

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E.1:50.000

RIBADEO

**(9-3)
(10)**

SEPTIEMBRE 1.976



IMINSA

.1.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

RIBADEO (10) 09-03

Segunda Serie - Primera Edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES

MINISTERIO DE INDUSTRIA



IMINSA

.2.

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes autores:

Hoja: A. Marcos y F. Bastida

Memoria: A. Marcos, F. Bastida y J. Galán (Geología económica).

Geología de campo y gabinete: M.L. Arboleya, F. Bastida, J. Galán, M. Julivert, A. Marcos, F. J. Martínez, I. Méndez, A. Pérez-Estaún, J. A. Pulgar, F. Ruiz, O. Suárez, I. Vargas e I. I. Zamarreño.

Estudio paleontológico: J. Truyols

Estudio petrológico: F. J. Martínez

Geología Económica: J. Galán, F. Ruiz y I. Vargas

Cuaternario: G. Mary

Supervisión y Control: A. Huerga



RIBADEO

1. INTRODUCCION

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. El Cámbrico inferior e inferior-medio?: Las Cuarcitas de Cández (CA₁) y la Caliza de Vegadeo (CA₁₋₂).

2.2. El Cámbrico medio-Ordovícico inferior: La Serie de los Cabos (CA₂; CA₂-O_{1P}; O₁^{as}; O₁; E²).

2.3. El Ordovícico medio: Las pizarras de Luarca (O₂).

2.4. El Ordovícico medio?-superior: La Formación Agüera (O₂₋₃; O₂₋₃ q).

2.5. El Silúrico (S₁^{A-B}-S₁^B).

2.6. El Estefaniense (H₃₃^B-H₃₄^B).

2.7. El Cuaternario y Pliocuaternario.

2.7.1. La rasa y sus depósitos (QRm; QRc; QAr).

2.7.1.1. La rasa: su origen.

2.7.1.2. Depósitos continentales sobre la rasa.

2.7.1.3. Evolución posterior a la formación de la rasa.

2.7.2. Los depósitos actuales (QAl; QL; QM; QP; Q).

3. TECTONICA

3.1. Las grandes estructuras.

3.2. Las fases de deformación hercinianas.



3.2.1. Las estructuras de primera fase

3.2.2. Las estructuras de segunda fase

3.2.3. Las estructuras de tercera fase

3.2.4. Las deformaciones tardías

4. METAMORFISMO

5. ROCAS IGNEAS

5.1. Rocas plutónicas

5.2. Filones

6. HISTORIA GEOLOGICA

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. Minería y canteras

7.1.1. Minas

7.1.2. Canteras

7.2. Indicios

7.3. Hidrogeología

8. BIBLIOGRAFIA



1. INTRODUCCION

La hoja de Ribadeo está constituida por rocas cuya edad está comprendida entre el Cámbrico inferior y el Silúrico; las diferentes formaciones son esencialmente arenosas o pizarrosas, con la única excepción de un delgado horizonte carbonatado. Estos materiales fueron afectados por una importante deformación y metamorfismo mucho tiempo después de su depósito, durante la Orogenésis Herciniana, cuyas últimas manifestaciones incluyen el emplazamiento de un stock de rocas graníticas. El estilo estructural de la hoja viene caracterizado por una serie de grandes pliegues, muchos de los cuales no pasaron desapercibidos a los autores antiguos (figura 1). Los sedimentos postorogénicos quedan reducidos a un pequeño afloramiento de materiales estefanienses. Por último, es necesario alcanzar ya el Cuaternario más temprano para recuperar el registro estratigráfico del tiempo.

Los datos previos sobre la zona no son muy abundantes. Aparte de los datos proporcionados por autores antiguos (SCHULZ 1856; BARROIS 1882; ADARO 1916) no es hasta tiempos muy recientes que se encuentran referencias geológicas directas a la hoja (FARBER & JARITZ 1964; WALTER 1968; MARCOS 1973, principalmente).

Los datos existentes en esta Memoria sobre los depósitos de las rasas han sido proporcionados por G. MARY (Centre Universitaire du Mans) y los relacionados con rocas ígneas y metamórficas por F.J. MARTINEZ (Universidad de Oviedo).



2. ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista estratigráfico, los sedimentos presentes en la hoja pueden ser divididos en dos grandes grupos: el Paleozoico y el Cuaternario. Dentro del primero, pueden diferenciarse las formaciones siguientes:

- 1) Cuarcitas de Cándana (Cámbrico inferior).
- 2) Caliza de Vegadeo (Cámbrico inferior-medio?).
- 3) Serie de los Cabos (Cámbrico medio o Ordovícico inferior).
- 4) Pizarras de Luarca (Ordovícico medio).
- 5) Formación Agüeira (Ordovícico-medio?-superior).
- 6) Pizarras y ampelitas silúricas.
- 7) Conglomerados, brechas y areniscas estefanienses.

Por lo que respecta a la distribución de estos materiales, basta indicar que solamente la Serie de los Cabos constituye en afloramiento más del 80% de la extensión total de los terrenos paleozoicos.

El Cuaternario adquiere especial importancia en relación con la superficie plana de abrasión marina (rasa) que festonea la costa cantábrica en todo el ámbito de la hoja.

2.1. EL CAMBRICO INFERIOR E INFERIOR-MEDIO?: LAS CUARCITAS DE CANDANA (CA₁) Y LA CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂).

Las cuarcitas de Cándana forman un pequeño afloramiento en el acantilado de la costa del extremo NW. de la Hoja; en él se encuentran representados los términos superiores de esta formación, constituidos por areniscas feldespáticas y pi-



zarras con algunos niveles carbonatados hacia la parte más alta. Estos niveles constituyen la transición a la formación siguiente, la Caliza de Vegadeo, si bien esta última no aflora en esta localidad debido al recubrimiento cuaternario.

Los escasos afloramientos de la Caliza de Vegadeo quedan confinados al núcleo del anticlinal del Eo; así, esta formación puede observarse a ambos lados de la bahía de Castropol y en la playa de Penarronda, donde forma un amplio afloramiento limitado por fallas normales. Se trata de calizas muy recristalizadas y dolomías epigenéticas en las cuales la deformación y el metamorfismo han obliterado todo vestigio de textura original; algunas laminaciones que pueden observarse en las muestras son probablemente de origen tectónico. También se han observado en algunas muestras procesos de silicificación. En los niveles superiores de esta formación, en la playa de Penarronda, existen tobas ácidas con participación sedimentaria desigual; aparte del material de origen sedimentario, estas rocas están constituidas por cristales subidiomorfos de albita (originada probablemente por sausuritización de plagioclasas más básicas) y menos frecuentemente por clorita que parece seudomorfosear anfíboles.

2.2. EL CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂; CA₂-O₁^p; O₁^{as}; O₁; ε²).

Esta formación se presenta en la hoja en dos dominios paleogeográficos diferentes con facies también diferentes, estando constituido el límite entre ambos por un accidente tectónico (cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, ver sec-



ción 3, Tectónica). En publicaciones anteriores, estos dominios paleogeográficos han sido denominados "dominio del Navia y alto Sil (al E.) y "dominio del manto de Mondoñedo" (al W.) (MARCOS, 1973) y en ellos la facies de la Serie de los Cabos coincide respectivamente con la "facies Cabos" y "facies Ría" de JARITZ & WALTER (1970).

