plagioclasa 3, más o menos asociadas a pistacita, sericita, clorita y vermiculita fibroso-radiadas, etc.

Aunque es difícil asegurarlo, es posible que los movimientos que remuevan la foliación, correspondan a una fase compresiva que quizá está ligada directamente al desarrollo de las fallas de desgarre de este sector, en buena parte paralelas a la foliación.

Mientras tanto, los rellenos en fracturas deben pertenecer a una fase distensiva, posterior con relleno de fracturas virtuales o reales de la roca.

La albitización y la desmezcla, si ya se habían iniciado, cobran un nuevo impulso durante los procesos cataclásticos.

Como resultado de esta fracturación, la mayoría de las muestras recogidas en los gneises pueden ser clasificadas como rocas dinamometamórficas, en mayor o menor grado. En los gneises, como en el resto de las rocas de la zona axial, he empleado para las rocas cataclásticas, la nomenclatura de A. SPRY (1969

A lo largo del desgarramiento del pico Salines se han recogido protomilonitas, términos intermedios entre cataclasita y ultracataclasita (foto 3, lámina VIII) y entre microbrecha y protomilonita. En el pico Salines y alrededores los gneises pueden estar poco deformados durante esta etapa, mientras que en otros casos constituyen brechas s.str., brechas finas, microbrechas y protomilonitas (fotos 3, y 4, lámina V; fotos 1,3 y 4, lámina VII; foto 4, lámina VIII). En el Castell de Cabrera y en los gneises situados más al S brechas s.str. y protomilonitas (fotos 3 y 4, lámina VI; fotos 2, lámina VII). En el Roc de França y el Mas Batlló los gneises están menos tectonizados, pero no exentos de fracturación que afecta a los lechos de los minerales y contribuye a su estructura amigdalítica.

5.2. LOS MICASQUISTOS INFERIORES A LOS GNEISES.

Afloran a lo largo de la falla de Les Salines desde algo más al N del Mas Roger hasta cerca del Mas Grau, . La primera masía está situada muy cerca de estos micasquistos, por lo que les denominaré micasquistos del Mas Roger. El buzamiento de la esquistosidad S_2 es hacia el NE, al igual que en los gneises que forman la corona del Castell de Cabrera. Si se tiene en cuenta que S_2 es paralela a la estratificación, queda clara la posición superior de los gneises respecto a los micasquistos.

Estos corresponderían a los micasquistos de Montalbá, situados en la vertiente francesa y homólogos, a su vez (AUTRAN, y GUITARD, 1969; GUITARD 1970). Los micasquistos de Montalbá aflorarían en España en virtud del fuerte desgarramiento de Les Salines.

La posición de los micasquistos de Mas Roger a lo largo de este accidente les confiere una textura cataclástica, de modo que fueron interpretados (ESTEVEZ, 1970a) como filonitas. El estudio petrológico detallado ha revelado que, si bien están fuertemente tectonizados, se trata de micasquistos, de textura bien reconocible en diversos puntos. El contacto con los gneises está tectonizado igualmente y ha funcionado con componente de desgarre,

Estos micasquistos inferiores deben unirse con los superiores determinando así un cierre anticlinal sinforme, que casi se consigue en el extremo sur del afloramiento, correspondiente al frente de los mantos pennínicos de G. GUITARD (1964) y A. AUTRAN y G. GUITARD (1969). Restaurando el bloque de Les Sabines a su posición primitiva, antes del desgarre, parece deducirse que este pliegue de gran escala tendría una vergencia hacia el NE.

Según esta hipótesis, los micasquistos de Mas Roger representarían la base de la serie de Canavelles en posición invertida. Su edad, por tanto, sería cámbrica (CAVET, 1957).

La textura de los micasquistos es amigdalítica por "flattening" de la esquistosidad a los minerales o agregados minerales. En la fracturación tardiherciniana y/o alpina, se renuevan las superficies S_2 para dar diversos tipos de rocas cataclásticas.

En ocasiones existen delgadas intercalaciones cuarcíticas con algunas micas y plagioclasas.

5.2.1. MINERALOGIA Y PETROLOGIA.

En general es de contornos redondeados. Se encuentra principalmente en el CSA de las biotitas, en las que produce aureolas de unas

25 micras. El crecimiento posterior de otros minerales, con corrosión de las biotitas, hace que esporádicamente aparezca en ellos. Así se puede encontrar en cordierita, plagioclasas, microclina, cuarzo, etc.

b) Apatito. Es xenomorfo y puede incluir circón y pequeñas biotitas. A veces se halla incluido en cordierita. Su aspecto morfológico induce a confusiones, así como su baja birrefringencia.

c) Micas. Originan una textura mimética, con una disposición parcialmente desorientada, pero agrupadas de acuerdo con los antiguos lechos originados durante la formación de la esquistosidad S_2 . La tectonización póstuma las deforma en mayor o menor grado. Se encuentra representada ya biotita y la moscovita, corroídas y englobadas por cuarzo y feldespatos (foto 1, lámina IX), cordierita y turmalina. Pueden alcanzar y, a veces, superar 2 mm. de longitud.

La biotita es de color rojo intenso muy vivo, cuando no está alterada. Si esto ocurre, se transforma en una serie de minerales, producto de una actividad hidrotermal, como vermiculita y/o biotita verde, clorita (en general penninita negativa), rutilo, titanita y óxidos de hierro. Ocasionalmente se observan fantasmas de antigua biotita con rutilo, invadidos por cuarzo y feldespatos.

Suele presentar inclusiones de circón. Es más abundante que la moscovita y define la esquistosidad S_2 , aunque, en realidad, se trata de una textura mimética, en la que puede aparecer algo desorientada (foto 1, lámina IX)

La moscovita puede formar láminas minerales en asociación con la biotita o presentarse sola. En parte debe proceder de una biotita precedente como lo ratifica el hecho de presentar incluidos cristallitos de rutilo. La desorientación en la moscovita es muy frecuente y más pronunciada que en la biotita.

Se la ha visto en ocasiones englobando a los minerales que, como la biotita, definen la esquistosidad 2. En contacto con el feldespato potásico durante desarrolla texturas migmequíticas, con bastoncillos de cuarzo vermiformes.

En forma de sericita sustituye también a otros minerales. Así, la cordierita, en buena proporción, es pseudomorfizada por la variedad denominada pinnita. También hay sericita dispersa en las láminas delgadas. Estas variedades microcristalinas de la moscovita van asociadas a la fracturación y al hidrotermalismo, tardihercíniano y/o alpino.

d) Plagioclasa (tarjeta móvil, adjunta al final de esta memoria; fig. 6, fig. 7 E y F). Forma cristales entre 190 y 600 micras. que, a veces incluyen cuarzo 1 en gotas, micas y sillimanita. Las plagioclasas se superponen a la esquistosidad S_2 de forma que engloba a las micas que la definen. A su vez es corroído por el cuarzo 2 y por la microclina, con formación de mirmequitas y bordes de lavados.

Se concentra en los lechos cuarzo-feldespáticos formados a modo de exudado.

Están generalmente macladas según las leyes de la albita y de la periclina. Las maclas pueden estar deformadas a causa de la tectonización tardía. La composición se ha calculado mediante los valores de los ángulos de extinción, principalmente en secciones perpendiculares a 100° . También se han calculado algunos valores de $2V_x$.

En cuanto a los ángulos $2V_x$ se han obtenido algunos valores, para composiciones previamente conocidas:

<u>Composición</u>	<u>$2V_x$</u>
An ₇	100

<u>Composición</u>	<u>2V</u> <u>—x</u>
An _{12.5}	98 ^o
An _{23.5}	83 ^o
An _{24.5}	84 ^o
An _{30.5}	84 ^o
An ₃₁	86 ^o

Se han efectuado 66 medidas de composición, con las que se ha obtenido el diagrama de frecuencia de la figura 6H.

Se observa que el intervalo de las composiciones oscila entre An₀ y An₃₂ (albita-andesina sódica), si bien abundan menos las plagioclasas comprendidas entre An₄ y An₁₆. Por otro lado, resaltan las fuertes diferencias de composición de estas plagioclasas respecto a las de los gneises. El mayor contenido en anortita en los micasquistos de Mas Roger debe responder al mayor contenido en Al y a la existencia de niveles de mármoles a menudo intercalados en la serie, aunque en la estrecha banda en que afloran, los micasquistos, no se observan tales mármoles.

Existen cuatro máximos de frecuencia, correspondientes a la An_{2.5}, An₂₀, An_{23.5}, y An₂₈. De éstos, los más destacados son los de An₂₀ y An_{23.5}.

Las plagioclasas de % An menor de 115a β parecen como consecuencia del lavado y de la mirmequitización, producidos por la microclina. La tectonización y la alteración hidrotermal producen también la albitización de las plagioclasas con formación de minerales accidentales como sericita y epidota (clinozoisita). De esta forma se explican los valores menores de An₁₅ y el máximo de An_{2.5}.

Las relaciones entre los otros tres máximos se observan parcialmente en quince cristales, de los que algunos han sido representados en las fig. 6, 7 E y F. Las zonaciones presentan áreas muy irregulares e intercorroidas. Son inversas e, integradas, darían de dentro afuera, la sucesión simplificada siguiente (fig. 11A): An₁₆-An₂₀-An_{23.5}-An₂₅-An₂₈-An₃₀₋₃₂. En un individuo

(fig. 7 F) tras la zonación inversa $An_{23.5}-An_{31}$, aparece una fina zona externa de An_{20} en zonación normal respecto al resto del cristal. En otro (fig. 6D) existe también zonación final de su cristalización, con formación de una zona de $An_{23.5}$.

Este tipo de zonación correspondería a la elevación progresiva de la temperatura durante el metamorfismo de estadio alto, sin perjuicio de que las zonas más internas, en especial la de An_{16} , pertenezcan a la primera fase de metamorfismo de estadio medio. El hecho de encontrar biotitas desordenadas y sillimanita en las zonas de composición $An_{23.5}$ o más cálcica (fig. 6D), pertenecientes a la zonación inversa, indica que las plagioclasas son contenido igual o mayor que $An_{23.5}$ se originan, sin lugar a dudas, durante el metamorfismo de estadio alto. Al decrecer la temperatura pueden formarse estrechas zonas algo más sódicas.

En el individuo de la fig. 6G la zona más externa corresponde a un borde de lavado y mirmequítico, con composición de An_{14} a An_0 , hacia la periferia, producto de la acción del feldespato potásico sobre la An_{28} preexistente. En consecuencia, no debe considerarse esta última etapa de la formación de la plagioclasa como una zonación s.str.

e) Feldespato potásico. Es una microclina intersticial y blástica, posterior a los demás minerales, salvo los accidentales. A veces presenta buen desarrollo de las maclas en enrejado. Está afectada por desmezcla en venas y en películas y sobre las plagioclasas produce bordes de lavado y mirmequitas. Como éstas y el cuarzo 2, se presenta principalmente en venillas cuarzo-feldespáticas. individualizadas durante el metamorfismo de estadio alto entre los lechos más micáceos. También aparece en grandes cristales incluyendo a la esquistosidad S_2 , mimetizada por las biotitas.

f) Cuarzo. Aparte del cuarzo mirmequítico, se han observado varias generaciones de este mineral:

Cuarzo 1. Se encuentra en forma de gotas en la cordierita, en los feldespatos y en el cuarzo 2. Indica la existencia de una antigua paragénesis, de la que no quedan prácticamente vestigios.

Cuarzo 2. Se halla junto a los feldespatos en venas más o menos amigdaloides (foto 1, lámina IX) limitadas por los lechos de mica. En algunos niveles cuarcíticos intercalados en los micasquistos aparece como mineral casi exclusivo, acompañado de alguna plagioclasa y de alguna mica.

En general, se presenta en posición intersticial o formando cristales blásticos que corroen al resto de los minerales, excepción hecha de la microclina y de los accidentales. Es corroído por el feldespato potásico. Por tanto, exceptuando éste, el cuarzo 2 es el mineral más recientemente cristalizado, posterior a la cordierita y a las plagioclasas.

Cuarzo 3. En virtud de los esfuerzos tardihercinianos y/o alpinos, el cuarzo 2 se hace ondulante y forma texturas en "ribbons".

Cuarzo 4. Coparagenético de sericita, clorita, titanita y otros minerales accidentales. Todos estos minerales rellenan fracturas y se originan por la tectonización y el hidrotermalismo tardiherciniano y/o alpino.

g) Cordierita. Está representada por cristales blásticos, con inclusiones de cuarzo 1 en gotas, micas, fibras de sillimanita y a veces circón, con el que se producen aureolas amarillas. Aparece tanto en las venas, cuarzo feldespáticas como en los lechos micáceos, en los que, unas veces, exhibe "fabric habit" con inclusión de la S_2 y, por tanto, es posterior a la formación de la esquistosidad S_2 , y otras, está afectada por la esquistosidad S_2 con un ligero "flattening", siendo, por consiguiente, anterior a S_2 en estos casos.

Este mineral presenta una fuerte alteración a pinnita, con tonalidades amarillentas, y con zonas criptocristalinas o isótropas, que puede afectar a la totalidad del cristal o sólo a una parte del mismo. En ocasiones se produce una pseudomorfosis por láminas de moscovita.

h) Silicatos de aluminio. Están solamente representados por sillimanita.

La Andalucita, si existe, está totalmente alterada a sericita o moscovita y no es reconocible.

La sillimanita pertenece a la variedad fibrosa, denominada fibrolita, incluida en cordierita, cuarzo 2, plagioclasas, microclina y turmalina en forma de fibras sueltas. En general, aparece en haces flexuosos situados sobre las biotitas, pseudomorfizados, lo que demuestra su formación estática, posterior a S_2 . Cuando las fibras están ordenadas con la misma orientación dentro de un haz, se ha visto que el mineral es biáxico positivo de $2V_2$ muy pequeño.

En algunas preparaciones, además de la fibrolita, aparecen algunos cristales prismáticos mejor desarrollados, incluidos en cuarzo 2 y feldespatos.

La frecuente asociación biotita-sillimanita y el modo de presentar indudablemente a pesar que la sillimanita se forma por transformación de la biotita, como afirma A. AUTRAN y R. GUITARD (1957 a y b) y G. GUITARD (1970) y no a partir de moscovita u otros minerales. G. A. CHINNER (1981) piensa que destruyen los otros polimorfos de la sillimanita para formar este mineral, el cual se nuclea sobre la biotita, que queda intacta. Sin embargo, la presencia de menas metaálicas primarias (no alteradas) en forma de minerales opacos, acompañantes de la biotita y a la sillimanita, apoya la idea de que la biotita se destruya necesariamente, como también ha observado G. GUITARD (1970).

La sillimanita indica el metamorfismo de estadio alto, pues se forma directamente por destrucción de biotita y no de andalucita, de lo que, por otro lado, no se observan ni siquiera restos pseudomorfizados, de modo que el tránsito de un polimorfo a otro no parece ser la causa de la sillimanita. El hecho de estar asociada a microclina indica que se ha producido mediante la reacción:

moscovita + cuarzo ===== feldespato potásico + sillimanita + agua
y por alguna otra reacción en que, en lugar de moscovita, o conjuntamente con ella, intervenga la biotita.

Como resultado de esta fase de metamorfismo se originan migmatitas de tipo estromático, en las que aparecen bandas micáceas y cuarzo-feldespáticas en disposición alternante.

i) Turmalina. Es un mineral peciloblástico, formado posteriormente a la esquistosidad S_2 , de forma que incluye biotitas ordenadas según S_2 . Asimismo engloba a la fibrolita y a algunas plagioclasas. Por otro lado, es corroída por el cuarzo 2. La relación con las plagioclasas indica su posterioridad a la zonación inversa que no se contradice con que sea coetánea con las zonaciones normales, poco abundantes en las muestras estudiadas y mejor representadas en las pegmatitas que derivan de la anatexis de los micasquistos superiores. En estas pegmatitas parece, en efecto, que las plagioclasas, que muestran zonación normal, pueden ser coetáneas de la turmalina.

Es uniaxial negativo y posee elongación negativa y pleocroismo inverso. La birrefringencia aproximadamente igual a 0.025, y el pleocroismo, es amarillo pardo a amarillo muy claro, indican que se trata de la variedad dravita. Presenta ligera zonación y, hacia los bordes, los cristales cambian de color y el pleocroismo se hace de verde a incoloro.

j) Minerales accidentales. Se origina como resultado de la fracturación e hidrotermalismo tardihercinianos y/o alpinos.

La biotita da lugar a vermiculita y/o biotita verde, rutilo con maclas de la sagenita, cloritas muy abundantes (en general, penninita negativa), titanita y óxidos de hierro. Estos nuevos minerales suelen quedar "in situ", pero algunos pueden removilizarse según fracturas, como las cloritas y las menas metálicas.

La cordierita se transforma en pinnita y las plagioclasas en sericita y clinzosita. Esta última posee una birrefringencia muy baja y un $2V_z = 88^\circ$. La sericita y la epidota aparecen en muchos casos según fracturas.

Los cuarzos se hacen ondulantes y adquieren texturas bandeadas o en "ribbons". A veces hay fracturas rellenas de cuarzo 4.

5.2.2. EVOLUCION PETROGENETICA.

De las texturas y relaciones entre cristales observadas, se deduce la siguiente evolución para los micasquistos inferiores a los gneiss:

1º. Reca-primitiva lutítica y arenítica, con algunas intercalaciones areníticas bien diferenciadas.

En la fracción más gruesa entraría a formar parte cuarzo, sobre todo, y algunos feldespatos. Parte de los cuarzos 1 en gotas puede constituir el único vestigio de esta etapa.

2º. Esquistosidad S_1 , de la que no queda traza alguna. En los micasquistos superiores se ha podido comprobar su existencia.

3º. Metamorfismo estático de estadio medio. Recristalizan todos los minerales de la roca, pudiéndose posiblemente formar plagioclasa An_{16-20} , micas desorientadas y parte de la cordierita. Esta incluye micas desordenadas correspondientes a esta fase. Así mismo las inclusiones de biotita del apatito xenomorfo podrían pertenecer también al metamorfismo de estadio medio, al igual que una parte del cuarzo 1 en gotas.

4º. Esquistosidad S_2 Es la que se observa ^{sin} en dificultad en el campo y en las muestras, subrayada por el crecimiento mimético de minerales posteriores (biotita y sillimanita). Produce en las rocas una textura esquistosa, en la que se diferencia amígdalas cuarzo-feldespáticas entre las micas (foto 2, lámina IX). Todo este conjunto recrystalizaría ulteriormente.

Esta esquistosidad se superpone a la S_1 , guardando ambas, un estrecho paralelismo.

La esquistosidad S_2 está deformada por las fases posteriores de plegamiento y, sobre todo, de tectonización.

5º. Metamorfismo estático de estadio alto: Anatexia. Durante esta fase mineralogénica se sobrepasa la isograda de fusión y se alcanza la culminación de la temperatura. Se producen una serie de minerales que mimetizan la esquistosidad S_2 o la engloban. Mediante el estudio de las interrelaciones de los cristales se deduce su cristalización escalonada, de modo que éstos no son exactamente coparagenéticos.

De más antiguos a más modernos se forman sucesivamente, con temperatura creciente:

- Biotita y posiblemente parte de la moscovita. Circón (que puede provenir, en parte, de fases anteriores).

Las micas crecen desorientadas, aunque se concentran en las superficies S_2 , con evidente mimetismo de la textura precedente.

- Sillimanita, que sustituye a la biotita, y apatito xenomorfo. Formación de menas de Fe primarias por "sillimanitización" de la biotita.

- Formación de feldespato potásico, que cristaliza durante el descenso térmico.

- Cordierita, incluyendo la S_2 .

- Plagioclasa, $An_{23.5}-An_{32}$, que incluye la S_2 .

6º. Comienzo del retrometamorfismo, originado por el descenso de la temperatura. Cristalizan sucesivamente:

- Moscovita, que pseudomorfiza a biotita y cordierita y puede contener rutilo y restos de biotita, cuando proviene de esta última mica. En ocasiones, la moscovita incluye la S_2 . De acuerdo con la sucesión observada en las pegmatitas, producidas por la anatexia en los micasquistos superiores, esta mica debe ser anterior a la turmalina, y a la zonación normal de las plagioclasas.

- Turmalina y plagioclasa, An_{32-20} . La turmalina contiene la esquistosidad S_2 e incluye fibras de sillimanita. Es posterior a las zonaciones inversas de las plagioclasas y probablemente coetánea con las zonaciones minerales normales.

- Cuarzo 2, blástico e intersticial.

- Microclina blástica e intersticial.

Todos estos minerales cristalizan ya en el estadio medio. En los moles y en sus intercalaciones detríticas, la microclina aparece como coparagenética de la tremolita, hecho que ratifica su cristalización durante el estadio medio.

7º. Tectonización tardiherciniana y/o alpina.

Origina deformaciones localizadas a lo largo de las superficies S_2 , de forma que los minerales recrystalizan o se descomponen originando otros nuevos. Existen plagioclasas, micas, cuarzo, etc. deformadas. En estos procesos las soluciones hidrotermales juegan un importante papel.

Se pueden ver maclas alabeadas en las plagioclasas, cuarzos ondulantes y en "ribbons". Pueden aparecer cuarzo 4 neoforado por vía hidrotermal, titanita, rutilo, menas metálicas, clorita y vermiculita y/o biotita verde de transformación de la biotita, de modo que las cloritas, y la titanita, y los óxidos de hierro se pueden removilizar y rellenar fracturas; las plagioclasas se descomponen bajo acciones hidrotermales para dar sericita y clinzoisita, que pueden estar también removilizadas; la cordierita se altera asimismo a pinnita.

Los micasquistos de Mas Roger, debido a la fuerte tectonización que presentan, pueden ser considerados, también como rocas dinamometamórficas. Las muestras recogidas de micasquistos, en general, poco afectados por el dinamometamorfismo, con objeto de estudiar mejor la roca original, no son representativas de la tectonización. Con todo y con eso, exhiben texturas de microbrechas y protomilonitas y, en algún caso, aparecen ultracataclasitas.

5.3. LA SERIE SUPERIOR A LOS GNEISES.

Representa la base de la serie de Canavelles (CAVET, 1957) y, por tanto, su edad es cámbrica. Está constituida predominantemente por micasquistos en los que aparecen intercalaciones de minerales cipolínicos, de importancia variable, según el área considerada, que han sido cartografiadas. Menos importantes desde el punto de vista del afloramiento, pero igualmente interesantes, son las intercalaciones leucogranitoides y cuarcíticas. Todos estos materiales se describirán seguidamente.

Además, en el seno de los micasquistos existen rocas básicas muy alteradas que serán tratadas en el capítulo 5.4.6.1.

En el área de Massanet de Cabrenys, la serie de Canavelles aflora bordeando los gneises, que quedan de este modo, separados de las rocas graníticas. El contacto inferior con los gneises es muy neto y brusco, mientras que el contacto superior con las rocas plutónicas es difuso y "grosso modo" paralelo a la esquistosidad S_2 de los micasquistos y, por tanto, a la estratificación S_0 , ya que S_0 y S_2 son paralelas entre sí. La potencia original de la serie es imposible saberla porque, aparte del contacto superior de tipo intrusivo, la presencia de plegamientos isoclinales dan una falsa apariencia de la misma.

5.3.1. LOS MICASQUISTOS SUPERIORES A LOS GNEISES.

Como acabo de decir, se sitúan bordeando a los gneises. Aparecen en posición estratigráfica y tectónica superior.

El contacto superior con la granodiorita de Massanet es difuso: Se presentan bandas, de composición granítica o pegmatítica, paralelas a la esquistosidad principal S_2 , entremezcladas con filones y venas que la atraviesan. El resultado es la aparición de una franja de "granitización" de 60 a 100 metros de espesor rodeando a los micasquistos, mucho más lábil frente a los

agentes erosivos. La granodiorita presenta además sus minerales orientados según una foliación paralela a la S_2 de las micasquistos, conseguida por mimetismo y/o por movimientos de flujo durante la intrusión en una banda de unos 300 metros. Un buen corte, mostrando este contacto progresivo, es el que se observa en la trinchera de la carretera de la Eta. de Les Salines, en su último trayecto. La foliación de la granodiorita es palpable incluso en los fotogramas.

La textura de los micasquistos, adquirida al formarse la esquistosidad S_2 , es amigdalítica (foto 1, lámina X), tal como ocurre en los micasquistos de Mas Roger. Después, los materiales serían sometidos a un proceso anatético con fuerte recrystalización y cristalización de otros minerales que produciría un mimetismo de la misma, y, finalmente, la fracturación tardiherciniana y/o alpina rejuvenecería las superficies S_2 y crearía otras nuevas espaciadas, para dar diversos tipos de rocas cataclásticas.

5.3.1.1. Mineralogía y petrología.

a) Circón. Se presenta con contornos redondeados, incluido principalmente en los cristales de biotita, en los que aparecen rodeados de una típica aureola pleocrómica de 20 micras de ancho. Los minerales que cristalizan posteriormente pueden incluir también cristales de circón, por corrosión de las biotitas. Cuando aparece en el seno de cordierita, origina aureolas amarillas del mismo orden de magnitud que los de las biotitas.

b) Apatito. Puede aparecer bien cristalizado en el seno de las biotitas, pero en general es de contornos muy irregulares o redondeados. Su tamaño oscila entre 190 y 320 micras, pudiendo ser eventualmente mayor. Si la roca se tectoniza se puede hacer ondulante y dividirse en trozos de tamaño variable entre 20 y 90 micras. El ^{apatito} ~~aspecto~~ xenomorfo puede incluir y corroer a las biotitas, a veces orientadas según S_2 . Crece en otros casos adaptándose a estas superficies. De esto se deduce que es posterior a la esquistosidad principal. A su vez se le vé incluido en plagioclasas, y cuarzo 2 y turmalina.

c) Micas. Aparecen en parte orientadas, para dar un mimetismo de las superficies S_2 preexistentes. Sin embargo, una parte de ellas queda totalmente desorientada. En ambos casos las micas se agrupan en lechos, que determinan una textura amigdalítica (foto 1, lámina X) con los niveles cuarzo-feldespáticos intercalados, concomitante de la formación de la esquistosidad S_2 . La mayor desorientación se advierte en los lechos y agregados cuarzo-feldespáticos (fotos 3 y 6, lámina IX) y se acentúa cada vez más, a medida que los micasquistos se sitúan más cerca de la granodiorita de Massanet, donde los efectos de la anatexia inducida son más intensos.

La cataclasis tardiherciniana y/o alpina produce una deformación variable de las micas y neoformación de nuevos filosilicatos a expensas de ellas o de otros minerales, fácilmente alterables.

El tamaño de las micas oscila generalmente entre 70 y 350 micras, aunque, a veces, alcanza 600 micras y hasta 1 mm. Por lo general, forman cristales más pequeños que los de los micasquistos de Mas Roger, observándose los cristales mayores en la base, en el contacto con los gneises.

La biotita es intensamente roja, cuando no está alterada. En parte está desorientada y en parte se orienta según la esquistosidad S_2 . Los lechos micáceos con biotitas orientadas y desorientadas definen dicha esquistosidad. Tanto la biotita desorientada como la orientada se generan en condiciones estáticas. Las incluidas en la andalucita y cordierita intercristalinas pertenecen al metamorfismo de estadio medio, y las que seno lo están, podrían corresponder ya a la fase ulterior de metamorfismo de estadio alto.

Cuando la biotita se altera origina rutilo (con maclas de la sagenita), titanita, óxidos de Fe, vermiculita y/o biotita verde y cloritas. Entre éstas la más abundantes es la penninita negativa, pero también aparece a veces la proclorita y la sheridanita. Estas alteraciones van ligadas a

a fracturación, de modo que la biotita y filosilicatos resultantes se suelen hallar rotos, replegados y afectados por "kinkigs".

Los minerales del tipo de las cloritas, la titanita y los óxidos de Fe pueden removilizarse fácilmente por soluciones hidrotermales y rellenar fracturas o subrayar superficies coincidentes con la antigua S_2 .

La biotita es más abundante que la moscovita y suele presentar inclusiones de circón. Ambas micas pueden aparecer intercrecidas, de modo que la moscovita parece derivar de la biotita, como atestiguan los minerales accidentales que contiene según su exfoliación.

Es corroída y/o englobada por feldespatos (foto 1, lámina XIV), cuarzo 2 (foto 2, lámina XIV), cordierita, andalucita (fotos 2,3 y 4, lámina X; fotos 3 y 4, lámina XI; fotos 2 y 4, lámina XII; foto 1, lámina XIII) y puede transformarse en turmalina y en sillimanita, con aparición de una mena metálica opaca, que quede repartida entre la biotita o en sus cercanías (fotos 3 y 4, lámina XV; fotos 2,3, y 4, lámina XVI).

Las biotitas incluidas en los cristales de andalucita y de cordierita están desorientados (fotos 2, lámina X), pero coexisten en muchas ocasiones con otras, orientadas según una antigua esquistosidad S_1 , que puede coincidir o no con la esquistosidad externa S_2 , según el ángulo que hay girado los cristales de andalucita y/o cordierita durante la formación de S_2 (fotos 3 y 4, lámina X; fotos 1,2,3 y 4, lámina XI). En los casos en que la esquistosidad interna coincide con la externa (fotos 1 y 2, lámina XII), es más difícil decidir si ambas pertenecen a la S_2 y si el crecimiento de la andalucita es o no mimético. Sin embargo, las biotitas externas a estos minerales en parte orientadas, mimetizando la esquistosidad S_2 , muestra a veces un "flattening" indiscutible y es posible saber, en ciertos casos favorables, si la andalucita y/o la cordierita son anteriores o posteriores a la S_2 , unas con esquistosidad interna paralela a la S_2 externa, y otras con esquistosidad

interna oblicua con micas externas afectadas por un ligero "flattening". En la foto 4, lámina XII, y en la foto 1, lámina XIII, se observa claramente el "flattening", la esquistosidad interna, coincidente con la externa, y las biotitas desorientadas en el seno de las andalucitas. En la última foto se vé, además, la S_2 afectada por un microplegado, posterior, por supuesto, a la fase cinemática en que aparece esta esquistosidad.

La moscovita se presenta independientemente o asociada en intercrecimientos con la biotita. Aparece ordenada según S_2 , o bien desorientada totalmente. En pocas ocasiones se la vé ordenada según la esquistosidad S_1 en el interior de la andalucita. En otros casos está desordenada en el seno de andalucita o cordierita, de modo que es imposible asegurar si es anterior a estos minerales o bien resulta de su pseudomorfosis, hecho que, frecuentemente se ha comprobado.

Así pues la moscovita parece ser mineral derivado de otros pre-existentes. En unos casos se la vé asociada íntimamente a biotita, de la que procede por desfenificación, de modo que en muchas láminas de moscovita es frecuente encontrar restos de biotita, vermiculita o clorita, además de óxidos de Fe y titanita, según la exfoliación de la mica blanca. A veces aparecen inclusiones de circón, con aureola amarilla, en la moscovita (fotos 2 y 3, lámina XIII).

La moscovita es claramente posterior a la biotita, pues, aparte de los ^{argumentos} experimentales arriba expuestos, constituye en muchas ocasiones láminas desorientadas que incluyen a las biotitas, orientadas miméticamente según la esquistosidad S_2 .

En otros casos pseudomorfiza la cordierita y la andalucita, originando una trama de láminas entrecruzadas, más o menos asociadas a otros productos posteriores de alteración, como la sericita.

Por otro lado, la moscovita precede a la aparición del cuarzo 2 y de los feldespatos. Estos producen corrosiones sobre la moscovita, que tiende a deshilacharse.

El cuarzo 2 puede penetrar a lo largo de la exfoliación y a su través, dando texturas gráficas. El feldespato potásico origina verdaderas texturas mirmequíticas, en las que aparecen finísimos bastoncillos de cuarzo atravesando la moscovita (fotos 2,3, y 4, lámina XIII). Es muy probable que moscovitización de la biotita y las mirmequitas sean fenómenos concomitantes debidos a la acción del feldespato potásico sobre la biotita. En estos procesos el Fe en exceso puede quedar sobre la moscovita (foto 3, lámina XIII). La transformación de biotita en moscovita, al par que la formación de texturas mirmequíticas, explicarían por qué éstas no se observan casi nunca sobre biotita. En algún caso en los micasquistos y en las rocas plutónicas, se ha podido observar la transformación de biotita a vermiculita y/o biotita verde y moscovita, con desarrollo de texturas mirmequíticas, sólo sobre los filosilicatos resultantes.

La tectonización deforma las micas y puede originar sericita más o menos removilizada a partir de la moscovita. También se forma sericita a partir de feldespatos, andalucita (damurita) y cordierita (pinita). Así, se observa sericita "in situ" o bien removilizada según la S_2 tectonizada y otras fracturas oblicuas, junto a pistacita, cloritas, vermiculita y/o biotitas verde, cuarzo 3, microclina 3 y óxidos de Fe.

d) Plagioclasa (tarjeta móvil, adjunta al final de esta memoria). (fig. 7 A,B,C,D,G,H e I; figuras 8,9,10). Se presenta en cristales de 85 a 580 micras que ocasionalmente alcanzan 1 mm. y, a veces, bastante más en la zona granitizada de contacto entre micasquistos y granodiorita. El tamaño medio de las plagioclasas medidas es de 186 micras. En las plagioclasas aparecen inclusiones de cuarzo 1 en gotas, micas (foto 1, lámina XIV), fibras de sillimanita y cordierita. Se superponen a la esquistosidad S_2 , definida por las micas y, en ge-

neral, se concentran preferentemente en los lechos cuarzo-feldespáticos. En la parte superior de los micasquistos, la distribución del cuarzo y de los feldespatos es más irregular, debido a la granitización producida por la anatexia inducida de la granodiorita de Massanet.

El estudio de la composición de las plagioclasas en esta franja y en el resto de los micasquistos, revela que se trata de plagioclasa semejantes, que responden a la misma evolución, posiblemente relacionada con la observada en las plagioclasas de los xenolitos de las granodioritas.

Las plagioclasas son corroídas por el cuarzo 2 y la microclina. En contacto con ésta, se originan texturas mirmequíticas y bordes de lavado que llegan a producir la inversión en la extinción de los individuos maclados hacia el borde de los cristales.

Son de contorno irregulares y generalmente están maclados según las leyes de la albita y de la periclina.

Sin embargo se observa una tendencia al idiomorfismo, si no en los contornos, ~~más cercana a la granodiorita~~ sí al menos en la geometría de la zonación, en algunos individuos de la franja más cercana a la granodiorita (fig. 7 B y C; fig. 8 F; fig. 9 I, fig. 10 A, B y C). Al mismo tiempo pueden aparecer esporádicamente individuos con la macla de Carlsbad, además de las maclas de la albita y de la periclina.

Se han efectuado 115 medidas de $2V_x$, sobre plagioclasas de composición conocida, a través de los ángulos de extinción, y se han representado en el gráfico de la fig. 7I. En él puede comprobarse que la mayor concentración de medidas corresponde igualmente a la mayor abundancia de ciertas composiciones (comparar con el diagrama de la fig. 11 G). Esta representación sirve de comprobante de que la composición de las plagioclasas, obtenida mediante ángulos de extinción es correcta, pues la nube de puntos representativos del ángulo $2V_x$ se aparta ciertamente a la curva que da W.E. TROGER (1956).

La composición de las plagioclasas varía entre An_0 y An_{38} . En la fig. 11 G se ha representado gráficamente la frecuencia con que aparecen los diversos contenidos en anortita, obtenidos a partir de 290 medidas a excepción de un valor aberrante de An_{75} , apareciendo en el contacto de los micasquitos con la granodiorita. Este valor se explicaría por la mayor contaminación en calcio de las plagioclasas, dada la presencia inmediata de niveles de mármoles.

La primera conclusión que se extrae de la fig. 11 G, es su entera semejanza con la gráfica de la fig. 6 H, representativa de las plagioclasas de los micasquitos de Mas Roger. Esta congruencia avala la representatividad de las 66 medidas efectuadas en éstos.

Hay, sin embargo, algunos detalles que conviene comentar. En primer lugar, la gráfica de los micasquitos superiores se ha efectuado realizada al doble respecto a la de los inferiores, ya que los máximos son menos acusados, debido al mayor número de medidas. En segundo lugar, para poder comparar las dos gráficas es preciso eliminar los máximos correspondientes a An_{31} y An_{35} , pues en los micasquitos inferiores no he encontrado medidas suficientes de estos valores, si bien en ellos se insinúa un poco el máximo de An_{31} . Esto no quiere decir que no existan tales máximos en los micasquitos de Mas Roger.

Con las advertencias precedentes se vé que, en las dos gráficas de las figuras 6 H y 11 G, hay los siguientes caracteres comunes:

1. Ligero máximo en An_0 , más neto en los micasquitos superiores.
2. Máximo en $An_{2.5}$
3. Máximo en An_{20}
4. Los máximos en An_{22} y An_{25} de los micasquitos superiores encajarían en un máximo único, encontrado en los micasquitos inferiores para el valor $An_{23.5}$.
5. Máximo en An_{28}
6. Ligero máximo en An_{31} en los micasquitos inferiores, mejor definido en los superiores.

Es evidente que las plagioclasas de ambos afloramientos de micasquistos responden a un mismo origen. El estudio de las zonaciones corrobora también esta idea.

Al mismo tiempo, resaltan una vez más las diferencias con las plagioclasas de los gneises, las cuales no tuvieron opción a enriquecerse en calcio, posiblemente debido a la falta de Al en cantidad suficiente y a la ausencia de niveles carbonatados ^{tan} frecuentes, por el contrario, en la serie de Canavelles.

En los micasquistos superiores a los gneises, los máximos de An_0 y $An_{2.5}$ y, en general, los valores inferiores o iguales a An_{15} , obedecen a diversas causas, como el lavado y la mirmequitización, efectuados por el feldespato potásico, y la tectonización y el hidrotermalismo, que conducen a la alteración de las plagioclasas, para originar plagioclasa más sódica y sericita, pistacita, clinozoisita y clorita.

Se han encontrado individuos mirmequíticos con composición gradual de la plagioclasa desde el centro a la periferia, entre An_{15} y $An_{2.5}$. Otros tienen una composición de An_7 . La relación entre la composición original y la resultante en los bordes se ha podido medir en el individuo de la fig. 9 G, en el que se pasa de An_{20} a An_9 .

Los bordes de lavado pueden presentar fuertes diferencias en el contenido de anortita, respecto a la composición original. Así, se pueden citar los siguientes casos:

<u>Composición original</u>	<u>Borde de lavado</u>
?	$An_{14.5} - An_4$
An_{17}	An_0
$An_{18.5}$	$An_{2.5}$
$An_{21.5}$	$An_{11.5}$

$An_{21.5}$ An_{22} An_{22} $An_{22.5}$ An_{35} $An_{14.5-9}$ (fig. 9A) An_4 (fig. 9 B) An_{12} (fig. 9C) An_4 $An_{5.5}$

Es posible que alguno de los valores de plagioclasa con menos de 15% de An corresponda a la cristalización final de plagioclasa a partir de un fluido residual, en relación con la formación de venas pegmatíticas bien individualizadas en el seno de los micasquistos. Esto, sin embargo, no es mas que un matiz, ya que de cualquier forma, las plagioclasas más albiticas serían igualmente las últimas formadas, en un descenso continuo de la temperatura.

Descontando los valores iguales e inferiores a An_{15} , se ha estudiado la zonación, de acuerdo con la existencia de individuos privilegiados, en los que aparece más completa. Ante todo hay que advertir que las zonas son muy irregulares y que la relación entre ellas es de tipo corrosivo en todos los casos. Esto explica el por qué varias plagioclasas de una misma preparación aparte de la influencia de la localización del corte de la lámina, pueden presentar diferentes secuencias, en las que puede haber, sin embargo, algún elemento común. Para dar una idea, se pueden poner como ejemplo las plagioclasas de las figuras 10 A, B, C y D, todas ellas pertenecientes a la misma preparación, en las que la última representaría la secuencia más incompleta.

Por esta razón, para simplificar el estudio de la zonación, se han estudiado 49 cristales de plagioclasa agrupados en varios conjuntos. En las figuras 11 B, C y D se representan los sentidos de la variación de la composición en las plagioclasas del techo "granitizado" de los micasquistos; las figuras 11 E y F incluyen respectivamente las zonaciones observadas hacia la parte media y en la base de los micasquistos. En la fig. 11A se refleja la zonación en las plagioclasas de los micasquistos inferiores a los gneises, que conviene

tener en cuenta para las conclusiones finales. A la derecha de cada tabla, se hace referencia a los individuos, que aparecen esquematizados en figuras anteriores.

En la parte inferior de las tablas se representa una zonación integrada, a base de tener en cuenta los individuos más completos. Las flechas que señalan hacia la derecha, indican zonación inversa, y las flechas hacia la izquierda zonación normal. Puede verse, en primer lugar, que se encuentran representadas tanto las zonaciones normales como las inversas.

En el techo de los micasquistos superiores (fig. 11B) han medido, sobre todo, zonaciones normales. Se puede observar que hay individuos en que la zonación normal incluye una breve zonación inversa, para acabar siendo normal. La zonación total da una variabilidad desde An_{35} a An_{16} , desde An_{16} a An_{25} , y, finalmente, desde An_{25} a An_{20} .

En otros sectores, en el techo de los micasquistos, aparecen tanto zonaciones normales como inversas (fig. 11 C), cuya suma da una sucesión inversa de An_{20} a An_{32} , seguida de una zonación normal en la que existe una pequeña recurrencia, de acuerdo con la sucesión $An_{32} - An_{22.5} - An_{25} - An_{18.5}$.

En el extremo S del afloramiento de mármol de La Bajo, las zonaciones observadas son tanto normales como inversas, según la secuencia $An_{32} - An_{25} - An_{35}$ (fig. 11 D). Interpreto esta sucesión, como correspondiente a la recurrencia dentro de la zonación normal, aunque en este caso se encuentre más desplazada hacia valores más ricos en anortita por el hecho, de la situación de la muestra en la inmediata vecindad de los mármoles.

En la parte media de los micasquistos hay, asimismo, zonaciones inversas y mármoles (fig. 11 E). En este caso no hay individuos privilegiados que marquen el paso de la zonación normal a la inversa o viceversa. Creo que la sucesión más probable es la de $An_{18} - An_{31} - An_{17}$, es decir, zonación inversa seguida de zonación normal, ya que de este modo, encaja con la sucesión más completa de la fig. 11 C.

Se puede observar, por otra parte, que aquí no se han encontrado recurrencias en la zonación normal, igual que ocurre en los micasquistos de Mas Roger (fig. 11 A). Conviene señalar que el hecho de no haber encontrado estas recurrencias, no quiere decir que no existan.

En la base de los micasquistos superiores, en la proximidad de los gneises, las zonaciones halladas son en su mayoría normales. Sin embargo, en una misma preparación he encontrado un individuo con zonación normal y otro con zonación inversa, que de algún modo han de estar relacionadas en el tiempo. Teniendo en cuenta las demás medidas, en la base de los micasquistos caben dos posibilidades: $An_{33} - An_{18.5} - An_{25.5}$ ó $An_{33} - An_{22} - An_{25.5} - An_{18.5}$. Ambas serían compatibles con las zonaciones observadas en los otros sectores, pero la última sería mucho más congruente con la sucesión final de la figura 11 C.

Dado que no es posible que, según las láminas talladas y los sectores considerados, las zonaciones sean a la vez inversas y normales, no hay otro medio que admitir que la zonación completa de las plagioclasas incluye un primer episodio con sucesión inversa, seguido de otro con sucesión normal dentro del cual hay una recurrencia, generalmente entre los valores An_{16} y $An_{25.5}$, que no siempre se ha de observar.

Con la sucesión de la fig. 11 C, que es la más completa de todas las enumeradas, se explican las ~~zonaciones correspondientes~~ sucesiones parciales del resto de las figuras, incluida la 11 A, correspondiente a los micasquistos inferiores de Mas Roger.

Admitida, por tanto, dicha sucesión total, como ideal la zonación inversa primera correspondería a un aumento progresivo de la temperatura, y la zonación normal, con su breve recurrencia inversa, a la disminución ulterior de la temperatura, en la que había una ligera irregularidad.

Por otro lado, se desprende otra conclusión interesante: las plagioclasas sólo pudieron originarse en la segunda fase de metamorfismo de estadio alto. En efecto en la sucesión total obtenida, habría dos máximos superpuestos, en cuanto al contenido de anortita, de los que el último tendría que ser más fuerte, debido a la mayor temperatura alcanzada en la segunda fase (para valores de presión y composición de las rocas sensiblemente iguales durante las dos fases metamórficas). Es evidente que el % An máximo encontrado se ha tenido que originar durante el estadio alto. Se puede afirmar que las plagioclasas, con la posible excepción de los valores de An₁₆ a An₂₀, constituyentes del comienzo de la zonación inversa, corresponden todos a la segunda fase del metamorfismo de estadio alto, directamente ligada a las intrusiones graníticas, y al descenso térmico ulterior. La presencia de sillimanita en las plagioclasas y la localización de éstas en lechos cuarzo-feldespáticos apoyan asimismo la idea de su origen anatéctico.

Las conclusiones obtenidas son enteramente aplicables, tanto a los micasquistos inferiores, como a los superiores a los gneises.

Por otra parte, las plagioclasas de los xenolitos de composición diorítica, encontrados en la granodiorita de Massanet de Cabrenys, así como las pequeñas plagioclasas de ésta muestran, como se verá más adelante, una historia congruente con la reseñada aquí.

El feldespato potásico, se presenta en poca cantidad en forma de microclina intersticial y peciloblástica, posterior al resto de los minerales, con excepción de los accidentales. La denominaré microclina 1 para distinguirla de otras generaciones posteriores, con la advertencia de que es equivalente a

microclina 2 de los gneises.

Se halla en los lechos cuarzo-feldespáticos y, también, en relación con las micas. Incluye gotas de cuarzo 1 y 2, plagioclasas, fibras de sillimanita, micas, etc. Corroe al cuarzo 2, y a la plagioclasa y a la moscovita, con las que forma mirmequitas.

Como ya se ha dicho al tratar de las micas, es verosímil que la transformación de biotita a moscovita y la aparición de los mirmequitas en las micas están ligadas causalmente a la acción del feldespato potásico.

La reacción con las plagioclasas origina bordes de lavado y/o mirmequíticos. El progresivo crecimiento de varios cristales contiguos de feldespato potásico acaba por aislar las plagioclasas y reducirlas en tamaño, con desarrollo de lo que se pueden encontrar albita y oligoclasas intergranulares, con desarrollo ocasional de mirmequitas.

El feldespato potásico muestra a veces buen desarrollo de las maclas den enrejado y es frecuente la desmezcla perfitica en película y venas. En algunos casos la desmezcla origina manchas irregulares, que pueden producir incluso mesoperfititas. Esto último se ha observado sólo en la franja superior, en contacto con la granodiorita, al S de las minas de talco de La Bajol.

Las medidas efectuadas sobre el feldespato potásico arrojan los siguientes valores:

1. El ángulo $2V_x$. Se han calculado en 33 individuos y oscila entre 72° y 96° . Existe un fuerte máximo para el $2V_x = 90^\circ$ (9 medidas) y otros máximos menos importantes para $2V_x = 84-86-88$ y 96° (con tres medidas cada uno).

Sin embargo faltan datos para establecer de forma definitiva si estas medidas son o no representativas.

3. El ángulo $X^{\wedge}a$ varfa entre 10 y 19° , con mayor abundancia de los valores iguales a 18° .

3. Los ángulos de extinción medidos en diferentes orientaciones son:

- en secciones perpendiculares a Z: $X^{\wedge}001 = 18^{\circ}, 18^{\circ}$

- en secciones perpendiculares a X:

$Y^{\wedge}010 = 7^{\circ}, 12^{\circ}, 7^{\circ}, 10^{\circ}$

$Z^{\wedge}001 = 10, 11, 8.$

Estos valores confirman que se trata de una microclina, **son** cuando el enrejado no está siempre presente. Sin embargo en algunos casos, puede considerarse que el feldespato potásico no posee una triclinicidad perfecta ($X^{\wedge}a = 10$, $Y^{\wedge}010 = 7$, en secciones perpendiculares a X).

El feldespato potásico, así descrito constituye la forma más común en los micasquistos. Sin embargo, cuando media la tectonización tardihercyniana y/o alpídica, se producen recristalizaciones, de forma que se puede distinguir microclina de otras generaciones.

Así, se puede establecer en algunas milonitas y filonitas, una microclina 2 blástica, neoformada o recristalizada a partir de la microclina preexistente de los micasquistos (foto 2 y 4, lámina XVIII), acompañada por un cuarzo 3, también neoformado o recristalizado.

Estos cristales, con un tamaño entre 45 y 135 micras, e incluso, micras, engloban a la esquistosidad S_4 , formada, durante la tectonización, paralelamente a la S_2 , con evidente desorientación de las cloritas y vermiculitas incluidas durante la blastesis (fotos 2 y 3, lámina XIX).

La microclina 2 presenta desmezcla en películas y venas. El enrejado a veces, es suficientemente claro (foto 2, lámina XX). Las medidas efectuadas demuestran que se trata de una microclina, con ángulo X^a de 18° (dos medidas) y $2V_x$ entre 72 y 88° (media de 14 medidas = 80°).

En fracturas que pueden afectar a la esquistosidad aparece ocasionalmente otra generación de microclina 3, acompañada de cuarzo 4, epidota, sericita, clorita, vermiculita y óxidos de hierro (foto 2, lámina XX).

f) Cuarzo. Con la excepción del cuarzo mirmequítico, puede distinguirse dos generaciones de cuarzo en los micasquistos no muy tectonizados:

Cuarzo 1. Se encuentra en forma de gotas de 20 a 30 micras en los cristales de cordierita, de andalucita, de feldespatos y de cuarzo 2.

En algún caso se ha visto cristales muy pequeñas de biotita incluidos en el cuarzo 1. Esta generación quizá está también representada por los pequeños cristales de cuarzo que no aparecen en el interior de otros cristales blásticos. Sin embargo, en bastantes casos, el estudio detallado de estos otros cuarzos muestran que ha sufrido removilización y recrecimiento, con lo cual más bien podría considerarse como cuarzo 2.

Los cuarzos 1, en unión con sus escasas inclusiones de biotita, a veces presentes, constituyen una antigua paragénesis, atribuible a la primera fase de metamorfismo.

Cuarzo 2. Constituye cristales entre 70 y 100 micras, pero en muchos casos, alcanza tamaños mayores a las 200 micras sobre todo en las venas cuarzo-feldespáticas. En algunos niveles cuarcíticos es el mineral

predominante, acompañado de micas y plagioclasa (foto 2, lámina XVII). Es el último mineral formado, con excepción de la microclina y los accidentales.

Forma en general cristales intersticiales y blásticos que ~~reen-d~~ corroen a las micas, a la andalucita, a la cordierita, a las plagioclasas, ~~fibras-d~~ a la turmalina, al apatito xenomorfo. A veces ~~presenta~~ penetran por la foliación de las micas, dando texturas gráficas. Puede contener inclusiones de micas (foto 2, lámina XIV), cuarzo 1 en gotas, fibras de sillimanita, turmalina, apatito xenomorfo. Las fibras de sillimanita normalmente incluidas en las superficies S_2 , se desorientan a ser incluidas por el cuarzo 2.

Cuarzo 3. Se origina por recristalización y neoformación a partir de cuarzo 2, durante los procesos cataclásticos. Se pueden incluir en esta generación los cuarzos ondulantes y los cuarzos en "ribbons" más o menos marcados (foto 2, lámina XIV).

Cuarzo 4. Aparece como postcinemático, en relación con los procesos póstumos de fracturación que ~~rejuvenen~~ ^{renuevan} la esquistosidad S_2 . En algunas preparaciones aparece en forma de cristales que incluyen la esquistosidad S_4 producida por removilización de la S_2 . Su tamaño oscila entre 45 y 135 micras, pudiendo alcanzar las 300 micras. Es coparagenético de la microclina 2 y, como ésta, incluye titanita. Las cloritas y vermiculitas incluidas quedan desorientadas, respecto a las que definen la S_3 .

Cuarzo 5. Equivale al cuarzo 4 de los micasquistos inferiores y de los gneises. Rellena fracturas junto a microclina 3, sericita, clorita, titanita, óxidos de hierro, pistacita, etc.

g) Cordierita. Forma cristales con textura peciloblástica, que incluyen circón, que produce aureolas amarillas, cuarzo 1 en gotas, biotita, moscovita, turmalina y fibras de sillimanita (foto 3, lámina XIV; foto 4, lámina XV). Por otro lado, es corroida o incluida por las plagioclasas blásticas y el cuarzo 2 (foto 2, lámina XV; foto 1, lámina XVII).

Muchas veces presenta "fabric habit" con inclusión de la esquistosidad S_2 (foto 3 y 4, lámina XV), siendo posterior a ésta y correspondiente a la segunda fase de metamorfismo de estadio alto, y otros incluye una esquistosidad interna no plegada S_1 , oblicua a la S_2 , acompañada de "flattening" de ésta última, lo que induce a pensar que, en parte, este mineral es intercínemático y correspondería a la primera fase de metamorfismo de estadio medio.

Los contornos son irregulares, sobre todo en la generación formada durante el metamorfismo de estadio alto.

Presenta algunas veces maclas polisintéticas, formadas por pocos individuos, y maclas con individuos dispuestos radialmente (foto 4, lámina XIV).

La cordierita es fácilmente distinguible por sus maclas por las aureolas amarillas con el circón, por ser biáxico negativo ($2V_x = 72$) y por su fácil alteración a pinnita.

Esta alteración a veces se da sólo en los bordes y según ciertas fisuras y puede llegar a afectar a la totalidad del mineral. La pinnita toma, en ocasiones, tonalidades amarillas. En las fotos 2 y 4, la lámina XV, y en la foto 1, lámina XVI, se observa distintos aspectos de su alteración. A veces se observa una pseudomorfosis de la cordierita por moscovita.

