

INI

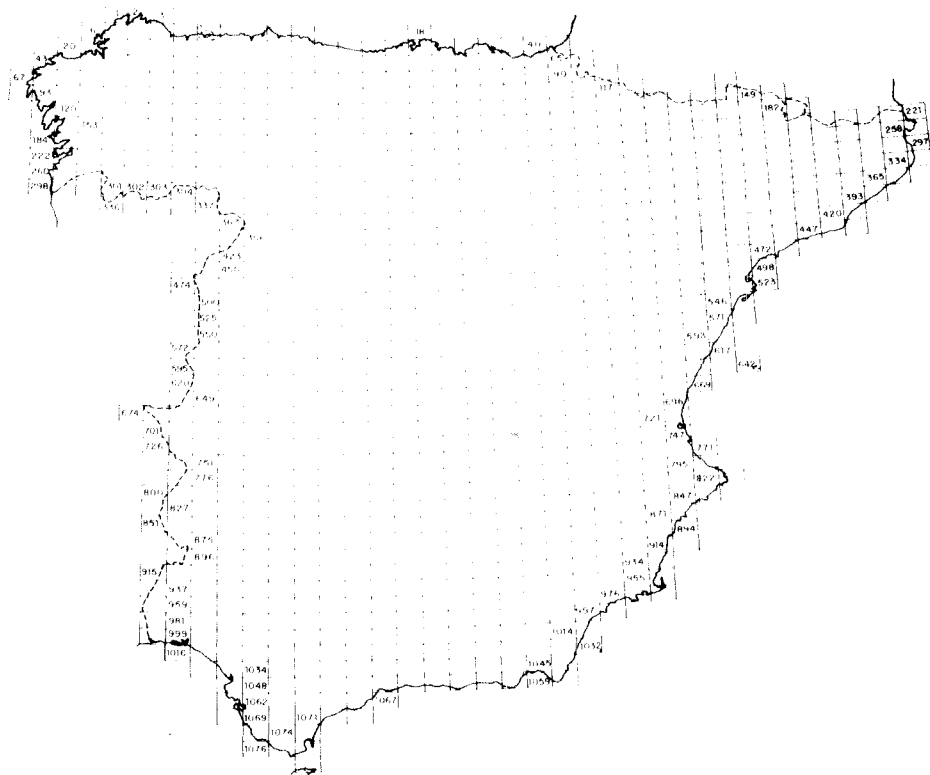
empresa nacional adaro
de investigaciones mineras, s. a.

- 20011

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PROYECTO MAGNA



LUARCA

11
10-03

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

Año 1.976

-20011

HOJA 10-03

LUARCA

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

INFORME SOBRE EL METAMORFISMO Y ROCAS
IGNEAS EN LA HOJA DE LUARCA

Por: FRANCISCO J. MARTINEZ

Dpto. de Geotectónica, Universidad
de Oviedo.

METAMORFISMO

Esta hoja se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa y desde el punto de vista del metamorfismo presenta las características propias de esta zona. Las paragénesis metamórficas que aparecen nunca son superiores a la facies de los esquistos verdes; siendo las asociaciones más abundantes en las rocas pelíticas y psamíticas las siguientes:

Clorita-moscovita
 Clorita-moscovita-albita
 Moscovita
 Clorita-moscovita-cloritoide
 Clorita-moscovita-biotita
 Clorita-biotita
 Moscovita-biotita

Además el cuarzo está presente en todas las paragénesis. Como minera los accesorios presentan cantidades variables de rutilo, apatito, circón, minerales opacos, grafito y en algunos casos epidota muy poco abundante.

Estas asociaciones permiten clasificar a las rocas como pertenecientes a la ^{zona de la} clorita y a la de la biotita, siendo las asociaciones pertenecientes a esta última mucho menos abundantes que las de la primera. Sin embargo, no es posible en esta hoja delimitar áreas en las que esté presente la biotita puesto que su aparición es errática, irregular y muy escasa (ver mapa).

Igualmente hay alguna paragénesis con cloritoide que debe de corresponder a zonas con una composición química especial; esto está apoyado por el hecho de que, en alguna ocasión, junto con el cloritoiide se encontraron granates pseudomorfoseados a una masa de clorita.

La biotita, cuando aparece, es un mineral de cristalización incipiente, especialmente bien desarrollada en las rocas psamíticas; suelen ser cristales tabulares, a veces poiquilíticos, incluyendo cuarzo

especialmente en las rocas psamíticas. Siempre son cristales postectónicos, tabulares y parecen estar relacionados con pulsaciones térmicas tardías.

La moscovita tiene largo período de cristalización; así, se observan cristales de moscovita sintectónicos con la primera fase de deformación definiendo la esquistosidad de flujo y en algunas láminas aparecen cristales orientados al azar con aspecto de ser postectónicos.

La clorita es un mineral que ha comenzado a cristalizar antes o durante la primera fase como se deduce de la existencia de cristales pretectónicos con/ sombras de presión muy bien desarrolladas, fundamentalmente cristaliza sintectónicamente en cristales paralelos a la esquistosidad de flujo y en ocasiones lo hacen postectónicamente en cristales discordantes con la esquistosidad.