Al E. la Serie de los Cabos aflora parcialmente formando el flanco occidental del anticlinal de La Caridad. De acuerdo con MARCOS (1973) y MARCOS & PULGAR (in litt.), en este sector la formación está constituida por unos 3000 m de cuarcitas, areniscas y pizarras intercaladas en las que las estructuras sedimentarias evidencian un medio marino somero. Además, en esta sucesión ha sido posible realizar una división estratigráfica con base a pistas de Trilobites (Cruziana y otros) y establecer con relativa precisión su edad (ver MARCOS & PULGAR, in litt.).

En el dominio del manto de Mondoñedo, al W., las características de la Serie de los Cabos son bien diferentes. Dentro del ámbito de la hoja, a pesar de la amplitud de los afloramientos de esta formación, el replegamiento general y el recubrimiento cuaternario dificultan la obtención de una buena sucesión estratigráfica. Una descripción más detallada de las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas de la Serie de los Cabos, puede encontrarse en la Hoja nº 25 (Vegadeo) (MARCOS et. alt. , in litt.); un resumen de la división en miembros de esta formación y sus características litológicas puede observarse en la figura 2. De estos miembros, en la cartografía han sido representados el ni-



vel inferior de pizarras con Trilobites ("faunenmergel" de los autores alemanes) (CA_2) y las capas del Eo inferiores y superiores (O_1^{as} ; O_1), manteniéndose el resto indiferenciado a efectos cartográficos (CA_2-O_1P). Por lo que respecta a la edad de la Serie de los Cabos en este dominio, solamente han podido ser datados las pizarras con Trilobites -que pertenecen al Cámbrico medio- y las capas del Eo -que contienen las especies de Cruziana del "Grupo rugosa" y pueden atribuirse al Ordovícico inferior sin más precisiones.

Dentro de la Serie de los Cabos y al W. de Rinlo existen sills constituidos por rocas de color verdoso y grano fino, a veces con cierto aspecto tobáceo y afectadas por esquistosidad. Como minerales esenciales estas rocas presentan albita, tremolita-actinolita y clorita, teniendo como accesorios cantidades variables de cuarzo, pistacita, clinozoisita, apatito, biotita, circón, esfena e ilmenita. Su textura relictica permite considerarlas como diabasas. Estas rocas se encuentran intensamente retromorfoseadas en la facies de los esquistos verdes, no conteniendo ningún mineral correspondiente a las paragénesis primitivas.

2.3. EL ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O_2).

Los afloramientos de esta formación constituyen dos estrechos corredores en los extremos E. y W. del mapa: el flanco W. del anticlinal de La Caridad (ver fig. 3) y el núcleo del sinclinal de Villaodrid respectivamente. En ambos las características de las Pizarras de Luarca son perfectamente comparables y, al igual que en el resto de la Zona Asturocci



dental-leonesa, están constituidas por pizarras negras, masivas, ricas en pirita. Algunas intercalaciones arenosas, en general poco importantes, se encuentran hacia la parte inferior y superior de la formación, constituyendo los niveles de tránsito a las formaciones adyacentes (ver MARCOS, 1973, pp. 27 y WALTER, 1968, pp. 32). El espesor de las Pizarras de Luarca en el anticlinal de La Caridad es superior al del sinclinal de Villaodrid (300 m frente a 150 m). Si bien no han sido localizados fósiles en el ámbito de la hoja, su edad debe corresponder sin duda al Ordovícico medio (MARCOS, 1973; WALTER, 1968).

2.4. EL ORDOVICICO MEDIO?-SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA (O₂₋₃; O₂₋₃ q).

En el flanco W. del anticlinal de La Caridad, por encima de las Pizarras de Luarca se sitúan unos 3000 m de areniscas, pizarras y siltitas, con algún nivel de cuarcitas bien destacado en la topografía (O₂₋₃ q), que corresponden a la formación Agüeira (fig. 3). Las capas de areniscas presentan las características sedimentológicas propias de una turbidita (ver MARCOS, 1973, pp. 34-36). Si bien estos niveles son claramente reconocibles en el corte de la costa, hacia el S. el porcentaje de areniscas disminuye rápidamente con lo cual su límite con las Pizarras de Luarca resulta en ocasiones difícil de precisar. Una edad Ordovícico medio?-superior puede estimarse para estos depósitos por comparación con otras regiones (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974; PEREZ-ESTAUN, 1975).



2.5. EL SILURICO (S_1^{A-B}).

Los únicos materiales atribuibles al Silúrico -esencialmente ampelitas- ocupan el núcleo del sinclinal de Villae-drid, donde se encuentran intensamente deformadas. En estas ampelitas se han localizado restos indeterminables de Graptolites (?Monograptus). Teniendo en cuenta los datos existentes más al S., dentro de la misma estructura (HERNAN DEZ-SAMPELAYO, 1915; WALTER, 1968), puede asignarse a estos materiales una edad Llandovery medio-Wenlock superior.

2.6. EL ESTEFANIENSE ($H_{33}^B-H_{34}^B$).

Los depósitos estefanienses se limitan a un reducido afloramiento en la Punta del Cuerno. Allí, estos materiales fueron reconocidos y descritos por vez primera por BARROIS (1882, pp. 416-417), si bien este autor los atribuyó -no sin ciertas dudas- a la base de las "areniscas de Cabo Busto" (Ordovícico inferior). Los niveles basales están constituidos por un tramo de unos 20 m de espesor de conglomerados y brechas con una matriz detrítica grosera de tonos rojizos, y se apoyan discordantemente sobre la Serie de los Cabos. En este tramo inferior los cantos están constituidos por cuarcitas, areniscas, pizarras, pórfidos y cuarzo, y su tamaño oscila entre 30 cm y algunos milímetros; la forma de los cantos varía entre subredondeada y angulosa, dependiendo de la naturaleza de los mismos (fig. 4). Sobre estas brechas se sitúan unos 80 m de conglomerados polimicticos, areniscas y raras capas de pizarras negras, estando los conglomerados constituidos en su mayor parte por cantos de rocas detríticas con un



diámetro medio de unos 10 cm.

La atribución al Estefaniense de estos sedimentos está fuera de toda duda; a este respecto, FARBER & JARITZ (1964, pp. 724) citan una flora relativamente abundante correspondiente al Estefaniense B-C.

2.7. EL CUATERNARIO Y PLIOCUATERNARIO.

2.7.1. La rasa y sus depósitos (QRm; QRc; QAs).

La evolución del borde costero se caracteriza por la formación de una extensa superficie (rasa) y el posterior encaramiento de los valles y formación de rías, en cuyos bordes se encuentran depósitos situados a alturas inferiores a las de la rasa.

2.7.1.1. La rasa: su origen.

La rasa tiene las siguientes características: posee una pendiente hacia el mar del 1,8%; la altura del acantilado de crece desde 40 m en Porcía a menos de 20 m hacia el W.; la altura de la línea de unión de la rasa con los valles de montaña desciende también de E. a W., desde 100 m en La Roda a unos 60 m cerca de Reinante; la anchura de la rasa se reduce de E. a W. de 5 Km en Tapia de Casariego a 1 Km en Reinante. La rasa posee en diversos puntos sobre su superficie cantos marinos (QRm), hecho que ha sido reconocido desde antiguo (HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1913; BIROT & SOLE SABARIS, 1955; NONN, 1960; HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1963).