La alteración de la cordierita puede dar, junto a la de la andalucita, aspecto moteado a los micasquistos, como ocurre al S de Fasimanya y otros muchos puntos.

h) Silicatos de aluminio. Se presentan en abundancia bajo la forma de andalucita y sillimanita.

La andalucita presenta textura peciloblástica e incluye mena metálica; biotita, a veces corroída en forma de gotas, turmalina, cuarzo 1 en gotas, pequeñas plagioclasas. Puede existir moscovita en el interior de las andalucitas, pero es difícil asegurar en que no se trate de una mica procedente de antigua biotita o de la pseudomorfosis de las andalucitas.

La andalucita blástica, con tales inclusiones, pertenece al comienzo de la segunda fase de metamorfismo, durante la cual se hace seguidamente inestable. En principio, la turmalina, los cuarzos 1, las pequeñas plagioclasas y parte de las biotitas incluidas en tales cristales de andalucita, indica la existencia de una paragénesis anterior, que correspondería a la primera fase de metamorfismo (fig. 1, lámina XV).

Muy interesantes resultan las andalucitas con inclusiones orientadas de mena metálica y biotitas. Las biotitas serían anteriores a las andalucitas y la mena metálica representaría el excedente en Fe de la biotita, al ser digerida por la andalucita. Estas inclusiones orientadas coexisten con otras desorientadas (fotos 2, 3, 4; lámina X; fotos 1, 2, 3, y 4, lámina XI), cuya formación debió también preceder a la del silicato aluminico, indicando su formación estática. Al igual que puede observarse también en parte de los cristales de cordierita, las biotitas y las menas metálicas orientadas definen una S_1 interna que puede coincidir o no con la S_2 externa según el ángulo que los cristales hayan podido girar (fotos 3 y 4, lámina X; fotos 1, 2, 3, y 4, lámina XI). Conviene tener presente que, dado el carácter estático del metamorfismo, las andalucitas crecieron desorientadas, pero preferentemente incluidas den

de una superficie de discontinuidad que no podía ser otra que la S_1 , por entonces única estructura penetrativa secundaria, que afectaba a toda la roca. La foto 1, lámina XVI, muestra una sección paralela a la esquistosidad S_2 , en la que las andalucitas aparecen desorientadas. Vistos al microscopio, estos cristales presentan S_1 interna generalmente oblicua a la S_2 y, por tanto, son anteriores a esta última esquistosidad (fotos 1, 2, 3 y 4, lámina XI). En consecuencia, se deduce que estos cristales de andalucita crecieron desordenados, no dentro de las superficies S_2 , como pudiera parecer a simple vista, sino dentro de una superficie preexistente S_1 , paralela a la S_2 , de desarrollo posterior, que constituye la esquistosidad más visible en los micaquistos. Durante la formación de S_2 los cristales de andalucita girarían en mayor o menor grado, según la orientación particular de cada uno, e incluso, serían rotos y cizallados por tal esquistosidad (foto 2, lámina XVII). Estos cristales de andalucita serían, por tanto, intercinemáticos entre dos fases de deformación importantes, reponsables de las esquistosidades continuas S_1 y S_2 .

En los casos en que la S_1 interna de las andalucitas y la S_2 son subparalelas es posible distinguir si los cristales son precinemáticos respecto a S_2 , siempre que se observe "flattening", como ocurre en los casos que muestran las fotos 3 y 4, lámina XII, y la foto 1, lámina XIII. Si no se observan "flattening" y son paralelas la S_1 interna y la S_2 (fotos 1 y 2, lámina XII), es difícil decidirse si los cristales son precinemáticos o postcinemáticos respecto a S_2 , ya que no hay que olvidar el crecimiento de andalucitas durante la segunda fase de metamorfismo, que puede originar cristales miméticos como "fabric habit".

Después de la formación de S_2 , durante las fases de plegamiento anteriores a la última fase de metamorfismo, se las andalucitas intercinemáticas también se deforman, de modo que se han visto cristales con S_1 interna paralela a la externa, sin "flattening" claro que aparecen plegados.

Estas andalucitas forzosamente pertenecen en la primera generación intercinemática.

La andalucita es corroída por los cuarzos 2 (foto 2, lámina XV; fotos 1, lámina XVII) y los feldespatos, en los que puede aparecer en forma de gotas. En algunas ~~plagioclasas~~ preparaciones la andalucita se transforma en sillimanita, que aparece en numerosas fibras alrededor de sus bordes.

Suele estar pseudomorfizada por moscovita o alterada, en virtud de los procesos retrometamórficos tardihercinianos y/o alpinos, a damurita. Esta última transformación comienza por el borde o las fracturas de los cristales y puede llegar a ser completa. Las alteraciones de la andalucita y de la cordierita originan el aspecto moteado, que, en ciertos puntos, presentan los micasquistos.

La andalucita se muestra en cristales de hábito prismático, más idiomorfos que la cordierita. Normalmente es incolora, pero en bastantes casos, en general, cerca del contacto con las rocas plutónicas, muestra pleocroísmo rosa más o menos marcado según X, sobre las secciones paralelas al prisma. En estas secciones ~~transver~~ la ~~existe~~ extinción es recta y de unos 45° en las secciones transversales al prisma, en las que, además, exhibe dos buenas exfoliaciones, subperpendiculares. La ~~existe~~ extinción se puede hacer irregular, debido a los procesos de fracturación póstomos. Es biáxico negativo, con un valor para el ángulo $2V_x$ variable entre 79° y 85° , el valor medio de diez medidas efectuadas es de 85° .

La sillimanita se presenta en forma de fibrolita, constituyendo haces flexuosos y fibras sueltas sobre las biotitas. En el caso de ser biotitas se orientadas según S_2 , la fibrolita mimética esta esquistosidad (fotos 3 y 4, lámina XV; foto 2, lámina XVI, foto 1, lámina XVII).

Las fibras quedan desorientadas como fácilmente se observa al microscopio por la diferente orientación y extinción de los haces de fibrolita.

En otros casos, la biotita está desorientada y la fibrolita derivada adopta una posición cualquiera (fotos 3 y 4, lámina XVI).

La formación de sillimanita a partir de biotita, conduce a la aparición de mena metálica opaca asociada a estos minerales (foto 4, lámina XV; fotos 3 y 4, lámina XVI). Esta misma opinión la expresan A. AUTRAN y G. GUITARD (1957 a y b) y G. GUITARD (1970), en contra de G. A. CHINNEF (1961), que piensa en una nucleación de la sillimanita sobre la biotita, formada a partir de otros polimorfos del silicato aluminico.

Por otro lado, en contadas ocasiones, tanto en el techo como en el muro de los micasquistos, se observa la andalucita alterarse, en los bordes y en las fracturas a sillimanita, quedando restos de aquélla en el seno de la fibrolita. En estos casos no se vé nucleación de sillimanita sobre la biotita, pues la fibrolita permanece en relación directa con la andalucita y no con la biotita.

El crecimiento posterior de otros minerales, explica la aparición de agujas desorientadas y aisladas en los feldespatos, en el cuarzo 2, (fotos 3 y 4, lámina XVI) y en las cordieritas de la segunda fase metamórfica. La cordierita aparece, en ocasiones, rodeada por los haces de fibrolita.

Durante la tectonización tardiherciniana y/o alpina, los haces de sillimanita pueden ser replegados y rotos.

Cuando los haces de fibrolita contienen suficientes agujas igualmente dispuestas y la orientación de las mismas es apropiada, se ha podido

ver que este mineral es biáxico positivo con ángulo $2V_z$ muy pequeño, que en contados casos se ha podido calcular. El valor medio del ángulo $2V_z$ oscila alrededor de 20° .

Antes de seguir adelante, conviene insistir en que la sillimanita se ha originado, en su mayor parte, a partir de biotita y, quizá, moscovita y representa el paso de a la fase estática de metamorfismo de estadio alto. La presencia de microclina corrobora esta opinión. La textura de los micasquistos, con una disposición alternante de lechos micáceos con fibrolita y lechos cuarzo-feldespáticos (foto 2, lámina XVII), sugiere que estamos en presencia de migmatitas de tipo estromático. Hacia el contacto con las rocas plutónicas, la textura de las rocas se hace más irregular por entrecruzamiento de venas leucocratas y pueden formarse localmente dictionitas. Esta migmatización es coetánea de las intrusiones plutónicas y debe interpretarse como producto de una anatexia inducida por tales intrusiones.

La andalucita, bajo estas condiciones, es inestable, pero persiste por la poca diferencia de energía libre, puesta en juego en la inversión andalucita---- sillimanita. A pesar de ello, se observan, a veces, andalucitas en vías de transformación.

i) Turmalina. Se da algunas veces en pequeños cristales incluidos en andalucita y cordierita que deben corresponder a la primera fase de metamorfismo de estadio medio. Sin embargo, los cristales mejor desarrollados son blásticos y crecen con "fabric-habit", de modo que pueden incluir apatito xenomorfo y biotita.

Hay casos en que se ven las superficies de exfoliación de la biotita penetradas por la turmalina. En otros, las biotitas aparecen conjuntamente con fibrolita y turmalina, pudiendo aparecer agujas de sillimanita en el seno de esta última. Todo esto parece indicar que la turmalina, en general, es posterior a la formación de la biotita y se origina a partir de esta mica y después de la sillimanita. De acuerdo con las observaciones realizadas en las pegmatitas de texta que atraviesan estos micasquistos, la turmalina sería, además posterior

Por otro lado el cuarzo 2 corroe a la turmalina y puede llegar a englobarla. La relación con las plagioclasas no se ha observado claramente, pero la turmalina debe ser probablemente posterior a la zonación inversa de los feldespatos, de acuerdo con lo observado en los micasquistos de Mas Roger, y más o menos coetánea con la zonación normal.

La variedad de turmalina es generalmente dravita, con pleocroísmo inverso en amarillo pardo a amarillo claro. Otras veces es de color verdoso y debe corresponder a un término cercano al chorio. Hay cristales zonados en los que las tonalidades verdes aparecen en el centro. Otros individuos presentan los tonos verdosos según fracturas o superficies de fricción.

j) Minerales accidentales. Descartando las recristalizaciones y neoformación de cuarzo y feldespatos, enumero en este apartado una serie de minerales cuya génesis está en relación con la fracturación y el hidrotermalismo desarrollados al final del ciclo herciniano y/o durante el paroxismo alpino.

La biotita se altera a clorita, vermiculita y/o biotita verde, rutilo con maclas de la sagenita, titanita y óxidos de Fe. Estos minerales pueden quedar prácticamente sobre los antiguos cristales de biotita, pero parte de ellos (clorita, vermiculita, titanita, óxidos de Fe) pueden ser removilizados según fracturas coincidentes o no con la esquistosidad S_4 , producida por la tectonización póstuma y paralela a la S_2 preexistente. La foto 3, lámina XVIII, muestra clorita y vermiculita, con exfoliación perpendicular a S_4 , que deben corresponder a una primera generación "in situ" sobre antigua biotita, mientras que las superficies S_4 , que originan la textura amigdalítica, contienen también cloritas y vermiculitas de generación posterior, coetáneas al cuarzo 3. Otra generación de cloritas y vermiculita removilizadas, corresponden a los esfuerzos distensivos que producen una fracturación en aspa de las filonitas; ahora se forman fisuras en la roca, tapizadas por clorita y vermiculita, a veces fibroso-radiadas y óxidos de Fe, que se comparan con los del cuarzo 5, de la microclina 3 y de parte de la sericita (foto 4, lámina XIX, foto 1, lámina XX).

La clorita más frecuente es la penninita negativa, fácilmente distinguible por sus colores de birrefringencia ultrazulados y su elongación positiva, respecto a la exfoliación. También se presenta la proclorita con colores de birrefringencia cobrizos, y la sheridanita, con birrefringencia igual a 0.09 y $2V_z$ entre 0° y 20° y elongación negativa, respecto a la exfoliación.

La titanita puede quedar sobre la antigua biotita o removilizarse según la esquistosidad S_4 , de forma que, a veces, llega a fracturarse, quizá por nuevos movimientos a lo largo de las superficies de tectonización (foto 4, lámina XVIII). En ocasiones se la ve incluir a micas orientadas según S_2 . Ex biáxico positivo, con leve pleocroísmo de rosa al pardo, según Z, a incoloro según X. Es fácilmente distinguible, además, por su refringencia y su birrefringencia muy fuertes. Los valores del ángulo $2V_z$ oscilan entre 28.5° y 37° , de modo que las doce medidas efectuadas dan un promedio de 32° , lo que revela un cierto contenido en Fe trivalente y/o Al. Este mineral presenta, al menos, dos exfoliaciones y un ángulo Z^c de unos 50° .

La sericita, en sus diversas variedades, proviene de diferentes minerales. Así, las moscovitas tectonizadas producen sericita, así como los feldespatos tectonizados y alterados. La andalucita origina al alterarse, damurita, y la cordierita muy fácilmente se transforma en pinnita. Se ha medido su birrefringencia en algunos casos y resulta ser de 0.032 a 0.035. El ángulo $2V_x$ varía entre 39° y 42° , con un valor medio igual a 41° .

La sericita puede quedar "in situ" sobre sus minerales originales, o bien puede migrar para recrystalizar según la esquistosidad S_4 , producida por removilización de la S_2 preexistentes, o revestir fracturas oblicuas a ella, a veces en aspa (foto 4, lámina XIX, foto 1, lámina XX).

En los procesos cataclásticos póstumos la sericita es coparagenética con los minerales derivados de las biotitas, el cuarzo 5 y la microclina 3

Las plagioclasas pueden originar, además de sericita, clorita, pistacita, clinozoisita y zoisita "beta" que también puede removilizarse y rellenar fracturas o crisalizar según la esquistosidad S_2 . La pistacita se distingue fácilmente por sus vivos colores de interferencia y por ser biáxico negativo; la clinozoisita, por ser biáxico positivo de gran ángulo y por su muy baja birrefringencia; y la zoisita "beta" por su elongación negativa en secciones paralelas al Z , su extinción recta, su $2V_Z = 14-16^\circ$ y su birrefringencia muy baja.

Además de los minerales citados puede aparecer calcita, rellenando pequeñas fisuras, en las muestras tomadas cerca de las intercalaciones de mármoles.

5. 3. 1. 2. Evolución petrogenética.

De las relaciones entre los cristales y del estudio de las texturas se puede resumir someramente la evolución de los micasquistos superiores del modo siguiente:

1º. Roca primitiva esencialmente lutítica y arenítica, con algunas intercalaciones areníticas bien diferenciadas.

En la fracción arenítica entraría sobre todo, cuarzo, acompañado de algunos feldespatos. El cuarzo 1, que aparece en gotas incluido dentro de los cristales blásticos, y los cuarzos de pequeño tamaño, de los lechos cuarzosos, pueden, al menos parcialmente, ser las únicas reliquias de esta etapa sedimentaria, aunque recrystalizados en mayor o menor grado a lo largo de la historia metamórfica de la región.

2º. Formación de la esquistosidad S_1 .

Pueden verse vestigios de esta esquistosidad en las cordieritas y andalucitas intercínemáticas, representada por las inclusiones de biotita y mena metálica alineadas (foto 4, lámina X; fotos 1, 2, 3, 4, lámina XI; fotos 3 y 4, lámina XIII); foto 1, lámina XIII). Estos minerales están desorientados dentro de una esquistosidad anterior a S_2 y paralela a ella, que no puede ser otra que la

S_1 , posteriormente obliterada por la S_2 (foto 1, lámina XVI). No se puede afirmar, que durante la formación de S_1 existiera metamorfismo, pues no hay minerales indicadores sincinemáticos de S_1 y, por otro lado, las inclusiones de biotita, orientadas según ésta, pudieron crecer miméticamente durante la primera fase de metamorfismo sobre la S_1 preexistente.

3º Metamorfismo estático de estadio medio.

Todos los minerales recrystalizan para formar parte del cuarzo de grano pequeño, que luego podría quedar en gotas; micas desorientadas o miméticas según la S_1 , plagioclasa, quizá de composición An_{16-30} , constituyente del comienzo de la zonación inversa, observada en los individuos estudiados y representada por pequeñas inclusiones en la andalucita intercinemática; y alguna turmalina. Todos estos minerales constituirían una matriz primitiva de grano fino, de la que quedan restos, atribuibles a ella con seguridad. Los últimos cristales en formarse durante esta fase de metamorfismo son los más interesantes por tratarse de minerales indicadores de las condiciones físico-químicas, son la cordierita y la andalucita intercinemática. En general son de textura peciloblástica incluyen a los minerales antes citados, de modo que presentan esquistosidad interna S_1 , la mayoría de las veces, oblicua a la externa, de desarrollo posterior. La presencia de cordierita en esta fase atestigua que las presiones no debieron ser mayores de 4 Kbs y que, en asociación con la andalucita, el intervalo de temperaturas es propio del estadio medio de H. G. F. WINKLER (1970).

4º. Formación de la esquistosidad S_2 .

Aparece como esquistosidad principal en el área estudiada. Al microscopio se observa que está definida por la localización y la orientación de las micas según lechos, que delimitan otros de cuarzo y feldespatos con disposición amigdalítica. Todos estos minerales recrystalizarían posteriormente y la textura actual no es sino la resultante del mimetismo de la originada durante la formación de S_2 .

La esquistosidad S_2 se superpone paralelamente a la S_1 , que queda por completo obliterada, salvo en los cristales intercinemáticos, de andalucita y cordierita.

Posteriormente, se producen una serie de deformaciones de la S_2 de las cuales la principal, origina pliegues de charnelas agudas, con tendencia a acordeón y micropliegues (foto 2, lámina XVII), cuyas superficies axiales aparecen algunas veces materializadas por una esquistosidad S_3 espaciada.

59. Metamorfismo estático de estadio alto. Anatexia.

Durante esta fase mineralogénica se reproducen las condiciones termodinámicas de la fase estática intercinemática y, por aumento progresivo de la temperatura, se superan finalmente estas condiciones, sobrepasándose la isograda de fusión. En estos procesos se desarrollan una serie de minerales que mimetizan la esquistosidad S_2 o la engloban.

Mediante las interrelaciones entre los diversos minerales, se puede establecer el orden siguiente en su aparición, de más antiguos a más modernos, durante el progresivo aumento térmico.

- Biotita, y, posiblemente, parte de la moscovita. Circón (que puede proceder, al menos, en parte, de bases anteriores). Las micas crecen desorientadas, aunque se concentran y orientan según las superficies S_2 .

- Andalucita y parte de la cordierita. Estos minerales engloban a las micas y pueden mostrar "fabric habit". Representan una paragénesis de estadio medio, que evolucionará seguidamente, de acuerdo con el incremento de la temperatura. El intervalo de las presiones puede alcanzar, como máximo los 4 Kbars.

- Apatito xenomorfo y Sillimanita. Se forman generalmente por transformación de la biotita, con aparición de menas metálicas, y marca el paso del estadio medio al estadio alto del metamorfismo. También puede aparecer, ocasionalmente, como producto de transformación de la andalucita.

- Formación de feldespato potásico que cristalizará durante el descenso térmico.

- Cordierita con "fabric-habit" e inclusión de la esquistosidad S_2 . La única diferencia respecto a la cordierita coparagenética de la andalucita es la presencia de agujas de sillimanita incluidas en ella. Las condiciones de presión debieron ser las mismas que al comienzo de esta etapa.

- Plagioclasa An_{22-35} .

6º. Comienzo del retrometamorfismo.

Durante el descenso térmico subsecuente aparecen sucesivamente:

- Moscovita, que pseudomorfiza a biotita, cordierita y andalucita, y crece blásticamente con inclusión de las biotitas orientadas según S_2 . De acuerdo con la sucesión observada en las pegmatitas de anatexia, parece claro que la moscovita precede a la cristalización de la turmalina y de la plagioclasa en zonación normal. Sin embargo, en los micasquistos no se ha podido comprobar esta relación temporal.

- Turmalina y plagioclasa, An_{35-17} (Posiblemente incluso, valores más sódicos al final de su cristalización).

La turmalina forma cristales blásticos con "fabric habit", que pueden contener sillimanita.

- Cuarzo 2, intersticial y blástico, que puede dar texturas gráficas con la moscovita, al penetrar por su exfoliación.

- Microclina 1 blástica, que produce bordes de lavado y mirmequíticos en las plagioclasas, moscovitización de las biotitas y aparición de mirmequitas en las moscovitas. Todos estos minerales se forman en condiciones termodinámicas correspondientes al estadio medio. Así lo atestigua la presencia de moscovita y la tremolita, coparagenética de microclina, en los mámoles y sus intercalaciones detríticas.

7º. Tectonización tardiherciniana y/o alpina.

Origina una fuerte deformación localizadas sobre todo a lo largo de la S_2 , debido a los accidentes de desgarre y basculamiento que afectan a todos los materiales, paralelamente a las superficies S_2 preexistentes, que de este modo son rejuvenecidas para originar la esquistosidad S_4 de cataclasis (fotos 3 y 4, lámina XVII; fotos 1, 2, 3 y 4, lámina XVIII). Se trata de una estructura penetrativa que actúa, sobre todo, cerca de los desgarres y en los contactos de los micasquistos con materiales con diferente competencia (mámoles, rocas leucogranitoides y gneises). Tanto es así que, en la cartografía que se presenta, hubiera sido perfectamente admisible transcribir los contactos normales como contactos mecánicos, además de una serie de superficies paralelas a ellos, a lo largo de las cuales ha habido deslizamientos.

Esta fase va acompañada de fuerte actividad hidrotermal que proporciona un gran desarrollo del retrometamorfismo, ya iniciado anteriormente con producción de importantes cambios mineralógicos.

Las plagioclasas, las micas, los cuarzos, etc. se deforman.

Las plagioclasas se albitizan y alabean.

Los cuarzos 2 se hacen ondulantes y adquieren texturas en "ribbons", que considero como cuarzo 3, y aparecen, además, otras generaciones, como el cuarzo 4 y el cuarzo 5. El primero de éstos crece en condiciones estáticas, junto a la microclina 2 (fotos 2 y 4, lámina XVIII; fotos 1, 2, 3, lámina XIX). Una vez transcurrida la fase compresiva, que da la S_4 , y el segundo rellena fracturas correspondientes a una fase distensiva, en asociación con microclina 3, sericita, titanita, óxidos de hierro, epidotas, etc. (fotos 4, lámina XIX, fotos 1, 2, 3 y 4, lámina XX) a la vez que se produce un "flattening" alrededor de la microclina 2 (fotos 2 y 3, lámina XIX) y del cuarzo 4.

Las micas se pliegan y se afectan de "kinkings", a la vez que se alteran. En último extremo son afectadas por superficies de transposición S_4 , que originan una textura amigdalítica y se revisten de minerales de nueva generación (filosilicatos) (foto 3, lámina XVII); foto 3, lámina XVII).

Como consecuencia de estos procesos cataclásticos las texturas de los micasquistos responden en muchos casos, a las propias de las rocas dinamo-metamórficas. No faltan las acciones hidrotermales que proporcionan minerales accidentales en abundancia en estas rocas tectonizadas.

Se han encontrado diferentes términos con cataclasis de grado variable. Así, están representadas desde las rocas tectonizadas hasta las protomilonitas (foto 3, lámina XVII), milonitas y ultramilonitas (foto 4, lámina XVII, foto 1, lámina XVIII). Entre las ultramilonitas, también hay filonitas, con varias esquistosidades y con aspecto filotoso (fotos 2, 3 y 4, lámina XVIII, fotos 1, 2, 3 y 4, lámina XIX).

5. 3. 1. 3. Las pegmatitas en los micasquistos superiores.

Se presentan normalmente en la parte superior periférica del macizo del Roc de Franca, en el contacto de los micasquistos con la granodiorita de Massanet de Cabrenys. Atraviesan en general la esquistosidad S_2 . Se producen en la fase anatéctica del metamorfismo.

Presentan grandes diferencias con las observadas en las rocas plutónicas, por lo que prefiero describirlas aparte. Parece indudable que las que se encuentran en los micasquistos son anteriores. Su mineralogía muestra mayor analogía con los filones cuarzo-feldespáticos de las rocas metamórficas que con los filones leucocratos de diferenciación tardía de los granitos s. l.

Las pegmatitas propias de la migmatización destacan por la ausencia de feldespato potásico, el cual debe haber migrado a otras partes e incluso, incorporarse a la granodiorita de Massanet. En favor de esto existen dos hechos: en primer lugar, la relativa escasez de feldespato potásico en los micasquistos; y, por otro lado, la existencia de dioritas en diversos puntos del contacto entre micasquistos y granodioritas, y en los xenolitos próximos al mismo. Esto apoyaría la idea de que el magma intruido era relativamente pobre en K y pudo captar parte de él a partir de los micasquistos migmatizados, que quedarían casi desprovistos de feldespato potásico, dada su gran movilidad. Esta hipótesis no está reñida con la cristalización póstuma del feldespato potásico en las granodioritas, en la que se pueden distinguir dos etapas

La mineralogía de las pegmatitas de anatexia y la relación entre los diferentes minerales componentes es como sigue:

a) Apatito, aparece siempre como accesorio.

b) Micas. Normalmente la única mica representada es la moscovita. Aparece corroída por el cuarzo, que debe corresponder al cuarzo 2 de los micasquistos, con el que da texturas gráficas.

Es anterior a la turmalina, ya que ésta la incluye o penetra por la exfoliación. Por otro lado, presenta a veces inclusiones de biotita, restos algo pleocróicos y óxidos de Fe según la exfoliación. Estos hechos inducen a pensar que deriva de biotita y/o es posterior a ésta, lo que viene ratificado por los intercrecimientos de biotita y moscovita en las paredes de los filones pegmatíticos, de modo que las moscovitas se hace más abundante al alejarse de los micasquistos encajantes en dirección a la zona media de los filones.

La moscovita aparece en bastantes ocasiones deformada.

Se han medido algunos ángulos $2V_x$ y la media arroja un valor de 40° .

c) Turmalina. Es de color pardo amarillento en el centro (dravita) y verdoso en los bordes. En fracturas, rellenas a veces por cuarzo póstumo, y en contacto con el cuarzo 2 la turmalina se hace verde azulada. Estas tonalidades verdosas deben corresponder a términos más cercanos a la variedad denominada chorlo.

Puede incluir moscovita y penetrar por su exfoliación, como se iba de mencionar más arriba.

La turmalina es anterior al cuarzo 2, pero no se puede afirmar con seguridad su posterioridad o anterioridad respecto a la plagioclasa. Es muy probable que la turmalina cristalice coetáneamente con la zonación normal de las plagioclasas, como parece desprenderse de las relaciones espaciales entre ambos minerales.

d) Plagioclasa. Es anterior al cuarzo 2, por el que es corroído, y posterior a la moscovita, a la que corroe. Presente fuerte sericitación y en muchos casos no ha sido posible la determinación de muchos individuos.

Se han encontrado azonaciones entre centros de cristales de An_{16-20} y $An_{4.5}$ en los bordes. En otro individuo se ha hallado una composición de An_{23} que, en los bordes, pasa a $An_{4.5}$. Otras medidas dan los siguientes datos:

<u>Composición</u>	$\frac{2V}{x}^{\circ}$
An_0	108°
$An_{2.5}$ (dos medidas)	
$An_{4.5}$ (tres medidas)	
$An_{5.5}$	
An_7	
$An_{12.5}$	97°
An_{15}	92°
An_{18}	

Las composiciones de An_{23} y An_{18} pueden encajar dentro de las medidas obtenidas para los micasquistos, al igual que los valores de An_{15} e inferiores. Estos últimos se pueden explicar por la tectonización y la sericitización, que presentan los individuos medidos, y por la posibilidad de que, en parte, representen la cristalización final de términos más sódicos a partir de un fluido residual, como ya se mencionó al hablar de las plagioclasas de los micasquistos.

e) Cuarzo. Se presenta en grandes cristales, en general rotos y ondulantes, e incluso, con extinción bandeada o en "ribbons". Debe corresponder a la segunda generación de cuarzo de los micasquistos, que anteriormente denominé cuarzo 2.

Existe otra generación en fracturas, correspondiente al cuarzo 5 de los micasquistos superiores, que aparece en virtud de los fenómenos cataclásticos póstumos. Este cuarzo 5 atraviesa a la turmalina y la plagioclasa. Otras veces rellena fisuras entre el cuarzo 2 y la turmalina, o bien entre granos diferentes de cuarzo 2.

También hay cuarzo en agregados microgranulados, cuya filiación dentro de esta generación es probable.

f) Minerales accidentales. Aparte del cuarzo 5, se pueden citar la sericita de alteración de las plagioclasas; la clorita y la vermiculita en agregados fibroso-radiados, que deben estar en relación con la actividad hidrotermal que altera las biotitas de los micasquistos y removiliza los productos resultantes.

De acuerdo con todo lo precedente se puede establecer que estas pegmatitas encajan en la fase de temperatura decreciente, de acuerdo con la secuencia moscovita-turmalina \pm plagioclasa-cuarzo 2, correspondiente ya al estadio medio.

La tectonización tardiherciniana y/o alpina no acompañada de hidrotermalismo con formación de cuarzo 5, sericita, clorita y vermiculita.

5. 3. 2. LAS INTERCALACIONES LEUCOGRANITOIDES.

En diferentes puntos de la serie esquistosa de Canavelles aparecen, intercalados paralelamente a la esquistosidad S_2 y a la estratificación S_0 , unas rocas leucocratas de aspecto aplítico o granítico, sin trazas de esquistosidad. A primera vista se concluiría que se trata de rocas correspondientes al final de la evolución de los micasquistos, relacionadas de algún modo con las intrusiones plutónicas o sus aureolas anatécticas. Sin embargo, el estudio al microscopio revela que no es así, pues sus minerales están fuertemente afectados por removilizaciones y relacionados entre sí por corrosiones que no se explicarían de otro modo. Por otro lado se encuentran también minerales de metamorfismo (sillimanita, andalucita, ...) en el seno de estas rocas.

Todo esto obliga a pensar que las rocas originales de estas intercalaciones leucogranitoides estaba ya entre los sedimentos lutíticos antes del metamorfismo. Su composición adecuada, unida a otros hechos, que se discutirán más adelante, explicaría la ausencia de la esquistosidad S_2 , pues debió desaparecer durante el metamorfismo de estadio alto en el que se descomponieron sus componentes, principalmente cuarzo y feldespatos alcalinos. La textura resultante es

granoblástica con crecimientos de los minerales (foto 2, lámina XXI).

La forma de aflorar es según lentejones interestratificados, del orden de 1 m de potencia en los micasquistos o en los mármoles. En las minas de talco de La Bajol, se presenta dentro de los mármoles según intercalaciones estratiformes y también en curiosos bolos redondeados o totalmente esféricos, perfectamente embalados en el mármol y aislados unos de otros. En la foto 1, lámina XXI, se muestra un corte de estos bolos, que pueden alcanzar varios decímetros. Los minerales oscuros son cloritas, sobretodo, y el resto está compuesto por microclina, albita y cuarzo. En la periferia de los bolos y estratos leucogranitoides, directamente relacionados con los mármoles, es fácil encontrar una cavellera de filamentos verdosos, compuestos principalmente por clorita, vermiculita y calcita, aunque cuya formación debe corresponder a la fase póstuma tardiherciniana y/o alpina.

Sólo caben las siguientes posibilidades en la interpretación genética de estas rocas:

1) Roca piroclástica ácida. Los bolos en el mármol podrían corresponder a proyecciones volcánicas y/o a cantos rodados de afloramientos próximos de rocas piroclásticas en la cuenca sedimentaria.

2) Arocsa, derivada de un área fuente próxima, que podría ser el zócalo precámbrico. Los bolos representarían cantos de mayor tamaño que llegaron a la cuenca en algún momento durante el depósito de los niveles carbonatados.

3) Evidentemente, también cabe la posibilidad mixta. Así una roca piroclástica ácida podría ser removillizada y contaminada con los demás productos de la sedimentación concomitante. De este modo no es obligado que las arcosas procedan del zócalo precámbrico, sino que, parcialmente, podrían derivar de las rocas piroclásticas. Los bolos podrían ser proyecciones vol-

cánicas, quizá algo rodadas, o bien cantos procedentes de los gneises o de las rocas piroclásticas.

Cualquiera que sea la hipótesis adoptada, parece innegable la influencia sedimentaria para explicar el origen de estas rocas. Así, en algunos casos, como en las minas abandonadas al NE del Mas Grau, aparecen frecuentes intercalaciones de rocas leucogranitoides en el mármol, siguiendo perfectamente la estratificación y la geometría de los pliegues. En este mismo lugar se encuentran, además rocas granitoides, con composición mineralógica intermedia entre las leucogranitoides y los micasquistos.

Las rocas leucogranitoides, de origen arcósico y/o piroclástico, tendrán evidentemente la misma composición que los gneises del Roc de Fca, ya que, según se dijo en el capítulo 5. 1. 1. estos deben representar, asimismo, una antigua roca ígnea ácida y/o un sedimento arcósico. Para las rocas leucogranitoides, las arcosas y los bolos originales no debieron sufrir un largo transporte, ya que, en caso contrario, los feldespatos se disgregarían y alterarían.

5. 3. 2. 1. Mineralogía y petrología.

a) Circón. A veces es idiomorfo, pero en general es **discon-**tornos redondeados. Aparece, en general, en las biotitas. La alteración de éstas hace que pueda presentarse en moscovita y cloritas. También puede aparecer en el cuarzo y en los feldespatos, debido a su crecimiento posterior a las micas, que lleva consigo la corrosión de éstas.

b) Apatito. En general es xenomorfo. Se le encuentra incluido en biotita y en otros minerales de crecimiento posterior. Asimismo, aparece corroído e incluido por el cuarzo 2, la plagioclasa 2 y la microclina 2.

c) Micas. Aparecen totalmente desordenadas y desorientadas. No son muy abundantes. Se presentan corroídas por el resto de los minerales incluidas en ellos.

La biotita es de color rojo intenso pero en la mayoría de los casos, está alterada a vermiculita, cloritas, titanita, rutilo y óxidos de Fe. En forma de penninita aparece incluida dentro del cuarzo blástico.

Un proceso interesante es su transformación en moscovita, atestigüada por los intercrecimientos entre biotita y sus productos de alteración con la mica blanca, en la que, además, queda titanita y óxidos de Fe, según la exfoliación.

La moscovita. Presenta inclusiones de circón, además de titanita y óxidos de Fe, que siguen la exfoliación. Parece provenir, por tanto, de antigua biotita.

Otras veces la moscovita, pseudomorfiza la andalucita, en las pocas muestras en que este mineral se presenta.

Es corroída por la microclina con la que se forman texturas mirmequíticas. Con el cuarzo se pueden dar texturas gráficas.

En forma de sericita, como accidental, aparece en la periferia de las rocas leucogranitoides, en contacto con los mármoles y sobre los feldespatos. También la sericita rellena fracturas, acompañada de cloritas, y las superficies de exfoliación de los feldespatos. La andalucita se altera, en las fracturas, a la variedad denominada damurita.

d) Plagioclasas. Corresponde, como en los gneises, a una albita-oligoclasa sódica. Se pueden distinguir varias generaciones:

Plagioclasa 1, que formarían parte de una antigua matriz de pequeños cristales de unas 250 micras como máximo, generalmente, maclados según la ley de la albíta. La plagioclasa 1 no es muy abundante y sólo se vé en algunos porfidoblastos privilegiados de plagioclasa 2 (fig. 12A). Sólo se han podido medir unas cuantas plagioclsas de esta generación, que dan composición de $An_{4.5}$, concordando plenamente con la plagioclasa 1 de los gneises. Como en éstos, debe existir, sin embargo, alguna variabilidad en la composición, con términos algo más anortíticos, pero debido a su escasez no ha sido posible aclarar este punto.

Plagioclsas 2. Constituye porfidoblastos de 300 micras a 1 mm e incluso de hasta 2 mm. Presenta textura peciloblástica, con inclusiones de cuarzo 1 en gotas (fig. 12 c), plagioclsas 1 (fig. 12 A), y micas. Son corroídas, a su vez, por el cuarzo 2 y la microclina 2 (fig. 13 A), con la que reacciona, produciéndose en los individuos más cálcicos, bordes de lavado mirmequíticos.

En general, la plagioclasa de esta generación está deformada y rota, de modo que los individuos maclados se alabean y forman "kinkings", o bien se producen maclas en damero.

Las plagioclsas 2 se encuentran corroídas entressí, de modo que parece haber varias generaciones no exactamene sincrónicas.

Presentan en general maclas según las leyes de la albíta y de la periclina, al igual que las de los gneises.

La composición se ha calculado mediante los valores de los diferentes ángulos de extinción, en especial, en secciones perpendiculares a 100° . También se han medido los ángulos $2V_x$, pero los datos no son suficientes para componer una gráfica. Las plagioclsas más abundantes, de

composición $An_{4.5}$, tienen un ángulo $2V_x$ de 101.5° (media de 16 medidas, en diferentes individuos); la plagioclasa $An_{2.5}$ tiene un $2V_x$ de 105° (media de tres medidas, en diferentes individuos); y la plagioclasa An_5 tiene un $2V_x = 100^\circ$ (una medida).

En la gráfica de la fig. 12 H, basándome en 81 medidas de composición, he representado la frecuencia con que aparecen los diferentes contenidos en anortita, incluidos algunos correspondientes a las plagioclasas:

1. En ella se vé que las plagioclasas representadas oscilan entre An_0 y An_{20} , y se distribuyen principalmente de acuerdo con los máximos $An_{4.5}$, An_{10} y An_{13} , de los que el más importante, con diferencia, es el primero, exactamente igual a lo que se observa en la curva de la fig. 4B, para las plagioclasas de los gneises. En la gráfica de las rocas leucogranitoides se diferencian, además, un ligero máximo para la An_0 y algunos valores mayores de An_{15} , que no se han encontrado en los gneises, pero cuya presencia es muy rara y queda explicada fácilmente por la posibilidad de contaminaciones de estas rocas con el material lutítico. De la gráfica se deduce que no existe la laguna de la peristerita, lo que prueba, como ya se dijo al tratar de los gneises, que la roca originaria, sería ígnea (granito o un pórfido ácido) o bien que el metamorfismo fué de alta temperatura y presiones bajas. Ambas circunstancias pueden haberse dado sucesivamente.

Las plagioclasas con valores iguales o próximos a $An_{4.5}$ constituyen en muchos casos individuos completos. Sin embargo, una parte de ellos proviene de procesos secundarios de alteración de plagioclasa más cálcica. La acción del feldespató potásico suele producir bordes de lavado y mirmequitas con disminución del contenido en calcio. Además, la tectonización que ha sufrido las rocas, ligada a acciones hidrotermales, es responsable en ciertos casos de la albitización de la plagioclasa. De todos modos, es indudable que una gran mayoría de los valores entre An_0 y An_5 son primarios, como lo demuestra la existencia de cristales del orden de 1 mm. con esta composición, fuera del contacto directo con la microclina y que no están fracturados ni sufren ningún tipo de alteración.

Los máximos An_{10} y An_{13} se relacionan entre sí y con el resto de los términos más sódicos de la plagioclasa mediante una zonación normal, de acuerdo con la secuencia $An_{13}-An_{10}-An_{4.5}-An_0$ (fig. 12 B).

En las rocas contaminadas con aportes lutíticos, las plagioclasas son más cálcicas, de forma que aparecen valores entre An_{15} y An_{20} . En esos casos la roca es más rica en micas y contiene otros minerales, como turmalina y silicatos de aluminio, de forma que la denominación de leucogranitoides habría de sustituirse por la más simple de granitoide. Así pues, estas rocas granitoides resultarían de la contaminación de las rocas piroclásticas y/o arcólicas con materiales lutíticos, ricos en aluminio. En ellas, las plagioclasas están normalmente alteradas a sericita, clinozoisita y pistacita en el centro más cálcico, y presentan una zonación normal $An_{20}-An_{17-15}-An_{13}-An_{10}-An_{7.5-0}$, en la que este último término, más albítico, se forma por lavado y mirmequitización de las zonas más cálcicas.

Llama la atención la presencia de términos tan albíticos en las rocas leucogranitoides, a pesar de que muchas de ellas están interestratificadas dentro de los mármoles. Sin embargo, esta aparente contradicción queda perfectamente explicada por la relativa escasez de Al, que sólo es capaz de sustituir un átomo de Si en la red de los feldespatos, con lo cual, a pesar del exceso en iones Ca, no puede formarse anortita.

No ocurre igual en los afloramientos de las minas abandonadas del Mas Grau, donde aparecen niveles contaminados con la fracción lutítica. En ellos la composición se asemeja más a la de los micasquistos. Hay andalucita, sillimanita, turmalina y mayor abundancia de moscovita y biotita, que indican una mayor proporción de Al en la roca. Las plagioclasas, como ya se ha dicho, pueden ser más anortíticas y, en efecto, se encuentran valores de An_{20} , al par que están más alteradas y más afectadas por el feldespato potásico (mirmequititas y bordes de lavado abundantes).

Los bordes de lavado medidos, en relación con la composición original de la plagioclasa, dan los siguientes valores

<u>Plagioclasa original</u>	<u>Borde de lavado</u>
An ₁₃	An _{4.5-2.5}
An _{11.5}	An _{5.5}
An ₁₀	An _{4.5}
An ₁₀	An _{4.5}
An ₁₀	An _{7.5}
An ₁₃	An _{7.5}
An _{15-11.5}	An _{7.5}

Los dos primeros valores citados, de An₁₃ y An_{11.5}, representan zonas mirmequíticas y posiblemente su composición original era algo más cálcica. Como puede verse, los bordes de lavado parecen afectar, como ya se indicó en los gneises, a aquellas plagioclasas cuya composición es igual o superior a An₁₀.

Las mirmequitas sólo se desarrollan en contacto con el feldespato potásico. A veces el borde más externo de la plagioclasa está exento de bastoncillos de cuarzo (fig. 12D). Se han encontrado valores de An₁₃ a An₉ para las plagioclasas mirmequíticas. No se ha podido ver la relación con la plagioclasa originales pero es lógico pensar que las mirmequitas han de darse para composiciones mayores de An₉.

La corrosión de las plagioclasas por el feldespato potásico, lleva a la aparición de plagioclasas corroídas de pequeño tamaño en el seno de éste y puede, en último extremo, explicar la aparición de albita intergranular entre cristales de microclina.

Plagioclasa 3. Está representada por albita, generalmente, sin maclas, originada en los procesos cataclásticos, tardihercinianos y/o alpinos. Junto con cuarzo 4, la sericita, clorita, epidota y titanita, rellena fracturas que atraviesan el resto de los minerales.

También a esta generación se pueden asignar la albita maclada en damero y, al menos en parte, la albita de desmezcla que sería también parcialmente coetánea con el cuarzo 3. La albitización de la microclina forma albita finamente maclada que corresponde igualmente a esta misma etapa de desmezcla, relacionada con la tectonización.

e) Feldespatos potásicos. Está representado por la microclina en la que con frecuencia se observan las maclas en enrejado, bien desarrolladas. La desmezcla peritética está siempre presente y con desarrollo más o menos acusado.

Se pueden distinguir varias generaciones:

Microclina 1: se ha encontrado en raras ocasiones en forma de pequeños individuos de unas 300 a 350 micras, incluidos dentro de los cristales blásticos de microclina 2, tal como también se observan en los gneises.

Microclina 2. Se presentan en grandes cristales de aproximadamente 1 mm. de tamaño medio. En muchas ocasiones se presentan más o menos recristalizada de forma que es posible subdividir en dos etapas su formación (fig. 13 B y C). Muestra, en general, un buen desarrollo de las maclas de enrejado en las secciones aproximadamente paralelas a la cara (001) y, a veces, también aparece la macla de Carlsbada (foto 2, lámina XXI).

El ángulo $2V_x$ varía entre 72° y 94° , para 17 individuos medidos. Las medidas muy pocas y dispersas poco pueden decir sobre cuales son los valores de $2V_x$ más frecuentes. Baste señalar que, entre 72 y 80° ,

las medidas parecen concentrarse algo más. El valor medio del ángulo $2V_x$ es de 81° . La orientación cristalográfica del elipsoide se ha medido en contadas ocasiones, obteniéndose un ángulo $Y^{\wedge}C$ de 17° a 18° .

La microclina μ está fuertemente desmezclada, en forma de pertitas en venas y manchas, y raras veces, en películas. La albita desmezclada (algunas medidas dan para ésta un $2V_x = 104^\circ$, correspondiente a An_2) se distribuye según la exfoliación del feldespato potásico y en la mayoría de los casos, lo hace según fracturas de distribución irregular, que muestran que la cataclasis póstuma tardihercíniana y/o alpina, ha catalizado la desmezcla. Es frecuente encontrar, además, la microclina con extinción ondulante o irregular (foto 3, lámina XXI).

La removilización de la albita pertítica puede dar sustituciones parciales de feldespato potásico por feldespato sódico y con ello se puede originar pertitas en manchas y una albitización de la microclina. En algunos casos se llegan a observar verdaderas mesopertitas. La plagioclasa desmezclada, por consiguiente, debe considerarse, al menos, en parte, como plagioclasa 3.

La cristalización de la microclina 2, ocurrida después de la del resto de los minerales, incluidos cuarzo y plagioclasas. Respecto a estas últimas es posterior claramente, ya que se ven bordes de reacción en los que se produce corrosión y albitización de la plagioclasa, fenómenos ya mencionados en el apartado d). Las relaciones ~~de~~ con el cuarzo no están tan claras desde luego, existen bordes de intercorrosión, pero es difícil interpretarlo con certeza. La figura 13 A parece indicar que el cuarzo es corroído por la microclina. Por otro lado, las relaciones observadas entre estos últimos en otros tipos de rocas metamórficas de este sector muestran una posterioridad obvia de la microclina y no lo más probable es que en las rocas leucogranitoides ocurra igual.

Los cristales blásticos de microclina 2 pueden englobar en su crecimiento microclina 1, cuarzo 1 en gotas, plagioclasa y 1 y 2, y mica. Con la moscovita puede originar eventualmente texturas mirmequíticas, en las que se producen bastoncitos de cuarzo que atraviesan a la mica.

La fuerte desmezcla y las maclas de Carlsbada abogan por un origen ígneo de las microclinas, pero sin que se pueda descartar el origen sedimentario a partir de arcosas, que hayan sufrido poco transporte. Debo insistir, como ya lo hice para la microclina de los gneises que la anastixia observada en todo el sector estudiado es capaz, sin embargo, de explicar ambos fenómenos, desmezcla y presencia de maclas de Carlsbad. Los cristales blásticos no son fenocristales, como afirma G. GUITARD (1961, 1970) refiriéndose a los gneises, sino porfidoblastos que se han superpuesto a una matriz primitiva, formada por microclina 1, cuarzo 1 y plagioclasa 1. La abundante desmezcla se vería favorecida por fenómenos de corrosión y albitización de las plagioclasas preexistentes, mediante el cual la microclina pudo incluir en su red gran cantidad de sodio.

Microclina 3. Se forman durante la tectonización tardiherciniana y/o alpina, al par de la plagioclasa 3 y de los cuarzos 3 y 4, con lo que puede asociarse. Aparece en fracturas, que atraviesan los minerales de la roca, incluida la microclina 2 (fig. 13 C). A esta generación se pueden sumar, además, la microclina 2 fracturada y recristalizada, con extinción ondulante (foto 3, lámina XXI).

f) Cuarzo. Este mineral aparece también según varias generaciones, entre las que se descarta la del cuarzo de origen mirmequítico.

Cuarzo 1. Aparece en forma de gotas, con un diámetro de 50 a 150 micras, dentro de la plagioclasa 3 (fig. 12 C), del cuarzo 2 y de la microclina 2. Forma parte de la matriz primitiva de la roca.

Cuarzo 2. Forma porfidoblastes de bordes xenomorfos, que corroen a la plagioclasa 2 y, a su vez, parecen corroídos por la microclina (2 (fig. 13 A).

Dentro del cuarzo 2 parece que pueden existir algunas diferencias cronológicas en su cristalización, como consecuencia de crecimientos no exactamente sincrónicos, al igual que ocurre en los gneises.

En las rocas granitoides contaminadas con material lutítico, se observan inclusiones de fibras de sillimanita en el cuarzo 2, que indican la posterioridad de esta generación respecto a la aparición de la fibrolita.

Cuarzo 3. Está representado por los cuarzos tectonizados, que aparecen con texturas microgranuladas y en "ribbons". Estas últimas se observan en muchos casos entrecruzadas (fotos 3 y 4, lámina XXI). En las superficies de ruptura de diferentes cristales de cuarzo 2 o en el seno de éstos, aparece, otras veces, el cuarzo microgranulado (foto 2, lámina XXI) en relación con procesos cataclásticos.

El cuarzo 3 es parcialmente coparagenético con la microclina 3 y la plagioclasa 3 y con la sericita, clorita y otros minerales accidentales.

Cuarzo 4. Se halla en fracturas netas que afectan a las rocas leucogranitoides en toda su masa. Se acompaña de sericita, epidota, titanita y cloritas fibroso-radiadas. La plagioclasa 3 y la microclina 3 son, en parte, coparagenéticas con el cuarzo 4.

g) Silicatos de aluminio. Están ausentes en las rocas leucogranitoides típicas y sólo se presentan en aquéllas en que ha habido contaminaciones lutíticas, que producen un enriquecimiento en Al de la roca (minas abandonadas del Mas Grau). La presencia de estos silicatos de aluminio va acompañada a un mayor porcentaje de anortita en las plagioclasas.

La andalucita es corroída por el cuarzo 2 y, por tanto, es anterior a él. Aparece comúnmente muy alterada a damurita según fracturas y, en ocasiones, está epigenizada por moscovita, que llega a pseudomorfizarla.

En las secciones perpendiculares a X muestras las dos trazas de exfoliación formando unos 90° ,. El ángulo $2V_x$ es de 80° .

La sillimanita aparece en pequeña cantidad en forma de fibrolita, incluida en cuarzo 2 y en turmalina. No se la ha visto en relación con la andalucita o con la biotita, como ocurre en algunas muestras de gneises o en los micasquistos.

Este mineral señala la culminación térmica y la presencia de anatexia en las rocas granitóides.

h) Turmalina. Como los silicatos de aluminio, sólo se encuentran en las rocas granitóides contaminadas.

Se trata de una dravita, con pleocroísmo inverso en pardo amarillento. Posee contornos xenomorfos y engloba biotitas y fibras de sillimanita. Por otro lado, es corroída por el cuarzo 2 y la plagioclasa 2, que pueden penetrar por las irregularidades de su periferia. Se la vé asimismo incluida en plagioclasas 2 y cuarzo 2.

De ésto se deduce que la turmalina es posterior a la biotita y a la fibrolita y anterior a la plagioclasa 2 y al cuarzo 2.

i). Minerales accidentales. Se pueden enumerar brevemente los siguientes:

Sericita. Procedente de la alteración de los feldespatos y de la fracturación de la moscovita. Igualmente, la andalucita, por alteración, produce damurita. Se presenta "in situ", sobre los minerales alterados o

bien removillizada; durante los procesos cataclásticos e hidrotermales. Algunas medidas del ángulo $2V_x$ dan valores entre 34 y 40° .

Clinozoisita y pistacita, muy poco abundantes, procedentes de la alteración de las plagioclasas. Se encuentra sobre restos minerales o removillizados en fracturas.

Biotita verde y/o vermiculita, clorita, titanita, rutilo y óxidos de Fe, procedentes de la alteración de la biotita. Se presentan sobre antiguos cristales de biotita. Parte de ellos, cloritas, vermiculita, titanita, y óxidos de Fe, se pueden removillizar según fracturas. Las cloritas se cristalizan de este modo en agregados fibroso-radiales, que pueden corroer el cuarzo y a la microclina 2, depositándose en diminutas geodillas.

En la periferia de los bolos leucogranitoides, encontrados en las minas de La Bajol, aparece la clorita y la vermiculita formando interestratificaciones (corrensita), puestos de manifiesto con rayos X. La corrensita va acompañada de sericita, cuarzo y, sobre todo calcita, minerales todos ellos dispuestos en finos filamentos (foto 1, lámina XXI).

Las cloritas pertenecen a diferentes especies minerales. La que en la periferia de los bolos corresponde a un término de la serie clinocloro-sericita, por su birrefringencia y su elongación negativa respecto a la elongación.

En otros casos se ha identificado la clorita más precisamente. Así en las minas abandonadas, cerca de la Cova de Les Salines las rocas leucogranitoides presentan clinocloro con elongación negativa, $2V_z = 6^\circ$ y birrefringencia igual a 0.006 a 0.007.

En las minas del Mas Grau y en otros puntos la clorita es una penninita negativa, con colores anómalos de birrefringencia (azul intenso).

La titanita forma gránulos pequeños. En algún caso hay cristales mayores atribubles a este mineral pero que presentan un $2V_z$ demasiado pequeño.

Otros accidentales son la calcita, que procede de los mármol circundantes y se alberga en las fracturas de las rocas leucogranitoides, una posible piemontita.

La posible piemontita presente los siguientes caracteres:

- Pleocroísmo: Z, rosa salmón claro a incoloro; Y, rojo pardo; X, amarillento a incoloro.
- $2V_z$: 68° a 75° (valores no corregidos).

5. 3. 2. 2. Evolución petrogenética.

La evolución de las rocas leucogranitoides muestra etapas semejantes a las observadas en el resto de las rocas metamórficas. La semejanza es especialmente completa entre estas rocas y los gneises. La historia petrogenética de estos materiales es la siguiente:

1º. Roca primitiva cuarzo-feldespática procedente de una roca piroclástica ácida y/o de un sedimento de tipo arcósico. Este puede derivar de un zócalo precámbrico o bien, de rocas piroclásticas que recubrirían un zócalo precámbrico (ambos tipos de rocas formarían los gneises del Roc de Franca) y se intercalarían, además en la serie lutítica de Canaveilles. Dicho con otras palabras, las rocas leucogranitoides proceden de rocas piroclásticas intercaladas en lo que hoy son micasquistos y/o de arcosas procedentes de estas intercalaciones o de lo que actualmente son gneises del Roc de Franca. Así se explicaría la analogía de composición entre los gneises y las rocas leucogranitoides ya que ambas se formaron mediante

procesos volcánicos de igual naturaleza y/o mediante una sedimentación de materiales procedentes de un zócalo precámbrico o de las propias rocas piroclásticas a través de un breve episodio sedimentario.