Por lo que respecta al origen, HERNANDEZ-PACHECO (1932) había pensado en un origen exclusivamente continental.



Posteriormente se postuló un origen continental con un retoque marino (HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1959, 1963; ASENSIO AMOR, 1970) y NONN (1966) le asignó un origen marino, pero aceptando que pudo estar prefigurada por glacis preexistentes muy alterados.

En cuanto a la edad, ASENSIO AMOR & NONN (1964) han demostrado que la rasa es anterior al Tirreniense. BIROT & SOLE SABARIS (1954) indicaron que la rasa está basculada al W. y esta idea ha sido en general aceptada con posterioridad (HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1959, 1963; LLOPIS LLADO, 1955, 1964). No obstante, MARY (1970, 1971) indicó que los cantos marinos están distribuidos por toda la superficie de la rasa y que en Ribadeo existen dos niveles a 100 y 55-60 m que al E. de la ría se confunden en uno solo nivel; basándose en estos hechos MARY (1970, 1971) supone que la rasa, aparentemente uniforme, estaría en realidad formada por diferentes elementos, cada vez más modernos hacia el W. La existencia de niveles marinos escalonados a diferentes alturas (por debajo de la rasa) que se encuentran en distintos puntos de la costa asturiana (MARY, 1968, 1971a, 1971b; MARY, MEDUS & DELIBRIAS, 1975) los más altos de los cuales se pueden relacionar con los interglaciares Mindel-Riss y Günz-Mindel, llevan a MARY a considerar que de los dos niveles de rasa que se ven en Ribadeo, el de 60 m corresponde al final del Plioceno mientras que el de 100 m sería de edad pliocena.

2.7.1.2. Depósitos continentales sobre la rasa (QRc).

Una franja de coluviones se extiende sobre la parte oriental



tal de la rasa, al pie de los relieves entre La Roda y la ría del Eo. Estos materiales son poco espesos y están formados por cantos, arenas y arcillas; su formación tuvo lugar antes del encajamiento de los valles en la ría, probablemente en el Plioceno superior o el Villafranquiense inferior. En La Roda existe un depósito de arcillas que alcanza de 6 a 7 m. de espesor; la arcilla está formada por illita degradada y caolinita y contiene restos de pizarras y granos de cuarzo, así como algo de gibsita y de geotita, se trata de materiales formados bajo un proceso de alteración correspondiente a un clima templado, relativamente cálido y húmedo.

Al W. de la ría de Ribadeo, entre Santa Cruz y Reinante, existe igualmente una formación ~~oluvionar~~ (HERNADEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1959) que se extiende sobre la superficie de la rasa apoyándose sobre los materiales marinos o mezclándose con ellos. La formación de este depósito tuvo lugar probablemente en varias etapas durante las oscilaciones climáticas pleistocenas.

2.7.1.3. Evolución posterior a la formación de la rasa.

MARY (1968, 1971a, 1971b) puso de manifiesto en la desembocadura del río Esba (Hoja de Luarca), la existencia de tres niveles marinos escalonados a 6-7 m, 12-15 m. y 28-30 m; el nivel más bajo representaría oscilaciones al principio del interglaciar Riss-Würm y del principio del Würm y los más altos se podrían relacionar con los interglaciares Mindel-Riss y Günz-Mindel. Las terrazas aluviales de la ría del Eo, descritas por ASENSIO AMOR & NONN (1964), situadas a 30 y 10 m. co-



rresponden a las formaciones costeras a alturas comparables y tienen por tanto la misma edad.

En la orilla derecha de la bahía del río Porcía existen depósitos marinos formados por bloques, cantos y arenas aglomeradas por un cemento ferruginoso. Estos depósitos forman dos niveles, a 13-14 m. y a 6 m; por analogía con los depósitos de Asturias oriental corresponderían respectivamente a los interglaciares Mindel-Riss y Riss-Würm.

Durante el Würm se excavó la ría del Eo hasta 40 m. por debajo del nivel del más actual (HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR, 1963). El relleno de la ría se realizó durante el ascenso de nivel del mar flandriense (Versiliense). MARY (1975) ha reconocido en Las Fontias, cerca de Penarronda, trazas de un depósito marino algo por encima del nivel actual de pleamar y que ha dado una edad de 1920 ± 110 años B.P.; se trata con toda probabilidad de una oscilación positiva del Flandriense superior.

Por último, sobre la superficie de la rasa existen depósitos cuaternarios modernos y suelos más o menos continuos, que se han representado en la cartografía (Q_{As}).

2.7.2. Los depósitos actuales.

En la cartografía que acompaña a la presente memoria han sido diferenciados depósitos de playas (QP), fondos aluviales (QA1), marismas y depósitos de barros (QM) y derrubios de la dera (QL). Otros depósitos menores característicos pero que impiden la observación efectiva de los materiales del sustrato se encuentran también representados como depósitos cuaternarios indiferenciados (Q).



3. TECTONICA

El ámbito de la hoja forma parte de la rama N. de la Zona Asturoccidental-leonesa, en la cual, las estructuras existentes son el resultado de una deformación desarrollada a lo largo de tres fases principales bien diferenciadas que se produjeron durante la orogénesis Herciniana (MARCOS, 1973).

De acuerdo con este autor, la primera fase daría lugar a pliegues asimétricos de traza axial N.-S., vergentes al E. y acompañados de esquistosidad de flujo. La segunda fase daría lugar a cabalgamientos de trazado N.-S., dirigidos hacia las zonas externas y con estructuras menores asociadas. Finalmente, la tercera fase originaría principalmente pliegues subverticales, de traza N.-S. y acompañados de esquistosidad de creñulación. En el área de la hoja se encuentran representadas estructuras correspondientes a las tres fases mencionadas, adquiriendo particular desarrollo las originadas durante la primera fase de deformación.

3.1. LAS GRANDES ESTRUCTURAS.

De la observación de la cartografía se evidencia la existencia de dos unidades estructurales diferentes separadas por un importante cabalgamiento (fig. 5).

A) La Unidad del Eo (MARCOS, 1973) y

B) El Flanco W. del anticlinal de La Caridad-San Martín.

A) La Unidad del Eo.- Ocupa la mayor parte de la extensión de la hoja, formando parte a su vez de una estructura mayor denominada manto de Mondoñedo (MATTE, 1968; WALTER, 1968),



el cual está constituido por varios pliegues acostados de grandes dimensiones. El conjunto se encuentra afectado en su parte oriental (que es la que aparece en la hoja) por un cabalgamiento, el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo (MARCOS, 1973). Dentro de esta unidad, la porción situada al E. de la ría del Eo, puede considerarse como la parte frontal del manto, que corresponde a la zona de charnela de un gran pliegue acostado cuyo flanco inverso está cortado por el citado cabalgamiento. Aunque estos pliegues acostados se originaron durante la primera fase de deformación, también sufrieron deformación durante la tercera fase, lo cual da lugar a figuras de interferencia, principalmente del tipo 3 de RAM SAY (1967), al ser homoaxiales los pliegues de 1^a y 3^a fase.

Dentro de la Unidad del Eo son visibles las siguientes estructuras mayores:

a) Sinclinal de Villaodrid (WALTER, 1968): aparece en el extremo occidental de la hoja. Se trata de un sinclinal apretado, fuertemente vergente hacia el E. y que se prolonga a lo largo de decenas de kilómetros hacia el S., manteniendo un trazado general N.-S. (MARCOS, 1973). Este trazado sufre, no obstante, un cambio brusco al llegar cerca de la costa, desviándose hacia el W., por lo cual aparece en la zona W. de la hoja con un trazado arqueado, ya que es en ella donde se produce precisamente este cambio de dirección. Este sinclinal se produjo durante la primera fase de deformación, y el cambio de dirección descrito no es otra cosa que una figura de interferencia producida por la superposición de la tercera fase.



b) Anticlinal del Eo (WALTER, 1968): entre el sinclinal de Villaodrid y el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo aparecen varios pliegues de diversos ordenes de dimensiones. Entre estos, el anticlinal del Eo es el único en cuyo núcleo aflora de forma constante, bien sea la Caliza de Vegadeo o bien las pizarras con Trilobites de la parte inferior de la Serie de los Cabos. Se trata de un anticlinal vergente hacia el E., aunque menos que el sinclinal de Villaodrid. Su traza axial es N.-S. y puede seguirse a lo largo de más de 70 Km. Se trata también de una estructura formada durante la primera fase de deformación.

c) Cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo (MARCOS, 1971, 1973): esta fractura aparece en la parte oriental y se ha originado durante la segunda fase de la deformación. Como ya se ha dicho, esta cabalgamiento separa dos unidades diferentes tanto desde el punto de vista paleogeográfico como estructural. Su trazado se prolonga hacia el S., continuándose por el cabalgamiento de Ponferrada (PEREZ-ESTAUN, 1975) hasta quedar oculto bajo la cobertura terciaria de la Meseta, dibujando por tanto el arco que describen todas las estructuras hercinianas en el NW. de la Península. La superficie de fractura presenta una fuerte inclinación hacia el W., lo cual se debe a efectos de deformaciones posteriores. En su extremo N., junto a la costa, el cabalgamiento ha sido destruido por la intrusión posterior del granitoide de Salave.

B) Flanco W. del anticlinal de La Caridad-San Martín.- Al E. del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo aparece un conjunto de pliegues, todos ellos ligeramente vergentes ha



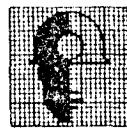
cia el E. y de los cuales el más occidental es el anticlinal de La Caridad-San Martín, que tiene en su núcleo la Serie de los Cabos y presenta un trazado N.-S. de más de 80 Km (MARCOS, 1973). En la hoja sólo aparece, en su extremo occidental, el flanco W., constituido por una serie monoclinal inclinada aproximadamente hacia el W.

3.2. LAS FASES DE DEFORMACION HERCINIANAS.

3.2.1. Primera fase de deformación.

Pasando por alto las grandes estructuras ya descritas, la primera fase de deformación queda evidenciada por la presencia de numerosos pliegues menores acompañados de una fuerte esquistosidad de flujo. El corte de la costa de esta hoja constituye uno de los mejores de la Zona Asturooccidental-leonesa para analizar los efectos de esta primera fase a escala de afloramiento.

Los pliegues menores son subcilíndricos, asimétricos y de ejes muy poco inclinados hacia el NE. o hacia el SW. (fig. 6A). La posición de su plano axial es variable; al W. de la ría del Eo, se trata de pliegues acostados y por tanto de plano axial poco inclinado; al E. de la ría del Eo, su superficie axial buza entre 55 y 85°, siendo claramente vergentes al SE. (fig. 6B). Su ángulo entre flancos más frecuente oscila entre los 40 y 50°, aunque en general disminuye hacia el W. En cuanto a su morfología, se observa una clara coexistencia entre pliegues aproximadamente similares y de tipo "chevron", coexistencia que existe, tanto a lo largo de las capas plegadas como a lo largo de una misma superficie axial. La morfo-



ología de algunos de estos pliegues puede verse en la fig. 7.

La esquistosidad de flujo que acompaña a estos pliegues es generalmente paralela al plano axial. Localmente, se ha observado, en pliegues donde predominan materiales competentes, que esta esquistosidad se convierte en una "esquistosidad de fractura" en abanico convergente (fig. 7A). Asociados a la esquistosidad, son particularmente visibles, tanto a escala macroscópica como microscópica, efectos de una importante disolución por presión que se manifiesta por la destrucción de laminaciones arenosas debida a la movilización del cuarzo, transposición de la estratificación, acumulación de minerales fémicos a lo largo de los planos de esquistosidad, etc. En los contactos entre capas competentes e incompetentes se observan frecuentemente estructuras analogas a "mullions" (ripples tectónicos) que definen una lineación paralela a la de intersección de la estratificación con la esquistosidad.

3.2.2. Segunda fase de deformación.

En el área de la hoja no se han observado estructuras menores asociadas al cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, que es la única estructura importante correspondiente a esta fase que existe en ella.

3.2.3. Tercera fase de deformación.

A escala cartográfica, los efectos de esta fase se manifiestan por las modificaciones que produce en los pliegues de la primera fase de deformación. Al W. de Ribadeo, se observan en la Serie de los Cabos algunos pliegues mayores en cas-



cada que se han originado durante esta fase ya que deforman a la primera esquistosidad. La posición de la primera esquistosidad puede utilizarse, como referencia para conocer los efectos de la tercera fase. Así, al W. de la ría del Eo, la esquistosidad de flujo se encuentra subhorizontal o basculada hacia el NE., mientras que al E. de la ría dicha esquistosidad se inclina fuertemente hacia el W., lo cual permite deducir un sinformal de tercera fase cuyo núcleo debe de situarse hacia la ría del Eo.

Los pliegues menores correspondientes a esta fase son poco abundantes, observándose algunas ondulaciones suaves al W. de la ría del Eo y pliegues menores aislados (fig. 8). También se observan localmente a lo largo de toda la hoja "kink bands" y esquistosidad de crenulación pertenecientes a esta fase.

3.2.4. Las deformaciones tardías.

Entre las estructuras que se originan con posterioridad a las tres fases antes citadas cabe destacar: a) Pliegues laxos, de trazado axial aproximadamente NW.-SE.; son los causantes de cabeceos de los pliegues originados durante la primera fase de deformación. b) Diaclasas y pequeñas fallas; en general poseen una disposición transversal con relación a las estructuras hercinianas. Las diaclasas son a veces muy sistemáticas y poseen ornamentaciones en los planos de fractura. Su posición puede observarse en los estereogramas de la fig. 9.

4. METAMORFISMO

Los diversos materiales paleozoicos preestefanienses presentes en la hoja, sufrieron un metamorfismo regional de bajo grado cuyas paragénesis no superan nunca la facies de los esquistas verdes. Todas la paragénesis presentes contienen cuarzo como fase mineral excedentaria, siendo las más representativas las siguientes:

- I Clorita-moscovita
- II Clorita-moscovita-albita
- III Clorita-moscovita-microclina-albita
- IV Biotita-clorita-moscovita
- V Biotita-clorita-moscovita-albita
- VI Cloritoide-clorita-moscovita

Estas paragénesis se pueden separar en dos grupos: unas conteniendo clorita, y otras cloritoide ó biotita (fig. 10). Esto supone que en determinados puntos se entra en la zona de la biotita; sin embargo esta aparece únicamente en una forma errática sin que sea posible determinar áreas concretas.