Igualmente los bolos encontrados en los mármoles representarían proyecciones volcánicas o bien cantos rodados procedentes del zócalo o de las rocas piroclásticas, ligadas al mismo o intercaladas en la serie suprayacente.

Conviene insistir en la necesidad de los fenómenos sedimentario para poder explicar el caso de las rocas granitoides, más ricas en Al, procedentes de una contaminación de origen sedimentario entre rocas piroclásticas y/o arcosas y la fracción lutítica, preponderante en la serie de Canavelles.

La única diferencia entre gneises y rocas leucogranitoides estriba en que, en éstas, no aparece traza alguna de foliación, lo cual no quiere decir que no existiera. Las causas de esta ausencia de foliación pueden ser varias.

a) Estas rocas debieron comportarse, ante los grandes plegamientos, que originaron la S_1 y la S_2 , como lo hacen las intercalaciones cuarcíticas, de forma que para encontrar la esquistosidad habría que buscar en zonas de charnela de los pliegues isoclinales concomitantes de estas esquistosidades. En el contacto entre gneises y micasquistos se observa la presencia de la esquistosidad S_2 , aunque realmente muy poco visible, incluso en cortes convenientemente orientados de las muestras.

b) De modo general, mientras los micasquistos sufren los efectos de un plegamiento similar, con desarrollo de esquistosidad continua las rocas leucogranitoides, por su comportamiento mecánico diferente, su composición (poca abundancia en filosilicatos), y su escasa potencia y su habitual asociación a los niveles de mármoles, no son capaces

de desarrollar esquistosidad manifiesta.

b) La anatexia, correspondiente a la fase metamórfica de estadio alto, puede haber borrado fácilmente las esquistosidades anteriores, sobre todo si su desarrollo era exíguo.

Lo más probable es que ambas causas hayan actuado conjuntamente. El resultado final es la consecución, por parte de las rocas leucogranitoides y granitoides, de una textura granuda de grano fino a medio, similar a la de una roca plutónica ácida.

2º. Metamorfismo estático de estadio medio.

Durante esta etapa debe haberse formado la matriz de 150 a 350 micras. Sus minerales son cuarzo 1, plagioclasa 1, microclina 1. A estos, en las rocas contaminadas, hay que añadir, con interrogante, la andalucita.

La falta de esquistosidad S_2 no permite la datación relativa de este mineral:

Las escasísimas micas, posiblemente orientadas según S_1 debieron recrystalizar.

3º. Metamorfismo estático de estadio alto. Anatexia.

Se produce una fusión parcial de la roca y las esquistosidades preexistentes, S_1 y S_2 , desaparecen casi totalmente. Al no encontrarse apenas vestigios de la S_2 la separación entre este apartado y el precedente, se ha basado exclusivamente en criterios de uniformidad

respecto al resto de las rocas metamórficas del sector de Massanet

En las rocas granitoides contaminadas cristalizan sucesivamente, durante el aumento de temperatura:

- Circón y apatito (posiblemente de fases anteriores).
- Biotita desorientada
- Andalucita, al menos en parte, que indica que se alcanzan de nuevo las condiciones del estadio medio.
- Sillimanita, que indica que las condiciones preexistentes se sobrepasan para alcanzar las del estadio alto.

Se forma feldespato potásico, que no cristaliza hasta el descenso térmico posterior.

En las rocas leucogranitoides esta sucesión queda más reducida, dada la ausencia de silicatos de aluminio.

49. Comienzo del retrometamorfismo.

Al descender finalmente la temperatura, cristalizan sucesivamente:

- Moscovita, procedente de la transformación de sillimanita, de andalucita y de biotita.

- Turmalina, que incluye sillimanita y a biotita (en las rocas granitoides). Por comparación con la turmalina de las pegmatitas de anatexia de los micasquistos y con la evolución observada en éstos, lo más probable es que la cristalización de la turmalina siga a la de la moscovita. En las rocas leucogranitoides la turmalina está ausente.

- Cristalización blástica. Con corrosión e inclusión de los minerales. Durante esta etpa se forman, de más antiguo a más moderno, los siguientes minerales:

Plagioclasa 2 An_{13-0} .

Con zonación normal. Esta composición se hace más cálcica en las rocas granitoides contaminadas con aportes lutíticos, en las que la secuencia también es normal con valores de An_{20-10} .

- Cuarzo 2 que corroe a la plagioclasa 2.

- Microclina 2 que corroe a las plagioclasas 2, dando mirmequitas y bordes de composición más sódica, y a las moscovitas con formación de texturas mirmequíticas.

El resultado es la adquisición de la textura granoblástica, característica de estas rocas, que por su composición mineralógica corresponderían a leucogranodioritas y leucogranitos. El grefijo leucog ha de suprimirse en los casos en que abundan más las micas como ocurre en las rocas granitoides contaminadas.

5º. Tectonización tardihercíniana y/o alpina.

Se producen fenómenos de cataclasis ligados a acciones hidrotermales que originan recristalizaciones y cristalizaciones de los minerales. Así, aparece plagioclass con maclas en damero y alabeadas,

cuarzo 3 en "ribbons" y microgranulado, epidota, sericita, clorita, vermiculita y/o biotita verde.

Además, en las fracturas de las rocas, aparecen minerales como el cuarzo 4, microclina 3 y plagioclasa 3 en asociación con clinozoisita y pistacita, sericita, clorita, etc.

La albitización y la desmezcla en los feldespatos potásicos, aunque ya podía preexistir, se remuevan durante los procesos cataclásticos.

El resultado final es la transformación de la textura granoblástica de las rocas leucogranitoides y granitoides en texturas correspondientes a brechas s. str. , brechas finas, microbrechas, protocataclásitas y cataclásitas, según la terminología de A. S. SPRY (1969) (fotos 2 y 3, lámina XXI).

5. 3. 3. LOS NIVELES DE MÁRMOL.

Aparecen en lentejones discontinuos de potencia muy variable, intercalados en la serie de Canavelles. Afloran sólo en los micasquistos superiores a los gneises, sobre todo en el bloque de las minas Sta. María limitado por las fallas de Les Salines y de Massanet. En menor proporción aparecen también en el bloque de Can Castell, cercano a La Bajol, y en el del Mas Puig, que se extiende desde las inmediaciones de Massane hasta el Collado de Perilló. Existe además un pequeño afloramiento de mármoles, con algunos niveles de micasquistos, al SW de Tapis, embaldado en las rocas plutónicas.

Se trata de mármoles cipolínicos con textura granoblásticas, que originalmente debieron ser calizas y dolomías más o menos silíceas. En ellos hay intercalaciones leucogranitoides y delgados niveles cuarcíticos de 0.5 a 10 cm. Estos últimos están plegados disarmonicamente, estirados y rotos (fotos 1 y 2, lámina XXII), fotos). En la sección inferior izquierda de la foto 1, lámina XXII, se observa, en el núcleo del pliegue principal otro pliegue plegado. Estas estructuras se interpretan como sinsedimentarias ("slumpings") en las que el material calizo ha proporcionado despegues entre los diferentes niveles cuarcíticos que, por ser más competentes, se estiran y se rompen.

9 La mineralogía de los mármoles es bastante compleja y sus significado petrogenético es difícil de establecer dada la ausencia de las diferentes esquistosidades, como resultado de la fácil recristalización de los carbonatos. Ciertos minerales (piroxenos, forsterita, tremolita, flogopita, etc.) se disponen con preferencia según la superficie de estratificación (fotos 3 y 4, lámina XXII), pareciendo indicar una antigua estructura sedimentaria en la que alternarían lechos dolomíticos con otros más cálcicos. Otras veces, se producen nódulos silicatados informes, que

resaltan sobre las superficies erosinadas. Otro modo de presentarse los silicatos magnésicos es en forma de venas que atraviesan la estratificación (N. de las minas Sta. María).

Entre los minerales magnésicos, por su importancia económica, se puede citar el talco, que se presenta raras veces diseminado y, en general, en masas irregulares que siguen todo tipo de superficies de discontinuidad (estratificación y fracturas) y pueden dar concentraciones mayores en cavidades de disolución de los carbonatos.

5. 3. 3. 1. Mineralogía y petrología.

a) Apatito y circón. Se presentan en muy pequeña cantidad y en granos redondeados. Los cristales de circón a veces se presentan en el seno de la flogopita, con la que dan aureolas en las que se acentúa el pleocroísmo de esta mica. A veces parecen concentrarse estos minerales en lechos que siguen la S_0 . No hay argumentos suficientes para pensar que puedan ser de origen sedimentario.

b) Carbonatos. Forman la mayor parte de estas rocas. Se presentan tanto la dolomita como la calcita, en general conjuntamente dentro de la misma muestra. En los casos en que se desarrollan en gran cantidad los silicatos magnésicos el único carbonato representado es la calcita. La dolomita aparece soía, sobre todo, en donde no se ha llegado a formar dichos silicatos. Así en la foto 3, lámina XXII, la parte superior contiene calcita y la inferior dolomita.

c) Micas:

- Moscovita. Se puede dar en pequeñas láminas, si bien es muy poco abundante y en muchos casos puede confundirse con el talco. Sin embargo, ^{en} algunas preparaciones ha sido posible obtener datos que permiten asegurar la presencia de mica blanca: birrefringencia de 0.034 y $2V_x$ de 33 a 43°, con un valor medio de 39,5°.

En forma de sericita aparece como producto de acciones hidro-termales en las fases más tardías de la evolución de los mármoles. La sericita se asocia a la clorita, con la que puede dar esferulitos, a la calcita de neoformación y al cuarzo esferulítico.

- Flogopita. Es la mica más abundante. A simple vista aparece en láminas incoloras o algo rosadas en asociación más o menos directa con la tremolita, a la que acompaña; por ejemplo, en los agregados fibrosos que revisten algunas fracturas o las superficies de estratificación (foto 4, lámina XXII). Como la tremolita, debe corresponder a una fase de retrometamorfismo, ligada al descenso de la temperatura.

Sus características ópticas son:

- color de interferencia: rojo de tercer orden
- elongación positiva respecto a la exfoliación
- extinción recta
- $2V_x: 0^\circ$
- pleocroísmo: X, incoloro, Y, Z, amarillo a pardo pálido.

Se altera parcialmente a clorita y óxidos de Fe, y, cuando incluye circón, se producen aureolas de pleocroísmo más intenso.

En algún caso aparece desferrificada en el seno de plagioclasas sin que se pueda asegurar si se trata realmente de flogopita o biotita.

A veces las láminas de flogopita son de tamaño apreciable, incluso llegan a alcanzar 2 ó 3 mm. En estos casos se han podido aislar fácilmente para su estudio por difracción de rayos X. Este ha confirmado que la mica es una flogopita.

d) Anfíboles. Están representados mayoritariamente por la tremolita, aunque puede aparecer también la pargasita.

La tremolita se encuentra en el seno de los bancos de mármol y también revistiendo fracturas y superficies de estratificación en agregados fibroso-radiales (foto 4, lámina XXII), en las que se la vé asociada a flogopita. Dentro del mármol se asocia a flogopita, pargasita, diópsido y forsterita. La relación con los diferentes cristales es difícil de establecer. Respecto al diópsido parece representar una transformación de éste, ya que en algunas ocasiones aparece rodeándole. Respecto a la forsterita la relación puede ser idéntica, pero no se ha observado. Me inclino a pensar que, en unión de la flogopita, debe representar un retrometamorfismo, ligado a acciones hidrotermales, en el que se invierte el sentido de las reacciones (WINKLER, 1967).



Con la formación de la tremolita y de la flogopita se atestigua y disminución de la intensidad de las condiciones termodinámicas, especialmente de la temperatura. La aparición de la tremolita revistiendo superficies de discontinuidad apoya esta aseveración.

La tremolita también aparece en algunas venas cuarzo-feldespaticas y cuarcíticas intercaladas en el mármol.

En una muestra recogida al N de las minas Sta. María, la tremolita, que aparece junto a diópsido rellenando una diaclasa transversal a la estratificación, presenta los siguientes caracteres ópticos:

$2V_x$ entre 84° y 86° ; media 85° (de cinco medidas)

Z^c entre 16° y 17° ; media 16.5° (de cuatro medidas).

De acuerdo con estos datos la tremolita posee entre el 2% y el 8% de Fe respecto a la cantidad total de $\text{Mg} \dagger \text{Fe}$. El diópsido con el

que se asociaes algo más rico en hierro (de 13% a 19% de Fe/Mg† Fe).

En otras muestras, la tremolita que se encuentra repartida en el seno de los mármoles da valores de:

$2V_x$ entre 83 y 84°; media 83.5° (de siete medidas).

Z^c entre 16 y 18°; media 17° (de 22 medidas).

Birrefringencia $Z-X=0.0235$

Según estos datos el contenido en Fe, respecto a Mg† Fe, es, respectivamente del 10%, del 7% y del 5%. Por tanto, se puede decir que la tremolita contiene del 5% al 15% de Fe/Mg†Fe, en concordancia con la composición de la tremolita que aparece en venas.

El piroxeno, con el que aparece ligada la tremolita diseminada entre los carbonatos, puede ser dióxido o una variedad ferrosa de éste (salita). Por esto creo posible que en determinados casos la tremolita puede enriquecerse en Fe para dar actinolita.

Los análisis efectuados con rayos X del anfíbol fibroso-radial, de revestimiento de fisuras y superficies de estratificación, han comprobado que se trata de tremolita.

La pargasita se ha hallado sólo en la muestra de la fig. 3, lámina XXII, situada al N de las minas Sta. María. Aparece en agregados, junto a la forsterita y la clinohumita, con las que puede ser coparagenética. Como la tremolita, se trata de un anfíbol incoloro, pero es de diferentes características ópticas.

Estas son:

$2V_z$ de 67 a 70°, media 69 (de tres medidas).

Z^c : 25° (dos medidas).

G. GUITARD (1970) afirma que, aunque él no la encuentra, la pargasita es ciertamente estable en la subfacies forsterita-diópsido y podría haberse formado

e) Piroxeno. Pertenece a la serie del diópsido. Se encuentra diseminado entre los carbonatos en asociación con el olivino.

En ocasiones aparece en nódulos silicatados de aproximadamente 5 cm., de los que constituye el mineral predominante, acompañado de wintonita, grnate y otros minerales. Otras veces, rellena diaclasas transversales a la estratificación, asociado a tremolita. Tanto en estas diaclasas como en el piroxeno diseminado en el mármol, este mineral puede presentar rodeado de tremolita, hecho que indica su transformación en anfíbol durante los procesos retrorretrometamórficos.

En los nódulos silicatados el piroxeno presenta los siguientes caracteres ópticos:

$2V_Z$ de 59° a 61° ; media 60.5° (de cuatro medidas).

$Z^{\wedge}c$ de 44° a 45° ; media 44.5° (de dos medidas)

Birrefringencia $Z-X=0.0295$

Pleocroísmo: X, incoloro; Y, Z, verde pálido

Maclas polisintéticas según (100), en ciertos cristales ..

En algunos individuos se presentan cuatro exfoliaciones: dos a aproximadamente 90° según los planos (110) y $(1\bar{1}0)$; y otras dos según (100) y (010), también perpendiculares entre sí, menos frecuentes.

Según los valores del ángulo $2V_Z$, existe en este piroxeno un 63% de Fe respecto al total de $Mg+Fe$. De los valores del ángulo $Z^{\wedge}c$ se deduce que la proporción de Fe es del 76%. Se puede, pues, afirmar que el contenido en Fe del piroxeno en los nódulos silicatados oscila entre el 63% y el 76% y, por tanto, se trata de una ferrosalita.

La birrefringencia medida es propia también de este término, En las diáclisas transversales a la exfoliación (N de las minas Sta. María) las características del piroxeno son algo diferentes:

$2V_z$ de 55° a 57° ; media 56° (de seis medidas)

Z^c : de 30° a 43° ; media 40.8° (de siete medidas)

No pleocroísmo

Cuatro exfoliaciones: dos según (110) y $(\bar{1}\bar{1}0)$ y otras dos según (100) y (010) .

Del valor del $2V_z$ se deduce que hay un 13% de Fe, respecto a $Mg \pm Fe$, y del ángulo Z^c , que la proporción de Fe es del 19%. En consecuencia, el contenido en Fe varía entre 13% y 19% y el piroxeno es un diópsido ferroso.

El piroxeno disperso en los mármoles corresponde en general al término salita de la serie del diópsido, sin que se pueda negar la presencia de términos más magnésicos.

En las mina de La Bajol, las características del piroxeno son

$2V_z$ de 56 a 59° ; media 57° (de siete medidas)

Z^c : de 41 a 43° ; media 42° (de cuatro medidas)

No pleocroísmo

Macias polisintéticas según (100) .

De acuerdo con el valor del ángulo $2V_z$, el contenido en Fe, respecto al total de $Mg \pm Fe$ es del 37%; según el valor del ángulo Z^c el contenido en Fe es del 33%. Por tanto, el porcentaje de Fe en est piroxe oscila entre el 33% y el 37% y se trataría de una salita.

En los mármoles de las minas del Mas Battilló, el piroxeno es también una salita, algo magnésica con un contenido de 25% a 35% de Fe, respecto a $Mg \pm Fe$, según se desprende de los siguientes datos:

$2V_z$ de 54° a 60° ; media 56.6° (de seis medidas)

$X^{\wedge}c$ de 40° a 43° ; media 41.5° (de seis medidas)

No pleocroismo

Birrefringencia $Z-X= 0.029$

En este afloramiento la salita se encuentra tanto dispersa en el piroxeno como en las venas cuarzofeldespáticas que siguen la estratificación, asociado, en ambos casos, a tremolita.

f) Olivino y humita. Aparecen en paragénesis con el piroxeno y la calcita. Se encuentran diseminados en el seno del mármol y a veces se concentra materializando la estratificación (foto 3, lámina XXII):

El olivino, a veces en cristales auédricos, presenta los siguientes caracteres ópticos:

$2V_z$: 85° , media 85° (de cinco medidas)

Extinción recta, $Y^{\wedge}c$: 0°

Sin pleocroismo ni maclas; incoloro

De acuerdo con el valor del ángulo $2V_z$, se deduce que se trata de una forsterita, exenta prácticamente de Fe.

La humita es menos frecuente que la forsterita. Sus características ópticas son propias de la clinohumita:

$2V_z$: 75° ; media 75° (de cuatro medidas)

$X^{\wedge}c$: de 7° a 8° , en un caso 13° ; media 8.4° .

Birrefringencia igual a la de la forsterita

Pleocroismo marcado: X, amarillo oro intenso; Y, Z, amarillo muy pálido.

Maclas a veces polisintéticas según los planos (100), (102), y ($\bar{1}01$). Los individuos maclados según estas dos últimas leyes forman entre sí unos 60° .

Una sola exfoliación (100), paralela a uno de los planos de macla

Con estas características el mineral no puede ser una condrodita, con la que presenta muchas analogías. Uno de los caracteres más distintivos es el valor del ángulo α° , que en la condrodita oscila entre 22 y 29° . Por otro lado en este otro mineral las maclas diferentes a (100) forman entre sí unos 90° y no 60° , como es el caso aquí observado.

En resumen la humita s. l. que aparece en los mármoles de la s de Canavelles es una clinohumita.

El diópsido y sus términos ferrosos, la forsterita y la clinohumita son minerales indicadores muy interesantes, ya que las isogradas diópsido+calcita y forsterita+calcita son fuertemente dependientes de la presión (WINKLER, 1970). Estos minerales debieron formarse en buena parte durante el metamorfismo de estadio medio, sin perjuicio de que, en la fase de metamorfismo de estadio alto, se originase parte de los mismos, durante la elevación de la temperatura, tal como ocurre con la cordierita y la andalucita de los micasquistos. En zonas no anatéticas, G. GUITARD (1970) cita la presencia de estos minerales, de modo que es admisible pensar que en el sector de Massanet se formaron ya en el metamorfismo de estadio medio.

Según G. GUITARD (1970) la isograda de la forsterita coincide con la de la desaparición de la estaurolita, en completo acuerdo con lo que afirma H. G. F. WINKLER (1970). Esto permite suponer que, en los micasquistos, del sector estudiado, la estaurolita no existe porque se ha sobrepasado la isograda de desaparición de dicho mineral, como lo atestigua la presencia de diópsido y forsterita, y no porque la composición de los micasquistos no fuese idónea.

La presencia en los mármoles del diópsido y de la forsterita, junto con la de cordierita y andalucita de los micasquistos, permite defi-

nir con bastante precisión las condiciones termodinámicas durante la fase de estadio medio, que debieron oscilar entre 3 y 4 kbars. y 590 y 640° C. En el intervalo rde de las temperaturas, el valor de 590° C representa el mínimo para que, a 3 kbars. aparezcan las isograsas del diópsido y de la forsterita, y el de 640° C es el límite máximo en el que la andalucita, a 3 kbars. es inestable. Si la presión es algo mayor a 4 3 kb el intervalo de las temperaturas disminuye.

Por otro lado, la abundancia del diópsido y de la forsterita, sin que se vean pasos de tremolita a estos otros minerales, indica que la isograda de transformación se ha sobrepasado netamente. Por esto creo razonable admitir que las temperaturas debieron oscilar alrededor de los 615° C, y las presiones alrededor de los 3.5 kbars. En la fig. 14E se han representado con un pequeño círculo negro las posibles condiciones termodinámicas, que ~~siguieron~~ siguieron durante la primera fase de metamorfismo de estadio medio.

g) Wollastonita. Se presenta asociada paragenéticamente con el granate, en forma de agregados fibrosos que pueden incluir piroxenos. (fotos 1, 2, y 3, lámina XXIII). Se encuentran tanto en los mármoles de La Bajol, en contacto con las rocas plutónicas, como en los niveles carbonatados más inferiores de las minas Sta. Marfa, a sólo 70 m. por encima del contacto con los gneises.

Las características distintivas de este mineral son :

$2 V_x$ entre 36° y 41°; media 38,5° (de cinco medidas)

X^c entre 30 y 34°; media 32° (de seis medidas)

Maclas polisintéticas según el plano (100).

Hábito fibroso

Presencia de tres exfoliaciones (100), coincidente con el plano de las maclas polisintéticas; (001), subperpendicular a la anterior, y (101) oblicua a la (100).

La wollastonita se forma mediante la reacción:



durante la fase de metamorfismo de estadio alto, en coincidencia con la formación de la sillimanita en los micasquistos. G. GUITARD (1970), afirma que la zona de la sillimanita coincide con la de la wollastonita.

La presión reinante no pudo ser muy elevada o, de lo contrario, el piroxenoide no se habría formado. Un criterio regional, que permite hacer una estimación de la presión reinante, se basa en la existencia de afloramientos graníticos, y pórfidos ácidos asociados ya que hay que tener presente que el metamorfismo de estadio alto es producido por las intrusiones ígneas.

Al W de Massanet entre la base de la granodiorita, en contacto con los micasquistos subverticales de la serie de Canaveles, y el contacto con el granito porfidoblástico de Mandavé existen 2.5 kms. Este granito de Mandavé, en contacto vertical con la granodiorita tiene a su vez un espesor mínimo de unos 2.5 Kms, sin que aparezcan, por estar cubiertos por la cobertura pestherciniana, los pórfidos ácidos periféricos de las rocas plutónicas. Estos aparecen en St. Aniol y en Can Manera, al sur de Bassegoda, en afloramientos de 0.5 Kms. de ancho. En estos puntos, las rocas porfidicas asociadas al granito porfidoblástico y este último se ponen en contacto con materiales aún pertenecientes a la serie de Canavelles. En consecuencia el espesor aproximado de corteza sobre los micasquistos de Massanet será igual a la suma de 6 Kms. correspondientes a las rocas ígneas más la potencia de parte, al menos, del Paleozoico suprayacente, que presumiblemente no estaría totalmente erosionado, durante la intrusión de las rocas ígneas. Es muy probable que el espesor total de la corteza suprayacente a los micasquistos del sector de Massanet fuera del orden de los 8 kms. Esto representaría una carga litostática de 2 Kbars.

La presión de los fluidos, constituidos por CO_2 y agua principalmente, puede sobrepasar fácilmente este valor. Al respecto, conviene tener presente que la existencia de agua queda atestiguada por la fuerte actividad hidrotermal desarrollada tras el metamorfismo de estadio alto.

En consecuencia, una presión de unos 3 kbass. parece ser la que probablemente existió durante la última fase metamórfica, ya que por otro lado no pudo ser mucho más elevada dada la presencia de cordierita postcínemática, en los micasquistos, y de wollastonita en los mármoles.

G G. G. F. WINKLER (1967) da una temperatura de 700°C para la formación de la wollastonita a una presión de 3 kbass, suponiendo una fracción molar $X_{\text{CO}_2} = 0,50$. La temperatura de formación puede bajar algo si X_{CO_2} es algo menor, hecho que se estaría avalado por la abundancia de agua, que interviene en la formación y en la composición de los minerales retrometamórficos. En la figura 14 B, se han representado con una flecha y un pequeño círculo negro las condiciones termodinámicas que probablemente presidieron la segunda fase de metamorfismo, hasta alcanzar la culminación térmica.

h) Vesubianita. Sólo se ha encontrado en los nódulos silicatados de los mármoles de las minas Sta. María. Es peciloblástica e incluye piroxenos y calcita. Parece por consiguiente paragenética con la wollastonita y el granate.

Sus características ópticas son: uniaxial negativo, refrinencia alta y birrefringencia baja; color amarillento; extinción recta; dos exfoliaciones a 90° .

i) Granate. Aunque no se han hecho análisis ni estudio con rayos X, su presencia en mármoles indica que debe tratarse de un término

entre grossularia y andradita. Por otro lado, el índice del granate es aproximadamente igual o algo mayor al Z de la salita. Por tanto debe tratarse de un término muy próximo a la grossularia. G. GUITARD (1970) afirmando referirse a los granates de los mármoles, menciona siempre el término grossularia.

Se presenta el granate en los mármoles de toda la serie, incluidos los que están cerca del contacto con los gneises y alejados de la granodiorita. Aparece diseminado en pequeños granos idiomorfos, que, con la platina universal, muestran su cristalización en rombododecaedros

También el granate, forma parte, junto con la ferrosalita, la wollastonita y la vesubianita, de los nódulos y concreciones silicatadas de los mármoles.

En los mármoles de las minas de La Bajol es donde se le encuentra más desarrollado, debido, sin duda, a la proximidad inmediata de las granodioritas (fotos 1, 2, 3 y 4), lámina XXIII).

Se asocia en paragénesis con la wollastonita y puede formar geodas, que posteriormente serían rellenadas por cuarzo (foto 1, lámina XXIII). La presencia de estas geodas no indica una falta de presión litostática, sino más bien una sobrepresión de fase fluida durante el metamorfismo de estadio alto.

Cuando el tamaño es suficientemente grande, el granate muestra "fabric habit" con adaptación a la estratificación y textura peciloblástica con inclusiones numerosas de piroxenos y calcita (foto 4, lámina XXIII), que permite deducir que la aparición de los granates, al igual que la de la wollastonita, con la que a veces aparece intercrecido, es posterior al piroxeno y, asimismo, a la forsterita

j) Espínela. Aparece a veces en los nódulos silicatados y diseminada en el mármol. Se presenta en octaedros muy pequeños, bien visibles con la platina universal.

Por su pequeño tamaño y poca abundancia, no es posible asegurar su forma paragénesis con la wollastonita y el granate, o bien con la forsterita y el diópsido.

k) Otros minerales. En este apartado se incluyen una serie de minerales que no son propios de una roca carbonatada original y que, por su poca abundancia, pueden ser considerados como accesorios. Entre estos están:

- Microclina 2, cuarzo 2. Se encuentran dispersos entre los carbonatos y en venas cuarzofeldespáticas que siguen la estratificación del mármol. Se consideran, por similitud con las rocas leucogranitoides como una segunda generación formada por recristalización de minerales anteriores. De hecho, muestra fuertes síntomas de removilización, pudiendo incluir carbonatos y diópsido o términos más ferrosos de la serie. Este se transforma a tremolita en la periferia cuando aparece englobado la microclina y el cuarzo.

La microclina presenta desmezcla en venas y enrejado bien desarrollados. El ángulo $2V_x$, en algunos casos, es de unos 61° , pero, en la mayoría de las veces, oscila entre 76 y 88° (media de ocho medidas de 84°). El ángulo X^a es de 18° .

La plagioclasa. Se trata de una albita, en algunos casos, sin maclar y, en otros, maclada según la ley de la albita. La composición calculada mediante los ángulos de extinción, oscila entre An_0 y $An_{5.5}$ (tres medidas dan An_0); dos medidas dan $An_{4.5}$; otras dos medidas dan An_1 y una $An_{5.5}$): Los ángulos $2V_x$ se distribuyen de la siguiente manera:

<u>Composición</u>	$\frac{2V_x}{x}$
An ₀	104 a 106°
An _{4.5}	100°
An _{5.5}	100°

Otras medidas de $2V_x$ dan una variabilidad entre 110 y 96°, lo que representa que las composiciones oscilan entre An₀ y An₁₀.

Sin embargo, en estos casos las medidas de los ángulos de extinción no ha sido posible y, en consecuencia, no se puede precisar con más detalle.

La ausencia de términos anortíticos puede achacarse, como en las rocas leucogranitoides, a la relativa de Al de los mármole que impidió la entrada de más calcio en la red del feldespato.

También cabría la posibilidad de que la plagioclasa no fuese coparagenética con el cuarzo 2 y la microclina 2, y representase un mineral accidental formado a más baja temperatura. No es posible tener una determinación al respecto, ya que las plagioclasas son muy poco abundantes y, en las pequeñas venas cuarzo-feldespáticas de los mármole apenas si hay otra cosa que cuarzo y microclina (las plagioclasas se presentan principalmente diseminadas entre los carbonatos).

1) Minerales accidentales. Se deben considerar como tales los surgidos en virtud de los procesos retrometamórficos que originan una transformación de minerales preexistentes. Aparte de la tremolita, la microclina y la flogopita, formados en el descenso de la temperatura, tras la culminación térmica que originó granates y wollastonita, y antes de que cristalizaran el cuarzo y los feldespatos, se pueden mencionar una serie de nuevos minerales, todos ellos originados a menor temperatura que los

anteriores, en virtud de los procesos cataclásticos e hidrotermales de edad tardiherciniana y/o alpina.

Talco. En general aparece concentrado, en forma de jaboncillo, en fracturas, en superficies de estratificación y a modo de bolsadas irregulares en los mármoles, sobre todo en los de las minas Sta. María de la Baja. En estas condiciones de afloramiento, parece que su génesis está ligada a un proceso hidrotermal, que sólo puede encajar, en el contexto de la región estudiada una vez transcurridas las fases de metamorfismo, cuando se produce y acentúa el descenso térmico. La fracturación tardiherciniana, más o menos concomitante con esta caída de las temperaturas y, posiblemente también, la fracturación alpina, acompañada de cierto hidrotermalismo, pudieron redistribuir el talco en las superficies de discontinuidad de los mármoles y en masas de sustitución de éstos.

En paragénesis y en contacto directo con la esteatita, aparece cuarzo 3, revistiendo geodas, calcita y pirita, cristalizada en pentagones dodecaedros y octaedros. Todos estos minerales evidencian una actividad hidrotermal.

En las preparaciones de los minerales estudiadas, el talco es muy escaso si es que existe. No hay posibilidad de aislar fácilmente las laminillas que aparecen incluidas en el mármol. Estas laminillas, por sus características ópticas (entre esta la birrefringencia, igual a 0.045-0.057), bien pudieran ser de moscovita, cuya presencia está comprobada.

Cuarzo 3. forma geodas, dentro de los mármoles o asociado al talco. En parte puede corresponder al cuarzo que se encuentra diseminado dentro del mármol. Debe ser coparagenético del cuarzo que rellena fracturas en los micasquistos, gneises y rocas leucogranitoides.

En los mármoles de Las minas Sta. Maria, en los de La Bajol y en los de L. Mas Puig, se encuentran a veces geodas de cuarzo prismático lechoso, con un tamaño de 5 a 10 cm.

En lámina delgada reviste pequeñas oquedades, como las de los granates (foto 1, lámina XXIII) y rellena fracturas en asociación con cloritas, sericita y calcita. A veces presenta texturas esferulíticas en estas fisuras.

Antigorita. Aparece en relación con la forsterita y la humita, acompañada, por algunos óxidos de hierro.

Cloritas. Se suelen presentar en fracturas, como el talco y el cuarzo 3 y deben corresponder a la misma fase hidrotermal. A veces muestran texturas fibrosoradiadas, junto al cuarzo esferulítico.

Entre estas cloritas se ha detectado la sheridanita (pseudomono uniaxial positivo, elongación negativa, respecto a la exfoliación, pleocroísmo muy escaso y birrefringencia de 0.008 a 0.010) y la peninita negativa, que, en parte aparece "in situ" sobre cristales de flogopita, asociada a algunos óxidos de hierro.

Sericita. Acompaña a las cloritas en las fracturas y formado las texturas fibroso-radiadas. Es menos abundante que la clorita.

Tanto la sericita como las cloritas, han sido también detectadas mediante difracción de rayos X.

Otros minerales accidentales ligados al retrometamorfismo y a las acciones hidrotermales, son las epidotas y la titanita, que aparecen, sobre todo, en los niveles cuarcíticos intercalados en los mármoles.

Entre las epidotas están representadas la clinozoisita ($2V_x = 93^\circ$; $Z^z: 22^\circ$) y la pistacita ($2V_x: 670-86^\circ$).

Prhenita. En algunas ocasiones, relleno microfracturas o diseminados. Aparece también este mineral. Sus características ópticas son: biáxico positivo, elongación negativa, respecto a la exfoliación y extinción recta. A veces presenta inclusiones de circón.

Sepiolita. Se trata de un mineral fibroso blanquecino, con aspecto de asbesto, que tapiza algunas fracturas de los mármoles. Su determinación se ha elevado a cabo mediante difracción de rayos X.

Caolinita. Acompaña a la sepiolita y su existencia se ha determinado mediante los diagramas de rayos X.

5. 3. 3. 2. Evolución petrogenética.

En los mármoles, dada su textura gnoblástica, no se observa la existencia de esquistosidades, con lo cual el desarrollo de los procesos petrogenéticos queda obliterado en cierta medida. Sin embargo, se pueden establecer las siguientes eslabones:

19. Sedimentos carbonatados, en parte dolomíticos, en el cual alternan delgados niveles cuarcíticos y lentejones, más potentes, de rocas leucogranitoides.

29 Metamorfismo de estadio medio. Se originan minerales como pargasita, diópsido-ferrosalita, forsterita, clinohumita, coetáneos de la andalucita y de la cordierita intercinemáticas de los micasquistos. La presencia de todos estos minerales indica, como ya se ha dicho, que la temperatura, durante esta fase metamórfica, fué de unos 615^o, y la presión de unos 3.5 Kbars (fig. 14 B). El tipo de metamorfismo es comparable al de Abukuma (fig. 14 A).

39. Metamorfismo de estadio alto.

Al crecer la temperatura se dan momentáneamente las condiciones termodinámicas del estadio medio, que seguidamente son superadas.

- Posiblemente se origina una parte de los minerales correspondientes al estadio medio, ya citados arriba.

- Wollastonita, granate y vesuvianita, que, en unión de la cordierita y sillimanita de los micasquistos, indican la culminación de la temperatura.

Las condiciones termodinámicas probables durante esta segunda fase metamórfica son: temperatura alrededor de los 690^o C, y presión de unos 3 Kbars. Estos valores encajan dentro del tipo Abukuma (fig. 14 A y B).

4º. Comienzo del retrometamorfismo.

- Moscovita, tremolita, flogopita, cuarzo 2 y microclina 2., que pertenecen ya a una paragénesis de estadio medio.

- Albita que, como en los niveles detríticos intercalados, podría corresponder al estadio bajo.

5º. Tectonización e hidrotermalismo tardihercinianos y/o alpinos.

Los mámoles se fracturan y son sometidos a una intensa actividad hidrotermal.

Como resultado de estos procesos aparecen una serie de minerales accidentales:

- Talco, calcita y pirita, más cierta proporción de cloritas, sericita, epidotas y titanita.

- Sepiolita, caolinita y prehnita, además de una parte de cuarzo 3, cloritas, sericita, epidotas y titanita. Estos minerales parecen indicar temperaturas aún menores que las anteriores.

5. 3. 4. LOS NIVELES DETRITICOS.

Aparecen en la serie de Canavelles en Intercalaciones muy delgadas en los micasquistos y en los mármoles. Su naturaleza es generalmente cuarcítica.

Donde mejor se observan es en los mármoles (fotos 1 y 2, lámina XXII, fotos 1 y 2, lámina XXIV). El diferente comportamiento mecánico los lechos carbonatados y cuarcíticos, proporciona buenos ejemplos de "slumpings" en los que el mármol sirve de nivel de despegue. En fases posteriores estas estructuras sinsedimentarias vuelven a ser plegadas; así, en la foto 2, lámina XXIV, se observa claramente, en la esquina izquierda superior, que la capa más externa del plegue no sufre engrosamiento ni estrechamiento de tipo fluidal, como en las situadas inmediatamente debajo. Parece ser que tal capa, con potencia más uniforme no fué afectada ya por el "slump". A pesar de esto, se encuentra plegada. Igual ocurre en los lechos de la parte inferior de la foto, los cuales durante el "slumping" fueron afectados únicamente por fallas que indican una compresión lateral. En otros casos durante las fases de plegamiento s. str. los niveles cuarcíticos se fisuran según pequeñas diaclasas de tensión (muestra superior de la foto 1, lámina XXII), que posteriormente se pueden rellenar de minerales accidentales procedentes de acciones hidrotermales.

En un nivel cuarcítico, intercalado en los mármoles de las minas de La Bajol existe una serie de nódulos (fotos 3 y 4, lámina XXIV), parecer algo orientados en diagonal a las secciones efectuadas a la muestra. Los nódulos son esencialmente de calcita, en el centro, rodeados hacia la periferia, por una actinolita muy magnésica. Parece derivar de antiguos nódulos dolomíticos incluidos en los niveles detríticos, y representarían brechas intraformacionales, modificadas por el metamorfismo.

En consecuencia, se concluye que durante el depósito de los mármoles al menos, hubo en la cuenca cierta inestabilidad con formación de "slumping" y brechas intraformacionales.

Los niveles detríticos, especialmente observables en los mármoles captan las deformaciones sufridas posteriormente y es posible gracias a ellos, observar algunas pliegues isoclinales métricos dentro de los materiales carbonatados, como, por ejemplo, en el extremo S. de las minas de La Bajol, donde los niveles cuarcíticos están afectados por esquistosidad espaciada en las charnelas de los pliegues y por "boudinage" en los flancos (fotos).

5. 4. 4. 1. Mineralogía y petrología.

a) Circón, apatito, allanita. Aparecen en pequeña proporción.

El circón presenta contornos redondeados. El apatito, es xenomorfo en general.

La allanita se ha encontrado sólo en las intercalaciones de las minas de La Bajol. Se caracteriza por ser blástica negativa, su pleocroísmo de amarillo pardo a rojo intenso, su fuerte refringencia y su relativamente alta birrefringencia.

b) Micas. Están también representadas. La biotita. Esta se presenta desorientada, aunque puede estar parcialmente orientada, definiendo una esquistosidad S_{1-2} paralela a S_0 . En general son de tamaño muy pequeñas (20-30 micras) pero también hay láminas mayores. Son relativamente abundantes aunque mucho menos que el cuarzo.

La biotita es de color rojo intenso. Puede dar pequeñas inclusiones en cuarzo 2.

Se altera fácilmente a cloritas (entre éstas, a penninita negativa) y a titanita.

La moscovita apenas aparece y, cuando lo hace, está desorien-

En forma de sericita, se presenta como mineral accidental.

c) Anfiboles. . . Son también relativamente abundantes. Existen varias especies minerales:

- Tremolita: Se presenta con hábito fibroso entre los granos de cuarzo. Es corroída e incluida por la plagioclasa. Sus características ópticas son:

$2V_x$: 83° (media de cinco medidas en cristales diferentes).

Z^c entre 16 y 17° ; media 16.5° (de cuatro medidas).

Birrefringencia Z-X aproximadamente 0.023

Con estos datos se puede la tremolita contiene de un 8% a un 17% de Fe, respecto a Mg + Fe.

Este anfíbol debe haberse formado a partir de diópsido preexistente durante el retrometamorfismo.

En los nódulos de algunos niveles cuarcíticos de mármol de La Bajol, aparece la tremolita alrededor de la calcita (fotos 3 y 4, lámina XXIV). En principio estos nódulos debieron ser de dolomita, acompañada quizá de caliza. Durante los procesos metamórficos de estadio medio y alto se transformarían en diópsido, que finalmente, en la bajada de temperatura acabarían originado de nuevo tremolita y calcita.

Actinolita magnésica. Se trata de grandes cristales blásticos desarrollados durante el retrometamorfismo. En principio podría estar ligada a la tremolita, pero también es posible que derive de hornblenda verde, que puede transformarse dentro del estado medio, al decrecer la temperatura, en actinolita, epidotas y cloritas. En efecto, aparte de haber

encontrado hornblenda verde en otras preparaciones, en este caso la actinolita se presenta en contacto con pistacita y clinzoisita.

Los caracteres ópticos de la actinolita magnésica son:

$2V_x$ entre 79° y 82° ; media 81° (de tres medidas)

Z^c entre 15° y 16°

Pleocroismo: X, incoloro; Z, Y, incoloro algo verdoso.

Según estos datos el contenido en Fe, respecto a $Fe \div Mg$, puede oscilar entre 25% y 37%.

Hornblenda verde: Se ha encontrado solamente al N del Mas Batlló en el contacto de los micasquistos con los gneises. Parece ser coparagenética del cuarzo 2.

Las características ópticas son:

$2V_x$ de 76° a 79° ; media 78° (de seis medidas)

Z^c de 16° a 18° ; media 16.4° (de ocho medidas)

Pleocroismo, X: incoloro o amarillento; Z, Y, verde.

Estos datos indican que se trata de una hornblenda verde con un contenido en Fe (Mn, Ti) entre 23% y 35%, respecto al total de $Fe(Mn, Ti) \div Mg$.

d) Feldespatos. En las intercalaciones detríticas también aparecen los feldespatos, que representan, al menos en parte, minerales removilizados de otros preexistentes.

La plagioclasa es una albita, maclada generalmente según

la ley de la albita. Algunas medidas sobre su composición, efectuadas mediante los ángulos de extinción, arrojan valores entre An_0 y $An_{2.5}$. Los ángulos $2V_x$ medidos corresponden a las composiciones siguientes:

<u>Composición</u>	$\frac{2V_x}{x}$
An_0	106°
An_0	105°
An_1	105°
$An_{2.5}$	102°

Esta albita incluye a la tremolita y debe ser, por tanto, posterior.

Como la plagioclasa de los mámoles, la composición es muy sódica. Este hecho se puede interpretar por la relativa ausencia de Al en los niveles detríticos que impide la entrada de más Ca en la red de la plagioclasa, o bien porque la plagioclasa se ha formado a bajas temperaturas. Esto último parece más probable, ya que existen algunos minerales con aluminio en estas rocas.

La microclina también aparece en estos niveles cuarcíticos. Presentan desmezcla en venas y enrejado más o menos aparente. Se trata de cristales removilizados de tamaño variable, que deben corresponder a la generación de microclina 2. de las rocas leucogranitoides. Aparte, existe también microclina 3 hidrotermal asociada a cuarzo 4, y prehnita en fracturas.

e) Cuarzo. Es el mineral más abundante. Se halla removilizado en forma de cuarzo 2, que puede incluir gotas de cuarzo 1.

Además de estas dos generaciones también aparece cuarzo 3,

originado por la tectonización del cuarzo 2, con extinción ondulante y textura en "ribbons". El cuarzo en "ribbons" es algo bláxico.

Cuarzo 4. Se presenta rellenando fracturas, junto a microclina 3 y prehnita.

f) Turmalina. Es muy poco abundante y sólo se la ha hallado en una muestra.

g) Grafito. Aparece sólo en una muestra recogida al NE del Castell de Cabrera.

h) Calcita. Forma parte de los nódulos de los niveles cuarzíticos y de algunas fracturas, en las que se asocian a epidota y óxidos de hierro.

i) Minerales accidentales.

Se consideran aquí aquellos que se originaron en el retrometamorfismo a partir de otros preexistentes o en virtud de acciones hidrotermales y procesos cataclásticos. Dentro de estos minerales, además de los cuarzos 3 y 4, de la microclina 3, de los anfíboles y de la calcita, se pueden citar los siguientes:

Titanita: En ocasiones en bastante cantidad. En parte puede derivar de la biotita. Como este mineral no es demasiado abundante, es probable que provenga de removilización a partir de otros niveles. ES bláxica positiva, con ángulo $2V_z$ muy pequeño y pleocroismo rojo marrón o rosado, según Z, e incoloro, según X.

Sericita: Poco abundante. Se presenta en algunas fracturas ligada a epidota. Puede provenir de la alteración de plagioclasas y otros minerales.

Vermiculita y cloritas en parte penninita negativa, procedentes de la alteración de biotita y acompañadas por óxidos de hierro.

Prehnita. Aparece asociada a cuarzo 4, microclina 3, epidota y calcita, según fracturas. Sus características ópticas son:

$2V_z$ de 65° a 68° ; media 66.5° (de ocho medidas)

Elongación negativa respecto a la exfoliación y extinción recta

Birrefringencia de 0.025 a 0.027

Pistacita y clinzoisita. Aparecen relleno de fracturas, en las que, a veces, acompañan al cuarzo 4, a la microclina 3, a la prehnita, a la calcita, etc. En otras ocasiones está dispersa entre los granos de cuarzo o junto a la actinolita, con la que pueden ser coparagenéticas (por descomposición de hornblenda).

5.3.4.2. Evolución petrogenética.

19. Sedimento detrítico, principalmente cuarzoso, que forma delgados niveles intercalados en los micasquistos, y en los mármoles. Ocasionalmente nódulos dolomíticos, que posiblemente indican la presencia de brechas intraformacinales. Los niveles detríticos están afectados, además, por "slumping". Todo esto indica que, durante el depósito, hubo inestabilidad en el fondo de la cuenca.

20. Esquistosidad S_{1-2} paralela a la estratificación y puesta de manifiesto por la orientación y concentración de la biotita.

En los afloramientos de las minas de talco de La Bajol, las intercalaciones cuarcíticas están afectadas por una esquistosidad S_2 espaciada, en las charnelas de los pliegues isoclinales (fotos

).

No quedan trazas de minerales correspondientes a las fases de metamorfismo de estadio medio ni de estadio alto. Sin embargo debe haberse originado, como mínimo, diópsido en los nódulos dolomíticos. Por otro lado, la biotita y el cuarzo 1 deben cristalizar en la primera fase metamórfica.

39. Comienzo del retrometamorfismo. Cristalizan una serie de minerales en el descenso final de la temperatura, en el orden siguiente.

A) Estadio medio.

a) Alguna moscovita.

- Tremolita, calcita, microclina 2 y cuarzo 2. Esta paragénesis indica ya que la temperatura ha bajado a valores comprendidos entre 565° y 590° C, para presiones de 3 Kbars (WINKLER, 1970). En estas condiciones cabe esperar, como se dijo anteriormente, que el feldspato potásico fuese una ortosa, la cual se transformaría al bajar más la temperatura en microclina (GOLDSCHMIDT y LAVES, 1954).

B) Estadio bajo.

- Albita, hornblenda verde, actinolita magnésica, epidota. Esta paragénesis prácticamente depende sólo de la temperatura y señala que ésta debió oscilar alrededor de los 500° C (Fig. 14 B). Las presiones pudieron ir disminuyendo sensiblemente, al par que la temperatura.

40. Tectonización e hidrotermalismo tardihercinianos y/o alpinos. Aparte de los minerales de retrometamorfismo ya citados, aparecen otros más directamente ligados a la tectonización, como microclina 3, prehnita, epidota, óxidos de hierro, titanita, vermiculita y cloritas. Se encuentran en parte, rellenando fracturas y parecen indicar temperaturas de formación bastante bajas.

En virtud de los procesos cataclásticos las cuarcitas aparecen a veces muy transformadas. En algún caso (NE del Castell de Cabrerà) se han visto protomilonitas y milonitas, situadas cerca del contacto entre gneises y micasquistos.

5. 2. EL METAMORFISMO EN LA VERTIENTE S. DEL ROC DE FRANCA.

En todos los materiales metamórficos del sector de Massanes de Cabrenys, el metamorfismo se presenta en dos fases bien discernibles, a las que hay que añadir las fases finales de retrometamorfismo.

En la primera fase se alcanza el estadio medio (WINKLER, 1970). En la segunda, tras darse de nuevo las condiciones termodinámicas del estadio medio, se alcanza el estadio alto (WINKLER, 1970) con fusión parcial de las rocas y formación de migmatitas.

Ambas fases son totalmente estáticas. El desarrollo de los acontecimientos metamórficos, en relación con las fases cinemáticas es como sigue (ver cuadro de la fig. 15).

1ª fase cinemática: formación de la esquistosidad S_1 . Durante esta fase se originarían los mantos pennínicos, que G. GUITARD (1964, 1967, 1970) asigna a la fase posterior, en la que se forma la esquistosidad S_2 (equivalente a la S_1 del autor francés).

2ª fase metamórfica de estadio medio. Se originan andalucita y cordieritas intercinemáticas en los micasquistos. Estos minerales contienen a la esquistosidad S_1 , girada o paralela a la esquistosidad externa S_2 .

En los mármoles se forman diópsido, salita, ferrosalita, forsterita y clinohumita.

Estos minerales indican que la temperatura fué de unos 615° y la presión de unos 3.5 Kbars (fig. 14 B).

El tipo de metamorfismo es comparable al de Abukuma (fig. 14 B).

FASES DE METAMORFISMO Y SU RELACION CON LA TECTONICA

1ª fase cinemática	1ª fase metamórfica intercinemática	2ª fase cinemática	Otras fases cinemáticas	2ª fase metamórfica postcinemática
No existen minerales indicadores de metamorfismo. Formación de S_1 continua paralela a S_0 . Mantos pennínicos.	Estadio medio, aproximadamente 615°C y 3.5 Kbars. Tipo Abukuma	No existen minerales indicadores de metamorfismo. Formación de S_2 continua paralela a S_1 y S_0 . Pliegues isoclinales métricos y decamétricos	No existen minerales indicadores de metamorfismo. Formación de pliegues que afectan a S_2 . Una generación de estos pliegues desarrolla a veces esquistosidad espaciada S_3 , materializada por minerales de retromorfismo.	Se sobrepasa el estadio medio y se alcanza el estadio alto, con aproximadamente 690°C y 3 Kbars. Tipo Abukuma.

FASES RETROMETAMORFICAS

Estadio medio

565°C - 590°C y aproximadamente 3 Kbars. Cristalización de cuarzo y feldspatos (texturas migmatíticas).

Estadio bajo

Aproximadamente 500°C . Presiones bastante menores. Condiciones hidrotermales de alta temperatura.

Tectonización e hidrotermalismo tardihercinianos y/o alpinos.

Estadio muy bajo.

Condiciones hidrotermales de media y baja temperatura. Formación de fracturas y de una S_4 de cataclasis subparalela a la esquistosidad S_2 .

Fig. 15

La presencia de almandino en la zona de la andalucita (GUITARD, 1970) queda explicada por los altos valores de la relación $Fe/Mg+Fe$ (WINKLER, 1970) en la zona de la biotita. En efecto, de catorce análisis que G. GUITARD (1970) da para los micasquistos de la zona de la biotita, ocho proporcionan valores entre 0.82 y 0.92, para la relación $Fe/Mg+Fe$. Sin embargo, los valores correspondientes a los micasquistos con almandino de la zona de la andalucita son realmente menores. Por otro lado, el autor francés admite que existen transiciones graduales entre las diferentes zonas. Esto hace pensar que la relación original entre Fe y Mg fuera también mayor en la zona de la andalucita, antes del metamorfismo, y que éste no se desarrolló en condiciones tan isoquímicas como afirma G. GUITARD (1970). De este modo quedaría salvada la aparente contradicción de la presencia de la cordierita y otros minerales, como el diópsido y la forsterita, en los mismos niveles que el almandino (aunque el diópsido y la forsterita se pueden formar a presiones mucho mayores, en presencia, dentro de la zona de la andalucita, queda limitada a una presión máxima algo mayor de 4 Kbars, en la que el almandino continuaría siendo incompatible, tal como se observa en la fig. 14 B).

El resultado de esta fase metamórfica es la aparición de un intrusión de varias isogradas, alrededor de los núcleos gnéissicos. En el sector estudiado no aparecen las isogradas debido a la colocación ulterior de grandes masas plutónicas. En el Canigó, G. GUITARD (1970) las describe con detalle y admite que no están plegadas, a pesar de la existencia de mantos pennínicos. Unido esto a l hallazgo de dos esquistosidades, S_1 y S_2 , en la zona que aquí interesa, se hace necesario admitir que los mantos pennínicos se originaron coetáneamente a la S_1 y antes de que acaeciera la primera fase metamórfica.

2ª fase tectónica. No va acompañada de metamorfismo

o al menos, no se desarrollan minerales indicadores, como no sean las micas, que habría de subrayar la esquistosidad S_2 . De todos modos, posteriormente, estas micas recrystalizarían, dando crecimientos desorientados y/o miméticos.