La cristalización de la clorita y el cloritoide comienza, en algunos casos, con anterioridad a la primera fase, se sigue durante ella y en ocasiones estos minerales llegan a ser postectónicos. La biotita se presenta en secciones basa les ó en cristales tabulares que en ocasiones se disponen per pendicularmente a la esquistosidad de flujo de primera fase. En adición, en las rocas que contienen biotita, los cuarzos parecen mostrar síntomas de incipiente recristalización lo cual permite considerar las paragénesis con biotita como debi



das a pulsaciones térmicas tardías.

Dado que las paragénesis presentes corresponden a grados muy incipientes de metamorfismo, no es posible definir, en base a ellas, el tipo concreto de metamorfismo; sin embargo, de acuerdo con los datos proporcionados por otros autores sobre el metamorfismo regional en la Zona Asturoccidental-leonesa (CAPDEVILA, 1969) se trataría de las paragénesis de bajo grado correspondientes a un metamorfismo de tipo intermedio de baja presión.

Por otra parte, en relación con el emplazamiento de los stocks de Porcía, Salave y Represas se desarrolla un metamorfismo de contacto que llega a alcanzar la facies de las corneanas piroxénicas. Este metamorfismo constituye una aureola poco extensa en torno a los citados plutones.

5. ROCAS IGNEAS

5.1. ROCAS PLUTONICAS

Las rocas plutónicas constituyen tres afloramientos situados en la mitad oriental de la hoja, que son los stocks de Porcía, Salave y el pequeño stock de la playa de Represas. Los dos primeros se encuentran separados por una estrecha franja de rocas metasedimentarias. Estas rocas han sido objeto de un estudio detallado por parte de SUAREZ & SUAREZ (1970). Fundamentalmente están formados por rocas básicas e intermedias a las que acompañan términos ácidos (fig. 11). Las primeras son gabbros ó dioritas y menos frecuentemente noritas, que estructuralmente son rocas de grano fino, melanocráticas, con un bandeadido definido por la mayor o menor abundancia de fémicos



que es principalmente visible en el borde NE. del plutón de Porcía. Los términos ácidos, constituidos por granodioritas y leucogranitos moscovíticos, se encuentran en filones dentro de las facies más básicas anteriormente descritas. Los términos básicos presentan una textura hipidiomórfica granular, a veces porfídica, y están constituidos por plagioclásas zonadas con núcleos An₈₆₋₆₃ y bordes An₆₂₋₅₀ (SUAREZ & SUAREZ, 1970), feldespato potásico (ortosa), biotita, clino piroxeno, hiperstena (presente únicamente en algunas facies) y hornblenda como minerales esenciales. La hornblenda se desarrolla a partir de piroxenos preexistentes formando bordes alrededor de los mismos. Como minerales accesorios presentan: apatito, pequeñas cantidades de cuarzo, minerales opacos, allanita, turmalina, pistacita, circón y calcita. Los términos ácidos -granodioritas a leucogranitos moscovíticos- presentan texturas desde hipidiomórficas a alotriomórficas granulares siendo su composición: cuarzo, andesina, oligoclasa, microclina, ortosa, biotita, clorita y moscovita, como minerales esenciales.

El emplazamiento de estos plutones se realizó probablemente por un proceso de "cauldron subsidence", con el cual el granito no parece haber tenido un comportamiento activo frente al encajante. Un ejemplo de este modo de emplazamiento puede observarse en la playa de Represas, cerca de Tapia de Casariego, en la que se observan brechas en contacto con el granito y estructuras comparables a "ring dykes".

5.2. FILONES (F, q).

En esta zona existen una serie de filones constituidos exclusivamente por microgranitos y felsitas con caracteres sub-



volcánicos que parecen estar ligados a fenómenos magmáticos tardihercinicos e incluso posteriores. También han sido representados en el mapa diques de cuarzo.

6. HISTORIA GEOLOGICA

La historia sedimentaria y estructural de los materiales paleozoicos presentes en la hoja se inscribe en la evolución general de la Zona Asturoccidental-leonesa. Las condiciones de sedimentación registran un cambio progresivo desde medios marinos someros en los que se depositan materiales detríticos y carbonatados (Cuarcitas de Cándana, Caliza de Vegadeo y Serie de los Cabos), a profundos con el depósitos de sedimentos transportados por corrientes de turbidez (Formación Agüera); esta evolución termina antes del depósito de los materiales silúricos (MARCOS, 1973). Estas rocas sufrieron una deformación polifásica y metamorfismo regional durante la orogenésis herciniana; la deformación incluye sucesivamente el desarrollo de grandes pliegues acostados -la terminación oriental del manto de Mondoñedo constituye la mayor parte de la hoja- y cabalgamientos, ambos vergentes al E., y pliegues de superficie axial subvertical (WALTER, 1968; MARCOS, 1973). Las últimas manifestaciones de la orogenésis herciniana incluyen el emplazamiento de plutones de rocas ígneas. El resto de los terrenos paleozoicos -depósitos estefanienses de la Punta del Cuerno- son discordantes sobre su sustrato y claramente posteriores a los acontecimientos antes citados. Después del depósito de estos materiales se desarrollan aún algunas estructuras poco importantes regionalmente, tales como plie-



gues de traza axial E.-W.

Por último, cabe destacar, por el fuerte carácter que imprime a la hoja, la formación de una superficie de abrasión marina (rasa) durante el Cuaternario más temprano.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

En el ámbito de la hoja existen algunas explotaciones mineras, la mayor parte paradas y una cierta variedad de indicios que han sido reconocidos expresamente para el presente trabajo recopilando el mayor número de datos posible.

7.1.1. Minas

Los elementos objeto de especial interés son el Oro, Molibdeno y Hierro. El interés general por los dos primeros viene de muy antiguo (posiblemente del Imperio Romano), centrándose las investigaciones en la zona de Salave. Situado en la costa, al W de la hoja, existe una intrusión granítica de dirección NNW-SSE en el llamado Campo de Salave que ocupa una extensión de dos mil quinientos metros de longitud por mil trescientos metros de altura. Como ya se ha indicado existen antiguas labores destinadas a la explotación de oro y otras más recientes para investigación y también explotación de molibdenita. La presencia de estos minerales es muy constante en toda la zona, si bien las leyes son muy pobres. Respecto a las hipótesis de formación del yacimiento, alguno autores consideran que se trata de la ascensión por fallas y demás planos de discontinuidad de una solución hidrotermal en forma de chimenea afectando al granito, cuya pa-



ragénesis contiene pirita y arsenopirita como minerales más importantes y molibdenita, bornita y estibina como menos importantes. Asociados a estos sulfuros se presenta el oro con leyes en general muy bajas, en estado nativo. En esta zona se han realizado campañas geoquímicas en sucesivas etapas, observándose anomalías en Au, Cu, Pb, Zn, Mo y As. En la actualidad prosiguen intensamente los trabajos de investigación mediante sondeos y prospecciones físico-químicas.

Más al E del batolito de Salave y en la desembocadura del río Porcía se encuentran las antiguas explotaciones de hierro de Porcía propiedad de Fábrica de Hierros S.A. Se trata de una mineralización de hierro (oligisto con textura oolítica) interestratificada en las cuarcitas de la Formación Agüeira, donde se aprecian unas labores muy intensas consistentes en varios niveles de explotación, citándose hasta 10 capas. El mineral era transportado mediante una vía férrea a lo largo de 400 m hasta un cargero en la Concha de Porcía.

Esta misma empresa explotó varias minas más. Se sitúan todas en la concesión Acebedo y se denominan "La Grandela", "La Veneira" y "José A. del Valle". La primera es de siderita y las otras de pirita óxida y oligisto. En La Vegaína, al S.E. de la hoja, hay antiguas labores para la explotación de oligisto. Donde es posible se observa el paralelismo entre la mineralización y la roca encajante con direcciones muy similares.

Estos yacimientos son comparables por sus características



a los de Couso, Meredo y Pélago enclavados en la hoja 25 Vegadeo. En Granda está la mina "Amparo" de caolín, explotada a cielo abierto, propiedad de la S.M. Duro Felguera. Se encuentra parada desde hace siete años y la producción era de 25Tm/día.

7.1.2. Canteras

En las proximidades de Cinge se sitúa una cantera, en la actualidad abandonada, dentro de las pizarras de Luarca, cuya producción como es habitual en toda la región era destinada a materiales de construcción (pizarras de techar).

En la localidad de Fabal (Castropol), en la parte central de la hoja y hacia el S de la misma, se sitúa una explotación de arcillas con destino a la producción de ladrillos alcanzando una producción de 30 Tm/día. En La Roda hay otra, parada, de la misma empresa.

En esta localidad hay una cantera situada sobre un nivel cuarcítico en la Formación Agüirra.

7.2. INDICIOS

El panorama minero se completa con una serie de indicios mineralógicos que si bien son abundantes en número su interés económico intrínseco es escaso. Así, existen indicios de hierro y manganeso en las proximidades de Castropol, Acebedo y al S.E del Mondigo, de oro en Barreiros y Sueiro y de hierro al N de Valdeparres, Cantón, Sueiro, Palogra, Cabaleiros, Péligos, alrededores de Piñera, Valín, A de Obe, E de Vilela, Reirengos, Reinante y N.E de Cinge.

En la actualidad, Iminsa está llevando a cabo el estudio



del permiso de investigación Navia que comprende entre otras una parte de la presente hoja, dentro de la cual se han tomado 50 muestras para un estudio geoquímico de aluviones en la red de drenaje, centrándose la prospección en el Pb y Zn, no pudiendo adelantarse, hasta el momento, más que escasos datos puesto que el proyecto se encuentra en plena elaboración y análisis de muestras.

7.3. HIDROGEOLOGIA

Por lo que respecta a la acumulación de aguas profundas su viabilidad es escasa debido a las características estratigráficas de la región y solamente, y en puntos muy localizados surge agua en zonas que se ven favorecidas en este sentido por los planos de estratificación, esquistosidades, fallas, cabalgamientos, diaclasas, etc.

Más probables son las acumulaciones de agua superficial bien en los depósitos cuaternarios, ampliamente representados, o bien por fenómenos de percolación en las proximidades del río Eo originando las aguas subáreas de frecuente uso en dicho entorno.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de & JUNQUERA, G. (1916).- "Hierros de Asturias". Mem. Inst. Geol. y Min. Esp. (Criaderos de hierro de España, t. II) 610, pp., 35 figs., 12 láms., Madrid
- ASENSIO AMOR, I. (1970).- "Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-asturica en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. Estudios Geol., t. 26, pp. 29-91



- ASENSIO AMOR, I. & NONN, H. (1964).-Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. Estudios geográficos, nº 96, pp. 319-336
- BARROIS, Ch. (1882).-“Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice”. Mém. Soc. Geol. du Nord, t. 2, nº 1, 20 láms. Lille.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954).-Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Mem. Doc. Centre Doc. Cartogr. Géogr. C.N.R.S., t. 4, pp. 11-61.
- CAPDEVILA, R. (1969).-Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). Thèse, Univ. de Montpellier, 430 pp.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PIREZ-ESTAUN, A. (1974).-“Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations”. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., vol. 15, pp. 169-184, 4 figs.
- FARBER, A. & JARITZ, W. (1964).-“Die Geologie des Westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)”. Geol. Jb., t. 81, pp. 679-738, 3 figs. 4 láms. Hannover.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932).-Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos. Asoc. Esp. Progr. Ciencias, Congr. Madrid.
- & ASEÑSIO AMOR, I. (1959).-Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. Tramo comprendido entre las rías del Eo y Foz. Bol. R.S.E.H.N., t. 57 (sección geol.), pp. 75-100.
- & ----- (1963).-Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. V. Tramo comprendido entre el valle del río Porcía y la ría del Eo. Bol. R.S.E.H.N., t. 61, nº 1 (Sección geol.), pp.



89-119.

- HERNANDEZ-SAMPELAYO; P. (1913). - Estudio geológico de la costa de la provincia de Lugo. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. 34, pp.- 83-171.
- (1915). - Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. XXXVI (t. XVI, 2^a ser.), pp. 277-303, 8 láms., 1 map., Madrid
- JARITZ, W. & WALTER, R. (1970). - Faziesuntersuchungen im Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). Geol. Jb., vol. 88, pp. 509-552, 6 figs., 14 láms. Hannover.
- LLOPIS LLADO, N. (1955). - Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). Speleon, t. 6, nº 4, pp. 333-348, Oviedo.
- (1964). - Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias). Excma. Diputación provincial de Oviedo. Instituto de estudios asturianos. Inst. Geol. Min. España.
- MARCOS, A. (1970). - "Sobre la presencia de un flysch del Ordoví cico superior en el occidente de Asturias (NW de España)". Brev. Geol. Ast., año XIV, nº 2, pp. 13-28, 18 figs., Oviedo
- (1971). - Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). Brev. Geol. Astur., año XV, nº 4, pp. 59-64, 5 figs., Oviedo.
- (1973). - "Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España)". Trabajos de Geo., nº 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs. Oviedo



IMINSA

.32.

- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (in litt.).-Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 10-03(11) (Luarca). Inst. Geol. Min. Esp. Madrid
- ; PEREZ-ESTAUN, A.; MARTINEZ, F.J. & VARGAS, I. (in litt.).- Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 09-04(25) (Vegadeo). Inst. Geol. Min. Esp. Madrid
- MARY, G. (1968).- "Les formations marines actuelles et fossiles à l'embouchure du río Esba (Luarca, Asturias, Espagne)." Cah. océan., 20^e sér., 8^e vol., pp. 683-693.
- (1970).- "La rasa cantabrique entre Luarca et Ribadeo (Asturias, Espagne)." Brev. Geol. Asturica, Año XIV, nº 4, pp. 45-48, Oviedo.
- (1971 a).- "Les hautes surfaces d'abrasion marines de la côte asturienne (Espagne)." Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Editions Technip. Paris. V. 5, pp. 1-12.
- (1971 b).- "Les formations quaternaires de la côte asturienne (Espagne) entre Ribadesella et Comillas." Bull. AFEG, vol. 2, pp. 111-118.
- ; MEDUS, J. & DELIBRIAS, G. (1975).- "Le quaternaire de la côte asturienne (Espagne)." Bull. AFEG, vol. 1, pp. 13-23.
- MATTE, Ph. (1968).- "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)." Geol. Alpine, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms. Grenoble.
- NONN, H. (1960).- "Les dépôts de la "rasa" cantabrique dans sa partie occidentale (Galice, Espagne)." Rev. Geomorph. Dyn., Año



11, nos 7, 8 y 9.