En esta fase aparece la esquistosidad S_2 , paralela a la S_1 , como se demuestra por la existencia de andalucitas intercinemáticas preferentemente dispuestas dentro del plano $S_1 = S_2$. Esta esquistosidad debe ser coetánea de la formación de pliegues isoclinales métricos y, quizá, también decamétricos.

Al microscopio, la S_2 se adapta a las andalucitas y cordieritas intercinemáticas mediante "flattening" más o menos acusado, y la esquistosidad S_1 interna de tales minerales puede girar según ángulos variables. En algunos casos las andalucitas intercinemáticas son rotas o dobladas durante la formación de S_2 .

Otras fases cinemáticas. Posteriormente a la formación de esta esquistosidad ocurrirían una serie de deformaciones que quedan patentes en diversos tipos de pliegues que afectan a la S_2 . En la más importante de estas deformaciones póstumas, se producen pliegues con tendencia a acordeón, ligados a una esquistosidad espaciada S_2 , muy poco patente, actualmente materializada ocasionalmente por minerales retrometamórficos (cloritas, sericita, etc.).

2ª fase metamórfica de estadio alto. Es totalmente post-cinemática y conduce durante la progresiva elevación de la temperatura, a la formación, en primer lugar, de andalucita y cordierita en los micasquistos indicadores de condiciones de estadio medio (en los mármbrles, parte del diópsido y de la forsterita pueden igualmente formarse coetáneamente a estas andalucitas y cordieritas postcinemáticas); y finalmente, a la formación de sillimanita y cordierita, en los micasquistos,

y de wollastonita, vesuvianita y grossularia, en los mármoles. Estos últimos minerales señalan el máximo de las condiciones termodinámicas. Según se observa en la fig. 14 B, la temperatura probablemente osciló alrededor de los 690°C para una presión de 3 Kbars, admitiendo una fracción molar XCO_2 aproximadamente igual a 0.50.

Si se admite que XCO_2 es mayor que 0.50 (hecho poco probable, ya que hubo agua más que suficiente para producir posteriormente un fuerte retrometamorfismo) se habría de admitir también que la temperatura sobrepasó los 700°C , incluso para presiones de 2 Kbars. (WINKLER, 1951). Esto no es verosímil, pues los efectos de la antexia se habrían desarrollado de modo más general.

Los materiales de este sector recrystalizan, tras sufrir una fusión parcial. Las plagioclasas parecen haberse formado en esta segunda fase metamórfica, tanto en la subida de la temperatura (zonación inversa) como en el descenso de la misma (zonaciones normales).

En la región estudiada sólo aparece almandino en los gneises (torrente de Can Castell). Parece que se origina en la segunda fase metamórfica de estadio alto, en la que se requiere, en teoría, ^{menos} una presión para su formación. En esa misma fase se forma cordierita, en los micasquistos, y wollastonita, en los mármoles, y es imposible que las presiones sean muy elevadas. No se ha hecho análisis de las biotitas, que son los únicos minerales que poseen Fe y Mg, pero se ha visto que existe magnetita en tales gneises. Por otra parte, de los ocho análisis de G. GUITARD (1970) para los gneises equivalentes de La Preste, uno da, para la relación $\text{Fe}/\text{Mg} \div \text{Fe}$, un valor igual a 0.80, y, en otros dos, se obtienen valores iguales a 0.91 y 0.94. Es evidente que, en tales circunstancias, el almandino no representa grave problema. H. G. F. WINKLER (1970) está cómo, en los experimentos de L. C. HSU y C. W. BURNHAM (19

se sintetizó almandino, en condiciones de metamorfismo de estadio alto, a sólo 2 Kbars. cuando la relación $Fe/Mg \div Fe$ era mayor de 0.80.

La fase de estadio alto parece ligada, como afirman A. AUTRAN, M. FONTEILLES y G. GUITARD (1970), a las intrusiones graníticas, que originarían aureola de anatexia inducida y migmatitas de inyección en los materiales más profundos de la zona axial.

Fases retrometamórficas. Tras la culminación térmica se produce un descenso gradual de la temperatura.

1) En condiciones correspondientes al estadio medio cristallizan moscovita, turmalin, plagioclasas albiticas de los gneises y de las rocas leucogranitoides, plagioclasas en zonación normal de los micasquistos, cuarzo y microclina. En los mármoles y sus intercalaciones detríticas se manifiestan moscovita, tremolita, flogopita, cuarzo y microclina.

Según parece, las condiciones termodinámicas en el comienzo del retrometamorfismo, responden a temperaturas comprendidas entre $565^{\circ}C$ y $590^{\circ}C$, para presiones de unos 3 Kbars. En estas condiciones cabe esperar que el feldespato potásico fuese una ortosa, que posteriormente, al bajar más la temperatura se transformaría a microclina (GOLDSCHMIDT y LAVES, 1954).

Conviene aclarar que, el cuarzo y el feldespato potásico, aunque son los últimos en cristalizar con indudables signos de crecimientos blásticos, en génesis se remonta a las reacciones de tránsito entre el estadio medio y el estadio alto.

Como resultado final, en los micasquistos, el cuarzo y el feldespato se ubican preferentemente en lechos empobrecidos en mica, de

modo que en tales materiales, aparecen migmatitas con texturas bandeadas (estromatitas).

2) En condiciones de estadio bajo parece que se producen una serie de minerales, como albita, hornblenda verde, actinolita, magnésica y epidota, encontradas en los mármoles y, sobre todo, en las intercalaciones detríticas.

La clorita, la epidota y la titanita de los micasquistos y gneises pueden haberse originado parcialmente en el paso del estadio bajo

La temperatura sería de unos 500° C, y la presión, que no habría de influir demasiado en la formación de los minerales citados, pudo haber disminuido ya sensiblemente.

Los minerales, resultantes en esta fase, pueden ser considerados como formados en condiciones hidrotermales de alta temperatura.

3) Tectonización e hidrotermalismo tardihercinianos y/o alpinos.

Con la fracturación de los materiales sobreviene una recristalización y neoformación de minerales, ampliamente desarrollados gracias a la actividad hidrotermal que prolonga los procesos retrometamórficos hasta el estadio muy bajo.

Aunque muchas fracturas son de edad tardiherciniana, es indudable que rejugaron en los movimientos alpinos. Las mineralizaciones que las acompañan pueden ser, por tanto, tardihercinianas y/o alpinas, sin que en muchos casos se pueda concretar más al respecto.

Los minerales suelen presentarse en fracturas; así se pueden citar talco, pirita, cuarzo, microclina, calcita, epidota, vermiculita, cloritas, sericita, sepiolita, caolinita, prehnita, etc. De todos, los tres últimos citados, en relación con clorita, sericita y otros,

parecen indicar las temperaturas más bajas de formación.

Tras la tectonización, los materiales del sector estudiado se transforman en rocas cataclásticas con grado variable de trituración. En los micasquistos y gneises se renueva la S_2 según una esquistosidad S_4 subparalela de cataclasis.

5. 3. LOS AFLORAMIENTOS DE ROCAS METAMÓRFICAS EN LA HOJA DE OLOT.

En la hoja nº 257, de M. T. N. a escala 1:50. 000, de Olot, aparecen, en virtud de fallas normales E-W, correspondientes a la distensión alpina, una serie de afloramientos del zócalo que sirve de base a la serie posthercíniana (fig. 3).

En este zócalo, además de rocas ígneas, se encuentran representadas rocas metamórficas, cuyas características serán expuestas a continuación.

Su condición de aflorar en relación con fallas, confiere a estos materiales metamórficos texturas de tipo cataclástico, que tienden a enmascarar su naturaleza original.

5. 3. 1. EL PEQUEÑO AFLORAMIENTO GNEISICO EN LA FALLA DE TALAIXA-CAN MANERA.

a) Circón y rutilo. Aparecen en pequeña cantidad, incluidos en los cristales de cuarzo y de ortoclasa, y, otras veces, dispuestos en los lechos con moscovita.

El rutilo se presenta en prismas apuntados por pirámides, a veces maclados en rodilla. Sus características ópticas son:

- debil pleocroismo directo de amarillo claro a amarillo pardo.
- extinción recta y elongación positiva.
- birrefringencia y refringencia muy altas
- uniaxico positivo.

b) Micas. Sólo está representada la mica blanca, que debe corresponder a una moscovita.

La asociación del rutilo con la moscovita parece indicar que esta mica fué originariamente, al menos en parte, una biotita.

Aparte de la moscovita, cristalizada en láminas relativamente grandes, existe también sericita, ligada a los procesos cataclásticos, y damurita, de alteración de andalucita.

c) Andalucita. Se presenta en cristales peciloblásticos, parcialmente alterados a damurita. En las secciones paralelas al pinacolo presenta dos trazas de exfoliación subperpendiculares. Las secciones prismáticas muestran a veces un ligero pleocroismo en rosa muy pálido, según el eje X. Es biaxico negativo.

Es un mineral relativamente abundante.

d) Plagioclasa. Está poco representada y aparece en pequeños cristales, correspondientes, al parecer, a una matriz primitiva, de la roca. Es biaxica positiva y algunas medidas de composición, mediante los valores de los ángulos de extinción, han dado una $An_{2.5}$. Por tanto, se trata de una albíta bastante pura. Sin embargo, es posible que su composición tan sódica sea secundaria, como resultado de fenómenos cataclásticos y de recristalización.

e) Ortoclasa. El feldespató potásico no es microclina como en el Roc de Franca. La orientación del elipsoide coincide con el de la ortoclasa.

Es un mineral biáxico negativo, en el que los valores del ángulo X^a oscilan entre 6 y 8°.

Aparece en la matriz primitiva de la roca en forma de pequeños cristales, de 50 micras a 200 micras, de ortoclasa 1.

También constituye cristales blásticos de ortoclasa 2, de hasta 1.8 mm.; que presentan desmezcla. Estos blastos son posteriores a los de cuarzo 2 y a la andalucita, tal como puede deducirse a partir de las relaciones de intercorrosión.

f) Cuarzo. Aparecen también en dos generaciones:

Cuarzo 1. Constituye parte de la matriz primitiva de la roca. Aparece en forma de gotas de 30 a 60 micras en el interior del cuarzo 2.

Cuarzo 2. SE halla en forma de cristales blásticos de 200 micras o más, que engloban a los cuarzos 1 y a la andalucita, por cuya exfoliación penetra ocasionalmente.

g) Accidentales. Principalmente se encuentra la mica blanca en forma de sericita y damurita. Además, hay penninita negativa como relleno de microfracturas.

5. 3. 1. 2. Evolución petrogenética.

Las pequeñas dimensiones del afloramiento no permiten una recogida de muestras suficiente como para hacer un estudio más completo de la roca.

Sin embargo, se pueden reconstruir los siguientes pasos

1º. Existencia de una matriz primitiva, cuarzo-feldespática, compuesta por cuarzo 1, ortoclasa 1 y plagioclasa.

2º. Aparición de moscovita y andalucita, que indica condiciones de estadio medio.

3º. Desarrollo de la esquistosidad S_2 . Los minerales anteriores están afectados por una esquistosidad, que, por comparación con el macizo del Roc de Franca, puede corresponder con la S_2 .

4º. Crecimiento blástico de cuarzo 2, y de ortoclasa 2. El último mineral formado es la ortoclasa 2, que conope incluso al cuarzo 2. Este crecimiento blástico produce la inclusión de minerales asociados normalmente a micas, como el circón y el rutilo, en el seno de los blastos de cuarzo y ortoclasa.

Como se puede ver esta evolución petrogenética encaja en la establecida para los gneises y rocas leucogranitoides del sector de Massanet . Sin embargo no hay demasiados criterios que confirman si es pequeño afloramiento gneísico ha pasado o no por las condiciones propias del metamorfismo de estadio alto. No se puede negar esta posibilidad, aún cuando las rocas metamórficas cercanas no tengan la misma historia. Respecto a ésto, se debe tener en cuenta que la colocación de estos gneises se hace mediante una falla con larga historia, de modo que el afloramiento podría representar un jirón desgajado de materiales del zócalo bastante más profundos.

52. Tectonización. Los minerales de la roca sufren transformaciones, debidas al hidrotermalismo que va ligado a la formación de fracturas, las cuales se rellenan por sericita, cloritas y otras minerales accidentales.

5. 3. 2. LOS MICASQUISTOS MOTEADOS DE ST. ANIOL, DE CAN COLL y DE TALAIXA-CAN MANERA.

Afloran, en el área de St. Anill y a lo largo de la falla de Talaixá-Can Manera. En el afloramiento de zócalo de Can Coll, situado al N del pico Mussols, aparece también un pequeño retazo de micasquistos moteados, al NE de este pico.

Estos materiales están relacionados con niveles carbonatados y corresponden a la serie de Canavelles, si bien deben representar niveles más altos que los del sector de Massanet.

La mineralogía indica que se trata de corneanas originadas por las intrusiones plutónicas y porfídicas. Presentan esquistosidad anterior a estas intrusiones (foto 1, lámina XXVI), que en parte, es obliterada en la formación de la aureola de contacto. Posiblemente estos micasquistos pertenecen a la zona de la biotita de la primera fase de metamorfismo.

Su situación a lo largo de las fallas de zócalo de la hoja de Olot, les confiere texturas cataclásticas, que enmascaran los rasgos primitivos de estas rocas.

5. 3. 2. 1. Mineralogía y petrología.

a) Minerales accesorios. Entre estos se encuentran el circón, el apatito y la turmalina.

El circón y el apatito aparecen incluidos en biotita y eventualmente en otros minerales. El circón se presenta en raras ocasiones, mientras que el apatito es más abundante.

La turmalina posee normalmente pleocroísmo en pardo anaranjado pudiendo estar zonada con tonalidades verdes.

Se presenta a veces en cristales blásticos, que parecen coparagenéticos del cuarzo 2, . Engloba a pequeñas micas y cuarzos 1.

b) Micas. Son muy abundantes debido a que, en parte, provienen de minerales preexistentes alterados.

La biotita es de color rojo o pardo. Se presenta ocasionalmente intercrecida con moscovita. A veces se encuentra la biotita sustituida por vermiculita y/o biotita verde y cloritas (en general peninita negativa), que contienen rutilo, con maclas de la sagenita. El tamaño de la biotita oscila entre 20 y 80 micras, pero puede alcanzar de 100 a 500 micras, cuando se trata de láminas desorientadas.

Las láminas de biotita se encuentran principalmente fuera de las motas de estos micasquistos, las cuales están esencialmente formadas por hidromoscovita. Sin embargo también existe en el interior de tales manchas (fotos 1, 2, 3, lámina XXV).

Se presentan desorientadas totalmente o bien orientadas según una esquistosidad continua S_{1-2} . Podría ser que esta mica se originase en la primera fase de metamorfismo que, por ser estática, daría lugar a biotitas tanto orientadas, según una esquistosidad S_1 preexistente, como desorientadas. Sin embargo también es posible que la biotita se desarrolle en la segunda fase de metamorfismo estático, ligada a las intrusiones ígneas, después de que se formase la S_2 . En este caso también podría haber micas orientadas, por crecimiento mimético.

En cualquier caso son anteriores a la cristalización de la cordierita y de la andalucita, por las que son englobadas. Posteriormente cordierita y andalucita se alteran para originar las motas, en cuyo interior aparecen algunas biotitas.

Algunas de las micas (biotita y moscovita) se muestran intercrecidas en fracturas que cortan a las motas procedentes de la alteración de andalucitas y cordieritas. En consecuencia, su cristalización es posterior a estos minerales.

Si la alteración de las muestras es muy fuerte, aparte de la transformación de las andalucitas y de las cordieritas la biotita se transforma en pequeñas láminas de cloritas y vermiculita manchadas de abundantes gránulos de óxidos de Fe. El resultado es una textura en que aparecen numerosas motas de hidromoscovita en el seno de manchas oscuras intersticiales.

La moscovita, en láminas bien cristalizada, es menos abundante que la biotita, con la que puede presentarse intercrecida, como ya se ha dicho más arriba. Se concentra, junto a biotita y cuarzo, fuera de las motas de alteración de la andalucita y de la cordierita. Dentro de éstas no es posible, en muchos casos, distinguirla de la hidromoscovita secundaria, si no es por la diferente disposición de láminas micáceas.

Como la biotita, puede presentarse desorientada o bien siguiendo la esquistosidad S_{1-2} . Es posible que pertenezca tanto a la primera fase metamórfica como a la segunda. La orientación según S_{1-2} se consigue por mimetismo de las superficies de esquistosidad preexistentes.

Las láminas de moscovita pueden alcanzar 250 micras, y presentar textura peciloblástica. Es posible que, junto a las biotitas desorientadas de mayor tamaño, sea aproximadamente paragenéticas con el cuarzo 2 blástico y la turmalina blástica, correspondiente a la segunda

fase metamórfica.

Como accidental se pueden citar la hidromoscovita, proveniente de la alteración de plagioclasas y, sobre todo, de cordierita y andalucita. La génesis de esta mica secundaria puede ir asociada a procesos retrometamórficos y a la actividad de las fallas de zócalo.

Existen pequeñas láminas de hidromoscovita sincinemática de la esquistosidad S_4 de tectonización, presente en filonitas y ultramilonitas (fotos 2, 3, 4, lámina XXVI). En general las láminas miden entre 2 y 40 micras, aunque en algún caso alcanzan 60 micras, e incluso 100 micras. La esquistosidad S_4 es bastante continua, de forma que sus superficies dejan entre sí espacios de 10 a 800 micras, hecho que confiere a los micasquistos una textura filitosa.

La hidromoscovita se presenta, además, desorientada, pseudomorfizando antiguos cristales de cordierita y andalucita (pinnita y damurita). Debido a esta alteración aparecen las motas, tan características de estos micasquistos. En el interior de las motas se conserva las inclusiones de cuarzo y biotita, más o menos alterada, de la andalucita y de la cordierita.

Las motas muestran su mayor alargamiento en coincidencia con la esquistosidad S_{1-2} , mostrando que los cristales pseudomorfizados poseían "fabric habit" (Fotos 2 y 3, lámina XXV). Estos son precinemáticos respecto de la esquistosidad de tectonización S_4 como puede verse examinando las manchas de hidromoscovita resultantes (foto 4, lámina XXV). En otros casos las motas están plegadas, de acuerdo con el desarrollo de pliegues y "kinks" durante la formación de filonitas.

En algunas filonitas existen motas no deformadas posteriores a S_4 (foto 2, lámina XXVI), compuestas por sericita y clorita (penninita negativa, principalmente), que indican un cierto flujo térmico, principalmente a lo largo de las fallas E-W, tras su última actuación, ya dentro de la distensión alpina.

c) Plagioclasa.

Es relativamente poco abundante, al menos en cristales reconocibles, no demasiado alterados. Se encuentra en pequeños granos de 30 a 60 micras, con indicios de zonación.

En algunos casos puede alcanzar 150 micras. Aparece tanto dentro como fuera de las motas. Sus bordes recrecidos parecen indicar su cristalización durante la segunda fase metamórfica.

Se ha podido medir algunos individuos que dan una composición de An_{28} . Otros granos, de composición entre An_{14} y An_{16} , pueden representar restos alterados de cristales más anortíticos. En general se trata, pues, de una oligoclasa más o menos sódica.

d) Cuarzo.

Se reconocen dos generaciones:

Cuarzo 1. de pequeño tamaño, entre 10 y 100 micras.

Aparecen tanto fuera como dentro de las motas, de forma que, en general, se concentran más fuera de éstas.

Cuarzo 2. aparece en cristales blásticos recrecidos, con un tamaño de 200 micras como máximo.

Es posterior a la andalucita y a la cordierita, entre las que puede aparecer rellenando intersticios.

Engloba la esquistosidad S_{1-2} continua, puesta de manifiesto por gránulos muy pequeños de óxidos de Fe.

A veces incluye cuarzos 1 en gotas y otros minerales.

Por su forma de presentarse parece ser más o menos coparagenético de las micas y turmalinas blásticas, de la andalucita y de la coedierita, si bien representa el mineral más tardíamente formado.

e) Cordierita. y Andalucita.

Presentan textura peciloblástica. En la gran mayoría de los casos están totalmente alteradas a pinnita y damurita, respectivamente para dar las motas de los micasquistos.

En su crecimiento blástico engloban a una pequeña proporción de las micas, mientras el resto de éstas queda confinado a los huecos existentes entre diferentes cristales.

Las motas, en general, están alargadas según la esquistosidad S_{1-2} (foto 2 y 3, lámina XXV), lo que demuestra que el crecimiento de los minerales preexistentes fué mimético, con desarrollo de "fabric habit".

Las motas están constituidas por hidromoscovita, procedente de la alteración de andalucita y cordierita; inclusiones de micas y cuarzo, procedentes de la textura pecilítica preexistente a la alteración; y, finalmente, por óxidos de Fe en gránulos de unas 5 micras y en poca cantidad, que provienen del Fe contenido en los minerales alterados (andalucita, cordierita y biotita en inclusiones).

La cordierita aparece en cristales biáxicos negativos. En algunos casos existen maclas polisintéticas en las que los individuos se exponen simétricamente a 30° del plano de macla. Los granos presentan siempre alteración incompleta a pinnita, muy característica.

Este mineral se ha encontrado en todos los afloramientos de micasquistos moteados.

La andalucita presenta las características ópticas siguientes: biáxico negativo, dos exfoliaciones psubperpendiculares entre sí, extinción recta en secciones prismáticas y extinción de unos 45° , en secciones pinacoidales; pleocroismo en rosa según el eje X, no siempre visible, relieve mayor que el de la cordierita.

Los cristales de andalucita **secretan** con "fabric habit", adaptando su máxima longitud a la esquistosidad S_{1-2} preexistente.

En todos los casos estos cristales están parcialmente alterados a damurita.

Las motas, resultantes de la alteración total de la andalucita, evidentemente adoptarán la misma disposición alargada respecto a la esquistosidad (fotos 2 y 3, lámina XXV).

Sólo se ha encontrado andalucita en los micasquistos situado cerca de Talaixá, entre el Pont de Valentí y la Eta. Riu, asociada con cordierita.

En St. Aniol y Can Coll no se ha visto andalucita, pero sí cordierita. Ambos minerales debieron formarse coparagenéticamente, como en el afloramiento de Talaixá, de modo que se puede afirmar que las motas en todos los micasquistos de estos afloramientos pueden proceder tanto de cordierita, como de andalucita.

Durante la tectonización tardiherciniana y/o alpina las motas son afectadas por la esquistosidad S_4 (foto 4, lámina XXV). El hidrotermalismo, acompañante de estas fases póstumas sería el responsable de la alteración de los cristales de andalucita y cordierita.

f) Minerales accidentales. Ya se han mencionado la hidromoscovita, la clorita y la vermiculita y/o la biotita verde. Están relacionados con la tectonización y con las acciones hidrotermales tardihercinianas y/o alpinas.

La clorita y la vermiculita y/o biotita verde derivan de biotita.

La hidromoscovita se forma por alteración de plagioclasas, andalucita y cordierita.

Parte de la hidromoscovita intercrecida con cloritas forman motas posteriores a S_4 , más pequeñas que las de alteración de cordieritas y andalucitas (foto 2, lámina XXVI), ligadas a flujo térmico a través de la falla de Talaixá-Can Manera.

Otros minerales accidentales ^{son} en el rutilo, frecuentemente con gemaclas de la sagenita, y óxidos de hierro. Estos minerales provienen de la alteración de biotitas, como muestra el hecho de encontrarlos parcialmente ligados a cloritas.

También hay óxidos de hierro en el seno de las motas, procedentes del hierro contenido en la andalucita y en la cordierita, en forma de gránulos de unas 5 micras.

Los óxidos de hierro se hallan, además, removilizados según fracturas, que cruzan o siguen la esquistosidad S_4 de las ultramilonitas y filonitas.

La calcita se presenta ocasionalmente en las fracturas de las muestras recogidas en la proximidad de los mármoles.

Al SE de Can Manera hay minerales hidrotermales, tales como cuarzo, barita, pirita, galena y siderita, en pequeñas venas afectadas por la milonitización propia de la falla. Al E de la Eta Riu, hay galena dispersa, tanto en los micaquistos como en los mármoles. Estos minerales pueden estar ligados directamente a la actividad hidrotermal de las rocas ígneas, al igual que los filones de cuarzo que encajan en los micaquitos y/o granitos porfidoblásticos de St. Aniol, sin perjuicio de que posteriormente hayan sufrido remoción debido a la actividad continuada de las fallas E-W.

5. 3. 2. 2. Evolución petrogenética.

La historia de los micasquistos moteados se puede sintetizar del siguiente modo:

1ª. Roca lutítica con algunos niveles más groseros.

2ª. Desarrollo de la esquistosidad S_1 , de la que no quedan trazas por coincidir con la esquistosidad posterior S_2 , paralela. Pudo haber algún metamorfismo, pero no hay indicios del mismo.

3ª. Metamorfismo de estadio bajo (zona de la biotita).

Se formaría en condiciones estática biotita y moscovita, desorientadas y orientadas, estas últimas miméticas de la esquistosidad S_1 . Aunque esto no está suficientemente claro, es muy probable, pues existen diferencias de tamaño y textura en las biotitas y en las moscovitas. Esta fase sería sincrónica de la de estadio medio, observada en el Roc de Franca.

Además de las micas, aparece cuarzo 1, procedente de cuarzo detrítico recristalizado.

4ª. Desarrollo de la esquistosidad S_2 , paralela a S_1 . Posteriormente se pudieron desarrollar otras superficies penetrativas, equivalentes a la S_3 de los micasquistos del Roc de Franca. Aunque no se ha encontrado tal deformación esto no quiere decir que no exista.

5ª. Metamorfismo de estadio medio, equivalente a la fase de estadio alto, observada al S del Roc de Franca. Este metamorfismo es, sin duda, producto de las intrusiones ígneas que afectan a los micasquistos de la zona de la biotita.

Se forman una serie de minerales postcinemáticos, al par que recristalizan los minerales preexistentes, con mimetismo de la esquistosidad S_2 . Los minerales de esta fase son peciloblásticos en general y están representados por: biotita, moscovita, plagioclasa, andalucita, cordierita, turmalina y cuarzo 2.

El cu

Las micas pueden cristalizar, en ciertos casos, en fracturas de los cristales de andalucita y cordierita., lo que demuestra que, al menos una parte, es posterior a estos minerales.

El cuarzo 2 es el último mineral formado. La presencia de andalucita y cordierita indica que el metamorfismo en los micasquistos moteados alcanzó el grado medio en esta fase y que las presiones no pudieron sobrepasar los 4 Kbars. Por comparación con los micasquistos del sector de Massanet de Cabrenys, se puede estimar que las presiones debieron ser algo menores de 3 Kbars.

62. Retrometamorfismo y tectonización tardihercinianos y/o alpinos. Se produce una serie de minerales accidentales como consecuencia de las acciones hidrotermales asociadas. Se generan en gran cantidad cloritas, hidromoscovita y otros.

Las rocas, en virtud de la tectonización, se transforman en ultramilonitas y filonitas (fotos 2, 3 y 4, lámina XXVI) con desarrollo de la esquistosidad S_4 .

La andalucita y la cordierita se transforman en motas de hidromoscovita, que, por tectonización, se deeforman (foto 4, lámina XXV) y llegan a desaparecer totalmente. En algunos casos, la aparición de flujo térmico de edad alpina, a lo largo de las fallas E-W, como la de Talaixá-Can Manera, produce la aparición de pequeñas motas de clorita e hidromoscovita posteriores a la milonitización de los micasquistos (foto 2, lámina XXVI).

5. 3. 3. LOS NIVELES CARBONATADOS ASOCIADOS A LOS MICASQUISTOS MOTEADOS.

Se trata, en general, de mármoles dolomíticos y calcícticos, con ligero predominio, al parecer, de los primeros.

Afloran principalmente a lo largo de las fallas de St. Aniol y de Talaixá-Can Manera. También en el afloramiento paleozoico, situado al W de Albanyá, aparece un pequeño retazo carbonatado, que puede estar en contacto mecánico con las filitas de este sector. En este punto las condiciones de observación no permiten más precisiones.

Los niveles carbonatados de St. Aniol y Talaixá se presentan intercalados en los micasquistos moteados y, en ocasiones, en contacto directo con las intrusiones de pórfidos. Las superficies de contacto con los micasquistos han sido tectonizadas durante la acción de las fallas E-W y las relaciones entre estos materiales, en muchos casos, son mecánicas.

La presencia de los niveles carbonatados en relación con los micasquistos, permite asignar todos estos materiales a la serie de Canavelles y, en consecuencia, corresponden al Cámbrico. Existen restos de fósiles correspondientes a algas cianofíceas, no identificables (fotos 1 y 2, lámina XXVII) y posibles braquiópodos. Entre las algas parece encontrarse, el g. Girvanella.

A pesar de haber sufrido condiciones de estadio medio durante las intrusiones ígneas, atestiguadas por la presencia de minerales indicadores en los micasquistos, estos mármoles no presentan mineralogía compleja y han conservado incluso restos microfíticos y restos de algas.

5. 3. 3. 1. Mineralogía y petrología.

a) Circón. Es muy rara su presencia y sólo se ha hallado en una muestra.

b) Carbonatos. Constituyen la casi totalidad de estas rocas. La dolomía y la calcita se presentan conjuntamente, si bien la primera parece

ser más abundante y, en algunos casos, el carbonato casi exclusivamente representado. El estudio de las muestras con rayos X respalda esta afirmación.

Aunque parece existir cuarzo detrítico en estos mármoles, no se han formado silicatos magnésicos, como ocurre en el sector de Massanet a pesar de haberse alcanzado el metamorfismo de estadio medio durante las intrusiones ígneas.

La existencia de restos micríticos y fosilíferos y la falta de silicatos magnésicos hacen pensar que no se sobrepasó la isograda tremolita \pm calcita, pues no aparece la paragénesis tremolita \pm calcita \pm dolomita, de acuerdo con la reacción de WINKLER (1967):



en la que habría que considerar el cuarzo como componente no en exceso.

Por otro lado, no es obligada la formación de talco a temperaturas menores a las que indica esta paragénesis. La reacción, que podría originar el talco, necesita más agua y una fracción molar $X\text{CO}_2$ menos elevada (WINKLER, 1967, 1970). Esta restricción podría explicar, asimismo, la ausencia de talco en los niveles carbonatados.

Como consecuencia de lo arriba señalado, para una presión muy probable de 2,5 Kbars (téngase en cuenta que, en el estadio alto del sector de Massanet, la presión sería de unos 3 Kbars) y considerando la presencia de cordierita y andalucita en los micasquistos moteados, las condiciones térmicas debieron oscilar entre 530°C y 555°C , alrededor del círculo marcado en la fig. 14 B.

Sin embargo, es probable que en ciertos puntos muy localizados no se alcanzaran estas temperaturas, con lo que se podrían haber reservado de su total destrucción los escasos restos micríticos y fosilíferos encontrados.

c) Otros minerales.

Se puede citar, como accesorio, la moscovita. Esta mica se encuentra en pajitas aisladas en el seno de los cristales de carbonato, extraordinariamente escasas y de tamaño pequeño. Los análisis de rayos X sobre agregados orientados, obtenidos directamente de las muestras de los mármoles, y los análisis sobre agregados orientados, a partir de muestras previamente tratadas con $\text{ClH } 0.2 \text{ N}$ demuestran que se trata de mica blanca y no de talco.

A veces, aparece alguna turmalina, como mineral también accesorio, aún más raro que la moscovita.

En una muestra existén, además, manchas opacas que parecen corresponder a grafito.

Otro mineral accesorio es el cuarzo de origen detrítico, más o menos removilizado durante las fases metamórficas y los procesos hidrotermales. Este tipo de cuarzo se presenta en granos redondeados de hasta 2 mm, que, evidentemente pueden estar recreados. En ocasiones incluyen algunas pequeñas biotitas de 20 micras. En virtud de los procesos cataclásticos, posteriores a su formación, puede hacerse muy ondulante y adquirir texturas en mortero.

El cuarzo hidrotermal es relativamente abundante. Aparece casi siempre en agregados intersticiales dispersos en la roca, o según filones de cuarzo lechoso de potencia variable (desde filones microscópicos a filones con 30 cm. de potencia), en los que, a veces, aparecen geodas. El cuarzo, tanto en filones como disperso, se asocia a carbonatos neofor-
mados, hematites (oligisto) y a malaquita, que originalmente pudo ser calcopirita. Al microscopio se vé que el cuarzo es el último mineral formado de modo que rellena los huecos que dejan los romboedros de carbonato, una vez recubiertos éstos por los óxidos de hierro. La secuencia hidro-

termal parece ser: calcita y/o dolomita neoformados, óxidos de hierro (hematites micácea) y , eventualmente, sulfuros (calcopirita, galena) y, finalmente, cuarzo.

En el Pont de Valentí aparece cuarzo, barita y hematites micácea dispersos en los mármlles. En casi todos los afloramientos de mármol se observa cuarzo lechoso disperso y en filoncillos y , a veces, formando geodas.

Existen, además, otros minerales hidrotermales de cierto interés, como siderita, galena, calcopirita y barita.

9 La siderita se encuentra en fracturas y manchas de sustitución en los mármoles situados al NW del pico Bassegada.

La galena se halla dispersa en los mármoles, tal como ocurre en los esquistos, en algunas muestras recogidas al E de la Eta. Riu.

La calcopirita aparece en los mármoles situados al N del Pont de Valentí, en el lecho del río Llierca. Se encuentra, asimismo, diseminada, alterada y removilizada parcialmente en manchas de malaquita y azurita.

La barita se halla dispersa o en forma de filoncillos y masas de sustitución en los alrededores del Pont de Valentí, del mismo modo que el cuarzo, con el que quizá sea concomitante.

Esta actividad hidrotermal en los mármoles puede estar directamente realcionada con las rocas ígneas, pues en éstas también aparecen filones con cuarzo, barita, calcopirita, siderita, galena y pirita, siendo, los dos primerso minerales citados, los más abundantes. En los mármoles estos minerales pueden haber sido removilizados, en parte, debido a la cataclasis tardiherciniana y/o alpina. La actividad hidrotermal debe corre:

ponder al ciclo hercíniano como lo demuestran los cantos de barita encontrados en el Garunnense del Pont de Valentí. Esto estaría en consonancia con la existencia de filones de sulfuros, cuarzo y barita al E de Can Manera, afectados por la esquistosidad de fractura S_4 , debida a las actuaciones posteriores de la falla de FTalaixá-Can Manera.

En otras ocasiones el cuarzo es esferulítico y aparece asociado en intersticios y pequeños filones, a calcita, cloritas, sericita y óxidos de hierro. Esta asociación quizá es de menor temperatura y más tardía que los mineales precedentes, ya que la cristalinidad de sus minerales es bastante menor.

5. 3. 3. 2. Evolución petrogenética.

Dada la textura granoblástica de los mármoles la esquistosidad S_{1-2} de los micasquistos no se manifiesta, salvo muy levemente en algún punto.

Sólo se pueden discernir los siguientes pasos en la evolución de estos mármoles:

19. Sedimento carbonatado, micrítico en gran dolomítico, con algunos aportes detríticos representados por cuarzo principalmente y algunos minerales arcillosos.

20. Metamorfismo de estadio medio, durante las intrusiones ígneas, que no llega a dar tremolita, por las razones ya indicadas. Sólo recrystaliza el cuarzo y se forma moscovita. La presencia de andalucita y cordierita en los micasquistos asociados a los mármoles, y la ausencia de tremolita en éstos, hace pensar que las condiciones termodinámicas debieron oscilar alrededor de 2.5 Kbars y entre 530 y 555⁰ C (fig. 14 B). La presión se da como probable, teniendo en cuenta que en zonas más profundas, sector de Massanet, las presiones fueron de unos 3 Kbars. durante el estadio alto, provocado por las intrusiones ígneas.

39. Retrometamorfismo y tectonización tardihercinianos y/o alpinos.

Tras las intrusiones ígneas, se produce una actividad hidrotermal, más o menos ligadas a ellas, con formación de nuevos minerales.

Así aparece calcita, dolomita neoformadas, cuarzo, clorita, serícita, óxidos de hierro y minerales más interesantes, como siderita, galena, calcopirita y barita, que pueden ser removilizados y transformados durante la prolongada actuación de las fallas E-W.

Los mármoles recrystalizan fácilmente durante la tectonización y no dan texturas cataclásticas, como los micasquistos. Sin embargo, es frecuente encontrar fracturas, con diferente orientación, más o menos mineralizadas.

5. 3. 4. LAS FILITAS DE ALBANYA, DEL RIO BORRO y DE ST. ANIOL.

El principal afloramiento se encuentra al W de Albany, donde aparecen en alternancia con delgadas niveles cuarcíticos y carbonatados, de apenas unos centímetros de potencia, como máximo. En contacto intrusivo aparecen dentro de las filitas algunos filones de rocas porfídicas básicas, paralelos a la esquisosidad de la roca.

En la esquina NE del afloramiento de Albany, hay algunos mármoles silicificados, idénticos a los estudiados en el apartado 5. 3. 3. los cuales deben relacionarse con las filitas en virtud de un contacto mecánico. Como éstos no poseen grandes intercalaciones de carbonatos, lo más probable es que los mármoles pertenezcan a la serie de los esquists moteados, que aquí no afloran.

En la garganta del río Borró, al E del Mas Owi, existe un afloramiento diminuto de filitas, rubefactadas en superficie por la proximidad del Garumnense.

El otro afloramiento de filitas, asimismo muy pequeño, se situa en el extremo oriental de los materiales del zócalo de St. Aniol, junto a la falla del mismo nombre. Parece ser que los pórfidos circundantes se halla en contacto intrusivo con las filits, pero la falta de buenos puntos de observación no excluye un contacto mecánico con las rocas ígneas.

Todos estos materiales filitosos, con sus niveles cuarcíticos intercalados deben corresponder a la serie de Jujols (CAVET, 1957) y a la de Panoles (FONTBOTE, 1952). En consecuencia, les corresponde una edad ordovícica (CAVET, 1957).

El metamorfismo que presentan es muy débil. Es concomitante con la primera fase metamórfica de los micasquistos del Roc de Franca, la cual desarrolla, en las filitas, clorita, sericita y posiblemente biotita, por lo que estos materiales corresponderían a la transición entre la zona de la clorita y la de la biotita de G. GUITARD (1970). La segunda fase metamórfica, ligada a las intrusiones ígneas, no se ha encontrado.

La textura esquistosa se consigue por el desarrollo de superficies penetrativas, correspondientes a una esquistosidad espaciada, que individualiza microlitones de 25 micras a 950 micras de grosor (en algún caso, como en el afloramiento del río Borró, sólo tienen un grosor de 2 micras a 25 micras). Esta esquistosidad es oblicua a la estratificación y debe corresponder a la S_3 observada en los gneises y micasquistos de Massanet.

Se refracta y espacia más en los niveles cuarcíticos (fotos 3 y 4, lámina XXVII).

Como consecuencia de la esquistosidad S_3 aparece en la roca un microplegado (crenulación) que sólo queda de manifiesto gracias a la presencia de niveles cuarcíticos y carbonatados en las filitas.

Como afecta a los grandes cristales desordenados de clorita y moscovita, es indudable que es posterior a la ~~primera~~ fase de metamorfismo y en estas circunstancias sólo puede equivaler a la S_2 o a la S_3 del sector de Massanet. El hecho de ser oblicua a la estratificación, como la S_3 de los micasquistos y los gneises de Massanet, apoya la idea de que equivale a esta esquistosidad y ~~apoya~~ S_2 que se habría hecho progresivamente oblicua a la estratificación.

Aunque G. GUITARD (1960) admite que la esquistosidad de los micasquistos se hace oblicua progresivamente al subir en la serie metamórfica, este fenómeno parece poco probable, si se tiene en cuenta que el equipo de Montpellier ha demostrado que la esquistosidad S_{1-2} es siempre subhorizontal en toda la serie paleozoica. Los trabajos de P. F. SANTANACH (1972, a y b) demuestran, por otro lado, que la esquistosidad continua de los micasquistos, entre el río Ter y La Cercanya, no alcanza los niveles poco metamórficos.

Es, por tanto, presumible que la esquistosidad de las filitas equivale, sin lugar a dudas, a la S_3 del Roc de Franca.

5. 3. 4. 1. Mineralogía y petrología.

a) Circón y turmalina. Debe de tratarse de minerales rodados incluidos en un sedimento lutítico.

El circón, poco abundante, se ha encontrado en granos redondeados de 60 micras, dentro de los niveles detríticos de tipo arenítico.

La turmalina, asimismo, se presenta algunas ocasiones, sobre todo en los niveles detríticos más porosos.

b) Minerales laminares.

Se presenta en finas pajitas de clorita, vermiculita y sericita, y en cristales mayores, intercrecidos, de clorita, biotita verde, vermiculita y moscovita. Abundan en los niveles lutíticos, desprovistos en general de cuarzo y feldespatos.

La clorita, la vermiculita, la moscovita y la biotita verde se presentan en cristales relativamente grandes, desorientados y afectados por la esquistosidad espaciada S_3 , de modo que pueden estar trastapuestos o formando "kinks". En algún caso, se observa "flattening" de la esquistosidad, alrededor de estas láminas, las cuales son precinemáticas, respecto a S_3 .

La vermiculita se caracteriza por su birrefringencia alrededor de 0.020 mientras que la biotita verde tiene la misma birrefringencia que la moscovita, alrededor de 0.038, y es netamente más refringente que ésta.

La existencia de vermiculita y biotita verde, con óxidos de hierro según su exfoliación, en algunas muestras hace pensar que provienen de biotita no alterada preexistente, intercrecida con moscovita. La presencia de biotita, indica que durante la primera fase metamórfica estática, se alcanzaron las condiciones termodinámicas del estadio bajo (WINKLER, 1970)

Estas láminas de clorita, vermiculita y moscovita alcanza tamaño entre 60 y 230 micras y, en algún caso, llegan a medir 500 micras.

Por otro lado, las finas pajitas de sericita, clorita y vermiculita, de 2 a 5 micras, y, en ciertos casos hasta de 20 micras, aparecen orientadas, según las superficies de esquistosidad. Esto indica la existencia de metamorfismo de estadio muy bajo o bajo durante la formación de S_3 (recuérdese a este respecto que, en los gneises y micasquistos de Massanet, no se puede asegurar el tipo de metamorfismo reinante durante la formación de S_3 , por estar los minerales, sinérgicos de esta esquistosidad, alterados en virtud de procesos retrometamórficos.

c) Cuarzo y feldespatos. Se trata de minerales detríticos, concentrados preferentemente en delgados lechos areníticos, que pueden haber sufrido alguna removilización durante el ligero metamorfismo de las filitas, dando bordes indentados.

El cuarzo se presenta en granos más bien angulosos de 30 a 150 micras. Cuando aparece en los lechos lutíticos el tamaño es sólo de 10 a 50 micras. Constituye el mineral más abundante de los lechos areníticos.

La plagioclasa es poco abundante. Puede alcanzar las 80 micras. Algunas medidas de composición, a partir de los ángulos de extinción, arrojan valores entre $An_{2.5}$ y $An_{4.5}$.

La microclina se presenta a veces en granos de 60 micras a 110 micras, pudiendo alcanzar en algún caso las 200 micras. Presentan buen enrejado.

La presencia de estos minerales detríticos hace pensar que, durante el depósito de las filitas, pudo haber cierta inestabilidad tectónica, de modo que pudieron erosionarse materiales correspondientes a los actuales micasquistos y rocas leucogranitoides, para originar sedimentos pelíticos con algunas intercalaciones de areniscas, entre cuyos minerales figuran los feldespatos alcalinos y la turmalina.

d) Otros minerales.

Los carbonatos aparecen a veces en raras intercalaciones muy delgadas, del orden de centímetro.

Como producto de una actividad hidrotermal, probablemente tardíherciniana, se encuentra siderita en filones de unos centímetros, como máximo, siguiendo las superficies de esquistosidad S_3 .

5. 3. 4. 2. Evolución petrogenética.

1º. Sedimento lutítico con delgadas intercalaciones carbonatadas y, sobre todo, areníticas de grano fino.

2º. Metamorfismo estático de estadio bajo, en condiciones próximas. ~~Fa~~ la isograda de la biotita, . Formación de moscovita, clorita, vermiculita y biotita verde (posiblemente biotita parda, posteriormente alterada).

3º. Formación de la esquistosidad S_3 , ligada a metamorfismo de estadio muy bajo, con formación de filitas con sericita, clorita y vermiculita singenéticas de dicha esquistosidad.

4º. Tectonización e hidrotermalismo terdihercinianos y/o alpinos.

Las filitas se tectonizan en los puntos cercanos a las fallas E-W. Aparición de siderita en pequeños filones que siguen a la esquistosidad.

Las biotitas pueden alterarse a vermiculita y biotita verde.

5. 4. EL METAMORFISMO EN LOS AFLORAMIENTOS PALEOZOICOS DE LA HOJA DE OLOT.

Se resumirán brevemente en este apartado las características metamórficas y texturales de los micasquistos moteados y de las filitas, presentes en la hoja de Olot.

En los micasquistos moteados y en los mármoles intercalados se pueden enumerar las siguientes etapas metamórficas y cinemáticas:

1ª fase cinemática, con desarrollo de la esquistosidad S_1 . No existen minerales indicadores de metamorfismo durante esta fase.

1ª fase metamórfica de estadio bajo. Es una fase estática con desarrollo de micas orientadas y desorientadas. Se originan micasquistos que corresponderían a la zona de la biotita de G. GUITARD (1970).

2ª fase cinemática, con desarrollo de la esquistosidad S_2 paralela a S_1 .

No se han observado plegamientos de la esquistosidad S_{1-2} debido a las malas condiciones de observación y a los fenómenos cataclásicos posteriores.

2ª fase metamórfica postcinemática de estadio medio, concomitante con las intrusiones ígneas y ligada a éstas.

La aparición de cordierita y andalucita indica que se alcanza el estadio medio y que las presiones son menores de 4 Kbars. La ausencia en los mármoles de tremolita indica que no se sobrepasó su isograda.

En consecuencia, según ya se ha expuesto anteriormente, parece probables unas condiciones termodinámicas aproximadas de 2.5 Kbars. y de 530 a 555° C (fig. 14 B).

Retrometamorfismo en relación con el hidrotermalismo y la tectonización tardihercínicas.

En las filitas, la ausencia de las esquistosidades S_1 y S_2 y de la segunda fase metamórfica, simplifica los hechos de modo que estos materiales sólo habrían sufrido una primera fase metamórfica de estadio bajo, en la que parece alcanzarse la isograda de la biotita. Posteriormente se origina la esquistosidad S_3 , no encontrada en los micasquistos moteados.

5. 5. LAS ROCAS IGNEAS POSTOROGENICAS.

Afloran ampliamente en la vertiente meridional del Roc de Franca, en la hoja de Massanet de Cabrenys, y, formando parte del zócalo infrayacente a los materiales posthercinianos, en la hoja de Olot.

Se encuentran representados granitos, s. l.; aplitas y pegmatitas, porfiritas y pórfidos básicos y ácidos.

Son postorogénicos y cortan a todas las estructuras, si bien el contacto con los micasquistos superiores a los gneises es grosso modo estratiforme.

A continuación paso a la descripción de cada uno de estos tipos de rocas.

5. 5. 1. LA GRANODIORITA CON BIOTITA Y HORNBLENDA DE MASSANET DE CABRENYS.

Aflora extensamente en La Bajol, BMassanet de Cabrenys y Tapis, pasando a Francia al W de esta localidad. Rodea el macizo del Roc de Franc de modo que los micasquistos superiores a los gneises constituyen su base, según un contacto grosso modo estratiforme. El contacto con los micasquisto de Mas Roger se efectúa por medio del desgarré del pico Salines. El límite S de la granodiorita viene dado por un contacto muy vertical y neto con los granitos porfidoblásticos de los picos Mondavá y Falcó.

En algunos puntos la granodiorita se pone en contacto, más o menos tectonizado, con los materiales posthercinianos.

El contacto con los micasquistos de la serie de Canavelles, como ya se dijo en el capítulo 5. 3. , es intrusivo y difuso, de modo que existen banda

de composición granítica o pegmatítica paralelas a la esquistosidad S_2 , entremezclada con filones y venas transversales. En los micasquistos aparece, en consecuencia, una banda de "granitización" de 60 a 100 m. de potencia, mientras que, por otro lado, la granodiorita presenta sus minerales orientados paralelamente a S_2 en un espesor de unos 300 metros. Este hecho puede deberse a fenómenos de flujo y/o a un mimetismo de la estructura de los micasquistos.

Los xenolitos incluidos en la granodiorita también están orientados cerca de los micasquistos, y, al alejarse de éstos se desorientan gradualmente.

Aparte de los numerosos xenolitos existentes, la granodiorita presenta aristas entrecruzadas por erosión diferencial, que destacan en los típicos bolos, resultantes de la misma. Tanto los xenolitos como las aristas de los bolos se estudiarán en sus correspondientes apartados.

La granodiorita presenta, a veces, algunas variaciones de composición. Así, en el contacto con los micasquistos algunas muestras han resultado ser granodioritas con tendencia a tonalita, y dioritas, como consecuencia de una migración del feldespato potásico y del cuarzo a otro punto de la cámara magmática, fenómeno que explicaría, asimismo, la relativa escasez de microclina en los micasquistos anatéticos del muro de la granodiorita. Por otra parte, en el contacto con los granitos porfidoblásticos de Mondavá, se observan también algunos cambios debido a la ausencia de cuarzo, con lo que la granodiorita se transforma localmente en una sienodiorita.

En otros puntos, por el contrario, puede acumularse el feldespato potásico, para originar un granito.

A pesar de todas estas variaciones, la masa general de la rocas es una granodiorita con biotita y hornblenda y los cambios de composición mineralógica no son sino puntuales.

5.5.1.1. Mineralogía y petrología.

a) Minerales accesorios.

Aunque, a veces, el cuarzo, la hornblenda, la biotita y la microclina, pueden entrar en esta categoría, se consideran aquí como accesorios aquellos que se presentan en porcentajes menores del 5% en todas las preparaciones estudiadas.

Circón. Es el primer mineral formado. Aparece en el seno de la biotita, hornblenda, plagioclasas, cuarzo y microclina. En algunos casos, aparece, junto a apatito en el seno de moscovita, resultante de la alteración hidrotermal de biotita, ligada a los procesos cataclásticos.

Es uníaxico positivo, se presenta en prismas de sección cuadrada, con vértices a veces biselados. La refringencia es bastante elevada y la birrefringencia es de alrededor de 0.048. En ocasiones es patente la exfoliación según 110. La extinción es recta en las secciones alargadas. Con los minerales pleocroicos, tales como la biotita y cloritas, produce aureolas pleocroicas de 5 a 15 micras y, en general, de unas 10 micras.

Cuando los cristales de circón son suficientemente grandes, se fracturarán en las granodioritas cataclásticas y en algún caso, se encuentran atravesados por cuarzo 2 en fracturas.

Apatito. Puede ser dsingenético con el circón, pero su cristalización se prolonga durante un mayor lapso de tiempo, como lo demuestran las inclusiones ordenadas exagonalmente en las biotitas. 2 (foto 1, lámina XXIX). Estas inclusiones están contenidas en las caras prismáticas de los cristales de biotita, de modo que sólo deshay desorientación de los prismas de apatito respecto al eje c de la mica.

En la mayoría de los casos el apatito aparece desordenado, junto a circón, en allanita, biotita, moscovita (procedente de antigua biotita), hornblenda, plagioclasas, cuarzo y microclina.

Se trata de cristales uniáxicos negativos, de mayor relieve que el cuarzo, cristalizados en prismas bastante alargados. En algunos casos es de contornos xenomorfos, debidos a corrosiones.

Los cristales alargados aparecen rotos cuando la granodiorita ha sido sometida a trituración.

Mena metálica primaria. Aparece en algunas preparaciones diseminada en el resto de los minerales. Debe ser coparagenética del circón.

Allanita. Es relativamente abundante en la granodiorita. Es, sin duda, posterior a la asociación circón-apatito-mena metálica primaria y a la asociación plagioclasa 1-biotita 1-hornblenda 1. Este mineral es englobado por biotita 2, por clorita resultante de la alteración de ésta, por hornblenda 2 y por microclina.

El tamaño es, en general de 1.65 mm. a 1.4 mm, pero puede alcanzar 1.8 mm. e incluso 3.5 mm. En estos casos puede incluir pequeños biotitas 1, apatito y pequeñas plagioclasas 1.

Este mineral se reconoce fácilmente por los siguientes caracteres:

- $2V_x$ aproximadamente igual a 80°
- $Y^b = 0^\circ$; Z^a de unos 55° .
- Zonación bien aparente en bastantes casos
- Presencia ocasional de maclas
- Pleocroísmo: X, amarillo pardo claro; Y, Z, rojo pardo
- Aureolas pleocroicas cuando está en contacto con minerales pleocroicos (biotita, vermiculita y/o biotita verde, clorita, hornblenda).

Se altera en los bordes y en las fracturas a pistacita.

En las granodioritas cataclastizadas puede aparecer afectada por las fracturas que invaden la roca.

Rutilo. Se presenta excepcionalmente. Sólo se le ha encontrado en una preparación de diorita recogida en el contacto con la serie de Canavelles. Su existencia quizá sea debida a la contaminación y enriquecimiento en titanio del magma a partir de los micasquistos.

El rutilo se presenta en prismas tetragonales apuntados por pirámides, incluidos en plagioclasas.

La longitud máxima medida en estos cristales es de 80 micras.

Presentan elongación positiva y pleocroísmo de pardo, según Z, a amarillo según X.

b) Minerales esenciales.