NONN, H. (1966). - Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg, t. 3, pp. 1-591.

PEREZ-ESTAUN, A. (1975). - "La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona asturoccidental-leonesa (S de León NW de España). Tesis. Universidad de Oviedo.

RAMSAY, J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Co., 1 vol., 568 pp., New York.

SCHULZ; G. (1858). - "Descripción geológica de la provincia de Oviedo". Edit. José González, 1 vol., 138 pp., 1 map. - 1:400.000 (fecha 1857), 1 map. topográfico, 1 láms. cortes. Madrid.

SUAREZ MENDEZ, O. & SUAREZ, S.V. (1970). - Sobre las rocas plutónicas de la zona de Tapia (Asturias, España). Bol. Geol. Min. t. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 43-49, 3 figs., 1 map., Madrid.

WALTER, R. (1968). - "Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)". Geotekt. Forsch. vol. 27, pp. 3-70, 8 figs., 5 láms. Stuttgart.



EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

Fig. 1.- Corte paralelo a la costa desde Ribadeo a Navia, se gún ADARO & JUNQUERA (1916): S, pizarras del Silurio no superior; c, cuarcita con escolitos; Cm, pizarras y cuarcitas del Cambriano superior; a, caliza con fauna primordial; b, filadios y cuarcita del Cambria no inferior; H, mineral de hierro; F, grandes fallas generales. Algunas de las estructuras más caracterís ticas de la hoja, tales como el sinclinal del Mondi go, el anticlinal del Eo y el anticlinal de San Martín, se encuentran ya reflejadas en este corte.

Fig. 2.- Sucesión estratigráfica de la Serie de los Cabos al W. de Vegadeo (según MARCOS et alt. , in litt.)

Fig. 3.- Corte a lo largo del acantilado de la costa, mostran do la sucesión estratigráfica de las Pizarras de Luar ca y Formación Agüeira en el flanco W. del anticlinal de La Caridad (según MARCOS, 1973).

Fig. 4.- Conglomerados basales en los depósitos estefanienses de la Punta del Cuerno. Se destaca el carácter poligénico y heterométrico de la roca y la extremada va riación en la forma de los cantos (tomado de una fotografía).

Fig. 5.- Esquema del manto de Mondoñedo mostrando la situación de las diferentes estructuras citadas en el texto (se gún MARCOS, 1973).

Fig. 6.- Estereogramas mostrando la disposición de los ejes (A) y superficies axiales (B) de los pliegues meno res de primera fase. Corte de la costa en los alrededo res de Tapia de Casariego.

Fig. 7.- Morfología de los pliegues de primera fase. A, pliegue aproximadamente concéntrico; B, C y E, pliegues tipo chevron; D, pliegue similar; F, pliegue similar fuer temente aplastado. Corte de la costa en los alrededo res de Tapia de Casariego (Serie de los Cabos).

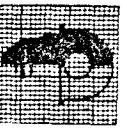


Fig. 8.- Estructuras menores de tercera fase en la Playa de las Acias, al S. de Figueras. El material competente (en negro) desarrolla pliegues ptygmáticos mientras que los niveles laminados que lo engloban se deforman dando lugar a kink-bands.

Fig. 9.- Estereograma mostrando la disposición de los planos de diaclasas en los alrededores de Tapia de Casariego.

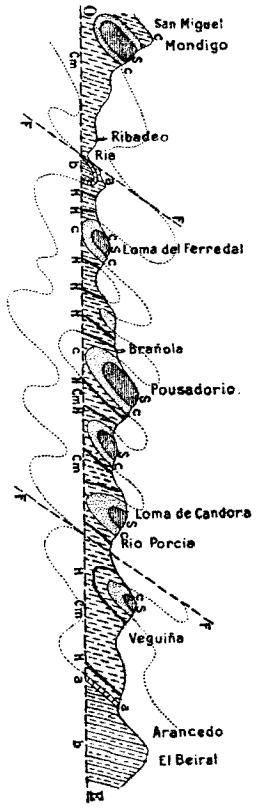
Fig. 10.- Representación AFM de las paragénesis por encima de la isograda de la biotita o cloritoide. Ambos minerales son incompatibles en una misma asociación.

Fig. 11.- Representación de 80 análisis modales de las rocas ígneas del plutón de Salave-Porcía (según SUAREZ & SUAREZ, 1970).



IMINSA

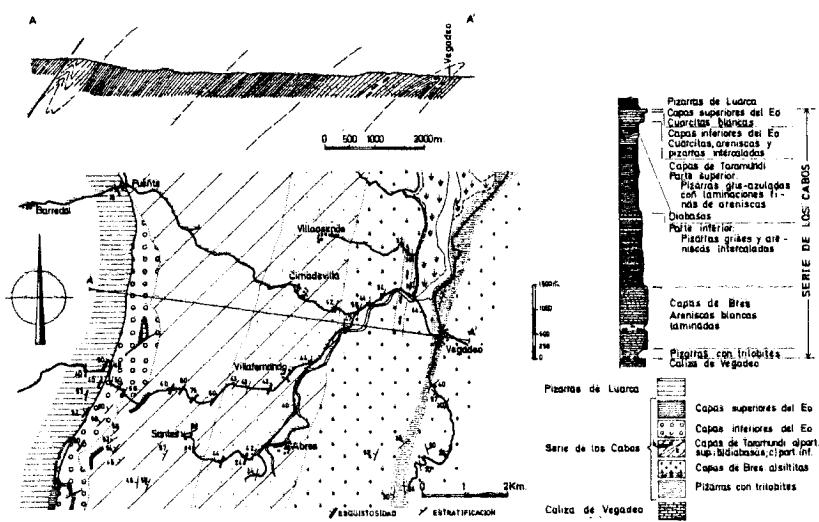
Fig. 1.





IMINSA

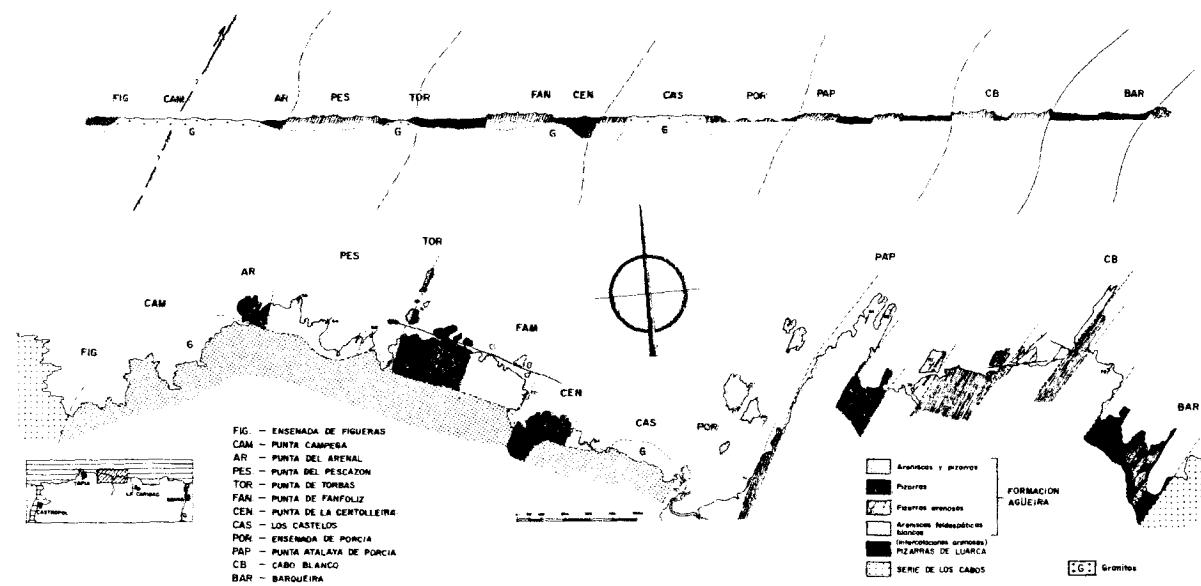
Fig. 2.