Hornblenda verde. Se presenta en cristales idiomorfos a hipidiomorfos. Caben distinguir dos generaciones:

Hornblenda verde 1. Se trata de pequeños cristales, que junto a pequeñas biotitas y plagioclasas, pueden quedar incluidos en la hornblenda 2 y en la plagioclasas 2; las características ópticas son iguales en ambas generaciones, si bien las pequeñas hornblendas 1 pueden mostrar alguna zonación (fotos 1 y 2, lámina XXVIII).

Hornblenda 2. Es coparagenética con la biotita 2 y, como ésta, se presenta en grandes cristales que, a veces, incluyen apatito, allanita, pequeñas hornblendas 1 (fotos 1 y 2, lámina XXVIII) y plagioclasas 1.

Si las inclusiones se alteran pueden aparecer clorita, titanita, y pistacita, englobadas por la hornblenda 2. A su vez, es corroída por el cuarzo y los feldspatos 2.

Eventualmente, cerca de los contactos con el granito porfidoblástico o en los micasquistos, aparece intercrecida con biotita 2 deshilachada, de modo que ésta parece haber originado la hornblenda. Por otro lado esta contiene circón y apatito y puede presentarse como relleno dentro de algunas grietas de la biotita.

Estos hechos hacen pensar que, en algunos casos, al menos, la hornblenda 2 es posterior a la biotita 2.

Se altera con relativa facilidad a pistacita, clorita, calcita y óxidos de hierro.

Sus características ópticas son:

- $2V_x$ de 61° a 71° ; media 67.4° (de diez medidas en diferentes cristales).
- Z^c de 15° a 21° ; media 17.4° (de dieciséis medidas en diferentes cristales).
- Presencia de maclas según (100).
- Pleocroísmo variable de unas preparaciones a otras, en relación sin duda con diferencias de composición que, por otro lado, se reflejan también en la variabilidad de los ángulos $2V_x$ y Z^c . Incluso puede haber cambios de color dentro de un mismo cristal sobre todo cerca del contacto con el granito porfidoblástico.

En general las tonalidades observadas son:

Z: verde oliva, verde azulado, verde parduzco

Y: verde amarillento, verde oscuro, pardo, pardo verdoso, verde oliva.

X: amarillo claro, amarillo verdoso.

De las medidas de los ángulos $2V_x$ y Z^c , teniendo en cuenta valores medios, se deduce que la hornblenda verde contiene de 37% a 43% de Mg, respecto al total de $Mg \dagger Fe^{2\dagger}$ ($\dagger Mn \dagger Ti$).

En algún punto, como al NW de la terminación occidental del sinclinal de Danins, la mayor abundancia, muy localizada, de feldespatos potásicos, hace que la roca sea un granito s. str. Al mismo tiempo la hornblenda es accesoria y presenta algunas peculiaridades. En efecto, en un mismo cristal de anfíbol se han observado cambios de composición importantes de modo que se trata de hornblenda titanífera que, parcialmente y en continuidad cristalográfica, presenta características de hornblenda verde. La hornblenda titanífera muestra según caracteres ópticos siguientes:

$2V_x = 79^\circ$; Z^c de 10 a 11° y pleocroísmo verde oliva según Z; pardo verdoso, según Y; amarillo muy ténue, según X.

La hornblenda titanífera tiene características intermedias entre kaersutita y sintagmatita. La escasez de cristales de éste anfíbol no permite el cálculo de la birrefringencia y, con ello, conocer mejor de qué término se trata.

Las zonas de hornblenda verde, por sus características ópticas, parecen indicar un contenido del 50% de Mg, mayor que el promedio calculado. Sin embargo no constituyen una rareza, ya que bastantes individuos de hornblenda verde de otras muestras dan los mismos valores para los ángulos $2V_x$ y Z^c .

En las granodioritas cataclástizadas la hornblenda es rara, debido a su facilidad de alteración, que debe ser mayor que la de la biotita, ya que mientras ésta puede existir más o menos transformada, el anfíbol desaparece por completo. Sin embargo, hay algunas excepciones. Así, en una muestra de milonita recogida en la falla del pico Salines, cerca de la ermita del mismo nombre, se ha hallado hornblenda verde con maclas rotas y alabeadas y con extinción ondulante (foto 4, lámina XXXVI; foto 1, lámina XXXVII).

Biotita: Se halla en cristales idiomorfos a xenomorfos. Se pueden distinguir dos generaciones:

Biotita 1: formada por pequeñas láminas de biotita pardo rojiza, que, junto a hornblenda 1, plagioclasa 1, pueden quedar incluidas en biotita 2 y hornblenda 2. En forma de agregados se puede encontrar en el seno de plagioclasas. En láminas aisladas puede aparecer en el seno del cuarzo y de los feldespatos, pero no es posible asegurar si se trata de biotita 1 ó de biotita 2, ya que la inclusión va apareada a corrosión y disminución del tamaño.

Biotita 2. Constituida por láminas grandes de biotita que pueden incluir biotita 2, hornblenda 1 y plagioclasa 1, además de allanita, circón y apatito. A su vez es corroída por el cuarzo y los feldespatos 2. Esta generación constituye la casi totalidad de la biotita de las granodioritas.

El apatito, en ocasiones, se ordena ~~con~~ centrímicamente en alineación exagonales paralelas a las caras prismáticas de las láminas de mica. En la foto 1, lámina XXIX, aparecen hasta nueve de estas alineaciones, hecho que demuestra que el apatito es en parte sinéctico con la biotita 2 y que ésta ha crecido en once impulsos sucesivos, con inclusión de diferentes capas de cristales de apatito, adosados a las capas prismáticas de la mica.

La biotita 2 presenta pleocroísmo en pardo intenso o pardo rojizo (a veces rojo o pardo verdoso), según los ejes Y y Z; y amarillo, más o menos parduzco, según X. Es pseudoniáxica negativa y posee extinción recta. Algunas medidas de birrefringencia dan valores entre 0.045 y 0.053, correspondientes a los términos meroxeno y lepidomelana meroxénica.

Son bastante interesantes las transformaciones póstumas de la biotita, debidas a los procesos cataclásticos tardihercinianos y/o alpinos. Son raras las preparaciones que carecen en absoluto de biotitas deformadas y algo cloritizadas. La deformación y cloritización están muy generalizadas, incluso son frecuentes, incluso en muestras que aparentemente parecen no haber sido tectonizadas (foto 2, lámina XXIX).

En general, la alteración de la biotita conduce a la formación de vermiculita y/o biotita verde, clorita (en su mayor parte, penninita negativa), óxidos de hierro, rutilo y titanita, que pueden quedar "in situ", pseudo-morfizando en las láminas de biotita o removilizarse según fracturas. A veces el rutilo y la titanita se disponen alrededor de las antiguas inclusiones de circón y apatito. En otros casos los óxidos de hierro y la titanita se alojan en las superficies de exfoliación de las biotitas y filosilicatos resultantes.

La alteración se hace por vía hidrotermal, capaz de aportar iones Ca para originar minerales del tipo de la titanita y de producir y removilizar clorita, vermiculita y óxidos de hierro en fuerte proporción.

La foto 2, lámina XXXVII y la foto 1, lámina XXXVIII muestran biotitas rotas, plegadas y alteradas "in situ". En una de estas fotos, puede verse la aparición de clorita fibroso-radiada, resultante de la removilización de cloritas "in situ", que llega a corroer a cristales de cuarzo y depositarse en pequeñas geodas.

En ocasiones las cloritas se disponen en lentejuelas orientadas según la exfoliación de la biotita. Así se han observado cristales de biotita no muy alterados con inclusiones lenticulares de penninita negativa y sheri-danita.

Otros minerales que intervienen en la alteración de la biotita son la pistacita y la prehnita, ligados a las cloritas y a la vermiculita. Se disponen de modo irregular o bien siguiendo la exfoliación de la biotita, de la clorita o de la vermiculita y/o biotita verde, de forma que pueden adoptar también una disposición lenticular. Es evidente que las soluciones hidrotermales que alteraron la biotita llevaban iones Ca, para que la pistacita y la prehnita pudieran originarse. Los minerales que pudieron proporcionar el Ca y, en último extremo] la prehnita y la pistacita, podrían haber sido las plagioclasas y la allanita. Ya se ha dicho que la allanita se altera a pistacita, y, por otro lado, las plagioclasas originarian prehnita y pistacita, que pueden removilizarse. El hecho de haber plagioclasas 1 y allanita, incluidas en las biotitas 2 no

alteradas, podrían explicar, al menos en parte, la presencia de estos minerales accidentales en las biotitas alteradas.

En algunas ocasiones aparecen, ligados a las cloritas, granates algo anisótropos, de contornos totalmente irregulares, que deben corresponder a un término de la serie grossularita-andradita, compatible con soluciones ricas en calcio.

Estas alteraciones fueron ya descritas por H. STRUWE (1958) en el contacto del granito de Querigut con las rocas encajantes y en las inclusiones de este granito. Este autor encuentra prehnita, clinzoisita, pistacita, titanita y grossularia-andradita, ligadas a alteraciones de la biotita y las explica como resultantes de una acción hidrotermal en las inclusiones melanocratas y en los bordes del granito.

Por otro lado, G. M. SCHWARZ (1958) cita también la presencia de epidota, asociada a calcita y clorita, y explica que estos minerales se forman por vía hidrotermal con aporte de iones Ca.

Otra alteración de la biotita produce la aparición de moscovita y sericita en asociación de cuarzo 3 hidrotermal. La biotita, de la que pueden quedar algunos restos, se transforma en clorita, vermiculita, mica blanca, titanita, rutilo (con maclas de la sagenita), óxidos de hierro, quedando sin alterar las antiguas inclusiones de circón y apatito. El lugar de la biotita, es parcial o casi totalmente ocupado por cuarzo hidrotermal que suele estar en continuidad cristalográfica con los cuarzos 1-2, propios de la roca no alterada (fotos 3 y 4, lámina XXXVII).

De este modo, si los filosilicatos resultantes son escasos, debido a lixiviado hidrotermal es posible observar sólo fantasmas de antigua biotita, de la que quedan alguna sericita, óxidos de hierro, titanita y antiguas inclusiones. Así se ha encontrado incluso antiguas secciones hexagonales de biotita reemplazadas casi totalmente por cuarzo.

La alteración a mica blanca también ha sido observada por G. M. SCHWARZ (1958), quien afirma que, en último término, los minerales neoformados dependen de la composición de la biotita y de la de las soluciones hidrotermales.

Por último, queda por citar la acción de la microclina 3, resultante talizada o neoformada en los procesos cataclásticos, sobre las biotitas. Durante estos procesos la biotita, en relación con la microclina, se transforma a penninita negativa, que esparcial o totalmente pseudomorfizada por feldespato potásico neoformado. En las fotos 1, 2, 3, lámina XL, se observa cómo la microclina 3, con extinción diferente al resto de la microclina, pseudomorfiza a la clorita, heredando de ésta la textura laminar. Aparte de pequeños restos de clorita, quedan, en la microclina 3, titanita y óxidos de hierro. También aparece cuarzo corroído, entre la exfoliación de la clorita, que puede representar cuarzo 1 o cuarzo mirmequítico, más o menos removilizados. Sobre las texturas mirmequíticas en las micas, como producto de un ~~metasomatismo~~ ~~potásico~~ potásico se volverá en 5. 5. 4. 1. 1.

Todas estas alteraciones descritas se presentan en granodioritas no demasiado trituradas. En las ultramilonitas y ultracataclasitas se pueden observar sólo en las partes de grano más grueso. Por otro lado, las inclusiones de biotita en cuarzo y feldespatos quedan más preservadas de la alteración, que no las afecta hasta que el mineral incluyente es fracturado.

Plagioclasa. Está representada por cristales idiomorfos a hipidiomorfos, que pueden incluir apatito, circón, biotita, hornblenda verde, etc. y, a su vez, son corroídos por el cuarzo 1, la microclina 2.

En algún caso se han visto maclas de Manebach, pero, por lo general, las plagioclasas presentan maclas según las leyes de la albita, de la periclina y de Carlsbad, a veces asociadas en un mismo individuo.

Se observa que, mientras las leyes de la albíta y de la periclina, se superponen y tienden a borrar la zonación, la macla de Carlsbad, produce refracción de las zonas. Este hecho permite asegurar que esta ley es sincrónica respecto al crecimiento de la plagioclasa. Por el contrario, las leyes de la albíta y de la periclina parecen secundarias.

Las alteraciones de las plagioclasas, provocadas por el feldespató potásico, corrosiones y cambios de composición, presentan ampliamente. Como consecuencia de la cristalización intersticial de la microclina 2, las plagioclasas pueden ser reducidas fuertemente en su tamaño (fotos 1 y 2, lámina XXXII) y llegar a desaparecer o formar albíta intergranular (foto 2, lámina XXXVI). Los cristales de plagioclasa, en contacto con la microclina, exhiben siempre bordes más sódicos lixiviados, con cierta tendencia de las maclas de la albíta a desaparecer y con inversión en la extinción de los individuos maclados según dicha ley (fotos 3 y 4, lámina XXXII). Asimismo es frecuente, aunque no observado, el desarrollo de mirmequitas (fotos 4, lámina XXXII; fotos 1, 2, 3, y 4, lámina XXXIII; fotos 1, 2, 3, 4, lámina XXXIV).

Hay, en algunas ocasiones, mirmequitas dobles (fotos 1 y 2, lámina XXXIV) que parecen indicar una doble generación dentro de la microclina 2 intersticial.

El desarrollo de los bordes de lavado y mirmequíticos es un fenómeno posterior al de la formación de la plagioclasa. El estudio detallado de las relaciones entre curazo y feldespatos, lleva a la conclusión de que las plagioclasas cristalizan primero y, después, sobreviene la cristalización del cuarzo 1, intersticial, seguida de la cristalización intersticial de la microclina 2.

Admitiendo este orden de cristalización se explican, aparte de las plagioclasas fuertemente corroidas, la existencia de cuarzós mirmequíticos

atravesando nítidamente los individuos de macla de las plagioclasas (fotos 1 y 2, lámina XXXIII; foto 1, lámina XXXIV) y la corrosión de los cuarzos mirmequíticos en el feldespató potásico.

Aún existe otro factor que nos señala la posterioridad del feldespató potásico respecto a la plagioclase: la presencia de desmezcla perftica, siguiendo, en algunos casos, el límite entre la textura mirmequítica y la microclina (foto 1, lámina XXXIII; foto 1, lámina XXXIV). Si se produce una exsolución perftica, es lógico pensar que pueden aprovechar superficies preexistentes y las plagioclasas proporcionan tales superficies. Según este criterio, se puede afirmar que la albíta intergranular de la foto 2, lámina XXXVI, es anterior a la desmezcla y no puede pensarse que se trate de un relleno posterior, que aprovecha una fractura o el límite entre granos diferentes de microclina.

Aunque no se descarta totalmente esta posibilidad, los pocos casos en que existen criterios de datación relativa, parecen indicar que la progresiva corrosión de la plagioclase es la causante de la aparición de alineaciones de albíta intergranular, pudiéndose observar pasos intermedios entre el borde lixiviado de las plagioclasas y las alineaciones de albíta. En algunos casos se observa cuarzo junto a albíta, ambos con idéntica disposición intergranular, pudiéndose observar pasos intermedios entre el borde lixiviado de las plagioclasas y las alineaciones de albíta. En algunos casos se observa cuarzo junto a albíta, ambos con idéntica disposición intergranular. La composición de las albitas intergranulares y de los bordes de lavado asociados oscila entre An_4 y An_7 .

El estudio de la composición de las plagioclasas y de sus bordes lixiviados y mirmequíticos, muestra una albitización concomitante con la presencia del feldespató potásico, que, evidentemente, se produce en la zona periférica de la plagioclase en contacto.

Las relaciones entre la composición original de la plagioclase y la de los bordes, más albiticos, resultantes se muestra en la siguiente tabla:

Composición original	Borde lixiviado	Borde mirmequítico
An ₂₀	An _{11.5}	
An _{22.5}	An ₂₀	An ₁₉
An ₂₃		An ₁₈
An _{23.5}	An _{20-5.5}	
An _{23.5}	A	An ₁₆₋₁₈
An ₂₄	An _{13.5-4.5}	
An _{2.4.5}		An ₂₀
An ₂₅	An ₂₀	
An ₂₅		An ₁₇
An ₂₆		An ₂₀
An ₂₈	An ₂₀	
An ₃₀	An ₂₀	
An ₃₁	An _{14.5}	
An ₃₂		An ₁₃ , An ₂₀
An ₃₄	An ₂₅₋₀	
An ₃₄		An ₁₃
An ₃₄	An _{5.5}	
An ₃₄		An ₂₀
An ₃₅	An ₁₃	
An ₃₅	An ₁₈	
An ₃₆		An ₂₃
An ₃₆	An ₁₂	
An ₃₆	An ₂₀	

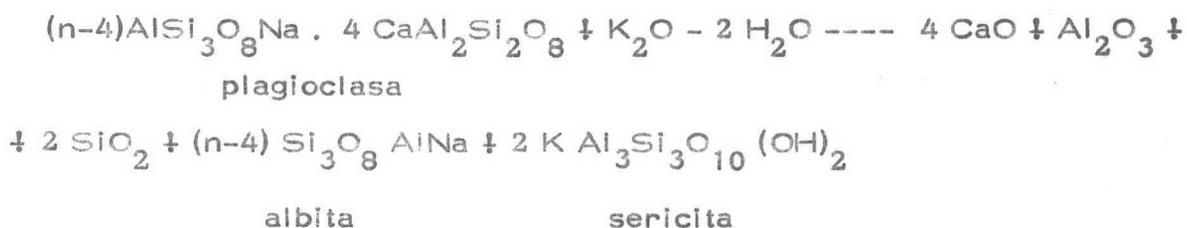
Puede observarse que no existe una relación constante entre la composición primitiva y la resultante, la cual, aunque más sódica, presenta grandes variaciones. La presencia de los bastoncitos de cuarzo mirmequítico no es obligada y el proceso puede reducirse a la aparición de un borde más albítico. El cuarzo debe aparecer en determinadas condiciones, de modo que si el proceso metasomático, que origina la albitización, es capaz de eliminar también la sílice neoformada, sólo se producirán bordes albíticos exentos de cuarzo.

Parece que las mirmequitas, tal como se observan en la granodiorita de Massanet, han de achacarse aun metasomatismo efectuado por el feldespato potásico sobre las plagioclasas preexistentes (DRESCHER-KADEN, 1948, 1969).

G. GUITARD (1970) al tratar de las reacciones entre cuarzos y feldespatos de los gneises, afirma que, en las mirmequitas, lo que ocurre es justamente lo contrario: reemplazamiento de feldespato potásico por anortita. Como ésta contiene menos SiO_2 que el feldespato potásico, se formará en este proceso cuarzo vermiforme, procedente de la sílice en exceso durante el reemplazamiento. El autor francés niega, pudo que el proceso sea de reemplazamiento de plagioclasa cálcica por otra más albítica durante la cristalización del feldespato potásico.

Sin embargo, esto último es justamente lo que parece ocurrir y lo que se deduce del examen microscópico detallado de las texturas. De todos modos, hay que explicar el porqué de la presencia de los cuarzos vermiformes en una transformación en que lo que escasearía, al menos aparentemente, es el cuarzo. Esta dificultad quedaría obviada si se admite, no que el componente anortítico de la plagioclasa se transforma en albita (con lo cual habría defecto de SiO_2), sino que ese componente anortítico queda totalmente descompuesto en CaO , Al_2O_3 y SiO_2 , mientras que el componente albítico, aunque puede también alterarse, resiste más.

La reacción, que se llevarían a cabo, serían las siguiente:



De acuerdo con esta reacción, los bastoncitos de cuarzo vermiforme sólo se formarían cuando existiesen condiciones afavorables que eviten la migración de la sílice y favorezcan la de la alúmina y la cal. Si desaparece también la sílice, el proceso desemboca en un simple lixiviado de las plagioclasas, con producción de epidota, además de sericita.

En contra de lo que piensan E. R. PHILLIPS y D. M. RANSOM (1970), no parece que existan, según lo que se acaba de exponer proporcionalidad entre la composición de la plagioclasa y la cantidad de cuarzo vermiforme. Las mirmequitas son reliquias de plagioclasas preexistentes y el metasomatismo potásico causa una migración diferencial de los antiguos constituyentes del término anortítico de la plagioclasa. Así se explica la gran variabilidad en la composición de los bordes lixiviados y la posibilidad de que, según los casos, sean o no mirmequíticos.

Por otro lado, las plagioclasas también son corroídas por el cuarzo intersticial, que puede producir bordes lixiviados, si bien son mucho más estrechos. En algunos casos se ha podido estudiar la variación de composición en relación con la cristalización del cuarzo. Así, por ejemplo, de una composición original de An_{23} se pasa a $\text{An}_{16-4.5}$, de $\text{An}_{25.5}$ a $\text{An}_{5.5}$ y de An_{35} a An_{17} .

Aparte de las alteraciones producidas por el metasomatismo potásico, las plagioclasas presentan otras muy comunes cuya génesis, no se presta tanto a discusión. Así, en general, los feldespatos calcosódicos transforman por vía hidrotermal a una serie de minerales accidentales, como clorita, sericita y pistacita (en parte relacionados con los procesos de lixiviado ya descritos), al par que el contenido en anortita baja.

En ocasiones la alteración es total o bien se presenta siguiendo zonas más cálcicas (foto 4, lámina XXX).

En una preparación se ha podido ver que una plagioclasa original de An_{20} , no alterada, pasa a An_{10} , cuando comienza la alteración a pistacita y sericita, y, al progresar ésta, alcanza valores entre $An_{5.5}$ y An_0 .

Los bordes ~~de la~~ ^{del} cristal albitizados por la acción de la microclina o el cuarzo, quedan intactos, mientras que el resto del cristal puede transformarse completamente.

Los procesos cataclásticos tardihercinianos y/o alpinos unidos a nuevas acciones hidrotermales, contribuirán a una mayor alteración, a pistacita, sericita y albita, de la antigua plagioclasa de la granodiorita, como veremos más adelante.

El estudio de las plagioclasas ha revelado, aparte de todos estos procesos de alteración, la existencia de varias generaciones, cuyas características serán expuestas a continuación.

Plagioclasa 1. Está representada por pequeños cristales cuyo tamaño varía, en general, entre 250 y 700 micras, aunque hay casos de individuos con tamaños no incluidos en este intervalo.

Esta generación es aproximadamente sincrónica con la biotita 1 y la hornblenda verde 1. De este modo, la plagioclasa 1 puede aparecer incluida en allanita, en biotita, en hornblenda verde 2 y en plagioclasa 2. En algunos casos puede incluir a pequeñas biotitas 1 (foto 3, lámina XXXI, fig. 17 A)., lo cual indica que puede ser ligeramente posterior respecto a la primera generación de minerales melanocratos. Las inclusiones más corrientes son de apatito y circón.

Es corriente observar dentro de las grandes plagioclasas 2, pequeños plagioclasas 1 o restos corroídos de las mismas. En muchos casos componen, mediante agregados sineúticos, una plagioclasa 2 grande, la cual puede acabar con una franja envolvente zonada (fotos 2 y 3, lámina XXIX; fotos 1 y 3, lámina XXX).

La sineusis de pequeñas plagioclasas 1, aunque tiende a distribuir cada elemento de acuerdo con una orientación óptica común, no se consigue de un modo perfecto (foto 4, lámina XXIX). Este fenómeno indica que el medio circundante a las plagioclasas 1 habría de ser fluido, para permitir movimientos de pequeños individuos 1, y sería una prueba de que la cristalización de la granodiorita está ligada a un magma (VANCE, 1969). La sineusis en las hornblendas también apoyaría esta idea.

En las preparaciones efectuadas en el límite con los xenolitos, se ha podido observar cómo la granodiorita capta plagioclasas pequeñas 1, procedentes del xenolito, las cuales a veces se agrupan para formar las plagioclasas 2 sineúticas (fotos 3 y 4, lámina XXIX; foto 1, lámina XXX) o bien para dar plagioclasas 2 blásticas (foto 2, lámina XXX). En este último caso se consigue una mayor unión entre los diferentes elementos quedando inclusiones de melanocratos semidigeridas en el seno de plagioclasa 2 blástica.

El estudio de la composición de la plagioclasa 1 se ha hecho mediante el cálculo de los diferentes ángulos de extinción. Esto ha permitido estudiar bastantes individuos y establecer una secuencia zonada más o menos compleja (figs. 21 y 22), eiertamente coincidente en general con la de las plagioclasas de los xenolitos. Algunas de las plagioclasas 1 se pueden observar en las fotos 3 y 4, lámina XXXI, y en las figuras 16, 17A y 18A. Para la interpretación de la composición de cada zona debe utilizarse la tarjeta móvil adjunta al final de esta memoria.

En la fig. 22 se muestra la representación gráfica aproximada de la zonación de las plagioclasas representadas en las figuras 16, 17A y 18A, situadas en puntos suficientemente alejados de la granodiorita. La figura 21 se ha completado, además, con otros individuos de los que nos se ha hecho ningún dibujo.

A la vista de las fis. 21 y 22, se deduce que las zonas más representadas son las de An_{36-33} , seguidas por los valores An_{47-43} y An_{31-28} , ^{El valor medido de} en consecuencia, de las plagioclasas oscila, por tanto, entre An_{33} y An_{36} , y, en consecuencia, se trata de una andesina sódica. Por otro lado, se vé claramente que las anchuras de las zonas es muy variable, debido a las relaciones de intercorrosión, entre las diversas zonas. Aún en los casos que no parece haber corrosión (fig. 16F a 16 I). hay que admitir si se comparan las diferentes plagioclasas entre sí y si se tiene en cuenta que todas ellas (junto a la plagioclasa de la fig. 16m) pertenecen a dos muestras procedentes del mismo sitio (Molí d'eu Robert).

La existencia de individuos principales permite establecer las siguientes secuencias:

- En el área al W de la falla de Les Salines, de Massanet al W de Tapis, salvo las muestras recogidas en el Molí d'eu Robert (fig. 16 A, 17 A y 18 A) individuos 12, 13, 14 y 15, figs. 21.).

Núcleos y zonas de An_{30-27} , An_{62} y An_{44-42} , corroídos por una masa general de An_{36-33} . Nueva corrosión y borde en zonación gradual de An_{28} a An_{23} . La parte más extensa llega a An_{20} , que debe corresponder a un lixiviado secundario.

- En el Molí d'eu Robert (fig. 16 E a I; individuo 16, fig. 21.).

Zonas de An_{47-43} , corroídos por otras de $An_{36.5-33}$, que pueden tener hacia el final, una zona muy estrecha de An_{43} . Tras ésta y mediante una neta corrosión viene una sucesión gradual desde An_{30} a $An_{22.5}$. La

Última zona de An_{20} debe ser secundaria y debida a los procesos de lavado. La sucesión gradual puede presentar corrosiones entre sus franjas componentes, siempre que falte algún término. Naturalmente, estas corrosiones secundarias serán tanto más discernibles, cuanto más términos intermedios falte.

- En el sector de La Bajol (fig. 16 D, individuos 17 y 18, fig. 21).

Núcleos con zonación gradual de An_{47} a An_{40} . Corrosión por una banda amplia de $An_{36.5}$. Nueva corrosión y borde con sucesión gradual entre An_{31} y $An_{25.5}$. Los bordes iguales e inferiores a $An_{14.5}$, encontrados en estas plagioclasas, son de lixiviado y, por tanto, no encuentran en el estudio de la zonación.

En resumen, se puede afirmar que en las plagioclasas 1 existen (fig. 21).:

1º. Núcleos antiguos de An_{30-37} , poco representados.

2º. Zonas antiguas, afectadas por fuertes corrosiones, que, en la mayoría de los casos quedan reducidas en algunos vestigios. Sin embargo, en el sector de La Bajol se ha podido establecer una zonación normal gradual de An_{47} a An_{40} , que posiblemente habría de ampliarse entre las láminas An_{62} y An_{40} , dado que hay algunos núcleos corroídos de An_{62} en otros sectores (fig. 17 A).

3º. Últimas secuencias, representadas por una zonación normal de An_{36} a An_{23} , en la que existe una corrosión importante entre An_{36-33} y An_{31-30} . Este último valor y los valores inferiores se siguen en zonación normal gradual, siempre que no falte algún término intermedio.

En consecuencia, se observa que las plagioclasas 1, aunque muy cálcicas en un principio, fueron asimiladas por el magma para originar plagioclasas más sódicas, con corrosión de las primeras zonas cristalizadas. La zonación, en la cristalización total de las plagioclasas 1 es normal general. Sin embargo, es probable que los núcleos de An_{30-27} , considerados como las porciones más antiguas de estas plagioclasas, se dispusieran en se-

cia inversa, durante el incremento de la temperatura en el interior del xenolito, originado por aporte calorífico procedente del magma.

9 Las últimas secuencias normales son de composición muy semejante a la zonación normal póstuma de las plagioclasas 2. Sin embargo, no son coetáneas. Ambas zonaciones representan el enfriamiento a partir de una misma composición media de An_{35} , pero en las plagioclasas 1 procedentes de xenolitos asimilados, el proceso de enfriamiento es precoz y ocurre antes de que en las plagioclasas 2 se instaure la zonación oscilatoria.

Plagioclasa 2. Los individuos pertenecientes a esta generación presentan un tamaño mayor que la generación precedente. Fácilmente sobrepasan 1 mm y en general, alcanzan de 2 a 3 mm. Pueden incluir biotitas, hornblendas, clorita verde, plagioclasas 1, circón y apatito. Son corroídas por el cuarzo y la microclina, que se sitúan intersticialmente.

Las plagioclasas 2 se forman por:

1º. Sinéusis a partir de plagioclasas 1, pudiendo alcanzar hasta 4 mm. o más de tamaño (fotos 3 y 4, lámina XXIX, foto 1, lámina XXX).; blastesis a partir de plagioclasas 1, mediante una fusión entre éstas y una corrosión de otros cristales, que son apartados hacia la periferia, o bien incluido en el interior de la plagioclasa 2, con evidente digestión y disminución de tamaño (foto 2, lámina XXX); 3º, aparición de una amplia secuencia zonada (fotos 3 y 4, lámina XXX). Evidentemente, todos estos procesos pueden combinarse en grado diferente.

En la mayoría de los casos se vé cómo la plagioclasa 2 crece, sobre núcleos anteriores, proporcionados por la co-fusión de plagioclasas 1, alrededor de los cuales se produce la secuencia zonada. Los núcleos pueden estar intercorroidos (foto 3, lámina XXX; fig. 18 C) o aislados entre sí (foto 1, lámina XXXI; fig. 17 B). En el caso de la figura 18 C, se puede establecer que los núcleos obedecen a una zonación normal, con relaciones de intercorrosión, de An_{42-45} a An_{28} , perfectamente congruente con las zonaciones normales An_{62-40} y An_{36-23} de las plagioclasas 1 (cf.

individuo 17, fig. 21). Cuando los núcleos quedan aislados entre sí mediante bordes comunes pequeños, la interpretación de la secuencia, de la cual provienen se hace imposible.

En algún caso las plagioclasas 2 crecen alrededor de núcleos poliminerálicos, compuestos por plagioclasas 1, hornblenda 1 y biotita 1.

En la fig. 23 se han tabulado los valores de las plagioclasas más completas medidas, y en las figuras 24 y 25 se han efectuado las correspondientes representaciones gráficas de las zonaciones estudiadas. Puede observarse, en primer lugar, que la composición predominante oscila alrededor de An_{35} , andesina sódica, con la que alternan zonas muy estrechas de An_{41-45} y An_{30-32} .

Entre otros individuos, se han estudiado los de las figuras 17 B, 18 B, C y D y 19 A, B, C y D, . Los contenidos en anortita de las diferentes zonas pueden obtenerse mediante la tarjeta móvil adjunta el final del presente trabajo.

De acuerdo con la tabla de la fig. 23, se pueden distinguir los siguientes rasgos en la zonación de las plagioclasas 2:

19. Núcleos antiguos de composición entre An_{54} y An_{20} , verosímilmente correspondientes a reliquias de antiguas plagioclasas 1, con zonación normal. El cristal de la fig. 18 C, muestra núcleos relacionados por una secuencia normal, congruente con la observada en las plagioclasas 1.

20. Zonación oscilatoria con cuatro ciclos, en los que se repiten sucesivamente los valores An_{34-36} , An_{41-45} y An_{30-32} . Existe un último ciclo con valores sucesivos de An_{33-36} , An_{56-57} , An_{41} y An_{47} .

En los individuos de las figs. 18 C y 19 A, aparecen varios ciclos según zonas no corroídas o poco corroídas. En los de las figs. 18 B y 19 C

se presenta un ciclo final, que debe corresponder al 5º ciclo, en el que se alcanzan valores más anortíticos de hasta An_{56-57} .

En general los ciclos no son completos y se presentan límites de corrosión entre las diversas zonas, representados con líneas de trazas, en las gráficas de las figs. 24 y 25.

En varios de los individuos registrados en la tabla de la figura 23, los valores correspondientes a An_{34-35} y An_{33-36} , representan, en realidad las composiciones medidas ya que las zonas con tales contenidos en anortita pueden, en el detalle, subdividirse en otras más pequeñas. Así, por ejemplo, el 5º ciclo de la plagioclasa de la fig. 18 C, representado en la fig. 23 por bajo la columna An_{33-36} , en realidad corresponde a una alternancia de $An_{33}-An_{36}-An_{33}$ (ver gráfico de la fig. 24 C); igual ocurre en el cuarto ciclo de la misma plagioclasa, en que la zona de An_{34-36} es en realidad una alternancia $An_{36}-An_{32}-An_{36}-An_{32}-An_{36}$. En la plagioclasa de la fig. 18 D, el 5º ciclo está sólo representado en su comienzo por una alternancia de $An_{33}-An_{36}-An_{33}$, señalada en la fig. 23, como una única zona de An_{33-36} . Las zonas An_{34-35} y An_{33-36} del penúltimo individuo de la fig. 23 son en realidad alternancias de estrechas zonas de An_{34} y An_{36} .

El 5º ciclo se encuentra mejor representado en la plagioclasa de la fig. 19 C que en la de la fig. 18 B. En los diagramas correspondientes de las figs. 24 y 25 pueden observarse las diferencias y las semejanzas. De todos modos, en ambas se alcanzan sucesivamente los valores de $An_{34-35}-An_{56-57}-An_{41}$ pudiendo intercalarse zonas muy estrechas que complican esta secuencia. En la plagioclasa de la fig. 17 B (cf. fig. 24 A) el 5º ciclo viene representado sólo por estrechas zonas, con bordes corroídos, de $An_{34}-An_{41}$. En los demás individuos apenas si este último ciclo está representado.

3º Secuencia en zonación normal. En relación, mediante corrosión, con los ciclos descritos. En los individuos en que esta secuencia es más completa aparecen varias zonas entre las que hay límites corroídos pasos gradual es, siempre desde composiciones más cálcicas (An_{35} , An_{32} , An_{31}) a composiciones más sódicas (An_{28} , An_{26-20} , An_{24}).

Estos núcleos y zonas pueden distinguirse, más o menos representados, en las plagioclasas 2. Las frecuentes relaciones de corrosión entre unas zonas y otras impiden una total analogía entre los diferentes individuos, pues el grosor de dichas zonas puede variar mucho, e, incluso, algunas pueden quedar totalmente borradas.

Los individuos estudiados provienen de puntos distantes dentro de la granodiorita, incluido el sector de La Bajol.

En este último, sin embargo, una lámina delgada ha proporcionado individuos más cálcicos, de alrededor de 2 mm (fig. 20 A y B), cuyas zonaciones no encajan con la zonación general descrita, ni tampoco entre sí. En efecto, el cristal de la fig. 20 A, posee la siguiente secuencia: An_{40} - An_{49} -corrosión- An_{40} -corrosión- An_{30} ; el de la fig. 20 B, procedente de la misma lámina delgada, posee la zonación An_{30} -fuerte corrosión- An_{47} -corrosión- An_{34} . No se puede predecir sólo con estos dos individuos cual es la zonación total que explicaría, dentro de la misma muestra, las zonaciones parciales correspondientes a estos dos cristales. Por otro lado, el hecho de tratarse de individuos más cálcicos, indicaría que localmente habría contaminaciones muy locales, posiblemente procedentes de antiguas soluciones de niveles calizos de la serie de Canavelles, que no suficiente difundidas y homogeneizadas, en la masa total del fluido magmático.

Aparte de estos casos que más bien son excepción, la secuencia general indica:

1º que hubo plagioclasas 1 preexistentes,

2º que, durante la zonación oscilatoria con recurrencias, debieron existir cambios en la presión de los fluidos, principalmente agua, originados por la asimilación de cantidades importantes de rocas metamórficas (téngase

presente que el lugar en que aparecen las rocas plutónicas correspondió a buena parte de las series de Canavelles y de Jujols). La incorporación de agua al magma elevaría la temperatura de cristalización de las plagioclasas y se originarían zonas más cálcicas. Para explicar las sucesivas recurrencias habría que admitir que el agua incorporada en diversos momentos se pierde rápidamente, hecho que no es sorprendente si se tiene en cuenta que las intrusiones plutónicas aparecen en una fase distensiva.

32º que, hacia el final de la cristalización de las plagioclasas 2, hay una caída de la temperatura, que explica la zonación normal y los valores más albiticos de los bordes de dichas plagioclasas.

Plagioclasa 3. En las muestras de granodioritas cataclastizadas, recogidas a lo largo de zonas de falla, las plagioclasas aparecen recrystalizadas o neoformadas. En todos los casos se trata de albita. Esta generación ha sido denominada como plagioclasa 3 y resulta de la alteración de plagioclasas 1 y 2, por vía hidrotermal, ligada a los procesos de trituración, a albita, epidotas, sericita y clorita.

Las texturas que presentan las plagioclasas 3 son variadas y dependen del grado de fracturación de la roca. Cuando se trata de ultramilonita y ultracataclasitas, los granos de plagioclasa sólo se distinguen algunas veces entre los restos de mayor granulometría. En las brechas de diferentes tipos, las plagioclasas se conservan más enteras y muestran signos de indudable dislocación. Es obvio que existen muchos pasos intermedios en la escala de rocas tectonizadas y en el grado de fracturación de las plagioclasas correspondientes; sin embargo es interesante comprobar que la composición es siempre albitica, aunque la dislocación no sea muy intensa.

Las plagioclasas 3 están muy fracturadas y presentan extinción ondulante, maclas alabeadas y maclas en damero (fotos 1, 2, 3, lámina XXXVIII; foto 1, lámina XXXIX). En algunos individuos de esta generación se pueden encontrar clastos de albíta englobados (foto 2, lámina XXXVIII), hecho que muestra que hay una fuerte removilización de albíta durante la cataclasis. En otros casos, en los puntos de máxima tensión de un conjunto de maclas flexionadas (foto 3, lámina XXXVIII), se produce albíta neoformada y pistacita.

Parte de la plagioclasa 3 aparece como relleno de fracturas, junto a cuarzo 3 y microclina 3, pistacita, sericita, clorita, titanita, y carbonatos. En algunos casos estas venas afectan a la esquistosidad de cataclasis. En otros atraviesan a plagioclasas ya tectonizadas y albitizadas. Puede observarse, por tanto, que la plagioclasa 3, de composición albitica presentan una gran movilidad y, de modo que los rellenos de tales fracturas son más tardíos que la transformación de la andesina en albíta por tectonización. Se debe incluir dentro de esta generación de plagioclasa la que proviene de la removilización de la desmezcla perítica, que aparece según una trama irregular dentro de la microclina tectonizada (peritas en venas y manchas irregulares.).

El estudio de la composición de las plagioclasas 1 albitizadas por cataclasis conduce a la gráfica de la fig. 20 D, obtenida a partir de 73 individuos medidos.

Existen varios máximos de frecuencia. En orden decreciente de importancia, los máximos aparecen para las composiciones de An_0 , $An_{4.5}$ y $An_{2.5}$. El contenido de An_{10} presenta un ligero máximo.

La conclusión a que se llega es que, de una plagioclasa de composición media An_{35} , se pasa en las granodioritas tectonizadas a composiciones albiticas entre An_0 y An_{10} , de las que las más frecuentes se sitúan entre An_0 y An_6 .

En algunos casos en que la granodiorita no está muy tectonizada (brechas s, str. a microbrechas) se pueden encontrar, junto a las plagioclasas albíticas, algunos valores que reflejan aún su composición original (An_{27} , An_{32} , An_{34}).

En cuanto a los valores de los ángulos $2V_x$ de las tres generaciones de plagioclasa, se han efectuado algunas medidas en 25 individuos diferentes de composición previamente conocida mediante los ángulos de extinción. El resultado se expresa en la fig. 20 E., pudiéndose apreciar la congruencia de los datos obtenidos con la gráfica de W. E. TROGER (1956). En el intervalo entre An_{10} y An_{22} no hay medidas, debido a la ausencia total de las composiciones correspondientes.

Por otro lado, conviene apuntar que, en algunos casos, se han obtenido valores de $2V_x$ bastante alejados de los correspondientes a la composición de las plagioclasas, obtenida por los ángulos de extinción. En estas ocasiones se observa, además, la imposibilidad de conseguir la orientación simultánea de los planos del elipsoide en la platina teodolítica. Así, mientras en una dirección de giro de la platina, el mineral permanece extinguido, en el plano perpendicular acaba por iluminarse, al aumentar el ángulo girado. Se ha utilizado luz monocromática con una lámpara de sodio y se ha comprobado que el fenómeno no se debe a efectos dispersivos de la plagioclasa. Quizá la explicación resida en que la estructura cristalina de esos cristales se ha alterado durante o después de su formación, en virtud de fenómenos de cataclasis.

Feldespatos potásicos: En general se trata de microclina con desarrollo más o menos aparente de las maclas en enrejado. Caben distinguir dos generaciones:

Microclina 1. Sólo aparece en contadísimas ocasiones. Sin embargo el hecho es que existe y que, esta generación es coparagenética con las plagioclasas 1 y minerales melanocratos de pequeño tamaño. La poca abundancia de microclina 1 podría explicarse por resorción, efectuada por la última generación de microclina, junto a la cual debió recrystalizar, o bien

porque la microclina 2 aprovechó en su cristalización núcleos preexistentes de microclina 1, adoptando su misma orientación óptica y cristalográfica. De este modo se achace muy difícil establecer las dos generaciones de microclina.

En algunos casos, sin embargo, las orientaciones de ambas generaciones son diferentes (foto 3, lámina XXXV) y es clara la distinción de microclina 1 y microclina 2. Hay casos en que se ven núcleos, con enrejado y contornos idiomorfos, recrecidos según una amplia banda periférica sin enrejado.

A veces se observa microclina 1 incluida en los cristales grandes de cuarzo.

El tamaño de la microclina 1 oscila alrededor de las 220 micras.

Microclina 2. Se trata de grandes cristales que corroen al resto de los minerales de la granodiorita y rellenan sus intersticios.

Las reacciones con las plagioclasas conducen a evidente corrosión de los mismos (fotos 1 y 2, lámina XXXII), con formación de bordes mirmequíticos y de lavado (fotos 3 y 4, lámina XXXI); fotos 1, 2, 3, 4, lámina XXXIII; fotos 1, 2, 3, lámina XXXIV), de los que ya se ha tratado con detalle en el apartado de las plagioclasas. En el límite entre dos cristales de microclina, puede aparecer albita intergranular, a veces acompañada de cuarzo, que quizá puede explicarse como última reliquia de la corrosión de las plagioclasas por el feldespató potásico.

Asímismo, el cuarzo es corroído, de modo que la microclina 2 rellena intersticios entre plagioclasas y cristales de cuarzo (fotos 1, 2, lámina XXXIV; foto 1, lámina XXXV) y puede desplazar parte del cuarzo inters

ticial de los huecos que ocupa. En el caso de aparecer texturas pseudográficas, el cuarzo también es claramente corroído. Así, en la foto 2, lámina XXXV, se pueden ver los bordes de corrosión entre la microclina 2 y el cuarzo pseudográfico, además de cómo la microclina presenta entre la biotita y el cuarzo, los cuales presentan bordes paralelos aún cuando no están en contacto. En algún caso se puede deducir la posterioridad de la microclina 2 respecto al cuarzo aún cuando ambos minerales no están en contacto, siempre que exista un tercer mineral suficientemente indicativo.

Así, por ejemplo, en la fig. 20 C se muestra una mirmequita fuertemente corroída por la microclina de modo que el cuarzo vermiforme es englobado por el feldespato potásico y, sin duda, su formación es coetánea o algo anterior a la cristalización de éste. Por otro lado, a la derecha de la figura, se muestra cómo los bastoncitos de cuarzo vermiforme se doblan en el contacto de la mirmequita con un cristal de cuarzo. Es evidente que, para que tal cosa ocurra, éste debía estar presente cuando se produjo la textura mirmequítica y, en consecuencia, el cuarzo es anterior al feldespato potásico.

La microclina presenta desmezcla perfitica en películas, venas y en menos ocasiones, en manchas (foto 1, lámina XXXVI). La desmezcla en v y en manchas generalmente de contornos irregulares, obedece en parte a los fenómenos cataclásticos, que confieren en la albíta de exsolución una disposición según la red de fracturas.

La desmezcla perfitica aprovecha bordes de cristales preexistentes, como los de plagioclasa y de cuarzo. En ciertos casos los bordes de la plagioclasa pueden ser mirmequíticos (foto 1, lámina XXXIII; foto 1, lámina XXXIV) de modo que así se dispone de un criterio, más en favor de que la mirmequita se forme sobre plagioclasas preexistentes. En otras ocasiones la albíta intergranular es rodeada por la albíta de exsolución (foto 2, lámina XXXVI), pareciendo evidente que la microclina es, asimismo, posterior

a la albita intergranular, la cual representaría, de este modo, la consecuencia final de la corrosión de plagioclasas por cristales de microclina en vías de crecimiento.

En la microclina 2 cabe distinguir dos etapas de cristalización ligeramente separadas en el tiempo. En efecto, entre diferentes cristales intersticiales de microclina, en contacto, se observan bordes de corrosión, que indican que no existe sincronismo exacto en la cristalización de la microclina 2 (foto 3, lámina XXXVI). Por otro lado, la presencia de mirmequitas (fotos 1, 2, lámina XXXIV) parece indicar igualmente la existencia de estas dos etapas en la formación de la microclina 2.

Las características ópticas del feldespato potásico demuestran que se trata, en la mayoría de los casos, de microclina. En algún caso se han obtenido, mediante rayos X, una triclinicidad de 1, que viene a demostrar que se trata de una microclina de máximo grado de ordenación.

En general la microclina 2 muestra maclas en enrejado más o menos aparentes, sin que sea obligada su presencia. En ciertos casos exhibe extinción ondulante según un enrejado incipiente. En otras ocasiones aparece extinción ondulante y en manchas, debida a la existencia de restos de ortoclase en cristales parcialmente triclinizados (foto 4, lámina XXXV), o bien a recristalizaciones producidas por causas tectónicas en las granodioritas, cataclastizadas. Quizá la existencia de criptopertitas podría también explicar, en parte, la extinción ondulante en algunos casos.

Se han efectuado diversas medidas con la platina teodolítica en diferentes preparaciones. En 14 medidas de ángulos $2V_x$ se obtiene una gran variabilidad entre valores de 71° y 92° de modo que el valor de 85° es el que se repite más veces. El ángulo $X^{\wedge}a$ es de 18° , aunque en algún caso se ha encontrado valores de 17° . En secciones perpendiculares a X, el ángulo $Z(001)$ es de 11° .

Aunque es minoritario, también se ha encontrado feldespato monoclinico con características ópticas intermedias, sobre todo en el sector de Tapís, y del pico Cornell, en el Mas Olivet, y en algunos puntos del contacto entre la granodiorita y el granito de Mondavá.

Los pocos individuos que con claridad son ortoclasa dan $2V_x$ entre 60° y 74° , y $X^\wedge a$ entre 2° y 11° , siendo más abundantes entre éstos los valores de 7° a 11° . En secciones perpendiculares a X, los ángulos de extinción Z $\gamma(001)$ e Y $\gamma(010)$ son iguales a 0° . Parte de los individuos estudiados constituyen restos dentro de individuos de microclina con ángulos $2V_x$ mucho mayores.

Por otro lado hay individuos con características mixtas. Uno de ellos presenta un $2V_x = 50^\circ$ pero sus ejes Y y Z no coinciden con las exfoliaciones, en una sección perpendicular a X. En general estos feldespatos potásicos poseen ángulos $2V_x$ de 70° a 85° y presentan la particularidad de que sus respectivos ángulos $X^\wedge a$ no alcanzan los 18° , al par que el plano Xa no coincide con el de la exfoliación (010).

Se pueden esquematizar la siguiente tabla los valores de estas microclinas intermedias:

En secciones perpendiculares a X.

$2V_x$	$X^\wedge a$	Z $\gamma(001)$	Y $\gamma(010)$
70	12	2	
72	9	3	
73	10	11.5	
75	15	5	
78	15		5
79	15	0	
80	5		11
80	9		
84.5	15	0	

Por supuesto, estos individuos los que presentan más características de microclina serán aquellos con mayores valores de $2V_x$ y de X^a .

La ortoclasa y los términos intermedios pueden presentar extinción ondulante y en manchas desmezcla perfitica e indivios de maclas en enrejado, en algunas zonas de los cristales.

A veces la extinción ondulante y en manchas está en relación con la existencia de maclas enrejado apenas perceptibles. En otros casos, cuando la roca está tectonizada, se puede explicar por recristalización del feldespato potásico e inversión parcial a su forma de baja temperatura, provocada por los procesos cataclásticos.

Microclina 3. Aparece esta generación como consecuencia de la cataclasis y del hidrotermalismo tardiherciniano y/o alpinos. Por tanto, puede incluirse dentro de los minerales accidentales.

En las muestras no muy tectonizadas, aparece como relleno de fracturas acompañada de albita y cuarzo 3, además de sericita, clorita 2, fibroso-radiada, pistacita, titanita y carbonatos (foto 2, lámina XXXIX).

La microclina 3 de relleno de fracturas aparece en bastantes casos cuando éstas atraviesan a un cristal de microclina 2 y no en el seno de otros minerales. Sin embargo también se han observado venillas de microclina 3, cuarzo 3 y pistacita, atravesando a todos los cristales de la muestra entre ellos microclina 2 y plagioclasas.

En parte la extinción ondulante del feldespato potásico se debe a la recristalización de la microclina 2 y a la subsiguiente neoformación de microclina 3 en dominios no discernibles con los aumentos de un microscopio.

Los

En una roca con textura intermedia entre microbrechas y protocataclasitas, la microclina 3 pseudomorfa a antiguos cristales de biotita, previamente alterados a clorita 1 (penninita negativa). Los llega a corroer de tal forma, que la microclina reemplaza casi totalmente a los filosilicatos de los que quedan algunos restos muy pequeños. Al mismo tiempo la microclina 3 puede conservar vestigios de la exfoliación de los filosilicatos y extingue de forma diferente al resto de la microclina 2 no removilizada (fotos 1, 2, 3, lámina XL).

Algunas medidas de las características ópticas de esta generación del feldespató potásico demuestran que se trata de microclina. El ángulo d $2V_x$ varía entre 79° y 84° (seis medidas en diferentes fracturas) y el ángulo X^a es de 18° .

Todas estas generaciones de feldespató potásico están muy poco alteradas en comparación con las plagioclasas 1 y 2. Por el contrario, la albíta, correspondiente a la plagioclasa 3 y a la desmezcla peritética, está siempre menos alterada que las microclinas 1, 2, 3.

Cuarzo. Es mineral esencial salvo en algunas raras muestras de composición diorítica o sienodiorítica. No se ha encontrado en forma de pequeños cristales coetáneos de la plagioclasa 1 y de la microclina 1, pero esto no quiere decir que no existiera.

Las generaciones que pueden distinguirse, aparte del cuarzo mirmiquítico son:

Cuarzo 1: Aparece como mineral intersticial entre los melanocristos y las plagioclasas, a los que corro e claramente. En el caso de la biotita, puede además introducirse por la exfoliación según formas lenticulares. Es

de cristalización anterior a la de la micaoclina, por la que es corroído y englobado.

Dentro de cuarzo parecen existir varias etapas de formación, puestas de manifiesto por los bordes de corrosión entre diferentes cristales de cuarzo en contacto.

A veces forma texturas pseudográficas con el feldespató potásico. En ellas aparece corroído por éste y es, por tanto, claramente anterior.

En los enclaves de grano fino de composición granodiorítica, se observa claramente su carácter intersticial. La misma conclusión se obtiene examinando el contacto entre la granodiorita y sus enclaves dioríticos de menor granulometría. Por otro lado dentro de éstos aparece, asimismo, como mineral accesorio intersticial.

Es uníaxico positivo y presenta, en general, extinción más o menos ondulante, incluso en aquellas muestras con pocos indicios de tectonización.

Cuarzo 2. Se considera como tal al cuarzo 1 recrystalizado en virtud de los procesos de cataclasis. En las muestras de granodiorita recogidas a lo largo de zonas de fracturas, el cuarzo se presenta muy roto en trozos de tamaño variable entre 0,225 mm. y 5 mm. Las amígdalas que forma pueden alcanzar hasta 12,5 mm. Aparte, existe una pasta de grano extraordinariamente fino en la que el cuarzo es difícilmente reconocible, sobre todo en los términos ultracataclasitas y ultramilonitas.

La distinción entre el cuarzo 1 y el cuarzo 2 admite toda una serie de términos intermedios y lógicamente resulta algo artificial. Sin embargo, es conveniente hacerla, ya que las recrystalizaciones originan un cuarzo secundario, en parte neoformado.

El cuarzo 2, parcialmente concomitante con los feldespatos 3 cristalizados, es muy ondulante y presenta frecuentes texturas bandeadas o "ribbons". Estos pueden ser paralelos a la esquisosidad de tectonización, en las milonitas y ultramilonitas, o bien cruzados en aspa, en todos los tipos de granodioritas cataclásticas (desde brechas a multamilonitas y ultracataclasitas), de modo que a veces muestran extinción en enrejado. Estas recristalizaciones van acompañadas de neoformación de sericita que queda incluida en el cuarzo según las bandas de extinción.

Esta generación de cuarzo forma amigdalas en las protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, aparte de granos rotos más o menos dispersos en la pasta triturada. Se ha podido observar que el "aboudinamiento" de las capas cuarcíticas, para dar amigdalas, asfí como los "ribbons" cruzados en aspa (fotos 3 y 4, lámina XLI), y los "flattenings" de la esquistosidad de tectonización alrededor de granos de cuarzo o mixtos, inmersos en la pasta, obedecen a un estiramiento debido a una compresión perpendicular a la esquistosidad de cataclasis. Esta compresión no es sino la componente del esfuerzo máximo perpendicular a la zona de fractura, la cual ha actuado durante y después de los movimientos diferenciales que producen la esquistosidad.

El cuarzo 2 es uniaxial positivo o ligeramente biaxial positivo. Algunas medidas dan ángulos $2V_z$ de 0 a 10° .

Cuarzo 3. Se forma tras la cataclasis o al final de la misma, en virtud de la actividad hidrotermal, durante una situación distensiva. Aparece rellenando fracturas netas de las muestras, asociado a plagioclasa 3 albitica, microclina 3, sericita, clorita fibroso-radiada, pistacita, titanita,

calcita y óxidos de hierro (foto 2, lámina XXXIX; foto 4, lámina XL).

Cuando las fracturas afectan al cuarzo 1, éste cambia muy ligeramente su extinción, pero es imposible delimitar los límites del cuarzo 3, que tiende a cristalizar de acuerdo con la orientación del cuarzo 1 preexistente. Incluso, cuando las fracturas afectan a otros minerales, el cuarzo 3 extingue igual que los cristales de cuarzo 1 adyacentes.

Cuando la actividad hidrotermal alcanza a las láminas de biotita, ésta es corroida y pseudomorfizada por cuarzo 3, que también tiende a presentar la misma orientación que los cuarzos 1 cercanos (fotos 3 y 4, lámina XXXVII).

En algún caso, cuando las venas son suficientemente grandes, aparece cuarzo 3 hipidiomorfo con secciones hexagonales. Hay que añadir que el cuarzo hidrotermal está representado en las granodioritas por filones de cuarzo bien diferenciados, algunos de ellos cartografiables.

Tanto el cuarzo 2 como el cuarzo 3 deben ser considerados como minerales accidentales, si bien aquí, para mayor comodidad, se describen junto al cuarzo 1.

Conviene hacer la aclaración de que no es obligatorio que el cuarzo 2 sea anterior al cuarzo 3, pues la existencia de dos ciclos orogénicos superpuestos en la zona axial crea situaciones alternantes de compresión y distensión. Por otro lado dentro de cada ciclo es difícil negar si una falla ha pasado por varias etapas compresivas y distensivas a lo largo de su historia. En algún caso se ha podido ver cómo el cuarzo 3 rellena fracturas oblicuas que afectan a la esquistosidad de ciertas milonitas, causante de la aparición del cuarzo 2. Sin embargo, la generalización por las razones arriba reseñadas, resultaría aventurada.

c)Minerales accidentales. Resultan de la alteración de los minerales esenciales y algunos de los accesorios, como consecuencia de la tectonización tardihercíniana y/o alpina y de las acciones hidrotermales subsecuentes.

Puede quedar más o menos "in situ" sobre el mineral alterado. Así se puede afirmar que la allanita se altera a pistacita; la hornblenda, a pistacita, clorita, calcita y óxido de hierro; la biotita, a vermiculita y/o biotita verde, clorita (en su mayor parte penninita negativa), rutilo, titanita, y óxidos de hierro (estos dos últimos se alojan a veces en la exfoliación de la biotita alterada), y, a veces, a moscovita, clorita, titanita, rutilo, prehnita, pistacita y granate cálcico, con disposición, en ocasiones, lenticular, según la exfoliación, bajo la acción de soluciones hidrotermales que aportan iones extraños a la biotita o la transforman a moscovita. Por otro lado, los feldespatos calcosódicos se alteran a sericita, clorita y pistacita, al par que la plagioclasa se hace albitica; el feldespato potásico apenas si se altera. Estos minerales accidentales "in situ" constituyen una primera generación y, en parte, son sincrónicos del cuarzo 2, de la microclina 3 y de la plagioclasa 3, ya descritos en el apartado anterior.

Existen además, otras generaciones, resultantes de la removilización de los minerales accidentales por vía hidrotermal. Así, hay clorita 2 y sericita 2, que definen la esquistosidad de tectonización o están diseminados en la matriz de las rocas cataclásticas sin orientación preferente; clorita 3 fibroso radiada, sericita 3, titanita 2, pistacita 2, calcita 2 y óxidos de hierro que, junto a cuarzo 3 y parte de los feldespatos 3, aparecen como relleno de fracturas; y, por último, clorita 4, sericita 4 y óxidos de hierro en finas fisuras que atraviesan algunas muestras en direcciones diversas.

La clorita 2, junto con la sericita 2, aparece ligada a las texturas amigdaliformes y en "ribbons" del cuarzo 2, determinado, como ya se ha dicho la esquistosidad de tectonización en las protomilonitas, milonitas y

ultramilonitas. En las protocataclasitas, cataclasitas y ultracataclasitas componen gran parte de la pasta de grano fino, sin orientación preferente.

La clorita 3 llega a corroer al cuarzo 3 y a la microclina 3 de las fracturas, revistiendo geodas y canales de corrosión (fotos 2 y 3, lámina XXXIX; fotos 3 y 4, lámina XL). También corroe a los cristales de cuarzo 1 (foto 1, lámina XXXVIII; fotos 3 y 4, lámina XXXIX) y a las cloritas 1 "in situ", a partir de las cuales parece originarse por remobilización (foto 1, lámina XXXVIII; foto 3, lámina XL).

La clorita 4, aparece en pequeñas fisuras irregulares, acompañada de óxidos de hierro y sericita 4. Estas fisuras atraviesan a la esquistosidad de tectonización y las fracturas con clorita 3 fibroso-radiada, cuarzo 3, microclina 3, plagioclasa 3, etc. y, en consecuencia, su relleno constituye una generación póstuma de minerales accidentales.

A continuación paso a la descripción de algunas de las características de estos minerales secundarios:

Cloritas. En general se trata de penninita negativa, con los siguientes caracteres:

- Elongación positiva
- Pseudouniáxica negativa
- Colores anómalos de birrefringencia: azul intenso a violáceo
- Pleocroísmo: Y, Z, verde; X, amarillo pardo a incoloro

En algunos casos se encuentra sheridanita, con elongación negativa y birrefringencia análoga a la del cuarzo.

Titanita: Aparece en pequeños granos dispersos, en fracturas o según la exfoliación de los filosilicatos. En la mayoría de los casos es impo-

sible medir sus características ópticas. Sin embargo, a veces, alcanza 160 micras, e incluso 250 micras, y se pueden obtener algunos datos. Los caracteres, que definen este mineral, son:

— Presencia de algunas secciones romboidales en los que se puede medir un ángulo $Z^{\wedge}c$ aproximado de unos 50° .

- Birrefringencia y refringencia muy altas
- Biáxico positivo de pequeño ángulo $2V_z = 30^{\circ}$. Muy dispersivo rojo mucho mayor que violeta; $2V_z = 30^{\circ}$ (luz amarilla); $2V_z = 33^{\circ}$ (luz roja); $2V_z = 29^{\circ}$ (luz azul).

- Pleocroísmo poco marcado: Z. pardo; Y, amarillo pardo; Z X, amarillo muy claro a incoloro.

Por las características apuntadas, la titanita debe ser muy pobre en tierras raras y debe contener un 1.5% de $(Fe, Al)_2O_3$ en peso, de acuerdo con el diagrama de W. E. TROGER (1956).

Pistacita. Presenta las características siguientes:

- Birrefringencia y refringencia altas.
- Extinción recta en secciones alargadas.
- $2V_x = 70^{\circ}$ a 76° y $Z^{\wedge}a = 28^{\circ}$, en una muestra; estos valores indican un contenido en Fe trivalente de alrededor de 27.5%, respecto al total de Fe + Al.

En otra muestra, $2V_x = 75^{\circ}$ y $Z^{\wedge}a = 30^{\circ}$. En este otro caso hay un 31.5% de Fe respecto a Fe + Al.

Sericita. Aunque en general no se pueden tomar medidas, se han podido obtener algunos datos cuando las láminas de mica incolora son algo mayores (en una muestra llegan a tener unas 100 micras e incluso 160 micras). Los datos ópticos son:

- Extinción recta y elongación positiva
- $2V_x$ de 30 a 48° ; valor medio de 39° (a partir de ocho cristales diferentes).

5. 5. 1. 2. Procesos petrogenéticos.

19. Intrusión de un magma de composición granodiorítica, que lleva a cabo una fuerte asimilación de los materiales de las series de Canavelles y de Jujols.

29. Cristalización de la paragénesis circón, apatito, mena metálica primaria y m, ocasionalmente, rutilo.

39. Cristalización de la paragénesis de pequeños cristales de hornblenda 1, biotita 1, plagioclasa 1, microclina 1 y posiblemente cuarzo, El apatiro sigue formándose.

Esta paragénesis es consecuencia de la asimilación de materiales cambro-ordovícicos, que originan enclaves y zonas más frías dentro de la cámara magmática, que tenderán a cristalizar más rápidamente y a originar cristales más pequeños. La difusión de éstos en el seno del magma acarrearía su parcial fusión en un principio, y, posteriormente, la formación de los cristales grandes de la granodiorita alrededor de ellos, ya que actuarían como núcleos de cristalización.

49. Cristalización de allanita.

59. Cristalización de grandes cristales de hornblenda verde 2 y biotita 2. El apatito prosigue su formación y, a veces, se ordena concéntricamente en el seno de las biotitas 2. La biotita 2 parece proceder, al menos en algunos puntos (contacto con los micasquistos y con el granito de Montdavía), a la cristalización de la hornblenda 2.

69. Cristalización de grandes cristales de plagioclasa 2.

79. Cristalización de cuarzo 1 intersticial.

89. Cristalización de microclina 2 intersticial, mineral póstumo que corroe al resto de los minerales.

Aquellos sectores en que la cristalización intersticial de cuarzo y microclina no se produce, por falta de espacio libre entre el resto de los cristales ya formados, muestran composiciones dioríticas, tonalíticas y menos veces, sienodioríticas. Esta escasez de minerales póstumos se acusa sobre todo en los enclaves y en el contacto con los micasquistos.

92. Tectonización tardiherciniana y/o alpina, acompañada de hidrotermalismo. Durante estas etapas de deformación se originan los minerales accidentales, algunos de los cuales serían de cierto interés económico (calcopirita, malaquita, barita, limonita) si no fuera por su abundancia extraordinariamente exigua.

Los minerales accidentales se localizan, sobre todo, en las zonas de trituración y es corriente observar filones de cuarzo a lo largo de las mismas. A veces estos filones muestran cuarzo brechoide y una generación posterior en escarpelas, alrededor de los clastos preexistentes, hecho que prueba que las zonas de falla han jugado varias veces.

En virtud de esta acción hidrotermal, muchas fallas, tras su innegable actuación en la orogenia alpina (desgarre del pico Salines, fallas de Mas Mont, etc.) son vía de soluciones silíceas. El resultado final es la aparición de todo tipo de granodioritas tectonizadas y silicificadas en grado variable. Es pues indudable la presencia de acciones hidrotermales en el ciclo alpino, pero no por ello se puede descartar el hidrotermalismo herciniano.

Las granodioritas a lo largo de las zonas de falla se trituran con diferente grado de intensidad, incluso dentro de la misma falla, dependiendo mucho del punto en que se tome la muestra. La masa general de la granodiorita presenta siempre algunos signos de tectonización y es raro encontrar muestras que no la hayan sufrido. De este modo, se encuentran términos algo tectonizados que no llegan a entrar en la categoría de brechas.

En cuanto a las granodioritas con mayor grado de deformación, de acuerdo con la nomenclatura de A. SPRY (1969) se pueden citar términos que van desde las brechas s. str. a las ultracataclasitas y ultramilonitas.

En estas rocas cataclásticas se origina una pasta de grano muy fino, formada por los cristales esenciales triturados y por los minerales accidentales, los cuales pueden estar también deformados. La parte originada en la trituración es de abundancia variable y, dependiendo de su porcentaje y de si sus minerales están o no orientados según una esquistosidad, se han distinguido: brechas s. str., brechas finas, microbrechas, protocataclasitas, protomilonitas, cataclasitas, y milonitas, ultracataclasitas y ultramilonitas.

La matriz de las series de las cataclasitas y de las milonitas presentan un grano muy fino entre 2 y 45 micras, aunque puede ser aún menor. Los minerales que la constituyen son sobre todo filosilicatos, cuarzo y feldespatos, de los que los primeros son los más fácilmente reconocibles. En esta matriz de grano fino quedan grano más gruesos, entre 0.225 mm. y 5 mm. e incluso 12.5 mm. de cuarzo y feldespatos.

Si la matriz está afectada por esquistosidad (serie de las milonitas) se origina "flattening" sobre los clastos de cuarzo y feldespatos, en ella incluidos. Por otro lado, el cuarzo puede ser fuertemente estirado y adoptar formas amigdaloides, subrayadas por microfallas (fotos 3, 4, lámina XLI). Tanto el "flattening" como los "aboudinamientos" de los cuarzos estirados responden a la acción de la componente del esfuerzo principal, responsable de la falla, de dirección perpendicular a la superficie de ésta.

En algunas milonitas se presentan alternancias de bandas de grano fino con otras de grano más grueso. Incluso pueden aparecer bandas con textura orientada milonítica en una pasta triturada sin orientación preferente, es decir, con textura cataclástica.

En la foto 1, lámina XXXVIII, se muestra parcialmente una ultracataclasita en una zona con mayor granulometría.

En la foto 1, lámina XLI, se muestra una protomilonita. En las fotos 2, 3, 4, aparecen texturas propias de milonitas y ultramilonitas de modo que se observa perfectamente la existencia de abundante matriz de grano fino, además del estado en que quedan los cristales de cuarzo, tras la tectonización.

En la foto 2, lámina XLI, puede observarse la existencia de pliegues asimétricos que nos marcan el sentido del movimiento a lo largo de la falla S de Mas de Monst. A la escala del afloramiento, las milonitas pueden estar ligeramente plegadas en amplias flexiones (fallas de Mas de Mont, en la pista de la Eta. de Les Salines), hecho que prueba una actividad prolongada de los fenómenos de tectonización.

Como punto final añadiré que las texturas, que muestran mayor intensidad en la tectonización, aparecen a lo largo de fallas con componentes inversa y/o de desgarre, comprobadas por la existencia de estrias de dirección o de buzamiento y por el desplazamiento que producen en los contactos de los materiales metamórficos y de la cobertera postherciniana. Las fallas normales no suelen presentar una gran trituración, si no han actuado con otro régimen en diferentes momentos de su historia.

5. 5. 1. 3. Las aristas de erosión diferencial de la granodiorita.

Estas aristas vienen representadas por los resaltes en los bolos procedentes de la erosión de la granodiorita, que, de este modo, suelen mostrar estructuras reticuladas, ausentes de los demás tipos de rocas plutónicas del área estudiada.

El estudio microscópico revela que se trata de brechas s. str. y brechas finas, que se forman a lo largo de una red de microfallas en las que algunos componentes de la granodiorita se encuentran removillados. Por tanto, se tra

ta de estructuras originadas por la tectonización posiblemente tardiherciniana. La mayor resistencia frente a la erosión es proporcionada por los minerales secundarios, entre los que destaca en diferencia, la microclina 3.

Seguidamente trataré someramente de la mineralogía y petrología de estas aristas:

Accesorios. Se encuentra el circón y el apatito. En ocasiones también aparece la allanita, que puede alcanzar los 2.4 mm.

Esenciales:

- Hornblenda verde con las mismas características que la del resto de la granodiorita. En cristales idiomorfos a hipidiomorfos, a veces maclados según (100).

Pleocroísmo: Z verde, verde oliva; Y, verde amarillento; X, amarillo verdoso claro. Cuando las fracturas atraviesan a la hornblenda, esta toma coloraciones más claras.

Birrefringencia alrededor de 0.022

$2V_x$ entre 62° y 76° ; media 66.6° (de 10 medidas en diferentes individuos).

Z^c entre 15° y 21° ; media 17.7° (de seis medidas en diferentes individuos).

De acuerdo con las medidas de los ángulos $2V_x$ y Z^c , se deduce que la hornblenda verde contiene entre 37 y 40% de Mg respecto al total de $Mg \dagger FE^{2\dagger}$ ($\dagger Mn \dagger Ti$), valores que coinciden con los de la hornblenda verde de las granodioritas.

Biotita. Se encuentra parcialmente alterado a vermiculita y/o biotita verde, clorita y titanita, principalmente. Otros minerales procedentes de su alteración son la prehnita y un grnate algo anisótropo, correspondiente posiblemente a un término de la serie grossularia-andradita.

Pleocroísmo: Y, Z pardo oscuro; X, amarillo pardo

Pseudouniáxica negativa

Birrefringencia igual a la del resto de la granodiorita.

Plagioclasa. En general está muy alterada, mucho más que en las granodioritas, a sericita y epidota, de modo que es muy raro encontrar individuos en que se pueda investigar la composición original. Al ser atravesadas por las microfrazuras características de las aristas, se originan maclas en damero (fotos 1 y 2, lámina XLII) y zonas no alteradas albíticas.

Cuando las plagioclasas están menos alteradas, se pueden observar maclas según las leyes de la periclina y de Carlsbada; y pueden estudiarse, en algún caso, la composición de los cristales.

En estos casos favorables se ha podido comprobar mediante los ángulos de extinción, que la composición es de An_{34} a An_{40} . Los ángulos $2V_x$ varían entre 85 y 98° .

En algunos cristales, aparecen núcleos de An_{26} y An_{42} , corroídos por una masa general de finas zonas alternantes de An_{34} y An_{36} .

En otros, aparece una zonación en la que alternan finas zonas de An_{30} (en número de 3 ó 4) con la masa general de composición An_{36} .

Estas plagioclasas coinciden, en sus características con las plagioclasas 2 de las granodioritas. También existen pequeñas plagioclasas 1 sin zonación oscilatoria, que representan las plagioclasas 1.

Por lixiviado, debido a la cristalización de la microclina, la An_{36} pasa a An_{21} y a An_{25} .

Debido a la tectonización, la extinción de las plagioclasas se hace ondulante. Al mismo tiempo se observa que los valores del ángulo $2V_x$

se apartan bastante de los que corresponderían a las composiciones calculadas mediante los ángulos de extinción. Para evitar errores debidos a efectos dispersivos, se han calculado los ángulos de extinción y $2V_x$ con luz monocromática amarilla, comprobándose, además de los valores normales de los ángulos $2V_x$, que el elipsoide óptico presenta sus planos desviados y oblicuos. En la tabla siguientes se muestran algunas composiciones, determinadas con los ángulos de extinción, y los ángulos $2V_x$ correspondientes:

	<u>Composición</u>	$\frac{2V_x}{x}$
	An ₃₂	93
	An ₃₃	91
A	An ₃₄	94
	An ₃₄	95
	An ₃₄	101
	An ₃₆	95
	An ₄₀	101

En esta reacción, cada uno de los datos expresados representa el valor medio de repetidas medidas sobre el mismo individuos, las cuales proporcionan valores muy próximos entre sí. Esto ratifica que el margen de error es pequeño.

El hecho de encontrar estas plagioclasas ligadas a zonas de tectonización hace pensar, como ya se expuso al tratar de las plagioclasas de las granodioritas, en una deformación íntima de la estructura del feldespa ligada a los fenómenos cataclásticos.

La plagioclase 3 también se encuentra representada en poca cantidad, según la red de fracturas subparalelas que determinan las aristas. Algunas medidas han dado una composición de An₀ para esta generación de plagioclase.

Feldespato potásico. Se trata de una microclina intermedia con extinción ondulante. Es intersticial y equivalente a la microclina 2 de la granodiorita. Presenta desmezcla en película y en venas. A veces se observa extinción según un enrejado incipiente (foto 2, lámina XLIII), cuyo origen se debe a la existencia de maclas según las leyes de la albita y de la periclina, de grosor no discernible con el microscopio. Otras veces el enrejado es más neto. Apenas presenta alteración.

Las características ópticas demuestran que no se trata de una microclina perfectamente triclinica, e incluso hay cristales que por su ángulo $2V_x$, entre 56° y 64° , deben corresponder a ortoclasa. El resto de los datos obtenidos figuran en la tabla siguiente:

$2V_x$	X^a	Secc. perp. a X	Secc. perp. a Z
		Z (001)	X001
67		10	
68 68	18	18	6
69		18	8
70		9	
75		17	8
76	10		
79	10		

De acuerdo con estas medidas, el feldespatopotásico no puede ser una ortoclasa. Sin embargo, aún en los casos en que el $2V_x$ es mayor, el valor de X^a no alcanza los 18° , como ocurriría si se tratara de microclina con el máximo de triclinicidad.

Dentro de un mismo cristal se observan variaciones en el ángulo $2V_x$, debidas verosimilmente al diferente grado de ordenación reticular.

Así, en un cristal se encuentran variaciones en el ángulo $2V_x$ de 60° a 74° ; en otros cristales dicho ángulo, en unos puntos, es de 56° y, en otros, de 70° ; finalmente, otro ejemplo muestra valores de 64° , 68° , 75° y 79° según los puntos elegidos del feldespatopotásico.

Por otro lado, estos granos, con tal variabilidad en su $2V_x$, presentan el problema de la deformación del elipsoide óptico. Todas las medidas efectuadas se han hecho con luz monocromática proporcionada por una lámpara de sodio, y se ha comprobado que los planos del elipsoide no son perfectamente perpendiculares entre sí. Este fenómeno puede explicarse para el feldespato potásico mediante una deformación interna de origen tectónico durante o tras su crecimiento, tal como se ha arguido para las plagioclasas. Sin embargo, cabe pensar también en que la incompleta microclinización de la ortoclasa, es la responsable de la variabilidad del $2V_x$ y de la irregularidad del elipsoide óptico. Por otro lado, como en las plagioclasas con $2V_x$ anómalos no se puede emplear este último argumento, parece obvio que, en el caso del feldespato potásico, lo que ocurre es, asimismo, una deformación íntima tectónica, paralela a una inversión a microclina. En otras palabras, la microclinización de la ortoclasa parece relacionada causalmente con los fenómenos tectónicos, al menos en algunos casos.

El feldespato así descrito pertenece a la generación de microclina 2 de las granodioritas.

Existe además, en las aristas de erosión diferencial, la microclina 3, que se presenta como relleno de fracturas que atraviesan el volumen de la arista subparalelamente a sus dos direcciones predominantes. Esta generación es abundante y determina la mayor resistencia de las partes de la granodiorita afectadas, frente a la erosión. Se ha podido comprobar que aunque es paragenética con alguna plagioclasa 3 albitica y algún curzo 2, estos minerales son poco abundantes y no son los responsables de la mayor resistencia de la granodiorita de las aristas.

La microclina 3 rellena fracturas en el seno de las plagioclasas tectonizadas, a veces con producción de bordes mirmequíticos (fotos 1 y 2, lámin XLII). Otras veces atraviesa a plagioclasas, en general mucho más alteradas que las de la granodiorita de la caja de las aristas; a biotita y

hornblenda, más o menos alterada y a microclina 2 intersticial, apenas alterada (fotos 3 y 4, lámina XLII; foto 2, lámina XLIII).

La microclina 2, al ser atravesada por numerosas venas de microclina 3, se hace muy ondulante (foto 4, lámina XLII), como consecuencia de la recristalización que sufre, concomitante a la fracturación. En consecuencia, la microclina 2 fuertemente recristalizadas debe considerarse asimismo, como microclina 3. Esta microclina recristalizada presenta la misma orientación que la de las fracturas y resulta, a veces, por coalescencia de numerosas venillas de microclina 3.

La microclina 3 corroee fuertemente al cuarzo según fracturas paralelas a la orientación de las aristas, o bien según una geometría irregular (fotos 1, 2, 3, 4, lámina XLIII).

Aparte de la plagioclasa 3 y del cuarzo 2, existen otros minerales coparagenéticos con la microclina 3, tales como la pistaciata 2 y la titanita 2 y la prehnita.

La microclina 3 presenta en algunos casos enrejado incipiente y alguna macla de Carlsbada.

El estudio de algunas características ópticas se ha realizado con luz de sodio. En una fracturas se han obtenido valores de $2V_x$ entre 61° y 64° que deben corresponder a ortoclasa. En otra los valores varían entre 58° y 73° , lo que parece indicar que la ortoclasa se encuentra afectada por la inversión a microclina. El resto de las medidas da valores de $2V_x$ entre 76° y 88° , con una media de 80.5° (a partir de siete fracturas diferentes). El ángulo $Z(001)$, en sección perpendicular a X, sólo se ha podido medir en una ocasión, obteniéndose un valor de 8° . En estos casos, que constituyen la mayoría, los ángulos $2V_x$ son propios de una microclina y el ángulo Z^c medido ratifica esta opinión.

Cuarzo: Representa el cuarzo 1 equivalente al observado en el resto de la granodiorita. Es ondulante e intersticial, de modo que rellena huecos existentes entre las plagioclasas y los melanocratos. Por otra parte, es anterior a la microclina 2. Como puede deducirse de las relaciones de corrosión.

Está fuertemente corroído por la microclina 3, procedente de la remoción y recristalización de microclina 2, según fracturas o cavidades irregulares (fotos 1, 2, 3, 4, lámina XLIII).

Otra generación posterior está formada por el cuarzo 3, de relleno de fracturas. Es poco abundante. Aparece en paragénesis con plagioclasa 3, microclina 3, pistacita 2, y prahnita. En algunos casos el cuarzo 3 es posterior a esta paragénesis y aparece como relleno de pequeñas fracturas que afectan a las de microclina 3 (foto 4, lámina XLIII).

Minerales accidentales. Además de las generaciones de cuarzo y feldespatos secundarios, se pueden citar los siguientes:

Clorita, variedad penninita negativa. Proviene, junto a biotita verde y/o vermiculita, titanita y óxidos de hierro de la alteración de la biotita.

Posee extinción recta; tintes azulados y violáceos de birrefringencia; elongación positiva respecto a la exfoliación; pleocroísmo en verde, según Y y Z, y en amarillo pardo a incoloro, según X.

Aparece sobre la antigua biotita, a la que sustituye, y, por tanto, equivale a la clorita 1 de la granodiorita.

La titanita puede quedar sobre la biotita, titanita 1 o bien removilizarse, como otros minerales accidentales, titanita 2, para aparecer en las fracturas de la preparación.

Sericita, de alteración de las plagioclasas, sobre las que se encuentran junto a epidota.

Pistacita, asimismo deriva de la alteración de plagioclasas.

Como en el resto de la granodiorita, puede encontrarse sobre las plagioclasas, pistacita 1 (foto 3, lámina XLII), o bien removillada en fracturas o según formas irregulares, pistacita 2 (fotos 1 y 2, lámina XLIII), junto a la microclina 3 y otros. En algún caso se presenta sobre biotita más o menos alterada, junto a prehnita. En estos casos puede derivar parcialmente de biotita, mediante la acción de soluciones hidrotermales ricas en Ca (SCHWARZ, 1958; STRUWE, 1958).

Los caracteres ópticos de la pistacita son:

$2V_x$ de 67° a 80° ; media 72.3° (a partir de 12 medidas en diferentes granos).

$Z^{\wedge}a$ entre 29° y 31° ; media 30° (a partir de dos medidas).

Pleocroísmo: X, amarillo limón claro, incoloro; Y, amarillo limón; Z, verde amarillento, amarillo verdoso, amarillo limón claro.

Extinción recta en secciones alargadas, paralelas a Y.

A partir de los valores medios de los ángulos $2V_x$ y $Z^{\wedge}a$ se deduce que el contenido en Fe trivalente, respecto al total Fe \dagger Al, oscila entre 31% y 35%, hecho que concuerda con las determinaciones de la pistacita del resto de la granodiorita.

Aparte de la pistacita, en un sólo caso, ha sido posible detectar clinzoisita. Esta epidota es biáxica positiva de gran ángulo y tiene un $Z^{\wedge}a$ de 20° , el cual indica su bajo contenido en Fe trivalente.

Prehnita. Se encuentra repartida en los granos de plagioclasa, en fracturas y en granos denticulares según la exfoliación de las cloritas, provenientes de la alteración de biotita. El ángulo $2V_z$ es de 60° y la birrefringencia entre 0.021 y 0.029. Los ejes cristalográficos X e Y están contenidos en la exfoliación de modo que la elongación es negativa respecto a ella y la extinción es recta.

Granate algo anisótropo (posiblemente grossularia-andradita) asociado a la alteración de la biotita, junto a pistacita y prehnita.

En resumen, tras la revisión de la composición mineralógica de las aristas de erosión diferencial, surge a la vista que su mayor resistencia a los agentes erosivos se debe exclusivamente a la presencia de mayor cantidad de microfracturas paralelas rellenas de microclina 3, la cual no se descompone fácilmente.

5.5.1.4. Los xenolitos de la granodiorita.

En la granodiorita de Massanet de Cabrenys aparecen frecuentes inclusiones con concentración mayor de melanocratos y menor tamaño de grano. Estas inclusiones son típicas de estas rocas plutónicas y no se encuentran, por ejemplo, en las granitos porfidoblásticos, situados más al S.

9 Los xenolitos se encuentran orientados sobre todo en la vecindad del contacto con la serie de Canavelles, en coincidencia con los minerales de la granodiorita. Cuanto mayor es la distancia a dicho contacto los xenolitos se desorientan por completo.

No cabe duda que estos xenolitos provienen esencialmente de anti-inclusiones de micasquistos de la serie de Canavelles de la que sólo la base está representada en la zona estudiada.

En el proceso de asimilación de un xenolito, en primer lugar el cuarzo y el feldespato potásico formarían venas leucocratas, de modo que quedaría un melanosoma más resistente a la fusión y a la asimilación por el

magma. Las venas leucocratas en comunicación en el resto del magma serían reabsorbidas fácilmente por éste, junto a las volátiles, con lo cual el xenolito quedaría empobrecido en feldespato potásico y cuarzo, de puntos de fusión más bajos. Si se admite esto, se explican, asimismo, los siguientes hechos:

- los micasquistos de la serie de Canavelles son ricos en K y sin embargo las venas leucocratas, resultantes de su migmatización, no son muy ricas en feldespato potásico.

- las pegmatitas de la zona de granitización de los micasquistos son ricas en plagioclasa y cuarzo, pero no en feldespato potásico.

- En el contacto de la serie de Canavelles con la granodiorita, aparecen esporádicamente cambios de composición de esta hacia términos tales como tonalita y diorita.

Todos estos hechos apuntan hacia una fallida de migración de ciertos componentes leucocratos, como son el cuarzo y el feldespato potásico, que pueden escasear en determinados puntos de la granodiorita y en sus xenolitos. De este modo aparecen muy localmente, composiciones pertenecientes a una tonalita o una diorita.

Al proceso de asimilación continua, una vez efectuada la migración de los componentes del cuarzo y del feldespato potásico y de los volátiles con una fusión de los componentes de las plagioclasas y del melanosoma. Dadas el mayor punto de fusión de los minerales puestos en juego y la menor temperatura del xenolito respecto a la del magma, la cristalización se produce con anterioridad a la de los minerales de la granodiorita. El grano más pequeño de los xenolitos se explica fácilmente por la menor temperatura y la escasez de volátiles, que confieren al dominio de dichas inclusiones una mayor viscosidad y una cristalización más rápida.

El proceso de asimilación lleva consigo una difusión de sus pequeños cristales periféricos en el seno del magma, con lo que queda explicada la generación de cristales, más o menos corroídos, de hornblenda verde 1, biotita 1, plagioclasa 1, y, a veces, microclina 1, encontrada en muchas preparaciones de la granodiorita. Se ha podido comprobar que la zonación de las plagioclasas de los xenolitos reproduce la misma secuencia que la de las plagioclasas 1 de la granodiorita, lo cual es un argumento a favor de una difusión de los minerales de estas inclusiones en el magma.

Por otra parte, se comprueba que la zonación normal de las plagioclasas de los xenolitos presenta una breve recurrencia con zonación inversa (fig. 29 A), semejante a la observada en la secuencia normal de las plagioclasas de los micasquistos de la serie de Canavelles. Este hecho lleva a pensar en un sincronismo en la cristalización de las plagioclasas de los xenolitos y de la secuencia final de las plagioclasas de la serie de Canavelles migmatizada. En consecuencia, apoya la idea de la migmatización de los micasquistos es inducida por las intrusiones plutónicas.

Al final de la cristalización magmática aparecen en la granodiorita como ya se ha dicho, el cuarzo y feldespatos potásico, rellenando los intersticios que dejan entre sí las plagioclasas y los melanocratos. Lógicamente, estos son más pequeños y menos abundantes en los xenolitos y de ahí que tales minerales tengan pocas probabilidades de formar parte de ellos. Por otro lado la composición final de las inclusiones será diorítica con variantes a tonalítica y, en algún caso, a granodiorítica.

La abundancia de melanocratos hace que aparezcan meladioritas y lagranodioritas, o términos de transición cercanos a estos dos tipos de rocas. A continuación se detalla la composición mineralógica de los xenolitos estudiados:

Minerales accesorios. Se encuentran representados el circón, el apatito. En algún caso aparece también la allanita.

Dentro de los accesorios hay que incluir también el cuarzo y la microclina, que aparecen como intersticiales. Eventualmente pueden ser esenciales en los xenolitos de composición grandodiorítica. En tales casos la abundancia de tales minerales sigue siendo exígua. El cuarzo precede, como ocurre en la granodiorita de Massanet, a la cristalización del feldespat potásico. La microclina presenta alguna desmezcla y un ángulo $2V_x$ de 81 a 82°. En algunos casos es biáxica positiva, con valores de $2V_z$ de 83 a 85°. Tanto si es biáxica negativa como positiva, se la ha observado siempre con buen desarrollo de maclas en enrejado.

Minerales esenciales.

Piroxeno. Debe tratarse de una augita. Es biáxico positivo, con Z^c de 43 a 44° y dos exfoliaciones subperpendiculares. Incluye a pequeños restos de biotita y de hornblenda verde.

Este mineral es muy abundante en dos muestras recogidas en sendos xenolitos, situados en La Solana, al W de Mas Subirás. Una de estas inclusiones presenta composición de melagrandiorita; y la otra, composición de meladiorita. Estos xenolitos pueden, por tanto, considerarse como corneas piroxénicas.

La presencia de piroxeno no se ha observado en el resto de los xenolitos estudiados. En realidad se trata de un mineral incompatible con las condiciones físico-químicas de la cristalización de la granodiorita, por lo que es raro encontrarlo, a no ser en inclusiones en las que las reacciones químicas entre el xenolito y el magma no han llegado a alcanzar su equilibrio.

Hornblenda verde. En las fotos 2, 3, 4, lámina XLV, se observan algunos de estos cristales en la vecindad de las plagioclasas, junto a biotitas. Su tamaño varía entre 180 y 500 micras.

El estudio detenido de la hornblenda verde revela la presencia de algunos cristales con inclusiones pequeñas de, a veces, numerosas de biotita de unas 75 micras. En otros casos las inclusiones son de plagioclasas muy pequeñas de 45 micras a 120 micras.

En las dos muestras estudiadas de corneanas piroxénicas la hornblenda verde incluye pequeños cristales de piroxeno, posiblemente por transformación de este en anfíbol.

Las características ópticas de la hornblenda son las siguientes:

Pleocroísmo: Z, verde oliva; Y, verde algo amarillento; X, amarillizo.

$2V_x$ entre 60° y 69° ; media 64.5° (a partir de ocho cristales diferentes).

Z^c entre 16° y 20° ; media 17.8° (a partir de ocho cristales diferentes).

La hornblenda verde contiene, de acuerdo con estos datos, alrededor del 36% de Mg, respecto al total de Mg + Fe (+Mn + Ti).

Los valores numéricos reseñados corresponden a un xenolito diorítico recogido en la pista de la Eta. de Les Salines, al E de Can Segué. La hornblenda de la granodiorita circundante muestra las mismas características ópticas.

Biotita, de color pardo-rojizo. A veces quedan pequeños restos de biotita en el seno de la hornblenda.

En los xenolitos con piroxeno, la biotita es roja.

Se altera fácilmente a cloritas, titanita, bajo las acciones

cataclásticas e hidrotermales. También se ha encontrado granate algo anisótropo, como producto de estas alteraciones de la biotita.

Plagioclasa. Está representada en general por pequeños cristales de 250 micras a 500 micras. En algunos casos sólo miden 170 micras y en otros llegan a 700 micras. Corroen a los melanocratos y son de cristalización posterior, al menos en lo que respecta a la porción principal de su secuencia zonada.

Hay algunos restos muy pequeños de plagioclasa de 45 a 120 micras en el seno de la hornblenda, que deben ser considerados como sincrónicos con los núcleos irregulares antiguos de estas plagioclasas.

La plagioclasa se altera en parte a sericita, pistacita y clorita.

En un xenolito diorítico cercano a Can Segué se han estudiado diecisiete cristales diferentes de plagioclasa. En las figs. 26, 27, 28 y 29 con ayuda de la tarjeta móvil, adjunta al final de esta memoria, puede seguirse la complicada zonación de las plagioclasas.

En la figura 28, se han integrado en el encabezamiento las zonaciones parciales atravesadas en los 17 cristales, todas ellas pertenecientes a una misma preparación. Esto autoriza, junto a las internas corrosiones que afectan a las sucesivas zonas, a establecer una secuencia general que explique cada una de las zonaciones particulares de cada individuo estudiado. Esta secuencia es la siguiente.

Núcleos antiguos, poco representados, con valores que oscilan entre An_{29} y An_{22} . Se trata de núcleos muy corroídos, observados aisladamente en diferentes cristales, por lo que es imposible saber si la secuencia es de An_{29} a An_{22} , o viceversa. Aunque en la fig. 29 A, se han representado en secuencia normal, conviene no olvidar esta advertencia.

Zonas antiguas. Afectadas también por fuertes corrosiones por parte de las secuencias posteriores por lo que, en general, aparecen como núcleos en el seno de éstas.

Sólo en un caso se observan relacionadas entre sí las zonas antiguas. En la fig. 27 C y en la foto 3, lámina XLV, se ven núcleos de An_{55} , correspondientes a una zona antigua con esta composición, en contacto corrosivo con otra zona An_{42} . La falta de composiciones, intermedias entre An_{55} y An_{42} , sin embargo presentes en otros cristales, explica y ratifica la existencia de esta corrosión.

Parece, pues, que la secuencia de estas zonas antiguas debió ser normal.

Por otro lado, estas zonas debieron corroer a los núcleos antiguos, arriba mencionados, tal como parece deducirse de la fig. 26 E, y de las fotos 3, 4 lámina XLV. Este otro cristal presenta un núcleo antiguo de An_{26} corroído por una masa general en que aparecen zonas muy irregulares de An_{42} , corroidas a su vez por la masa general de An_{34-35} (punteado).

La composición de estas zonas antiguas, en general reducidas a pequeños vestigios, oscila entre An_{60} y An_{42} . Su secuencia debió ser normal (fig. 29 A) a juzgar por lo observado en uno de los individuos de la fig. 27 C y en las plagioclasas 1 de las granodioritas, en el sector de La Bajol.

Secuencias posteriores. Están representadas por una zonación normal en la que existen varias corrosiones y un leve episodio de zonación inversa (fig. 29 A).

Estas secuencias contienen términos entre An_{38} y An_{34} ; entre An_{31} y An_{30} ; entre An_{28} y An_{24} ; entre An_{30} y An_{28} , correspondientes a la pequeña recurrencia viceversa; y, finalmente, entre An_{22} y An_{20} . Estos

intervalos de composición están separados entre sí por corrosiones bien patentes.

Debido a la irregularidad de las zonas, una vez establecida su sucesión probable, se ha procedido al cómputo de sus áreas respectivas, con las que se ha elaborado el diagrama de zonación de la fig. 29 A, en el que el área total de plagioclasa medida es algo menor de 0.5 mm^2 .

Asimismo, teniendo en cuenta las áreas parciales de las zonas, se ha construido el diagrama de frecuencias de la fig. 29 B, en el que se observa un máximo destacado entre An_{35} y An_{36} . Una línea envolvente a la de la fig. 29 B, con desaparición de los mínimos intercalados, daría una visión más real de la composición de las plagioclasas. Así, por ejemplo, desaparecería el mínimo de An_{29} intercalado entre An_{28} y An_{30} , relativamente abundantes, que indudablemente se debe a factores subjetivos a la hora de la medición de las composiciones mediante ángulos de extinción.

Aunque existen algunas diferencias de detalle, es evidente que las plagioclasas de este xenolito diorítico, equivalen a las plagioclasas 1 de las granodioritas. Basta comparar las tablas de las figs. 21 y 28, para darse cuenta del estrecho paralelismo que guardan entre sí las secuencias integradas, de ambas series de plagioclasas. La recurrencia inversa no aparece en las plagioclasas 1 de las granodioritas, al igual que tampoco existe en trece de los cristales estudiados del xenolito. Este hecho se explica por las evidentes corrosiones entre las diferentes zonas y porque, además, en las plagioclasas 1 de las granodioritas, la zona periférica debió ser corroida por el magma que las englobó, en el curso de la asimilación de los xenolitos, de los cuales deben proceder.

Otras conclusiones interesantes surgen al comparar la zonación normal final de las plagioclasas de este xenolito con la última etapa de cristalización de las plagioclasas de los micasquistos migmatíticos. Los xenolitos parecen proceder de inclusiones de micasquistos en la granodiorita de Massanet de Cabremys, por lo que, es lógico pensar, si esto es así, que las plagioclasas de tales xenolitos deben guardar alguna relación con las plagioclasas

de origen migmatítico de los micasquitos. En efecto, como ya se adelantó en el capítulo 5. 3. existe una evidente congruencia en la zonación de las plagioclasas de ambos tipos de rocas, de modo que, en los micasquitos también presentan plagioclasas con una zonación final en secuencia normal en la que se intercala un leve episodio de zonación inversa (fig. 11). Con esto se ratifica que los xenolitos se originan a partir de los micasquitos y, por otra parte, que la migmatización de éstos es inducida por las intrusiones plutónicas.

En las dos muestras de xenolitos piroxénicos de La Solana, de composición melagranodiorítica y meladiorítica las plagioclasas, con un tamaño medio de 250 micras, presentan un tamaño medio de 350 micras y una zonación similar.

Zonas antiguas, corroídas y reducidas a algunos núcleos más cálcicos de An_{58} y An_{45} .

Secuencia posterior, que corroe a las zonas antiguas. Esta secuencia presenta, de dentro afuera, composiciones de $An_{36.5-33}$ que constituye la masa principal de la plagioclasa; de An_{30-29} que corroe a la zona anterior; y, finalmente, de An_{27} a $An_{23.5}$, según un borde que corroe, asimismo, a las zonas preexistentes.

Las superficies de separación entre las diversas zonas es muy irregular debido a los fenómenos de corrosión.

En las muestras de los enclaves recogidas en el Molí d'eu Robert de composición granodiorítica, las plagioclasas presentan un tamaño entre 110 micras y 350 micras, y han sido estudiadas como plagioclasas 1 de la granodiorita (fig. 16 F, G, H. e I). La zonación en ellas obtenida es, en rasgos generales, la siguiente:

Zonas antiguas de An_{47-43}

Secuencias posteriores de $An_{36.5-33}$ que corroe a las zonas antiguas; y de An_{30} a $An_{22.5}$ en sucesión gradual, que corroe a las zonas preexistentes.

Destaca, también en estos otros xenolitos, la similitud de la zonación en comparación con las descritas más arriba.

Minerales accidentales.

Están representados por clorita, titanita y granate, de alteración de las biotitas; por sericita, pistacita y clorita de alteración de las plagioclasas; pistacita, calcita y clorita de alteración de los anfíboles.

En las muestras tectonizadas y según fracturas, aparecen la microclina 3, el cuarzo 3, la pistacita 2, la sericita 2, la clorita 2 fibroso-radiada y la calcita tal como ocurre en la granodiorita.

Teniendo en cuenta las relaciones entre los diferantes minerales de los xenolitos se puede establecer el siguiente orden de cristalización:

19. Circón, apatito y pequeños núcleos de biotita y hornblenda, junto a algunos de plagioclasa. Esto últimos, aunque a veces aparecen en el seno de los anfíboles, normalmente se presentan en el seno de los cristales de plagioclasa con una composición entre An_{22} y An_{29} .

20. Piroxeno, sólo presente en algunos casos en que no se llega a un equilibrio químico con el magma.

21. Hornblenda verde y biotita, equiparables, respectivamente, a la hornblenda 1 y a la biotita 1 de la granodiorita. La hornblenda de las corneanas piroxénicas, por su cristalización posterior al piroxeno, puede tener inclusiones de este mineral.

La plagioclasa de zonación normal desde An_{70} a An_{42} , debe ser concomitante de la cristalización de estos minerales melanocratos.

22. Plagioclasa en zonación normal, con una ligera recurrencia inversa, desde An_{38} a An_{20} , con corrosión de la hornblenda y de la biotita.

Mediante el estudio de los xenolitos se ha puesto de relieve la relación entre sus minerales y los de la primera generación de la granodiorita. Por otro lado, el paralelismo entre la zonación de las plagioclasas de los xenolitos y las de los micasquistos migmatíticos indica que los xenolitos provienen de inclusiones de micasquistos y que la migmatización es un fenómeno inducido por las intrusiones plutónicas.

5. 5. 2. LA CALCIGRANODIORITA DE CAN COLL.

Se encuentra representada en el afloramiento de zócalo situado al NW de Albanyá. En esta roca se sitúa precisamente la masía de Can Coll.

La composición, aunque un tanto particular, es parecida a la de la granodiorita de Massanet. Su relación espacial con esta no se observa ya que este afloramiento se debe a fallas de zócalo que afectan a la cobertura postherciniana.

Las relaciones con el granito porfidoblástico, que aparecen en el mismo afloramiento de zócalo, tampoco se observan dadas las pequeñas dimensiones de éste. Parece, de todos modos, que el contacto entre la calcigranodiorita y el granito es bastante vertical y neto. Es probable que la calcigranodiorita intruyera antes que el granito. La mayor antigüedad de aquélla, vendría refrendada por la composición de las plagioclasas, que, además, son de alta temperatura.

Respecto a la granodiorita de Massanet, la mayor diferencia reside, asimismo, en que la calcigranodiorita contiene plagioclasas de alta temperatura y más cálcicas. Esto hace suponer que el afloramiento calcigranodiorítico de Can Coll sea pesar de situarse más alto dentro de la serie paleozoico (zona de la biotita), estaría situado sobre una zona de chimeneas por las que pudo haber intruido la granodiorita de Massanet y posiblemente también el granito porfidoblástico.

Esta afirmación viene apoyada igualmente por otros hechos:

- Entre los anfíboles aparece la cummingtonita primaria. La presencia de este anfíbol está señalada en rocas básicas e intermedias. También puede aparecer, en rocas más ácidas, como granodioritas, que han sufrido una fuerte contaminación (NOCKOLDS, 1941, in "Rock forming minerals"). En consecuencia la calcigranodiorita de Can Coll, con enclaves tonalíticos, debe representar una facies muy contaminada.

- La presencia de filones de pórfidos ácidos en la calcigranodiorita y en los granitos porfidoblásticos contrasta con su total ausencia en la granodiorita de Massanet, que constituiría una zona más alejada de la chimenea. Estos pórfidos no parecen originados como diferenciación del granito o la granodiorita, ya que, por este proceso, aparecen apfitas y pegmatitas. Los pórfidos deben representar el resultado de rocas ígneas tardías intruidas desde zonas profundas, aunque es posible que, en parte, procedan de la cristalización más rápida de la parte superior de la bóveda magmática. Si se admite que parte de los pórfidos son intruidos desde zonas profundas es de esperar que sus filones estén ligados, sobre todo, a zonas de la granodiorita y del granito cercanas a la chimenea, que antes pudieran servir de vía para el ascenso de las magmas que formaron las rocas plutónicas.

A pesar de todo lo expuesto, no puede negarse la posibilidad de que la calcigranodiorita representa una intrusión originariamente más básica por procesos de diferenciación, procedentes del mismo foco que la granodiorita. En este caso su colocación pudo ser posterior y pudo alcanzar niveles paleozoicos más altos. La denominación de calcigranodiorita se ha adoptado aún cuando la composición media de la plagioclasa sólo roza el valor An_{50} . También se ha de aclarar que las composiciones están cerca del límite con la calcitonálita y algunas muestras poseen precisamente esta última composición.

5. 5. 2. 1. Mineralogía y petrología.

a) **Minerales accesorios: apatito, circón y mena metálica primaria.** Normalmente incluidos en biotita, si bien pueden encontrarse en los demás minerales.

b) **Minerales esenciales.** Entre éstos, los melanocratos se encuentran en fuerte proporción, entre el 20% y el 30% del total de la roca.

Biotita, pardo-rojiza, con abundantes inclusiones de apatito, circón (a veces en cristales relativamente grandes), mena metálica primaria y algunos pequeños cristales de plagioclasa de 300 micras por 80 micras.

En los bordes pasa a hornblenda verde. Si la transformación progresa, todo el cristal de biotita es pseudomorfizado por el anfíbol, en el permanecen las inclusiones propias de la biotita (circón y apatito).

En la granodiorita de Massanet, también se apunta la posibilidad de esta transformación en el contacto con los micasquistos y con el granito porfidoblástico. Ahora la transformación se muestra más claramente, siendo evidente que la biotita cristaliza antes que la hornblenda.

La biotita se altera parcialmente a clorita, en parte penninita negativa, y a epidota.

Anfíboles. Están representados por la hornblenda verde y la cummingtonita. Derivan de la biotita, de modo que la incorporación o la ausencia de iones Ca puede determinar la aparición de hornblenda verde o cummingtonita, respectivamente. Aparecen interceecidos o en cristales separados.

Hornblenda verde. Presenta las siguientes características óptica $2V_x$ de 74 a 75°; media 74.4° (de cinco medidas en diferentes cristales).

Z^c de 16 a 17°; media 16.5° (de siete medidas en diferentes cristales).

Pleocroismo: Z, verde azulado, verde oliva, verde pálido; Y, verde amarillento, verde oliva, verde pardo, amarillo; X, amarillo pálido incoloro. La presencia de óxidos de hierro, según la exfoliación, enmascara al pleocroismo.

Maclas muy irregulares según individuos deshilachados.

De los valores medios de los ángulos $2V_x$ y Z^c se deduce que el contenido en Mg oscila entre el 66% y el 68%, respecto al total de Mg+Fe (±Mn±Ti). Si se compara con la hornblenda verde de la granodiorita de Massanet, se observa que, en ésta, la hornblenda es mucho más pobre en Mg.

Este anfíbol se altera a clorita, calcita y óxidos de hierro, según la exfoliación.

Cummingtonita. Se trata de un anfíbol incoloro presente en individuos aislados o intercrecido con la hornblenda verde en forma de manchas irregulares. Las características principales son:

$2V_x$ de 93 a 95° (en general $2V_x = 95$); media 94.5° (a partir de cinco medidas en cristales diferentes).

$Z^c = 18^\circ$ (una medida)

Incoloros según Z, Y y X.

Con estos datos, de acuerdo con los diagramas de W. E. TROGEE (1956) se obtiene que la cummingtonita posee de un 41% a un 46% de Mg, respecto al total de Mg+Fe(bivalente).

Este anfíbol es, por tanto, más pobre en Mg que la hornblenda verde de estas mismas rocas.

En los cristales mixtos de hornblenda verde y de cummingtonita es evidente que:

a) los iones Ca se encuentran exclusivamente en el anfíbol coloreado.

b) los iones Mg se albergan con preferencia en dicho anfíbol.

c) los iones Fe^{2+} se sitúan preferentemente en las zonas incolor correspondientes a la Cummingtonita.

Plagioclasas. Se trata en general de plagioclasas 2 grandes, que incluyen y/o corroen a otras plagioclasas 1 pequeñas, muy poco representadas, a hornblenda, biotita y apatito.

Plagioclasa 1. Su tamaño es de alrededor de 130 micras. Su escasez impide una medición estadística, de modo que sólo se han obtenido la composición de $\text{An}_{36.5}$, de baja temperatura, para un cristal contenido en otro de plagioclasa 2. También se observan en raras inclusiones dentro de la biotita, con un tamaño de 300×80 micras, como ya se ha expresado anteriormente.

La plagioclasa 2, por el contrario, constituye absoluta mayoría. Son corroídas por el cuarzo y el feldespató potásico (fig. 30 A), que aparecen en posición intersticial. En contacto con éste, pueden aparecer mirmequitas (fig. 30 A). Su tamaño varía entre 300 micras y 2 mm. Suelen presentar maclas de la albita, de la periclina y de Carlsbada. Están algo alteradas a sericita, pistacita, clorita y calcita.

El estudio de la composición de estas plagioclasas mediante ángulos de extinción y ángulos $2V_x$, revela que se trata de plagioclasas de alta temperatura en las zonas más cálcicas correspondientes al centro y a la masa principal del feldespató. La parte externa de los cristales es ya, sin embargo, de baja temperatura.

La zonación es en general normal con zonas corroídas. En varios individuos, como el de las figs. 30 B y D, se observa una parte central, a veces dispuesta en numerosos restos informes, de An_{61} . Las composiciones de An_{61} y An_{45-47} integran la secuencia de alta temperatura, que, de ordinario, constituye la mayor parte del cristal. Mediante una nueva corrosión, sobreviene la cristalización de una zona externa de An_{35} de baja temperatura.