IMINSA

Fig. 3.





IMINSA

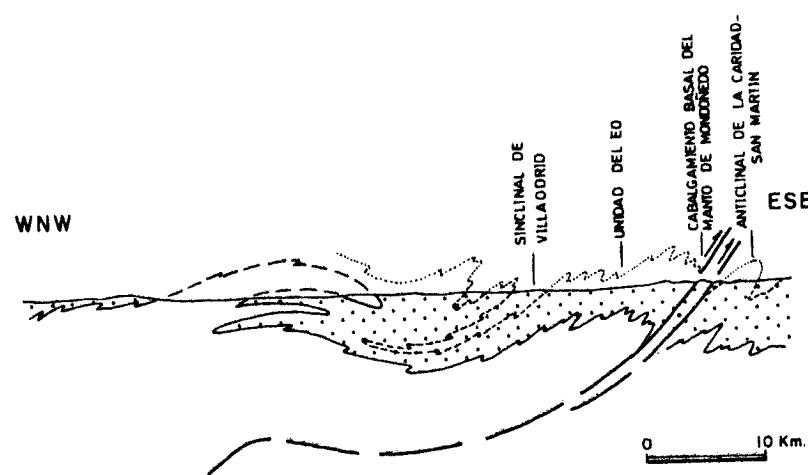
Fig. 4.





IMINSA

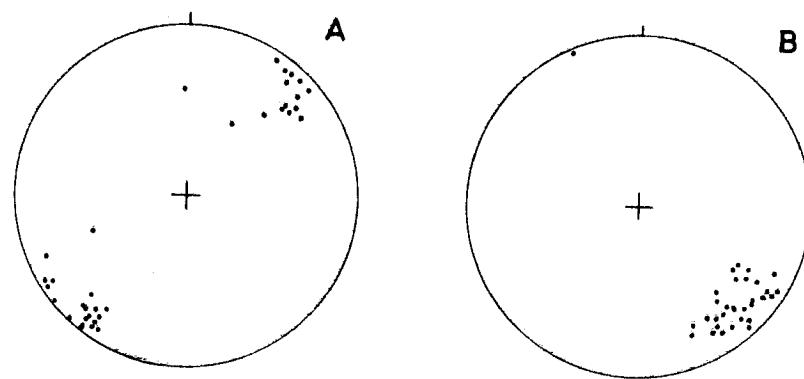
Fig. 5.





IMINSA

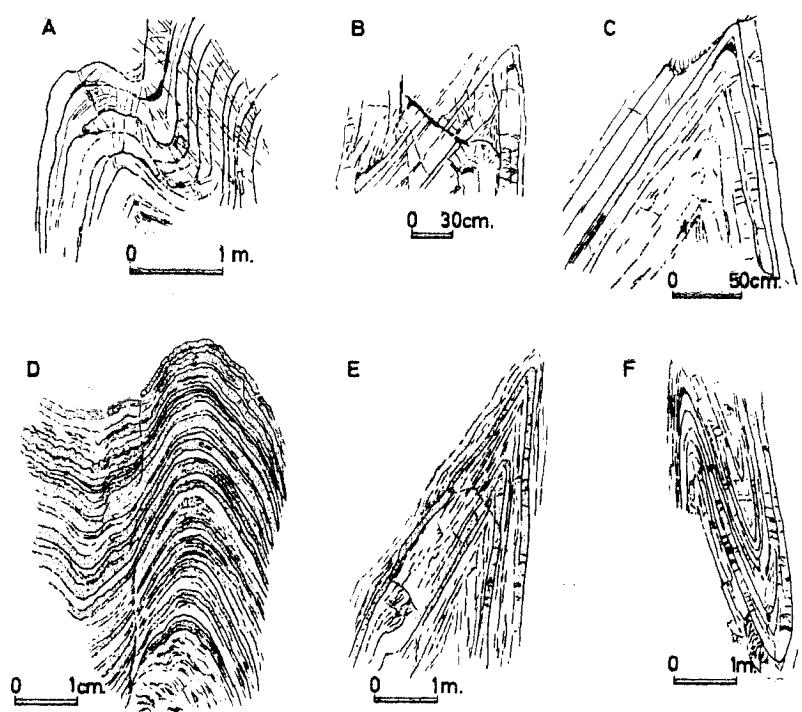
Fig. 6.





IMINSA

Fig. 7.





IMINSA

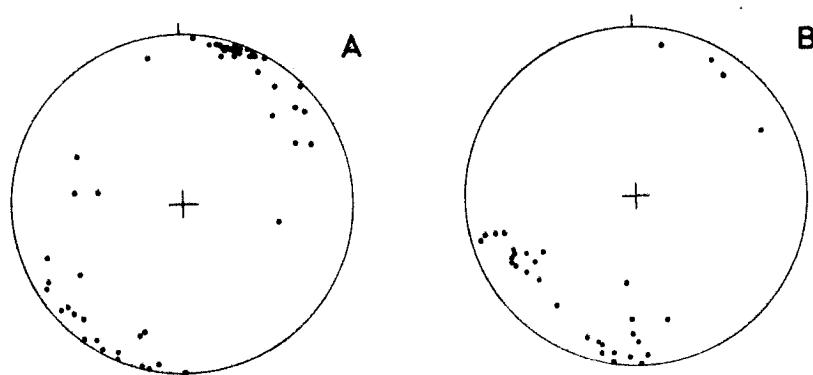
Fig. 8.





IMINSA

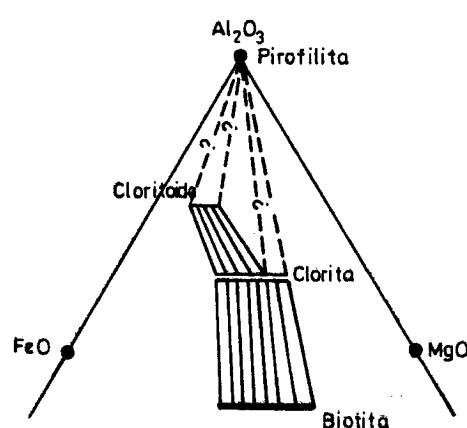
Fig. 9.





IMINSA

Fig. 10.





IMINSA

Fig. 11.