Además cristales de plagioclasas presentan pequeñas complicaciones dentro de esta zonación descrita. Así, el de las figs. 30 C y E, existe una repetición del ciclo An_{60-48} , característico de la secuencia de alta temperatura. Además, dentro del segundo ciclo $An_{60}-An_{48}$, se intercalan estrechas zonas, también de alta temperatura, de las que la más ancha es la de An_{42} . El resto de estas zonas estrechas tiene la misma composición de An_{60} y An_{45} . Prescindiendo de estos detalles, la secuencia de alta temperatura se puede considerar como compuesta por dos ciclos sucesivos de $An_{60}-An_{48}$, al final de los cuales se produce una corrosión y un borde de An_{40} a $An_{36.5}$ de baja temperatura en zonación normal gradual. Este borde es indudablemente equivalente al de An_{35} observado en otros individuos.

En las representaciones de las figs. 30 D y E, se ha tenido en cuenta la irregularidad de las zonas, debida a la fuerte corrosión, y se ha tomado valores medios para indicar el grosor de las mismas.

En algunos casos la composición de la plagioclasa aún puede hacerse más albítica según bordes estrechos, situados en contacto con el feldespato potásico, que pueden ser mirmequíticos. La relación de estos bordes con el resto del cristal de plagioclasa es evidentemente de corrosión y ^{sus} no primitivos contenidos en anortita son diferentes a los actuales, debido a la lixiviación por parte del feldespato potásico. Los bordes lixiviados y mirmequíticos se dan sobre la zona externa de baja temperatura. En la relación siguiente se muestran algunos contenidos en anortita secundarios respecto a su composición original:

Bord Composición primitiva	Borde lixiviado	Borde mirmequítico
An_{35}	An_{22-28}	
An_{35}		An_{20}
$An_{36.5}$		$An_{21.5-16}$

Los ángulos $2V_x$, respecto a las composiciones medidas con los ángulos de extinción, son los siguientes:

<u>Composición</u>	$\frac{2V_x}{}$
An ₆₀ de alta temperatura	98
An ₄₈ de alta temperatura	104
An ₄₀ de baja temperatura	94
An _{38.5} de baja temperatura	90

Otros datos se han obtenido sobre el cristal de la fig. 30 C, y sólo pueden ser congruentes si se admite que la secuencia es del principio de alta temperatura, y al final, de baja. Si toda la secuencia fuera de baja, las composiciones de las zonas de An₆₀ y An₄₈, serían de An₇₄ y An₆₀, respectivamente, y los ángulos $2V_x$ correspondientes, de 98 y 108°, no coincidirían en absoluto.

Lo mismo se puede argumentar si considerásemos toda la secuencia de alta temperatura, ya que entonces no encajarían las composiciones de la zona de borde con los valores del ángulo $2V_x$, obtenidos para ella.

Ortoclasa. El feldespato potásico en la calcigranodiorita es la ortoclasa, al contrario que en la mayoría de las muestras recogidas en la granodiorita de Massanet. Es menos abundante que el cuarzo y, por supuesto que la plagioclasa, por lo que la roca muestra tendencia a una composición tonalítica, que, a veces, se consigue.

La ortoclasa es el último mineral cristalizado. Rellena los huecos dejados por los melanocratos, las plagioclasas y el cuarzo y corroe a todos estos minerales.

En contacto con las plagioclasas, éstas son corroídas fuertemente se originan bordes de lavado, a veces, mirmequíticos. En algunos casos aparece albita intergranular mirmequítica, cristalizada entre dos cristales de ortoclasa.

Corroe también al cuarzo intersticial, que puede resultar removilizado.

En la fig. 30 A, extraída de una microfotografía, se observan mirmequitas y cuarzo no mirmequítico, corroido y removilizado por el feldespato potásico, que se ha abierto paso a través de las plagioclasas.

La ortoclasa presenta desmezcla en película y en pequeñas manchas. Parece que existen, al menos, dos etapas diferentes en su cristalización, pues a veces se observa cristales intersticiales con bordes de intercorrosión.

Las características ópticas del feldespato potásico son:

$2V_x$ de 55° a 62°

X^a : 4° , contenido en el plano (010); Y, contenido en el plano (010) y Zn contenido en el plano (001).

Cuarzo. Aunque intersticial entre los melanocratos y las plagioclasas, es de cristalización anterior a la ortoclasa. Este feldespato llega a corroer al cuarzo y a removilizarlo, de modo que puede penetrar en las plagioclasas (fig. 30 A).

La corrosión y la removilización del cuarzo, preexistente o concomitante con la aparición del feldespato potásico, parecen hechos síncronos. La fig. 30 A por sí sola, podría explicarse por una cristalización y una corrosión de la plagioclasa por el cuarzo vermiforme no mirmequítico, seguida de una cristalización y una corrosión por la ortoclasa. Sin embargo, en la foto 4, lámina XXXIII, correspondiente a la granodiorita de Massanet, se vé cómo a partir del cuarzo mirmequítico se pueden formar pequeños granos redondeados e irregulares que pueden en el seno de la microclina. También en el granito porfidoblástico del nacimiento del río Muga, se ha observado texturas granofídicas en las que el cuarzo pseudográfico es corroido e

"intruido" en las plagioclasas y en las biotitas (fotos 3, 4, lámina XLIX).

c) Accidentales. Aparecen por alteración de los minerales esenciales. Así, hay: clorita, epidota y óxidos de hierro, procedentes de biotita alterada; clorita, la calcita y óxidos de hierro, derivados de la alteración de hornblenda; sericita, pistacita, clorita y calcita, que se forman a partir de las plagioclasas.

En algunas fracturas aparece clorita fibroso-radiada y sericita procedentes de la alteración de clorita y sericita preexistentes.

5. 5. 2. 2. Evolución petrogenética.

El orden en que aparecen los minerales de la calcigranodiorita es el siguiente:

1º. Cristalización de circón, apatito y plagioclasas 1 muy pequeñas

2º. Cristalización de biotita, seguida de la de hornblenda verde y cummingtonita. La transformación de la biotita para dar anfíboles indica un incremento de las condiciones de presión y temperatura.

3º. Cristalización de plagioclasas de alta temperatura, seguida de la formación de una zona periférica de baja temperatura. La secuencia de alta temperatura es normal, aunque puede haber recurrencias que originan dos ciclos de $An_{60} - An_{48}$,

4º. Cristalización del cuarzo intersticial.

5º. Cristalización de ortoclasa intersticial.

6º. Fracturación incipiente y alteración hidrotermal, con producción de algunos minerales accidentales, parte de los cuales ocupan microfisuras.

El estudio de la calcigranodiorita de Can Coll revela sensibles diferencias mineralógicas en relación con la granodiorita de Massanet, que podrían explicarse si se admite que la calcigranodiorita es una roca muy contaminada por su proximidad a una zona de chimeneas, por las que habría ascendido el magma (composición más básica por fenómenos secundarios de asimilación).

Su situación más alta dentro de la serie paleozoica (existen micas quistos de la zona de la biotita en contacto con la calcigranodiorita) no excluirla la posibilidad de que, antes de que actuaran el paroxismo alpino, estas rocas se encontrasen en la vertical de las supuestas vías de penetración del magma.

No se puede descartar sin embargo la posibilidad de que representen una intrusión más básica (composición más básica por fenómenos primarios de diferenciación), posterior a la de la granodiorita de Massanet con la que podría estar genéticamente ligada, ya que ambos tipos de rocas pudieron ser suministrados por el mismo foco, situado a profundidad mucho mayor.

5. 5. 3. EL GRANITO PORFIDOBLASTICO.

Sus afloramientos se sitúan inmediatamente al N de los materiales posthercinianos. Constituyen las elevaciones de Mandavá, Falcó y las que sirven de frontera con Francia en la cabecera del río Muga.

Afloramientos importantes a modo de ojales, son los de Can Coll, St. Aniol, Can Manera-Talaixá, Oix, debidos a la actuación de fallas normales de zócalo en el seno de la cobertera postherciniana.

En los picos Mondavá y Falcó, en la cabecera del río Muga y en St. Aniol, las características texturales y mineralógicas son algo diferentes de las de los granitos de Can Coll y de los de Oix y Talaixá, por lo que se diferencian tres tipos de granitos porfidoblásticos, que se incluirán en apartados diferentes.

El contacto con la granodiorita de Massanet sólo se puede seguir entre el pico Mondavá y el Falcó. La fuerte alteración de las rocas plutónicas y la falta de puntos buenos de observación ha obligado a cartografía de forma aproximada dicho contacto (fig. 3). Por su trazado bastante rectilíneo, puede deducirse que, en la actualidad, el contacto es subvertical y muy neto, sin que haya términos de transición con la granodiorita. Si se tiene en cuenta que el Permian depositado sobre el granito llega a buzarse entre 60° S y 70° S y, por otro lado, que el contacto de la granodiorita con la serie de Canavelles migmatítica es actualmente subvertical (S. de Mas Puig) de hay que admitir que el techo de la granodiorita, es decir, el contacto entre granodiorita y granito porfidoblástico, debió ser subhorizontal o muy poco inclinado. De este modo, durante las intrusiones plutónicas, ha que imaginar una masa estratoide de granodiorita, coronada por otra de base subhorizontal de granito porfidoblástico.

Este granito entra en contacto con la zona de la biotita de la serie de Canavelles (St. Aniol), por lo que su posición, respecto a la granodiorita es más alta en la serie paleozoica. Por otra parte, suele contener filones pórfidos ácidos o está relacionado con ellos. Todo parece indicar, pues, una menor profundidad del granito.

La relación con la granodiorita parece ser de origen intrusivo, dada la neta separación en el campo de ambas rocas plutónicas.

Respecto a la calcigranodiorita del afloramiento de Can Coll, el contacto es relativamente neto y parece intrusivo.

Los afloramientos más extensos de Oix y Talaixá poseen fuertes analogías con el de Can Coll, y aunque no se observan junto a calcigranodioritas, aparecen en contacto con pórfidos ácidos plagioclasas de alta temperatura. La cámara magmática en la que cristalizaron la granodiorita y el granito, debió poseer una distribución estratoide para la granodiorita, sobre la que se situó posteriormente el granito. La presencia de pórfidos ácidos exclusivamente al granito y de micasquistos de la zona de la biotita,

en contacto con él, apoyan la idea de que el granito constituye una zona periférica y menos profunda en la cámara magmática. Esto se contrapone con la concepción de A. AUTRAN, M. FONTEILLES y G. GUITARD (1970) de que el granito representa el núcleo de la cámara magmática, envuelto por abajo y por arriba por la granodiorita.

Con esto, no se niega esta posibilidad en otros batolitos de los Pirineos. Incluso es posible que, en otros sectores, la distribución de las rocas plutónicas aquí estudiadas sea diferente. Debe concluirse, por tanto, que la distribución apuntada por los autores franceses ha de matizarse con algunas excepciones.

Un rasgo más, que diferencia el granito de la granodiorita, es la frecuencia de yacimientos de cuarzo, bariíta y algunos sulfuros en el granito. En general se trata de filones poco importantes, en los que se sitúan explotaciones actualmente abandonadas.

5. 5. 3. 1. El granito del Mondava, del Falco y de St. Aniol.

Aparece al S de la granodiorita de Massanet y en el nacimiento del río Muga. Asimismo se encuentra en el afloramiento de St. Aniol, de modo que la ermita está enclavada en dicho granito.

Se trata de un granito porfidoblástico de grano grueso. A la escala de una muestra de mano se observan numerosos cristales de cuarzo y feldespatos que pueden alcanzar de 0,6 cm. a 1,5 cm. en contacto unos con otros. Estos grandes cristales dejan entre sí matriz aplítica bien visible a simple vista en algunas muestras a la escala del afloramiento. Existe, pues, una fuerte heterometría en el tamaño de los cristales que se manifiesta claramente con el microscopio. Los grandes cristales son lo suficientemente numerosos como para dar al granito un aspecto homogéneo de grano grueso.

La mayor abundancia de feldespato potásico confiere a los granitos tonalidades rosadas, hecho que no ocurre en la granodiorita.

El anfíbol está ausente y el único melanocrato existente es la biotita. Esta no es muy abundante y puede alcanzar como máximo un 8%. De ahí que estas rocas plutónicas sean leucogranitos o presenten tendencia a serlo.

La plagioclasa presenta valores de An_{15} a An_0 , si bien en algunos casos se han medido plagioclasas con valores de An_{20} y An_{17} . Debido a esto, el granito porfidoblástico, que ahora me ocupa, puede llegar a ser albítico.

En resumen, el granito del Mondavá, del Falco, de la cabecera de Muga y de St. Aniol es un granito porfidoblástico con tendencia a leucogranito albítico y textura granuda grosera con heterometría de grano.

En algunos puntos (St. Aniol, cabecera del Muga) una parte de las muestras dan composición de granodioritas o leucogranodiorita, por un local empobrecimiento en feldespato potásico.

5. 5. 3. 1. 1. Mineralogía y petrología.

a) Minerales accesorios. Están escasamente representados por el circón y el apatito. Normalmente están incluidos en biotita.

Eventualmente aparecen en láminas de moscovita, procedentes de la transformación de biotita. En muchos casos, la digestión de la biotita, efectuada por el cuarzo y los feldespatos, hace que el circón y el apatito aparezca en estos otros minerales, de cristalización más tardía.

El circón puede alcanzar una longitud de 80 a 100 micras. En algún caso muestran una leve estructura concéntrica.

b) Minerales esenciales.

Biotita: aunque se considera como esencial, en ciertos casos es localmente accesorio y no sobrepasa el 5% del total de la roca.

En los granitos porfidoblásticos, de tendencia leucogranítica y albítica, la biotita es parda oscura o parda rojiza.

En el pico Mondavá la biotita es de grano muy pequeño, de 200 micras a 400 micras, y se dispone en agregados informes sobre los porfidoblastos de cuarzo y feldespatos. En algún punto se alcanza tamaños entre 1 y 3 mm. en cristales aislados que no presentan dicha disposición en agregados.

En el pico Falcó aparecen láminas xenomorfas a idiomorfas, de 3 a 6 mm. de diámetro. También en la cabecera del río Muga hay cristales grandes exagonales que miden de 2 a 4 mm.

La biotita es el primer mineral cristalizado, a excepción del circon y del apatito. Estos quedan en inclusiones dentro de la mica. En algunos casos el apatito muestra una distribución exagonal dentro de ésta, de modo que su formación sería más o menos concomitante con la cristalización de la biotita. Esta mica es corroída por el resto de los minerales, incluidos los de la matriz aplítica de estos granitos porfidoblásticos.

La mica negra es corroída por el cuarzo 2 y los feldespatos 2, los cuales, en su crecimiento blástico, pueden motivar la recrystalización de la misma en agregados informes de pequeños cristales que quedan en los bordes de los porfidoblastos o incluidos en ellos.

Esta recrystalización de la biotita en pequeños cristales explicaría su forma de presentarse en el sector, del pico Mondavá, mientras que, en otros puntos, hay cristales más desarrollados. Así pues la disposición en agregados intersticiales de cristales de 200 a 400 micras, sería secundaria y adquirida durante la blastesis del cuarzo y de los feldespatos. Recrystaliz

ciones de la biotita, para dar agregados con contorno exagonal de pequeños cristales desorientados, han sido citados por G.M. SCHWARZ (1958), como producto de fenómenos mesotermales de alteración. No es, pues, de extrañar que, como consecuencia del crecimiento de ciertos cristales, los agregados queden en disposición intersticial con contornos irregulares.

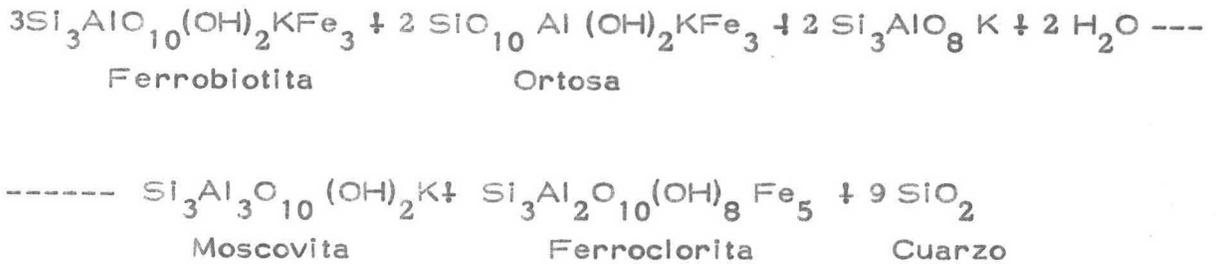
Al ser englobada la biotita por el cuarzo 2, y los feldespatos 2, su tamaño se reduce extraordinariamente, en virtud de efectos de corrosión. Así es posible encontrar inclusiones de biotita con sólo 30 micras de longitud, en casos extremos.

La corrosión de la biotita por la ortosa 2 puede, por otro lado, acarrear su alteración y la formación de cuarzo. En el apartado 5.5.1.1., al hablar de la corrosión de la biotita por la microclina 3 póstuma, se apunta ya la idea de que este feldespato es capaz de transformar la biotita en clorita y cuarzo mirmequítico removilizado (fotos 1, 2, 3, lámina XL), que queda en granos informes según la exfoliación. En los granitos porfidoblásticos, el crecimiento blástico de la ortosa 2 provoca la alteración de la biotita a moscovita, biotita verde, vermiculita y clorita al par que se origina cuarzo libre. Este cuarzo puede migajar y la acción del feldespato queda limitada a la alteración de la biotita. En otros casos el cuarzo se dispone alrededor de la biotita alterada, penetrando por su exfoliación (fig. 32 A), o bien se producen texturas mirmequíticas (fotos 1 y 2, lámina XLVI).

En este ejemplo se muestra una biotita en vías de alteración, bajo la influencia de la ortosa, se forman tres zonas bien definidas: una de biotita y biotita verde intercrecidas; otra intermedia de biotita verde, atravesada por bastoncitos de cuarzo vermiforme; y otra zona periférica de moscovita con alguna biotita verde intercrecida, invadida por cuarzo de contornos irregulares, con igual orientación óptica que el de los bastoncitos. En el borde de esta textura mirmequítica aparece exclusivamente ortoclasa, la cual no se pone en contacto directo con la biotita y sí con la moscovita y el cuarzo.

En otros casos se observa desarrollo de mirmequitas en relación con clorita, sin que aparezca moscovita.

La reacción de transformación de la biotita bajo la acción del feldespato potásico que explicaría la aparición de cuarzo mirmequítico o no (cf. fig. 31 A, y fotos 1 y 2, lámina XLVI) podría ser la siguiente:



El cuarzo neoforado puede ser removilizado y migrar a otros puntos, con lo que no es obligado que se formen texturas mirmequíticas o cuarzo entre las superficies de exfoliación.

El hierro también puede removilizarse más o menos, y de ahí que pueda aparecer una proporción variable de moscovita en relación con la clorita y la biotita verde.

Son bastantes los casos en que se observa moscovita, clorita, biotita verde y/o vermiculita y biotita en intercrecimientos, en los que no aparecen mirmequitas. Además, estas alteraciones suelen ir acompañados de óxidos de hierro y más raras veces, titanita, que se alojan en las superficies de exfoliación. Es indudable que los minerales neoforados proceden de biotita.

Cabe la posibilidad de que estas alteraciones sean inducidas por la ortosa, ya que el cuarzo, como digo más arriba, puede haber migrado.

Si se tienen en cuenta estas consideraciones, cabe pensar que parte de la moscovita observada en los micasquistos de la serie de Canavelles y de Mas Roger, a veces mirmequítica, puede asimismo derivar de biotita. Esta posibilidad ya se indicó en 5. 3. 1. 1. Ahora las relaciones entre los di-

ferentes minerales se observan más claramente, dado el mayor tamaño de grano de las rocas plutónicas, por lo que he preferido utilizar esta ocasión para tratar más extensamente del problema.

La alteración a moscovita, clorita, vermiculita y/o biotita verde, óxidos de hierro y titanita puede deberse también a la cristalización del cuarzo blástico y, sobre todo, a la acción de soluciones hidrotermales.

Así, el cuarzo blástico corroe también a la biotita y a veces penetra por la exfoliación según formas lenticulares (foto 1, lámina XLVII), a par que la mica se altera a biotita verde o a clorita.

Las acciones hidrotermales, como las que originan filones de cuarzo y las asociadas a la tectonización tardía, alteran el granito fuertemente. En estos casos la biotita es pseudomorfizada en proporción variable por cuarzo 2, hidrotermal, óxidos de hierro, titanita, rutilo, moscovita, clorita y biotita verde y/o vermiculita. En las fotos 3 y 4, lámina XLVI, aparecen algunos "fantasmas" con contorno exagonal de antigua biotita, sustituida por moscovita, rutilo, titanita, óxidos de hierro y cuarzo.

Tras todo lo expuesto, parece poco probable la existencia de moscovita primaria en los granitos. Sin embargo, debe mencionarse que se han observado algunas láminas pequeñas de mica blanca sin relaciones directas con biotita o con algún mineral que indique su procedencia a partir de ésta. De todos modos, de existir moscovita primaria su proporción sería mínima.

Plagioclasa. Dada la textura peculiar de los granitos porfido-blásticos, en la que cabe distinguir una matriz aplítica y grandes cristales recrecidos, se pueden distinguir dos generaciones de plagioclasas.

Plagioclasa 1. Se encuentra formando parte de la matriz de grano fino, junto a cuarzo 1 y ortoclasa 1. Puede quedar incluida en plagio-

clasa 2, en cuarzo 2 y en ortoclasa 2. A veces se muestra algo sericitizada o afectada por texturas mirmequíticas.

Se trata de pequeños cristales de 60 micras a 560 micras. En general, suelen medir entre 140 y 300 micras. Presenta macla de la albíta.

La composición se ha calculado mediante ángulos de extinción y se ha comprobado con algunas medidas de ángulos $2V_x$.

En el sector del Mondavá, las plagioclasas 1 son de $An_{14.5}$ a $An_{11.5}$ y presentan estrechos bordes de $An_{5.5}$ a An_0 , en contacto corroído con la zona más cálcica.

En otros puntos, como en el ~~movimiento~~ del Muga, se han encontrado cristales de plagioclasa 1 enteramente formados por $An_{4.5}$ y $An_{2.5}$.

Esto, en unión con lo observado en el Mondavá, parece indicar que, durante la cristalización de la plagioclasa 1, se forman dos zonas: una de $An_{14.5}$ a $An_{11.5}$; y otra de $An_{5.5}$ a An_0 , que, parcialmente, puede deberse a una lixiviación llevada a cabo por la ortoclasa.

Plagioclasa 2. Engloba a biotitas y a plagioclasas 1, cuarzo 1, y ortoclasa 1, de la matriz aplítica (fotos 2, 3, 4, lámina XLVII). Es corroído por el cuarzo 2 blástico y por la ortoclasa 2 blástica, la cual puede llegar a incluir algunos individuos.

Alcanzan un tamaño comprendido entre 800 micras y 6 mm. En algunos casos la plagioclasas 2 son más pequeñas, pero siempre son mayores de 400 micras, y presentan indudables signos de recrecimiento.

Está normalmente macladas según la ley de la albíta.

Mientras que las plagioclasas 1 corresponden a una cristalización magmática, las plagioclasas 2 recrecen por blastesis, sobreimpuesta a una matriz primitiva de composición y textura aplíticas. La blastesis se originaría bajo los efectos de una concentración de los componentes volátiles del magma, que podría removilizar los minerales de grano fino, ya cristalizado. Esta removilización puede ser más o menos completa según los puntos, de modo que se reorganiza la textura aplítica con evidente unión de los granos de igual naturaleza química, en un sólo cristal tras una redisolución total. Así pues, los fluidos intersticiales serían capaces de redissolver las plagioclasas 1 totalmente y finalmente se formarían plagioclasas 2 con igual composición que los primitivos plagioclasas 1 y con una secuencia zonada semejante. En algunos casos el proceso avanza menos y, entonces, algunas plagioclasas 2 se desarrollan por sineusis de plagioclasas 1 reorientadas. En las fotos 3 y 4, se muestra un cristal de plagioclasa 2 imperfectamente formado, en el que las plagioclasas 1 no han logrado completamente una misma orientación óptica.

El resultado es que la biotita, los cristales de la matriz, extraño a las plagioclasas, y las plagioclasas 1 no redisueltas o no reorientadas, quedan en el seno del porfidoblasto de plagioclasa como inclusiones, o bien tienden a concentrarse en su periferia.

La composición de los porfidoblastos de plagioclasa 2 se ha calculado mediante los ángulos de extinción, comprobándose ciertos casos con los ángulos $2V_x$.

En el Mandavá se han encontrado cristales que poseen una porción central de $An_{12.5}$ a An_{12} , con un borde de An_5 a An_4 . En otro caso aparece un cristal blático de An_9 . La zona de borde se relaciona con el resto del cristal mediante un contacto corrosivo.

En el pico Falcó la zonación incluye un mayor número de zonas. De dentro afuera existen: un núcleo de An_{15} , que gradualmente pasa a $An_{12.5}$ a $An_{11.5}$; y, finalmente, otra zona de An_9 . En ciertos cristales la zona de $An_{11.5}$ es lixiviada por la ortoclasa y da un borde de $An_{5.5}$; y en otros la de An_9 pasa a un borde lixiviado de $An_{2.5}$. También pueden presentarse algunas mirmequitas. Existen, además, individuos blásticos totalmente formados por $An_{5.5}$ o $An_{4.5}$. En consecuencia, teniendo en cuenta la zonación aparecida en otros puntos, la ausencia total será la siguiente: $An_{15}-An_{12.5}-An_{11.5}-An_9-An_{5.5}-An_{4.5}$, en la ~~parte~~ parte esta última zona sería la más externa y corroería al resto en sucesión gradual.

En St. Aniol la secuencia es también normal y aparece relativamente completa en todos los individuos estudiados. La sucesión es como sigue: $An_{20-18}-An_{14.5-11.5-10}-An_{4.5-2.5}$. La zona central de An_{20-18} se presenta en muchos cristales sericitizada por lo que los valores de la plagioclasa secundaria resultante, baja, incluso, a $An_{2.5}$ y An_0 . El paso entre $An_{14.5}$ y An_{10} es gradual. La zona de borde $An_{4.5-2.5}$ aparece en contacto ~~como~~ con la anterior y, en algunos casos, constituye individuos completos que no poseen el resto de la sucesión. En este sector se han visto bordes lavados por la ortoclasa con composición de $An_{5.5}$ y $An_{4.5}$ rodeando plagioclasas alteradas. Asimismo se observan texturas mirmequíticas en plagioclasas de composición de $An_{13.5}$ a $An_{11.5}$. En algunos casos es posible determinar la composición de los bordes lixiviados y mirmequíticos en relación con la de la zona afectada. Así, se puede establecer la siguiente correspondencia:

Composición original	Borde lixiviado	Borde mirmequítico
An_{10}	An_0	
$An_{11.5}$	An_0	
$An_{11.5}$	$An_{5.5-2.5}$	
An_{12}	$An_{2.5}$	
$An_{12.5}$		$An_{5.5-2.5}$
An_{13}	An_0	
$An_{13.5}$		$An_{5.5}$

Como puede observarse, la mirmequitización y la lixiviación llevan consigo una vez más la albitización de la plagioclasa.

En algunos casos el borde mirmequítico es rodeado por el borde lixiviado no mirmequítico, aún más albitico. Tanto las mirmequitas se dan según zonas más cálcicas, situadas más hacia el interior de la plagioclasa. En consecuencia, parece que las mirmequitas, exigen una composición original relativamente más cálcica. Si progresa el lixiviado sobre una composición en zonas algo albitizadas, durante la mirmequitización, el proceso se desplaza más hacia el centro de la plagioclasa y el borde sigue sometido únicamente a lixiviación sin que aparezca cuarzo vermiforme. Por otro lado, de la relación anterior, aunque hay pocos datos, se desprende que las mirmequitas, sólo se dan a partir de composiciones originales con una composición mínima de $An_{12.5}$, mientras que los bordes de lavado aparecen sobre plagioclasas de composición igual o superior a An_{10} .

Resulta curioso que, a pesar de los pocas medidas, estas conclusiones concuerdan perfectamente con las obtenidas en el estudio de las plagioclasas de los gneises, de composición original semejante.

En la cabecera del río Muga las plagioclasas 2 presentan núcleos alterados a sericita, cuya composición no ha podido determinarse. Rodeando a estos núcleos hay una amplia zona de composición $An_{14.5-12}$ en sucesión normal gradual. En un cristal, al final de esta zona, aparece, en transición gradual, una pequeña franja de An_{14} , en sucesión inversa respecto a la de An_{12} . El borde de estas plagioclasas está representado por $An_{4.5}$, en relación de corrosión respecto al resto de la plagioclasa. Existen, además, bordes de lavado de $An_{4.5}$ y algún borde mirmequítico. Uno de estos posee composición de $An_{10.5}$ y se presenta sobre una plagioclasa de composición $An_{14.5}$.

Las partes centrales de las plagioclasas pueden evidentemente representar zonas de An_{20-18} , equiparables a las observadas en St. Aniol.

En resumen, las zonaciones de las plagioclasas 2 de los granitos porfidoblásticos, teniendo en cuenta todos los datos arriba expuestos,

la siguiente: $An_{20-18} - An_{15-9} - An_{5.5-2.5}$. Conviene aclarar que, en muchos cristales, la sucesión no se observa completa y que las secuencias más abundantes están representadas por composiciones intermedias, comprendidas en la sucesión gradual An_{15-9} y en la sucesión final $An_{5.5-2.5}$.

Las plagioclasas 1 y 2 pueden alterarse a sericita, sobre todo en sus zonas más cálcicas. En los granitos tectonizados y en los de la capa de los filones de cuarzo, se destruyen totalmente y son sustituidos por sericita y cuarzo neoforado.

El crecimiento blástico posterior de la ortoclasa 2 produce el lixiviado y la corrosión de las plagioclasas que en último extremo, pueden formar agregados intergranulares de albita, a veces finamente mirmequítica. En estos agregados pueden aparecer también otros minerales como cuarzo y micas; de modo que parece más claro admitir la albita intergranular como derivada de parte de la matriz o de los porfidoblastos de plagioclasa, corroidos intensamente por varios cristales de ortosa, que como un metasomatismo sódico efectuado sobre esta última (DRESCHER-KADEN, 1948, 1969). En el Falcó y en St. Anibí se ha determinado la composición de algunas albitas intergranulares macladas, que han resultado ser de $An_{5.5}$.

Si se tiene en cuenta la zonación de las plagioclasas en estos sectores, se vé que la última zona formada es de $An_{5.5-4.5}$ y $An_{4.5-2.5}$ respectivamente. Cabría esperar que la composición de la albita intergranular fuese menor de $An_{4.5}$ y $An_{2.5}$; de tratarse de un metasomatismo sódico, ya que éste sería efectuado por soluciones más pobres en calcio que la que originaron la última zona de las plagioclasas blásticas. Sin embargo, la composición de la albita intergranular es de $An_{5.5}$ y coincide con otros valores idénticos, obtenidos para los bordes lixiviados y los bordes mirmequíticos de las plagioclasas. Por otro lado, en afines casos, el centro de las albitas intergranulares es más cálcico que el borde. Otros argumentos

a favor de la albita intergranular procedente de lixiviación de plagioclasas preexistentes se han citado ya al tratar de la granodiorita. En el apartado 5.5.3.2., al tratar del granito de Can Coll. aparecen nuevos datos que apoyan esta hipótesis.

Algunas medidas de $2V_x$ para composiciones previamente conocidas mediante los ángulos de extinción dan los siguientes valores.

Composición	$2V_x$
An _{4.5}	100
An ₅	100
An ₁₂	94

En algunas muestras tectonizadas, las plagioclasas se alteran fácilmente y sus macias pueden aparecer alabeadas y rotas. Así mismo aparece en algunas preparaciones albita en microfracturas, acompañada de cuarzo 3 y sericita.

Feldespato potásico. En general se trata de ortosa, aunque en algunos casos presentan síntomas de microclinización. Como en las plagioclasas, cabe distinguir dos generaciones:

Ortoclasa 1. Forma parte de la matriz aplítica, junto con las plagioclasas 1 y cuarzos 1 (foto 1, lámina XLVIII), de modo que puede quedar incluida en cristales blásticos de plagioclasa 2, de cuarzo 2 y de ortoclasa 23 (foto 2, lámina XLVIII). Puede estar removilizada, ya que la blastesis afecta a toda la roca para dar porfidoblastos que se nutren de la matriz de grano fino, de modo que los cristales de ésta quedan también afectados por re-crecimientos.

El tamaño de la ortocalasa 1 oscila entre 60 y 450 micras. En algunos casos alcanza incluso 600 micras, debido posiblemente a las removilizaciones propias de la blastesis.

Los datos referentes a la ortoclasa 1, obtenidos en el estudio óptico son:

$2V_x$ entre 58° y 70° ; media de 64° (a partir de nueve medidas en diferentes cristales).

$X^{\wedge}a$, entre 3° y 9° ; media de 6° (a partir de seis medidas en cristales diferentes).

En secciones perpendiculares a X, el ángulo $Z^{\wedge}(001)$ es de 0° .

Desmezcla generalmente en película que, en las secciones perpendiculares a Z forma un ángulo de 8 a 10° con el eje Y. En un caso este ángulo es de 19° y la desmezcla debe ser subparalela al eje cristalo-gráfico c. En algún punto la desmezcla es más irregular, en venas o en pequeñas manchas.

En cuatro casos los ángulos $2V_x$ alcanzan valores de 78 a 82° (cuatro medidas). Sin embargo en secciones perpendiculares a X, el ángulo $Z^{\wedge}(001)$ es de 0° y el ángulo $X^{\wedge}a$ está comprendido entre 5° y 19° . Parece, por tanto, que estos cristales son también de ortoclasa.

En otros pocos casos, los ángulos $2V_x$ oscilan entre 50° y 64° y, aunque debieran corresponder a ortoclasas, los demás datos señalan que se trata de microclina. Así, se pueden citar los siguientes características para estos cristales:

En secciones perpendiculares a X			
$2V_x$	$Z^{\wedge}(001)$	$Y^{\wedge}010$	$X^{\wedge}a$
50	10		
56	14		18
64	14	10	19

En ningún caso se han observado maclas en enrejado.

Ortoclasa 2. Forma grandes cristales blásticos, que, generalmente superan las 900 micras, para alcanzar 4 mm. o más. Es el último mineral formado, a excepción de los accidentales. Corroe a los cuar

2 y a las plagioclasas 2, a las que puede incluir. Corroe y engloba generalmente a las biotitas y a los pequeños minerales de la matriz (foto 4, lámina XLVIII), incluidas las ortoclasas 1 (foto 2, lámina XLVIII). En la foto 3, lámina XLVIII, se observa ortoclasa 2 con inclusiones de matriz fina y algunos pequeños cuarzos 2, y plagioclasas 2 en los bordes, parcialmente incluidos. Los porfidoblastos tienden a quedar limpios de inclusiones en su porción central, y a presentar texturas pecifíticas más netas hacia sus bordes, donde se acumulaban dichas inclusiones.

Presenta generalmente desmezcla en venas y manchas, más irregulares cuando la roca ha sido algo tectonizada. La composición de la albíta de desmezcla se ha podido medir en algún caso aislado, cuando está maclada. En una preparación del sector del pico Mondavá se trata de una An_2 con $2V_x = 104^\circ$. En St. Aniol se ha encontrado una composición de An_0 para la desmezcla perfitica. En otra preparación, recogida en el macimiento del río Muya, la albíta de exsolución es una An_9 . A veces se observa en la ortoclasa varias zonas idiomorfas en las que se denota re-crecimientos sucesivos de la ortoclasa 2. El hecho de observarse tal zonación quizá sea debido al diferente contenido de albíta en cada una, lo cual impone características ópticas ligeramente distintas.

A veces, los porfidoblastos muestran maclas de Carlsbad (foto 1, lámina XLIX). Aunque existen cristales triclinizados parcialmente, no se ha observado en ningún caso las maclas en enrejado, típicas de la microclina.

Como la plagioclasa 2, la ortoclasa 2 crece por blastesis originada después de la cristalización magmática de la matriz aplítica. Los cristales blásticos se forman bajo la acción de fluidos intersticiales que redisuelven los minerales de la matriz. Los porfidoblastos de ortoclasa 2 cristalizan en grandes individuos que aportan a los de diferente naturaleza o llegan a incluirlos. La removilización es tal que los cristales de ortoclasa 1 se redisuelven y se reúnen en un sólo cristal. La foto 1, lámina XLVIII,

muestra un porfidoblasto de ortoclasa 2 en vías de formación. En él los cristales de ortoclasa 1 no han adquirido una perfecta orientación común, ya que la redisolución y la sineusis de los restos que quedaron en estado sólido han sido incompletos. Por los procesos de diredisolución y de sineusis se llega, pues, a formar cristales de gran tamaño de modo que los minerales extraños al nuevo porfidoblastos y los de ortoclasa 1, que no se reorientaron de acuerdo con él, pueden quedar como inclusiones más o menos digeridas, o ser expulsados hacia la periferia.

Es corriente observar cómo los cristales de ortoclasa 1 situados fuera de los porfidoblastos aunque en sus proximidades, tienden asimismo a orientarse congruentemente con él. Sin embargo, la orientación de dichas ortoclasas 1 no llegan a ser exactamente igual a la del porfidoblasto. Este hecho se explica del mismo modo que los porfidoblastos incompletamente formados. Así pues cuando un porfidoblasto comienza a nuclearse en un punto y a desarrollarse los minerales de igual naturaleza afectados por la redisolución van incorporándose a él. Al final del proceso, el crecimiento se interrumpe y las ortoclasas 1 próximas quedan en un estado intermedio de redisolución y reorientación sinéutica.

En algunos puntos de los sectores de St. Aniol del Mondavá y de la cabecera del río Muga se observan crecimientos pseudográficos de tipo granofídico entre la ortoclasa 2 y el cuarzo, en los que éste está evidentemente corroído y removilizado por el feldespato (fotos 2, 3, 4, lámina XLIX). Se puede observar que la blastesis se efectúa en dos etapas: un primer recrecimiento de contornos idiomorfos con desmezcla más abundante y alpinas inclusiones de cuarzo, plagioclasas y biotita, en el que los cuarzos quedarían acumulados en los bordes del cristal así formado; y un segundo recrecimiento de ortoclasas con menos desmezcla en el que los cuarzos serían fuertemente removilizados y corroídos para dar las texturas pseudográficas. La removilización es innegable y ~~forzable~~ de ello

es que el cuarzo puede penetrar indiferentemente en los cristales pre-existentes de plagioclasa y biotita (fotos 3 y 4, lámina XLIX). Al respecto conviene recordar que en la calcigranodiorita de Can Coll se alude, asimismo, a la removilización del cuarzo durante la cristalización de la ortoclasa (fig. 30 A). Estos fenómenos difícilmente se explican por la simple cristalización de un eutéctico y sin el concurso de una removilización del cuarzo. En el ejemplo de la lámina XLIX, además del cuarzo pseudográfico, existen también cristales de biotita, de plagioclasa y de cuarzo redondeado, incluidos en la segunda etapa de blastesis.

El crecimiento tardío de la ortoclasa afecta también a otros minerales, además del cuarzo. Así, las plagioclasas resultan lixiviadas y mirmequitizadas, y su corrosión continuada trae consigo la aparición de albita intergranular. Del mismo modo la biotita se altera a biotita verde, vermiculita, clorita, moscovita y cuarzo neoforado, que puede albergarse según la exfoliación y, en algún caso, dar texturas mirmequiticas en los filosilicatos resultantes (fig. 32 A; fotos 1, 2, lámina XLVI).

Las características ópticas del feldespato potásico blástico son las siguientes:

$2V_x$ de 57° a 68° ; media de 62° (a partir de cinco cristales diferentes).

X^a de 5° a 12° ; media de 9° (a partir de tres cristales diferentes).

En secciones perpendiculares a X, el ángulo $Z\angle(001)$ es de 0° , en casi todas las preparaciones estudiadas.

A veces, sin embargo, el ángulo $Z\angle(001)$ es distinto de 0° en las secciones perpendiculares a X, pudiendo alcanzar valores de 8° ó 9° , lo que demuestra que existen cristales de feldespato potásico en ~~más~~ de triclinización.

En una preparación de la ladera N del Mandavá se encuentra feldespato potásico que claramente corresponde a una microclina, con las

siguientes características ópticas:

$2V_x$ de 78° a 88° ; media de 82° (a partir de cuatro cristales medidos).

X^\wedge igual a 18° y $Z(001)$ en secciones perpendiculares a X , de 18° .

En las muestras tectonizadas y en las de la caja de filones de cuarzo la ortoclasa, está algo alterada e óxidos de hierro y a sericita, si bien ~~se considera~~ mucho mejor que la plagioclasa.

Cuarzo. También se pueden distinguir dentro de esta minería dos generaciones principales, además de una posterior debida a fenómenos cataclásticos y/o hidrotermales.

Cuarzo 1. Forma parte de la matriz. Su tamaño, como el de los feldespatos, varía entre 60 y 600 micras. En general, es de 150 a 450 micras. Es corroído durante la blastesis por los cristales de plagioclasa 2, ortosa 2, en los que queda incluido frecuentemente.

Cuarzo 2. Se forma por blastesis a partir de los cuarzos 1. Su cristalización es posterior a las de las plagioclasas 2, a las que corroe y entre las que a veces aparece como intersticial, y anterior a la de las ortoclasas 2 por las cuales es corroído. Los cristales de cuarzo 2 alcanzan de 0.9 a 5 mm. y se agrupan en agregados policristalinos de hasta 14 mm., de forma que los cristales de la matriz primitiva y las biotitas son apartados hacia los bordes o quedan incluidos en el seno del cuarzo blástico (foto 1, lámina L).

Al ser corroídos por la ortoclasa 2, tanto el cuarzo 1 como el cuarzo 2, pueden aparecer en posición intergranular junto a albita. También ambas generaciones pueden removilizarse para dar texturas pseudográficas.

La biotita es corroída y alterada por el cuarzo 2, que puede penetrar por su exfoliación dando texturas lenticulares (foto 1, lámina XLVII).

En bastantes casos es más o menos ondulantes. Cuando la fracturación de la roca es patente, el cuarzo puede adquirir texturas en "ribbons", a veces cruzadas. Esto ocurre a lo largo de las fallas situadas en el curso del río Arnera, al NE del Mondavá, y también en el Falcó. En el granito alterado de la capa de los filones de cuarzo también se aprecia la tectonización del cuarzo 2, que se hace ondulante y presenta "ribbons".

Cuarzo 3. Se trata del cuarzo que atraviesa algunas preparaciones en microfracturas, acompañado de alguna sericita y alguna albíta. A la misma generación puede achacarse el cuarzo hidrotermal que invade a la biotita y a las plagioclasas alteradas de los granitos encajantes de los filones de cuarzo. En último extremo el propio cuarzo de los filones podría ser considerado dentro de esta generación.

c) Minerales accidentales. Están constituidos por los productos de alteración de los minerales esenciales. Así, aparecen biotita verde, vermiculita, clorita, moscovita, óxidos de hierro, titanita y rutilo de alteración de la biotita, que pueden quedar en el seno de minerales de formación posterior a la mica.

Alguna sericita de alteración de las plagioclasas. En alguna preparación aparece en pequeñísima cantidad otros minerales procedentes de las plagioclasas, como la pistacita.

En fracturas de las muestras tectonizadas y, dentro ellas, las de granitos alterados de las cajas de los filones de cuarzo, aparece una generación póstuma de cuarzo 3, albíta y sericita. El cuarzo hidrotermal de los filones, en cuanto que puede invadir a las biotitas y plagioclasas, aparece como mineral accidental del granito encajante.

5. 5. 3. 1. 2. Evolución petrogenética.

En el proceso de formación de los granitos porfidoblásticos con tendencia a ~~calcogranitos~~ ~~de~~ ~~al~~ ~~bíticos~~ se dan los siguientes pasos:

1º. Cristalización del circón y del apatito, que aparecen incluidos en el resto de los minerales, sobre todo en biotitas.

2º. Cristalización de la biotita en láminas relativamente grandes.

3º. Cristalización de una matriz aplítica de 150 a 500 micras. Los cristales de la matriz corroídos por los porfidoblastos pueden tener tan sólo 60 micras. Algunos de los cristales se pueden considerar de la matriz aunque están recrecidos y alcanzan los 650 micras. Esta matriz debió representar la textura predominante de estas rocas antes de que ocurriera la blastesis, de modo que, hasta aquí, los procesos de cristalización son puramente magmáticos.

4º. Blastesis. Debido a un enriquecimiento ulterior de volátiles la roca aplítica, en avanzado estado de cristalización, y, por tanto, en estado sólido predominantemente, vuelve a refundir. Dadas las características físico-químicas de sus minerales esenciales, la redisolución se generaliza y al recrystalizar su original porfidoblastos de cuarzo y feldespatos. Si la redisolución de los minerales de la matriz no es completa se observan fenómenos de sineusos entre los pequeños cristales, que tiende a colocarse según una orientación común más o menos perfecta. Como resultado de la blastesis, los minerales de igual naturaleza se reúnen diferentes porfidoblastos que incluyen y corroen a los minerales de naturaleza distinta y a aquéllos de igual naturaleza, que no se han reorientado. Las inclusiones se hacen más numerosas hacia los bordes de los porfidoblásticos y la matriz queda como arrinconada entre los diferentes porfidoblastos. En el detalle

muchos de los cristales de la matriz que se conserva como cristales pequeños, también presentan ~~removilización~~ ^{removilización} más o menos acusada. En la fig. 32 se presentan varias etapas consecutivas de la formación de los porfidoblastos. El esquema de la fig. 32 C representa la textura actual de la roca.

Los porfidoblastos miden más de 0.9 mm. y alcanzan generalmente más de 3 mm. En algunos casos miden de 6 mm a 15 mm.

El orden de cristalización de los porfidoblastos, es el siguiente: plagioclasa 2, cuarzo 2 y ortoclasa 2. El cuarzo corroe a la plagioclasa 2, y la ortoclasa 2, a la plagioclasa 2 y al cuarzo 2. La ortoclasa 2 parece haber sufrido dos recrystalizaciones sucesivas, de las que la última contiene menos albita de exsolución y produce una fuerte removilización de los cristales de cuarzo, originando texturas "pseudográficas" de tipo granofídico.

La biotita en grandes cristales puede recrystalizar en agregados situados intersticialmente respecto a los porfidoblastos, en los que puede ser, además, incluida. Bajo el metasomatismo potásico, llevado a cabo por la blastesis de la ortoclasa 2, puede transformarse en moscovita, biotita verde, clorita, vermiculita y otros minerales accidentales, de modo que exhibe, a veces, texturas mirmequíticas. El metasomatismo potásico también se deja sentir sobre las plagioclasas 1 y 2 de composición más anortítica, de forma que aparecen bordes lixiviados y/o mirmequíticos.

El cuarzo 2, también puede transformar la biotita en otros filosilicatos.

59. Tectonización tardiherciniana y/o alpina. Produce, junto a los procesos hidrotermales más o menos sincrónicos, la alteración de algunos minerales esenciales. A lo largo de algunas fallas aparecen algunas ultracataclasitas y cataclasitas. El granito encajante de los filones

de cuarzo, aparte de alterado, está tectonizado y presenta texturas de microbrechas y cataclasitas.

5. 5. 3. 2. El granito porfidoblástico de Can Coll.

Aflora junto a la calcigranodiorita de Can Coll al W y al E de ésta. Se trata de un granito de grano fino a medio, homogéneo a simple vista, con abundante biotita. En el estudio efectuado con el microscopio se pone de relieve la existencia de una matriz de grano fino, en algunas de las muestras estudiadas.

Las tonalidades son rosadas, como consecuencia de la abundancia del feldespato potásico.

Existen analogías con los granitos porfidoblásticos del Mondavá y del Falcó, como es la existencia de una matriz primitiva; pero también hay diferencias: abundancia de biotita y de plagioclasas de composición más cálcica y textura menos heterométrica.

Se ha observado que, cerca de la calcigranodiorita, el granito posee cristales relativamente grandes de andesina-oligoclasa y algunos pequeños de albita. Por el contrario en muestras más alejadas de la calcigranodiorita los cristales de andesina-oligoclasa son muy pequeños y los de albita se hallan en grandes individuos. "De visu" se observa que los feldespatos y el cuarzo, en las muestras más alejadas de la calcigranodiorita, tienden a unirse, con evidente acúmulo de la biotita entre los agregados de los minerales leucocratos, al par que baja la abundancia de la mic

Todo esto parece un indicio de que, en el afloramiento de zócalo de Can Coll, el granito porfidoblástico presenta una contaminación cerca del contacto con la calcigranodiorita. De ser esto cierto es lógico pensar que, la recristalización blástica, en lo que respecta a las plagioclasas más cálcicas, no ha tenido lugar. La cristalización magmática, que

originó la matriz aplítica en los granitos del Mondavá, del Falcó y de St. Aniol, produjo en Can Coll una roca de mayor tamaño de grano y más básica, en contacto con la calcigranodiorita, en la que, no obstante, existía una matriz de grano más fino y más ácida, propicia a removilizaciones ulteriores.

La cuestión de si la contaminación proviene directamente de la calcigranodiorita o de las rocas encajantes próximas es un dilema que no es posible aclarar por el momento.

5. 5. 3. 2. 1. Mineralogía y petrología.

a) **Minerales accesorios.** Entre estos se encuentran el circón y el apatito sobre todo incluidos en biotita. La alteración de ésta a moscovita y su corrosión por otros cristales, de cristalización posterior hacen que los prismas de circón y apatito puedan aparecer en el seno de cuarzo y feldespatos.

En algunos casos se han encontrado apatitos orientados exagonalmente en secciones basales de biotita, lo que prueba que, al menos en parte, su aparición es sincrónica de la cristalización de la mica.

b) **Minerales esenciales.**

Biotita. Es el único mineral melanocrato. Es mucho más abundante que en los granitos porfidobiásticos estudiados en el apartado 5. 5. 3. 1. Se presenta a veces en láminas exagonales de 1 a 3 mm. de diámetro.

Es de color pardo oscuro y, en algún caso, roja. Esto vendría a subrayar que se trata de una facies contaminada, ya que en los micasquistos moteados de la zona de la biotita, próximos a este granito de Can Coll, la biotita también puede ser parda o roja.

Se altera a moscovita, a veces fibroso-radiada, acompañada de otros minerales accidentales propios de la alteración de la biotita, como óxidos de hierro. Las inclusiones de circón y apatito permanecen inalteradas sobre la moscovita resultante.

En otros casos se altera a clorita, biotita verde, vermiculita, óxidos de hierro y titanita.

Es corroída e incluida por el cuarzo y los feldespatos. Frente a la ortoclasa se muestra corroída y parcialmente alterada a clorita, al par que cristaliza cuarzo neoforado según las líneas de exfoliación (fig. 32 A). El cuarzo neoforado es consecuencia de un metasomatismo potásico sobre la biotita, del que ya se trató en el apartado 5, 5. 3. 1.

Plagioclasa. Se pueden distinguir dos generaciones diferentes.

Plagioclasa 1. Se trata de cristales con zonación normal entre An_{45} y An_{20} . El tamaño es variable, de forma que, cerca del contacto con la calcigranodiorita, alcanzan de 630 a 3 mm. (fig. 32 F; fig. 33 A y B). y algo más lejos constituyen ya cristales muy pequeños de 200 a 400 micras. y menos aún.

En una muestra recogida cerca de la calcigranodiorita, la zonación observada en varios individuos relativamente grandes es la siguiente (fig. 32 F; fig. 33 A y B): An_{45-42} -corrosión- An_{36-33} -corrosión- An_{29-25} -corrosión- An_{20} . La zona de An_{45-42} no siempre está representada tanto ésta como la de An_{36-33} , suelen estar alteradas. En un sólo cristal la zona de An_{33} se continua en otra estrecha de An_{38} . Esto representa que en algún caso la zonación puede ser inversa. La zona de An_{29-25} muestra una secuencia gradual hacia el valor de An_{25} . La secuencia acaba mediante corrosión y formación de un borde de An_{20} . Este es lixiviado y mirmequitizado por la ortoclasa, de modo que se albitiza de acuerdo con los siguientes datos:

Composición original	Borde lixiviado c	Borde mirmequítico
An ₂₀	An ₉	
An ₂₀	An _{11.5-2.5}	
An ₂₀		An ₁₃

En una muestra más alejada de la calcigranodiorita, las plagioclasas 1 son mucho más ~~abundantes~~ y constituyen una primitiva matriz de grano fino. La secuencia que muestran es la siguiente (fig. 32 D y E; fig. 33 C y D): An₃₄₋₃₃-corrosión- An₂₈₋₂₀. Esta última zona presenta una variación gradual desde An₂₈ a An₂₀. En un individuo y, en otro, sólo está representada por un cambio gradual desde An₂₅ a An₂₀. La secuencia respecto a las plagioclasas 1 de mayor tamaño es evidentemente semejante, si bien en estas más pequeñas no se ha encontrado la zona central de An₄₅₋₄₂ y la secuencia gradual de An₂₉₋₂₀ no incluye una corrosión entre An₂₅ y An₂₀. De todos modos esto no son sino diferencias perfectamente explicables por los contactos corrosivos entre las distintas zonas.

La composición de An₂₀ con la que acaba la zonación en las plagioclasas 1 pequeñas, es afectada por la ~~ex~~ cristalización del feldespato potásico que puede albitizarla para dar un borde discontinuo lixiviado de composición variable entre An_{11.5} y An_{2.5}.

Las composiciones se han calculado teniendo en cuenta los ángulos de extinción y $2V_x$. De este modo se ha comprobado que son de baja temperatura, incluso los valores más cálcicos. Para la An₄₅₋₄₂ el $2V_x$ es de 100° ; para la zona de An₃₄ el $2V_x$ es de 86° ; y para la An₃₃ se ha encontrado un $2V_x$ de 89° .

Plagioclasa 2. Está constituida por cristales de An_{5.5} a An_{2.5}. Cerca del contacto con la calcigranodiorita sólo alcanzan unas 400 micras, pero rápidamente, algo más lejos de dicho contacto, el tamaño puede alcanzar

varios milímetros. Estas plagioclasas han debido originarse como las plagioclasas 2 de los granitos del Falcó y del Mondavá. Ello supondría una cristalización previa de cristales pequeños de albita y de zonas albiticas sobre las plagioclasas 1, de composición andesina-oligoclasa, que posteriormente serían redisueltas. Se originan así, porfidoblastos de $An_{5,5}$ a $An_{2,5}$, constituyentes de la mayor parte de las plagioclasas en las muestras suficientemente alejadas de la calcigranodiorita.

Las plagioclasas 1 y 2 son corroídas por el cuarzo y la ortoclasa blásticos. La ortoclasa es capaz de corroer a los cristales de plagioclasa y albitizarlos hasta el punto de originar albita intergranular, a veces finamente mirmequítica. Esta no parece proceder de un metasomatismo sódico, como ya se ha afirmado en repetidas ocasiones. Las muestras estudiadas del granito de Can Coll aportan nuevos datos sobre el particular.

En la fig. 32 B muestra cómo la albita intergranular es corroída por dos porfidoblastos de ortoclasa, que pueden llegar a digerir totalmente el feldespató sódico, quedando en contacto dichos porfidoblastos mediante una superficie muy irregular. Asimismo en dicha figura aparece albita mirmequítica con el mismo aspecto que la albita intergranular, pero situada en el límite entre una plagioclasa 2 y la ortoclasa. Parece claro que ambas albitas son del mismo origen y representan plagioclasas en diferente estado de corrosión. Igualmente en la fig. 32 C, se ha representado el contacto irregular entre tres cristales blásticos de ortoclasa. Estos corroen a la albita intergranular que puede faltar en muchos puntos a lo largo de dicho contacto.

La albita intergranular se ha observado también en el contacto entre cuarzo y ortoclasa blásticos.

Por otro lado, junto a las albitas intergranulares entre cristales blásticos de ortoclasa, suelen aparecer otros minerales, como biotita más o menos alterada, cuarzo y pequeñas plagioclasas 1 zonadas (fotos 2 y 3, lámina L), que evidentemente representan una matriz preexistente de grano pequeño, corroída y apartada durante la blastesis de la ortoclasa.

En la foto 3, lámina L, se puede hacer otra observación. La mirmequita muy fina de la plagioclasa intergranular es típica de las albítas intergranulares. Sin embargo el centro de la plagioclasa no es albítico. Concretamente en otro caso se ha podido medir una variación de composición en las plagioclasas intergranulares desde An_{16} a An_6 . En este caso, además, los cuarzos vermiformes atraviesan a las maclas preexistentes según la ley de la albíta. De acuerdo con las afirmaciones de F. K. DRESCHER-KADEN (1948, 1969) existe aquí un criterio para pensar que la albíta, o mejor, la albíta-oligoclasa es anterior al feldespató potásico (1).

Ante todos estos hechos, parece poco probable la existencia de un metasomatismo sódico, que explique la aparición de la albíta intergranular posterior. Más bien al contrario, la albíta intergranular, posteriormente, representa una corrosión de plagioclasas 1 y 2 preexistentes, llevada a su último extremo, durante la blastesis de la ortoclasa. El metasomatismo es tanto más improbable desde el momento que hay que contar con aportes calcosódicos, para poder explicar los centros más ricos en anortita de ciertos cristales intergranulares.

En el estudio de la granodiorita de Massanet y de los granitos del Falcó y del Mondavá si aportan otros criterios convergentes hacia la misma conclusión, que ya fueron discutidos en su lugar.

En algunas muestras recogidas al N del afloramiento, con textura de brecha s. str. a micrbbrecha, los valores encontrados para las plagioclasas son albíticos: para los grandes cristales la composición es de $An_{2.5}$ a An_0 ; y para los pequeños (posiblemente plagioclasas 1), la composición es de $An_{2.5}$. Estos datos no tienen mucha validez, ya que la trituración

(1) Este autor admite este criterio para sus mirmequitas I, pero no lo encuentra en las albítas intergranulares o mirmequitas II, por lo que piensa que estas podrían originarse por metasomatismo sobre feldespató potásico preexistente.

En ha podido albitizar a una plagioclasa más cálcica y preexistente.

Feldespato potásico. Se trata de ortoclasa blástica e intersticial con demezcla en venas y manchas y, en veces en películas. En relación con la ortoclasa, aparecen albita, plagioclasas pequeñas zonadas, biotita o moscovita y cuarzo, en posición intergranular.

Es el último mineral formado y por tanto afecta a los demás en diferente forma: a la biotita la altera a moscovita, clorita, etc. de modo que aparece cuarzo neoforado que sigue la exfoliación (fig. 32 A); a las plagioclasas las corroe intensamente, y las lixivia, pudiendo formarse texturas mimequíticas y albita intergranular, con el cuarzo presenta bordes de corrosión a veces tapizados, de demezcla perfitita, hecho que demuestra la anterioridad de cuarzo y la corrosión de éste por la ortoclasa.

Las fotos 2 y 3, lámina L, muestran las relaciones de la ortoclasa con otros minerales del granito de Can Coll.

Parece que el crecimiento intersticial de la ortoclasa pudo haberse efectuado por blastesis de cristales más pequeños preexistentes, como ocurre en otros granitos.

Cuarzos. Se pueden distinguir dos generaciones:

Cuarzo 1. Forma parte de los pocos restos de matriz aún visibles, junto a pequeñas plagioclasas zonadas. El tamaño de los granos de esta matriz oscila entre 40 y 300 micras.

Cuarzo 2. Es intersticial, y blástico. Anterior a la ortoclasa por la que es corroido y posterior a las plagioclasas 2.

c) Minerales accidentales. Resultan de la alteración de los esenciales: sericita, clorita, moscovita, óxidos de hierro, cuarzo 3 removilizado, etc.

5. 5. 3. 2. 2. Evolución petrogenética.

En el granito porfidoblástico de Can Coll parecen existir el siguiente proceso evolutivo:

1º. Cristalización de circón y apatito.
 2º. Cristalización de biotit y apatito
 3º. Cristalización de una matriz de grano fino a medio, en la que aparece plagioclasa 1 de composición andesina-oligoclasa, cuarzo 1 y, posteriormente también, plagioclasa 1 más albítica. Estos cristales tienen de 60 a 500 micras, pero, cerca de la calcigranodiorita, las plagioclasas 1 alcanzan hasta 3 mm.

4º. Cristalización sucesiva de porfidoblastos de plagioclas albítica 2, cuarzo 2 y ortoclasa. El cuarzo 2 y la ortoclasa 2 aparecen como minerales claramente blásticos e intersticiales entre las micas, los pequeños cristales de la matriz y las plagioclasas 2.

Existen pues dos etapas principales en la cristalización del granito de Can Coll: en una se forma una matriz de grano fino; y en la otra se forman formándose grandes cristales. Es difícil decir si esta segunda fase se origina por recristalización del material ya cristalizado, como ocurre en el Mondava o en el Falcó, o bien ambas fases corresponden en total a una cristalización magmática primaria en los últimos cristales formados (albita, cuarzo y ortoclasa) son mayores y, al crecer, apartan e incluyen a los preexistentes de la matriz fina.

Si se interpreta el granito de Can Coll como una facies contaminada del granito del Falcó y del Mondavá, cabe pensar en un proceso magmático en el que la matriz se forma de un modo generalizado. De esta forma, el proceso de blastesis sería secundario y se daría tras redisolución de los componentes más ácidos, como se apunta al comienzo del apartado 5. 5. 3. 2.

Si el granito de Can Coll no tiene nada que ver, en cuanto a génesis, con los del Falcó y del Mondavá, la segunda posibilidad de una cristalización magmática, escalonada en dos etapas principales, podría ser perfectamente verosímil.

De todos modos me parece más probable la primera hipótesis, pues hay evidencias de que el granito, en puntos algo alejado de la cal-
cogranodiorita, se hace de características más parecidas a los granitos por-
fidoblásticos de los otros sectores ya mencionados.

59. Tectonización alpina y/o tardiherciniana. Se alteran los minerales esenciales, debido a fenómenos cataclásticos e hidrotermales. En la falla N del afloramiento de Can Coll la trituración reduce a los minerales a granos entre 20 micras y 1 mm. y la textura de la roca corresponde a los términos de brecha s. str. y microbrecha de A. SPRY (1969).

5. 5. 3. 3. El granito porfidoblástico de Oix y de Talaixa.

Aparece en el afloramiento de zócalo situado al N de Montmajor y al W de Oix. La falla de desgarre que pasa por S. Miguel de Pera, separa este afloramiento del de Talaixá, situado al N de la sierra de Bestrecá. Ambos afloramientos presentan el mismo tipo de granito. En el extremo E del afloramiento de zócalo de Talaixa-Can Manera y cerca de esta masía, aparece el mismo granito de nuevo.

Existen analogías texturales con el granito del Mondavá y del Falcó pero también existen, como en Can Coll, diferencias mineralógicas más abundancia de biotita y composición más cálcica de las plagioclasas (andesina-oligoclasa).

La textura responde, con ciertas variantes al esquema de la fig. 31 C. Estos granitos presentan una masa general compuesta por minerales leucocratos de 2 a 7 mm., entre los que quedan arriconadas las biotitas y los minerales pequeños primeramente cristalizados, cuando no son incluidos. por ellos.

Las principales diferencias texturales son: de cristales de 200 a 500 micras, correspondientes a la primera cristalización, y presencia de grandes porfidoblastos de ortoclasa, idiomorfos a hipidiomorfos, de 1.5 a 3 cm. e incluso 4 cm. Estos megacristales presentan las mismas características que los de ortoclasa de varios milímetros. Han crecido, sin embargo, mucho más por incorporación de diversos granos virtuales o reales en uno sólo. Los grandes porfidoblastos son capaces de crecer con contornos hipidiomorfos, de englobar a minerales extraños al feldespato potásico y de apartarlos y acumularlos en su periferia.

Como ya se advierte más arriba, los porfidoblastos más pequeños, de 2 a 6 mm., también crecen apartando o englobando a los cristales extraños a ellos. La única diferencia con los megacristales de ortosa está en el tamaño y en que son más xenomorfos, como consecuencia directa de su menor envergadura.

Todos los minerales de estos granitos se pueden explicar como resultado de una cristalización magmática, incluidos los megacristales de ortoclasa, sin que sea preciso imaginar para éstos una recristalización blástica secundaria, como en los granitos del Falcó y del Mondavá.

5. 5. 3. 3. 1. Mineralogía y petrología.

a) Minerales accesorios. Se encuentran representados el circón, el apatito y, a veces, la allanita.

b) Minerales esenciales.

Biotita. Es el único melanocrato de estos granitos. Sus láminas son de contornos hipidiomorfos a idiomorfos y alcanzan de 0.2 a 3 mm. de diámetro. A veces se hallan en pequeños agregados de 1 cm. y, en general, en láminas sueltas. Constituye del 10% al 15% del total de la roca.

Es una mica parda oscura que se distribuye alrededor de los porfidoblastos o en inclusiones dentro de ellos. Es el primer mineral cristalizado en estos granitos.

Por alteración de titanita u clorita, que a veces se presenta en agregados fibroso-radiados.

Plagioclasa. Aparece en ella matriz de grano fino, entre 200 y 500 micras, formando parte de la primera generación de plagioclasa 1.

En general, se presenta en grandes individuos blásticos, más o menos alterados, que alcanzan normalmente de 2 a 8 mm.

Esta segunda generación constituye la plagioclasa 2, que presenta una zonación semejante a las plagioclasas 1 del granito de Can Coll.

La zonación de las plagioclasas 2 (fig. 32 G y H; fig. 33 E y F) se puede sintetizar del modo siguiente: $An_{36-33}-An_{26.5}-An_{20}-An_{12.4}$. En un cristal, entre las zonas de $An_{26.5}$ y An_{20} , aparece otra estrecha zona de $An_{12.5}$ (fig. 32 H). En otro la zonación se reduce a $An_{36}-An_{26.5}-An_{20}$ (fig. 32 G). No se ha podido comprobar si estas zonas están relacionadas por intercorrosiones.

La ortoclasa produce bordes lixiviados sobre las diferentes composiciones arriba reseñadas. Así, se ha observado que la An_{33} puede pasar a An_{16-6} ; la An_{20} se rodea de bordes de $An_{4.5}$ y An_5 ; y la $An_{12.5}$ se rodea por un borde de An_5 . Estos bordes son de contornos irregulares y afectan, mediante corrosión, a la plagioclasa preexistente.

Algunas medidas de $2V_x$ da, para los bordes de An_5 , un ángulo de 100° , y, para la An_{34} , un ángulo de 89° .

En muchos casos las plagioclasas están alteradas, especialmente en su parte central más anortítica.

Al N del pico Freixenet y cerca de Can Manera, alforan de nuevo los granitos porfidoblásticos con algunos megacrístales. Su estado de alteración es muy avanzado. Algunas muestras más frescas han podido ser estudiadas. En estas muestras, al menos, el granito se presenta muy albitizado, de modo que actualmente es una leucogranodiorita en la que la biotita se ha alterado a óxidos de hierro y se ha quedado pseudomorfizada por éstos óxidos y por calcita.

Aunque hay algunos restos de ortoclasa, la mayor parte del feldespato es una albita. En este caso aparecen cristales pequeños y medianos en los que el centro está finamente maclado según la ley de la albita y los bordes presentan esta misma ley pero según individuos más groseros. Al mismo par, los bordes son más albiticos que los centros finamente maclados (fig. 33 G y H). Así, se han obtenido los datos siguientes

Parte central con maclas finas	Borde con maclas más groseras
An _{5.5}	An ₀ (fig. 33 G)
An ₁₀	An _{4.5}
An ₁₀	Am _{6.5-1.5} (fig. 33 H)

En un cristal de varios milímetros todos los individuos maclados son gruesos y su composición es An_{4.5}.

Un megacrystal de 5 cm. de largo que, por su tamaño, debería corresponder a una ortoclasa, ha resultado ser una albita de composición An₈, con $2V_x = 98^\circ$ en la que aún quedan restos irregulares de feldespato potásico, con $2V_x = 78^\circ$. El megacrystal contiene pequeños cristales de cuarzo de albita fina y groseramente maclada. No presenta, sin embargo, ningún

tipo de macla polisintética.

Estas plagioclasas deben ser, pues, secundarias, derivadas a partir de otras preexistentes y de feldespatos potásicos. El diferente grosor de los individuos maclados debe corresponder quizá a recristalizaciones que afectan sobre todo a los bordes más albiticos.

La albitización posiblemente va ligada a efectos cataclásticos, ya que las muestras están recogidas a pocos metros de la superficie de la falla de Talaixá-Can Manera. La textura del granito corresponde a una brecha s. str. y a una microbrecha (SPRY, 1969), según los puntos.

Ortoclasa. En las muestras no albitizadas, que constituyen la mayoría, el feldespato potásico predomina sobre la plagioclasea.

La ortoclasea se presenta en granos de 5 ó 6 mm., aparte de los megacrístales, que pueden alcanzar hasta 4 cm. Incluye y corroe a la biotita, al cuarzo y a las plagioclasas. Estos minerales a veces se sitúan en posición intergranular entre dos cristales de ortoclasea (foto 4, lámina L).

Está afectada por desmezcla en películas, en venas y en manchas. Sus características ópticas son:

$2V_x$ entre 60° y 70° ; media de 64° (para cuatro individuos medidos).
 X^\wedge de 8° a 12° ; media de 10° (para cuatro individuos medidos).

Los ejes Y y Z están contenidos en los planos de exfoliación (010) y (001), respectivamente.

Maclas de Carlsbad tanto en los cristales de varios milímetros como en los megacrístales.

En algún caso la ortoclasea presenta un núcleo idiomorfo, fuertemente recrecido (fig. 32 I). Los recrecimientos, por supuesto, sólo son visibles, si no presentan la misma orientación óptica que los núcleos.

En consecuencia, no siempre se pueden detectar los sucesivos crecimientos de un cristal blástico y el hecho de haber observado una vez este fenómeno implica y se debe generalizar al resto de los porfidoblastos.

Cuarzo. Se pueden distinguir dos generaciones:

Cuarzo 1. En forma de pequeños granos de 200 a 500 micras, constituye la primitiva matriz de grano fino, junto a plagioclasa 1.

Cuarzo 2. Son cristales blásticos de hasta 5 mm. que incluyen pequeñas plagioclasas 1 y biotitas. Es corroído por la ortoclasa, a su vez, corroe a las plagioclasas, entre las que aparece como mineral intersticial.

c) Minerales accidentales. Aparecen por alteración de los esenciales, principalmente plagioclasas y biotita.

La biotita origina cloritas y titanita y óxidos de hierro; y la plagioclasa, sercítia y epidota.

A veces puede aparecer calcita en fracturas y pseudomorfizando a las micas. El origen de esta calcita puede estar incluso en las rocas de la cobertera postherciniana, ya que los muestras que presentan tal mineral están tomadas cerca de las fallas de zócalo.

5. 5. 3. 3. 2. Evolución petrogenética.

1º. Cristalización de circón, apatito y allanita.

2º. Cristalización de biotita.

3º. Cristalización de la matriz de grano entre 200 y 500 micras. en la que aparecen pequeñas plagioclasas 1 y pequeños cuarzos 1.

4º. Cristalización sucesiva de porfidoblastos de plagioclasa 2 (andesina-oligoclasa), cuarzo 2 y ortoclasa.

Como en el granito de Can Coll, las dos etapas de cristalización de la matriz y de los porfidoblastos pueden explicarse por vía magmática. Al no existir plagioclasas albiticas 2, es difícil establecer la relación genética entre estos granitos y los del Falcó y del Mondavá. Por esto, prefiero explicar la blastesis de los feldespatos y del cuarzo, como un proceso final de la cristalización magmática, en el que parte del magma habría cristalizado dejando intersticios en los que se situarían los últimos cristales formados sobre todo cuarzo y ortoclasta. Al progresar la cristalización algunos de estos cristales se irían anexionando a los adyacentes y se llevaría a cabo la blastesis. En los granitos del Falcó y del Mondavá, por el contrario, la blastesis pudo originarse por mediación de redisolución del material aplítico en avanzado estado de cristalización.

Si se tiene en cuenta la semejanza en composición de las plagioclasas 1 del granito de Can Coll con las aquí consideradas como plagioclasas 2 para los granitos de Oix y Talaixá, se podría pensar que el caso del granito de Can Coll constituye un paso intermedio entre estos últimos granitos y los del Falcó y del Mondavá.

59. Tectonización alpina y/o tardihercíniana. Se producen alteraciones en los minerales esenciales. Los fenómenos cataclásticos dan lugar a brechas s. str. y microbrechas. Podría explicar, asimismo, la albitización de algunas de las muestras recogidas.

5. 5. 4. EL CORTEJO APLITICO-PEGMATITICO.

Las aplitas y pegmatitas aparecen en todas las rocas plutónicas estudiadas, pero se encuentran más representadas en la granodiorita de Massanet de Cabrenys. Se hallan normalmente según filones de 2. 5 cm. de 2 dm. por término general. En algunos casos los filones llegan a tener 1. 5 m. A veces se pueden presentar en masas más importantes, dentro de la granodiorita, como en Mas Olivet y al N y NE de la Eta. de San Esteban. La textura aplitica y pegmatítica están íntimamente asociadas, de modo que en venas misma muestra coexisten frecuentemente.

La orientación de los filones es muy variada. Las pocas medidas que se posee, junto a la intensa fracturación alpina, impiden más precisiones.

Las relaciones temporales y espaciales con los filones de rocas verdes no está demasiado clara. En un caso, se ha visto al SSW de Tapis un filón de aplita atravesado por rocas verdes muy tectonizadas. Parece posible que las rocas verdes sean posteriores a las aplitas y pegmatitas.

Sin embargo en la pista de Massanet a la Farga y cerca de este último lugar, se observa un filón de roca verde en cuyo seno aparece otro de cuarzo con la misma orientación, en el que a veces existen feldespatos. Igualmente, al SE de la Et. de St. Aniol y cerca del contacto con el Garumnense, aparece un filón de cuarzo con textura emicrogranuda en la que existen algunos cristalitos de ortoclasa, que encaja en micas moteados y en pórfidos ácidos albiticos. Estos pórfidos, por otro lado, atraviesan a las rocas básicas. En consecuencia estos filones muy enriquecidos en cuarzo son posteriores ya a las rocas verdes.

Parece desprenderse la conclusión de que las aplitas y pegmatitas son anteriores a las rocas verdes, si bien existen filones de cuarzo con afinidades apliticas y pegmatíticas que ya son posteriores a las rocas verdes.

Parece desprenderse la conclusión de que las aplitas y pegmatitas son anteriores a las rocas verdes, si bien existen filones de cuarzo con afinidades aplíticas y pegmatíticas que ya son posteriores.

En muchos casos los filones aplíticos y pegmatíticos están fuertemente afectados por la tectonización correspondiente al ciclo alpino y quizá también por las fases tardihercínianas. A veces es tal la trituración que se pierde la textura de estas rocas y la disposición en filones, como ocurre en el área situada entre Massanet y el extremo occidental del "sinclinal" de Darnius.

5. 5. 4. 1. Mineralogía y petrología.

Minerales accesorios. Se encuentran en muy poca cantidad, apatito, circón y la allanita, más o menos repartidos en las diferentes muestras recogidas. A veces aparecen fracturados cuando la roca ha sido sometida a procesos cataclásticos. A veces el circón aparece dentro de biotita, pero en la mayoría de los casos, como el apatito y la allanita, está incluido dentro de biotita, pero en la mayoría de los casos, como el apatito y la allanita, está incluido dentro del cuarzo y de los feldspatos.

La allanita aparece con relativa frecuencia dentro de las aplitas y pegmatitas ligadas a la granodiorita de Massanet. Forma pequeños cristales que pueden alcanzar, a veces 200 micras e incluso 350 micras de longitud. En algún caso contiene zapañito. Se altera parcialmente a pistacita. Sus características ópticas más sobresalientes son:

$2V_x$ de 64 a 88°

X^c de 33 a 38°

Aureola pleocróica con la biotita

Maclas y exfoliación según (100)

A veces presenta una clara zonación

Pleocroísmo Z, rojo pardo a rojo amarillento; Y, rojo pardo; X, amarillo pálido.

Otros minerales accesorios presentes en todas las muestras son las micas. En general se trata de biotita parda rojiza o parda muy oscura en pequeñas láminas, corroídas por los cuarzos y los feldespatos. En algunos casos presentan alteración parcial a biotita verde junto a texturas mirmecíticas, en contacto con el feldespato potásico.

Durante los crecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico, el cuarzo granofídico es removilizado por este feldespato y puede intruir en la biotita, fenómeno ya observado en los granitos porfiroblásticos (fotos 3 y 4, lámina XLIX).

En relación con los procesos hidrotermales y posiblemente también con la cristalización del feldespato potásico, la biotita se altera a biotita verde, moscovita, clorita (principalmente penninita negativa), vermiculita, titanita, óxidos de hierro, pistacita y granates. Estos dos últimos minerales implican aportes de Ca por parte de las soluciones hidrotermales.

La alteración en moscovita se reconoce por la presencia de óxidos de hierro y de titanita en la exfoliación más irregular de la mica incolora y por los intercrecimientos con biotita verde o clorita. La aparición de mica blanca secundaria se da en muestras no tectonizadas y también en las que, tras la tectonización, sufren una silicificación. En este caso la biotita desaparece totalmente y quedan fantasmas corroídos e invadidos por cuarzo hidrotermal, en los que se observa algunos indicios de moscovita, titanita y óxidos de hierro.

La Penninita negativa fibroso-radiada, que rellena algunas fracturas, procedería también de alteración de la biotita, seguida de removilización hidrotermal. En algún caso va acompañada de pistacita.

La moscovita primaria es muy rara. Sin embargo, en algunas muestras aparece, incluso, formando cristales mixtos con la biotita, que

por lo general están parcialmente alterada a biotita verde, clorita y moscovita secundaria (fig. 34 A y B). Este tipo de moscovita no está intercrecida según la exfoliación con otros filosilicatos de alteración de las biotitas y presenta exfoliación perfecta no alabeada. Esta contiene minerales como óxidos de hierro y titanita. Es corroída por los cuarzos y los feldespatos.

Todos estos minerales accesorios son los primeramente cristalizados en las aplitas y pegmatitas. Entre ellos los más precoces son el circón y el apatito, seguidos de allanita, biotita, y, a veces, moscovita.

Un mineral accesorio posterior, incluso en la formación de feldespato potásico es la turmalina, que puntualmente puede ser esencial. Se ha observado este mineral en un filón de micropegmatita de 2 a 3 cm. de potencia, en cuyo plano central sitúa en forma de prismas de tamaño mayor al resto de los cristales. También aparece, aunque más disperso en la masa de aplita-pegmatita situada al N de la Eta. de S. Esteban.

La turmalina se presenta al microscopio como un mineral uniaxial negativo con pleocroísmo inverso de pardo claro a vecer azulado muy oscuro, por lo que debe corresponder a la variedad chorio. Su posterioridad respecto al resto de los cristales se deduce del microscopio fácilmente, pues penetra por fracturas y por la exfoliación de los feldespatos, incluida la microclina.

b) Minerales esenciales. Están representados exclusivamente por el cuarzo y los feldespatos. En las aplitas y en las micropegmatitas distinguir dos generaciones dentro de cada uno de estos minerales. Se han observado pasos entre aplitas y texturas micropegmatíticas, en general grano-

fidicas, en las que queda claro que la textura aplítica es anterior. Estas diferencias en el tamaño del grano debe achacarse a la concentración mayor o menor de volátiles que puede variar a lo largo de la cristalización de los fluidos residuales,. La existencia de volátiles está avalada por la presencia de turmalina en algunas muestras.

Plagioclasa. Se distinguen dos generaciones.

Plagioclasa 1. Se encuentra junto a los minerales recrecidos y junto a los que presentan texturas micropegmatíticas. Las diferencias de tamaño con las plagioclasas 2 posteriores son claras.

En las muestras con los dos tipos de plagioclasa, se observa que la plagioclasa 1 es englobada y corroída, junto al cuarzo 1 y al feldespato potásico 1, por la plagioclasa 2, el feldespato potásico 2 y el cuarzo 2, blásticos y/o en crecimientos gráficos granofidicos. En estos casos, la plagioclasa 1 puede quedar incluida en los minerales de mayor tamaño. Representan, pues, un mineral perteneciente a una matriz previamente cristalizada de textura aplítica. En algunos casos esta matriz queda entre los límites de los cristales blásticos.

La composición de las plagioclasas 1 es variable según los filones considerados.

En un filón situado en la carretera de Massanet, cerca de la Font del Carme existen algunas plagioclasas 1 de gran tamaño (770 micras) y con composición zonada bastante cálcica (fig. 34 E), de acuerdo con la secuencia siguiente: An_{28} - An_{31} - An_{28} - An_{31} - An_{28} - An_{31} - An_{28} - corrosión - An_{26} . En este filón existen, además, plagioclasas 2 gráficas, no zonadas de composición entre An_{29} y An_{27} .

Lo normal es que el tamaño de las plagioclasas 1 oscile entre 100 y 450 micras. Su composición es, salvo en el caso anterior, de oligoclasa-albita y presenta zonaciones normales generalmente. En algunos filones existen individuos de An_{15} con borde de lavado de $An_{5.5}$.

En otros casos hay zonaciones:

En un filón se observa la secuencia $An_{14.5}-An_{13}-An_{7.5}$, con bordes de lavado entre $An_{4.5}$ y An_0 (fig. 34 D).

En otro filón la secuencia es $An_{21-19}-An_{16-14}$, con bordes lixiviados de $An_{12.5}$ a An_0 .

En otro filón la composición es de $An_{11.5-9}$, con zonas externas lixiviadas de $An_{5.5}$ a $An_{2.5}$.

Los datos anteriores corresponden a aplitas y micropegmatitas de la granodiorita de Massanet.

En una aplita del granito del Mondavá, la secuencia también es normal: $An_{13}-An_{10}-An_{7.5}$, con bordes lixiviados entre $An_{4.5}$ y An_0 . En la fig. 34 C se muestra una plagioclasa 1 en que aparecen las zonas de An_{13} bandeada por otra de $An_{7.5}$. En todos los casos se observan, además de bordes lixiviados, otros mirmequíticos, cuya composición no se ha podido determinar, salvo en el primer ejemplo citado (fig. 34 E), y en otros casos, en el que la plagioclasa mirmequítica de An_9 presenta cuarzos hermafroditas atravesando las maclas de la albita.

La relación entre los bordes lixiviados y las zonas sobre las que se encuentran, cuya composición se considera como original, es la siguiente:

Composición original	Bordes lixiviados
An ₁₆	An ₁₀
An ₁₅	An _{5.5}
An ₁₄	An _{12.5}
An ₁₄	An ₇
An ₁₀	An _{2.5}
An ₉	An ₀
An _{7.5}	An ₁
An _{7.5}	An ₀

Plagioclasas 2. Su tamaño es de unos pocos milímetros y aparece en porfidoblastos y en las texturas micropegmatíticas asociadas a cuarzos gráficos. Considero dentro de esta generación a la plagioclasa de las texturas gráficas, si bien parece ser de cristalización algo posterior a la plagioclasa blástica.

Incluyen minerales de la matriz aplítica primitiva entre ellos a pequeñas plagioclasas 1.

En algunos casos se ha observado, dentro de una misma muestra, el desarrollo de plagioclasa 2 blástica seguido por la formación de texturas gráficas entre cuarzo 2 gráficas, son corroídas por cuarzo 2 y feldespato potásico 2, ambos en forma de cristales blásticos e intersticiales o en intercrecimientos igualmente gráficos. En muchos casos se comprueba que las texturas gráficas de cuarzo y feldespato potásico, son heredadas, al menos en parte, de texturas preexistentes en las que había sólo plagioclasa 2, la cual ha sido sustituida por ortosa o la microclina. De este modo, la plagioclasa de las texturas gráficas mixtas, son ambas clases de feldespatos, presentan bordes de lavado y mirmequíticos, en contacto con el feldespato potásico (fotos 1, 2, 3, 4, lámina LI).

En otros casos sólo hay texturas gráficas de plagioclasas y cuarzo, corroídas por el cuarzo 2 y el feldespato potásico 2 blásticos.

La composición de la plagioclasa 2 es variable según los filones considerados y, posiblemente también, según diferentes puntos de un mismo filón.

Los valores más anortíticos encontrados son de An_{27-29} en el filón de la Font del Carme, ya citado. Corresponden a las plagioclasas de texturas gráficas, que coexisten en la misma muestra con plagioclasas 1 (fig. 34 E) de igual composición media.

En general, las plagioclasas 2 presentan una composición entre An_{17} y An_0 y raras veces están zonadas.

En la granodiorita de Massanet las plagioclasas 2 no están zonadas. En muestras de diferentes filones se han encontrado valores de An_{17} , An_{15} y An_{14} , $mAn_{10.5}$, An_{10} y $An_{14.5}$, $An_{2.5}$, An_0 . Los valores de $An_{4.5}$ a An_0 pueden ser secundarios, debidos a la lixiviación de las plagioclasas por el feldespato potásico.

En los aplitas del afloramiento de Can Coll los valores encontrados son de $An_{4.5}$ y $An_{2.5}$, si bien están alteradas y pueden haber sido originalmente más cálcicas.

Todas las composiciones arriba reseñadas constituyen la totalidad de diferentes plagioclasas blásticas y gráficas. Una ligera zonación se ha observado en algunos casos.

Bajo la acción del feldespato potásico, las plagioclasas 2 se lixivian u originan bordes mirmequíticos. En un caso, se ha podido, medir un mirmequítica con plagioclasa An_9 sobre una plagioclasa de composición An_{17} . En otro caso las plagioclasas mirmequíticas son An_{15} y está rodeada por un borde, no mirmequítico y más intensamente lixiviado, de $An_{2.5}$.

Tanto las plagioclasas 1 como las plagioclasas 2 pueden quedar reducidas, bajo la acción del feldespató potásico a albíta intergranular, situada en el límite de dos cristales de feldespató potásico.

En algunos casos, la albíta intergranular presenta un centro más cálcico y más alterado que los bordes y, en otros, es acompañada por cuarzo en idéntica disposición. Por otro lado, en bastantes muestras se observa también como el feldespató potásico corroe a los agregados de albíta penetrando por sus intersticios. Todos estos hechos, observados también en otras rocas ígneas, señalan la posterioridad del feldespató potásico respecto a la albíta intergranular.

Aparte del lixiviado por metasomatismo potásico, la tectonización también es causa de la albitización de las plagioclasas 1 y 2. Así en muestras de aplitas y micropegmatitas tectonizadas los valores de la composición de las plagioclasas oscilan entre An_7 y $An_{2.5}$, de acuerdo con la siguiente relación.

En muestras algo tectonizadas se encuentran valores de $An_{4.5}$ y $An_{2.5}$. En brechas s. str. la plagioclasa encontrada es $An_{2.5}$; en muestras con texturas intermedias entre brecha s. str. y brecha fina, se ha llegado a encontrar valores de An_7 ; y, finalmente en algunas protocataclasitas estudiadas varias plagioclasas medidas son de $An_{4.5}$.

A la vez que se produce una albitización en las plagioclasas de las rocas tectonizadas, aparece una sericitización más o menos generalizada y aparición de alguna pístacita. La plagioclasa se hace ondulante, muestra sus maclas muy rotas y alabeadas y, a veces, exhibe maclas en damero.

Todas las composiciones se han hallado mediante los ángulos de extinción, comprobándose los casos dudosos mediante los ángulos $2V_x$. Así algunos valores de éstos, en relación con la composición, se dan en la relación siguiente:

Composición de la plagioclasa	$2V_x$
An ₂₉	84
An ₂₁	84
An ₁₉	80
An ₁₆	90
An ₁₀	96
An ₇	99
An _{5.5}	104
An _{4.5}	102

A las generaciones reseñadas, se debe añadir la de plagioclasa 3. Se trata de albita que rellena fracturas de las muestras tectonizadas junto a feldespatos potásicos 3, cuarzo 3, clorita fibroso-radiada y sericita. Puede provenir de las plagioclasas 1 y 2, de la desmezcla del feldespato potásico, por removilización.

Feldespato potásico. Se pueden distinguir, como en las plagioclasas, varias generaciones:

Feldespato potásico 1. Se encuentra, junto a la plagioclasa 1 y al cuarzo 1, formando parte de la matriz de grano fino de 100 micras a 450 micras, que es corroída y englobada por los cristales blásticos y crecimientos gráficos de plagioclasa 2, cuarzo 2 y feldespato potásico 2.

Como en el feldespato potásico 2, debe existir microclina 1 y ortoclasa 1, además de cristales con triclinicidad variable. La poca abundancia de restos de esta generación impide una afirmación más concluyente. De todos modos, se puede citar que en una aplita del Mondavá se ha encontrado feldespato potásico 1 monoclinico, mientras que, en otra muestra, recogida al SW de Tapís, en la granodiorita, existen pequeñas microclinas 1.

Feldespato potásico 2. Se trata de un mineral blástico e intersticial, que crece rodeando a los cristales anteriores de la matriz, a las plagioclasas 2 y a los cuarzos 2. Esta relación es clara cuando sólo hay crecimientos blásticos del cuarzo de los feldespatos, sin que aparezcan texturas gráficas.

La interpretación de las relaciones entre los diferentes minerales cristalizados se complica cuando aparecen las texturas gráficas. Estas se presentan variados caracteres morfológicos y de composición mineralógica, que se pueden resumir como sigue:

Cuarzo en bordes isodireccionales y bordes corroídos

Núcleos de cuarzo, en pocos casos

Núcleo y periferia de plagioclasa

Núcleo y periferia de feldespato potásico

Núcleo y periferia compartidos por los flos feldespatos,

de modo que uno u otro pueden situarse indiferentemente, en el centro o en el borde de la textura gráfica, o bien repartirse estas zonas. En estas texturas mixtas, el feldespato potásico corroe a la plagioclasa y al cuarzo y removiliza a este último.

Presencia ocasional de bordes de feldespato potásico sin cuarzo gráfico, alrededor de las texturas gráficas.

Si las texturas gráficas granofídicas se dan sólo entre plagioclasas 2 y cuarzo 2, también es claro que el feldespato potásico es posterior a ellas, pues corroe a las plagioclasas y al cuarzo y puede removilizar a este último. En otros casos engloba parte del cuarzo 2 gráfico. Si esta acción de sustitución de la plagioclasa por el feldespato potásico se continua, pueden resultar texturas gráficas mixtas en las que interviene, en partes aproximadamente iguales, la plagioclasa, el feldespato potásico y el cuarzo gráfico compartido (fotos 1, 2, 3, 4, lámina LI). En estos casos es evidente la corrosión de la textura gráfica de plagioclasa y cuarzo

por el feldespató potásico posterior, que origina bordes de lavado (fotos 2, 3, 4, lámina LI) y algunas mirmequitas (foto 2, lámina LI) en la plagioclasa, y corrosión y removilización de los cuarzos gráficos que se hacen de bordes sinuosos y pueden intruir y corroer a las plagioclasas (fotos 2, 4, lámina LI) y eventualmente a otros minerales, como a las biotitas. La removilización del cuarzo por el feldespató potásico es uno de los temas tratados en el estudio de la calcigranodiorita de CAn Coll (fig. 30 A) y de los granitos porfidoblásticos (fotos 3, 4, lámina XLIX).

Si se lleva esta sustitución al extremo de que desaparezca totalmente la plagioclasa, se obtendrán texturas granofídicas compuestas exclusivamente por feldespató potásico y cuarzo más o menos removilizado y sinuoso (fig. 34 F) o bien con pocos restos de plagioclasa (fig. 34 G).

Sin embargo, quizá esto sea exagerado. Dado que existe también cuarzo 2 posterior a las texturas gráficas de plagioclasa y cuarzo, es perfectamente admisible pensar que parte de las texturas gráficas, con sólo cuarzo y feldespató potásico provienen exclusivamente de la cristalización de una mezcla eutéctica con estos últimos componentes.

En consecuencia, admito que, tras la cristalización de un eutéctico de plagioclasa y cuarzo, se producen texturas pseudográficas por metasomatismo llevado a cabo por el feldespató potásico y, puntualmente verdaderas texturas gráficas de feldespató potásico y cuarzo, por cristalización posterior del eutéctico correspondiente.

Así pues, el feldespató potásico 2 entra a formar parte de cristales blásticos no gráficos, de las texturas gráficas mixtas y de las texturas gráficas sin plagioclasa.

Una cristalización más tardía de feldespató potásico 2, ha podido comprobarse por el hecho de que, el feldespató potásico, tras formar las texturas gráficas correspondientes, origina alrededor de algunas de éstas, una zona no gráfica (fig. 34 G). Por otro lado, en algunas muestras sin texturas gráficas se aprecian claramente intercorrosiones entre diferentes cristales intersticiales y blásticos de feldespató potásico que han llegado

a ponerse en contacto. También se observan, en ciertos individuos, recrecimientos sobre núcleos más antiguos; así, en un caso, se ha visto alrededor de un núcleo idiomorfo, algo alterado de ortoclasa un recrecimiento posterior de microclina no alterada.

Las características ópticas del feldespato potásico 2 en el que incluyo tanto el feldespato blástico no gráfico como el micropegmatítico y el de recrecimiento posterior, indican, en unos casos, que se trata de microclina y, en otros, de ortoclasa, de modo que también existen cristales parcialmente triclínicos.

En las aplitas y micropegmatitas asociadas a la granodiorita de Massanet el feldespato potásico 2 es predominantemente microclina, tanto en las texturas granofídicas como en los cristales blásticos e intersticiales, con desmezcla en películas, venas y manchas y en gotas ("guttate perthite"). Presenta en muchos casos buen desarrollo de las maclas en enrejado. En contacto con las plagioclasas de bordes lixiviados y mirmequíticos y, por crecimiento progresivo, origina albita intergranular, a veces acompañada de cuarzo. En los casos en que sólo hay texturas gráficas de plagioclasa y cuarzo, la microclina es blástica e intersticial y corroe al resto de los minerales.

En individuos con enrejado más o menos perfecto, el ángulo $2V_x$ varía entre 70° y 78° , y el ángulo X^a es de 18° .

Hay, sin embargo, algunas muestras que presentan ortoclasas en lugar de microclina. En estos casos se comprueba que, en secciones perpendiculares a X, los ángulos $Z(001)$ e $Y(010)$ son iguales a cero. En un filón, situado al SW de Tapis se halla representada, por regla

general, microclina con enrejado. Pero también hay ciertos cristales de ortoclasa, con $2V_x$ entre 53° y 63° y X^a de 8° a 10° , en los que aparecen pequeños territorios en enrejado con $2V_x = 76^\circ$, $X^a = 18^\circ$ y $Z(001) = 4^\circ$ en secciones perpendiculares a X.

En dos muestras tomadas en el macizo aplítico-pegmatítico del N y NE de la Eta. de S. Esteban, ha aparecido ortoclasa en vías de microclinización. Su extinción es ondulante. Presenta fuerte desmez en venas y manchas. Sus características ópticas son: $2V_x$ de 56° a 65° ; X^a de 3° a 8° ; y $Z(001)$ de 8° a 13° (en secciones perpendiculares a X). Se ha llegado a observar un cristal blástico con un núcleo idiomorfo de ortosa, algo alterado, rodeado por un recrecimiento de microclina, menos alterada.

La ortoclasa puede tomar parte, como la microclina de cristales blásticos e intersticiales y de las texturas gráficas. Asimismo presenta desmezcla en venas y manchas.

Los filones de la calcigranodiorita de Can Coll presentan ortoclasa blástica que corroe a las texturas gráficas de plagioclasa y cuarzo. El ángulo $2V_x$ es de 70° , en varios cristales medidos, y el ángulo X^a oscila entre 8° y 9° . En secciones perpendiculares a X, los ángulos $Z(001)$ e $Y(010)$ son igual a cero. Esta ortoclasa presenta desmezcla en filones, venas y manchas.

En las aplitas y micropegmatitas del granito porfidoblástico del Mondavá, el feldespato potásico es asimismo ortoclasa. Esta aparece en cristales blásticos y en falsas texturas gráficas por corrosión de las texturas gráficas de plagioclasa y cuarzo. Algunas medidas de sus características ópticas dan un ángulo $2V_x$ entre 50° y 56° y ángulos X^a de 11° . Los ángulos $Z(001)$ e $Y(010)$ son iguales a cero, en secciones perpendiculares a X. La ortoclasa de estos filones también muestra albita de desmezcla según películas, venas y manchas, a veces maclada.

Los fenómenos de tectonización hacen que la microclina y la ortoclasa recriscalicen y presenten una extinción irregular. La desmezcla también puede removilizarse y acentuarse dando grandes manchas y venas irregulares, que obedecen a la fracturación.

De este modo se puede llegar a formar una generación póstuma de microclina 3, que aparece en fracturas en el seno de la microclina 2 tectonizada, junto a albita de desmezcla removilizada. También puede presentarse en fracturas que afectan a otros minerales junto a plagioclasa 3 (procedente de las plagioclasas 1 y 2, y de la albita de desmezcla), cuarzo 3, clorita fibroso-radiada y sericita.

Cuarzo. Se pueden distinguir asimismo las siguientes generaciones

Cuarzo 1. En pequeños cristales pertenecientes a la primitiva matriz de grano fino. Junto a los feldespatos 1, forma inclusiones en los minerales posteriores blásticos o en las texturas gráficas.

Cuarzo 2. Incluye a minerales de la primitiva matriz. Según la forma de presentarse se pueden distinguir varias etapas sucesivas de cristalización, todos ellos considerados, para mayor simplicidad, como cuarzo 2. Estas etapas guardan el siguiente orden de aparición:

Cuarzo gráfico en texturas micropegmatíticas en el seno de plagioclasa 2, debido a una cristalización eutéctica. Estas texturas pueden ser sometidas ulteriormente a un metasomatismo potásico.

Cuarzo blástico e intersticial, independiente del cuarzo gráfico, que corroe a las texturas gráficas con plagioclasas y a las plagioclasas 2 blásticas. Este cuarzo es corroído por el feldespato potásico 2.

Cuarzo gráfico en texturas micropegmatíticas en el seno de feldespatos potásicos, probablemente debido a una cristalización eutéctica.

En las diferentes texturas gráficas observadas, el cuarzo 2, puede tener bordes isodireccionales, pero en la mayoría de los casos está más o menos removilizado y presentan bordes sinuosos e irregulares. Una prueba de la removilización es la presencia de biotitas intruídas por el cuarzo gráfico. Las texturas gráficas son micropegmatíticas de tipo granofídico. En ciertos casos, el cuarzo ocupa el centro de estas texturas. En general, el núcleo es de feldespatos, el cual, hacia la periferia, se va enriqueciendo en cristales gráficos de cuarzo, cada vez de mayores dimensiones.

Ya se ha visto anteriormente que el feldespato en las texturas gráficas puede ser de diferente naturaleza. A esta variabilidad hay que añadir que el cuarzo gráfico puede distribuirse, en ciertos casos, en conjuntos que no extinguen al par, aún dentro de una misma textura granofídica. Así se pueden observar:

Cuarzos gráficos con extinción común dentro de diferentes granos de feldespato. Algunos de ellos pueden estar a caballo de plagioclasas y feldespatos potásicos (foto 3, lámina LI). Este caso puede explicarse por sustitución de la plagioclasa por el feldespato potásico.

Cuarzos gráficos distribuidos en sectores que extingue y unos diferentes de otros, en un mismo cristal de plagioclasa o de feldespato potásico. También puede darse este caso en texturas mixtas en que la microclina o la ortoclasa reemplazan parcialmente a la plagioclasa (foto 1, lámina LI).

En las muestras más o menos tectonizadas, el cuarzo 2 se hace ondulante, recrystaliza en diferente grado y puede reducirse a clases de tamaño variable.

El cuarzo 3 es una consecuencia de la tectonización tardiherciniana y/o alpina, a la que acompañan acciones de tipo hidrotermal. Se distingue como tal generación, el cuarzo que aparece en microfracturas, acompañado de albita (plagioclasa 3), microclina 3, vermiculita, clorita fibroso-radiada, sericita y óxidos de hierro. En algunas fracturas mayores sólo existe cuarzo de origen evidentemente hidrotermal. En algunas cataclitas el cuarzo hidrotermal llega a silicificar difusamente a la roca. Aún se pueden apreciar antiguas texturas gráficas con los feldspatos sustituidos por cuarzo y sericita.

c) Minerales accidentales.

Aparte de la plagioclasa 3, del cuarzo 3 y de la microclina se forman otros por alteración de los anteriormente descritos. Estos minerales de alteración, que ya han sido mencionados se pueden resumir en:

Pistacita, proveniente de allanita y de plagioclasa. Asimismo procede de biotita, sobre la que se encuentra en algunos casos, si sobre la mica actúan fluidos hidrotermales que aportan calcio. Sus características ópticas son:

$$2V_x: 83^\circ \text{ y } Z^a: 27^\circ$$

Birrefringencia y refringencia altas

Pleocroísmo a veces de incoloro a amarillo limón.

De acuerdo con los valores de los ángulos $2V_x$ y Z^a la pistacita contiene un 18% de Fe trivalente, respecto al total de Fe + Al.

Biotita verde, vermiculita, clorita, moscovita, titanita y óxidos de hierro, procedentes de biotita. Asimismo, en algún caso aparecen pequeños granates, ligados a clorita y pistacita, como alteración de biotita preexistente bajo la acción de fluidos ricos en calcio.

Sericita, que procede de plagioclasas, sobre todo.

Parte de estos minerales, como la pistacita, la vermiculita, la penninita negativa, fibroso-radiada, la titanita, la sericita y los óxidos de hierro, pueden aparecer como relleno de microfracturas e intersticios, en asociación no obligada con las generaciones póstumas de cuarzo y feldespatos.

5. 5. 4. 2. Evolución petrogenética.

El proceso de la cristalización de las aplitas y micropematitas, que localmente pueden llegar a ser verdaderas pegmatitas, es difícil de sintetizar, por el hecho de que los filones presentan texturas variadas de unos a otros e incluso según los puntos dentro de un mismo filón. Sin embargo, el estudio detallado de las relaciones entre los cristales permite establecer la evolución general siguiente:

	Circón, apatito	Primeros minerales formados
	Biotita y allanita	
	Matriz aplítica de grano fino (100-450 micras), con plagioclasa 1, feldespato K 1, y cuarzo 1.	Cristalización de una matriz aplítica
	Plagioclasa 2 blástica	Cristalización de una mezcla de plagioclasa y cuarzo
	Texturas gráficas de plagioclasa 2 y cuarzo 2	
Cuarzo 2 blástico e intersticial	Cuarzo 2 blástico e intersticial	Cristalización de una mezcla de feldespato K y cuarzo con corrosión de texturas gráficas de plagioclasa y cuarzo
	Texturas gráficas de FdK 2 y cuarzo 2 y texturas pseudográficas entre estos minerales por corrosión de las texturas gráficas de plagioclasas y cuarzo	
FdK 2 blástico e intersticial	FdK 2 blástico e intersticial	Recrecimiento blástico de feldespato K con corrosión de las texturas gráficas de plagioclasa y cuarzo

La cristalización de la mezcla de plagioclasa y cuarzo comienza por la formación de plagioclasa blástica y puede acabar con la cristalización del eutéctico, con aparición de texturas gráficas en el cuarzo 2 y la plagioclasa 2. Si éstas no se producen el resultado es la formación de plagioclasa 2 y cuarzo 2 blásticos, tal como se indica a la izquierda del esquema anterior.

El paso siguientes es la cristalización de una mezcla de feldespato potásico y cuarzo. La cristalización de esta mezcla produce, primero, la aparición de cuarzo blástico e intersticial y, seguidamente, la ~~aparición~~ aparición de texturas gráficas de cuarzo 2 y feldespato potásico 2, por cristalización del eutéctico correspondiente. El feldespato potásico es capaz de lixiviar y reemplazar en parte de la plagioclasa 2 gráfica. No es obligada la aparición de texturas gráficas, en cuyo caso sólo se observan cuarzoes blásticos 2 corroídos por feldespato potásico 2, de desarrollo blástico e intersticial. (parte izquierda del esquema precedente).

Finalmente se puede producir un recrecimiento del feldespato potásico alrededor de las texturas gráficas en el que ya no aparece cuarzo. Este último recrecimiento puede reemplazar también las plagioclasas de las texturas gráficas, originando texturas mixtas con cuarzo gráfico y dos feldespatos. Caso de no haberse producido texturas gráficas entre el feldespato detectable, pues representa un ligero aumento de volumen de los blastos de feldespato potásico ya existentes.

En resumen, en las aplitas y micropegmatitas existen tres procesos paralelos de cristalización que se diferencian a partir de la cristalización de la matriz (ver esquema anterior):

1º. Cristalización blástica de cuarzo y feldespato en el orden siguiente: plagioclasa 2-cuarzo 2-feldespato potásico 2.

2º. Cristalización blástica de plagioclasa 2, seguida de texturas gráficas entre plagioclasa 2 y cuarzo 2, y, finalmente, cristalización blástica de cuarzo 2 y de feldespato potásico 2, siendo este mineral el último formado. Se pueden producir texturas gráficas mixtas con cuarzo gráfico y dos feldespatos.

3º. Proceso más complejo en el que aparecen los minerales y sus texturas correspondientes en el siguiente orde: cristalización de plagioclasa 2 blástica; texturas gráficas de plagioclasa 2 y cuarzo 2; formación de cuarzo 2 blástico; cristalización de texturas gráficas de cuarzo 2 y feldespató potásico 2; recrecimiento final del feldespató potásico. Se pueden producir también texturas gráficas mixtas.

Por supuesto, dentro de estos procesos, algún paso puede faltar. Así, en ciertas muestras no se encuentran restos de lamatriz primitiva ni plagioclasa 2, ni cuarzo 2, ni feldespató potásico 2, blásticos y todo son crecimientos gráficos. En otros, la matriz y/o la plagioclasa 2 blástica no existen y el final de la cristalización se adapta a uno de las tres variantes arriba especificadas.

Finalmente, la historia evolutiva de las aplitas y micropegmatitas acaba con la tectonización y procesos hidrotermales póstumos que originan la aparición de minerales accidentales y de texturas cataclásticas con diferente grado de trituración. En las muestras estudiadas, se han encontrado texturas trituradas correspondientes a brechas s. str., brechas finas, protocataclasitas y cataclasitas. Algunas cataclasitas están intensamente silicificadas. Es evidente que pueden encontrarse ultracataclasitas y términos correspondientes a la serie de las mioinitas, pero en estos casos es más difícil o imposible reconocer la roca original. Por ello, las muestras recogidas representan siempre porciones menos afectadas por la trituración, con objeto de hacer factible el estudio petrológico de aplitas y pegmatitas.

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día de la fecha, constituido por:

- D. José María Fontbote Masda
- D.^a Asunción Lizares Rodríguez
- D. Manuel Rodríguez Gallego
- D. Victor. García Dueñas
- D. Juan Antonio Vera Torres

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado Don Antonio Estévez Rubio

se acordó por unanimidad otorgar la calificación de Sobresabiente "cum laude"

y para que conste, se extiende firmada por los componentes del Tribunal, la presente diligencia.

Granada, a 26 de febrero de 1973

El Secretario,

El Presidente,

Antonio Estévez Rubio

El Vocal,

Manuel Rodríguez Gallego

El Vocal,

A. Lizares

El Vocal,

V. García Dueñas



Biblioteca Universitaria de Granada



01052248