El cloritoide muestra sombras de presión propias de cristales pretectónicos y las pseudomorfosis de granate que le acompañan han cristalizado simultáneamente con él puesto que también las presentan.

De acuerdo con las paragénesis observadas no es posible definir el tipo de metamorfismo presente en esta hoja pues las asociaciones minerales son comunes al inicio de múltiples series de facies correspondiendo a tipos diferentes de metamorfismo.

En cuanto a la presencia del granate, dada su asociación con el cloritoide parece mejor atribuirle a un efecto de composición de la roca en que aparece, a falta de datos sobre su composición.

ROCAS ÍGNEAS

Las únicas manifestaciones ígneas intrusivas presentes en esta hoja están constituidas por unos filones de microgranitos cuya mineralogía es: cuarzo, microclina, moscovita-clorita y plagioclase. Su textura es porfídica y los feldespatos y el cuarzo constituyen los fenocristales que destacan en una mesostasis muy fina; estos feldespatos presentan hábito idiomorfo y sinneusis en algunas ocasiones. Los

granos de cuarzo tienen golfos de corrosión en cristales de tendencia hexagonal.

Estos diques podrían estar relacionados con el magmatismo granífico tardío observable en otras hojas adyacentes.

HOJA 10-03

LUARCA

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

INFORME SOBRE EL PLIO-PLEISTOCENO DE LA COSTA
ASTURIANA EN LA HOJA DE LUARCA.

por

G.MARY

Universidad de Mans (Nantes)

PLIO-PLEISTOCENO

Del mismo modo que sucede en toda la costa asturiana, el Plio-Pleistoceno representa en el área de Luarca altas superficies ^{llamadas} rasas y depósitos situados a más bajas altitudes.

MARY (1967) distingue:

- Los restos de una superficie de 168 m.
- La rasa del oeste asturiano a 105 m.
- Los depósitos marinos de 6 a 7 m.

1. Los restos de la superficie de 168 m.

LLOPIS LLADO; N. (1964) señaló la presencia de cantos en Las Hervedosas de Otur y los consideró como un depósito aluvial abandonado por un antiguo río Vidural capturado después por el río Barayo.

Considerando la localización del afloramiento, su disposición horizontal, la ausencia de otro tipo de depósitos en ~~el~~ alto del río y el índice morfoscópico de los cantos, MARY (1967) concluyó que se trata de un depósito marino litoral. Este autor (1971,a) asigna el afloramiento al nivel marino más alto equivalente al que se conserva mucho mejor en el cabo de Peñas (a 260 m en el Monte Arco) y en la parte oriental de Asturias (a 260 m en el Llano Roñanzas). La edad de esta vieja superficie de abrasión es difícil de precisar. - Ella comporta en el Monte Grande, cerca de Avilés, una formación para-deltaica en la que cerca de la base las arcillas han dado polen de edad Esparnaciense (MARY G., MEDUS J. 1971). Así los depósitos de Las Hervodosas de Otur corresponderían al principio del Paleogeno. Sin embargo, al E de Asturias, la misma superficie no puede -- ser más que Miocena. Esto conduce a suponer que el sector costero situado al oeste de la falla cantábrica habría constituido una zona relativamente estable durante el Cenozoico mientras que la parte si tuada al este estaba sometida a acontecimientos orogénicos pirineo-cántabros.

Los bloques de conglomerados con cemento ferruginoso que se encuentran dispersados sobre las elevaciones de 150 m a la entrada de Villabona pertenecen realmente al nivel marino de 168 m.

2. La rasa del oeste asturiano (Plioceno)

Presenta dos tipos de depósitos: cantos y depósitos de pie de monte.

a) Los cantos, graveras y arenas asociadas. Forman afloramientos diseminados en la superficie de la rasa. Los principales son: Nuestra Señora La Blanca y Mar Chica cerca de Lluarca, Setienes, Sabugo de Otur, Bao y Barayo, kilometro 2 de la carretera de Vigo, -- Frejulfe, Aspra, kilometro 3 de la carretera de Navia a Grandas de Salime, región de Asturias, de Fojos, de La Loza, San Cristobal, Castello, La Caridad.

El estudio morfométrico de los cantos ha sido realizado por -- GRISEZ (1961), HERNANDEZ PACHECO & ASENSIO AMOR (1961, 1964), MARY (1967, 1971). Todos estos autores concluyen que se trata de un depósito producido en un medio marino. La fracción cuarzosa de las arenas que acompañan a los cantos presentan un gran porcentaje de granos redondeados y brillantes en particular en Castello.

Los cantos son de cuarcita o arenisca. En los tamaños más pequeños se puede encontrar cuarzo. Los materiales tienen un origen local y proceden de las areniscas de la Serie de los Cabos y de las areniscas de la base de las pizarras de Lluarca. Los cantos pueden ser totalmente obra del mar como es el caso de los afloramientos de Sabugo de Otur o pueden haber sido llevados por los ríos como sucede en la región de Navia donde los depósitos que se encuentran en el kilometro 3 de la carretera de Grandas de Salime son paradeltaicos.

Para HERNANDEZ PACHECO & ASENSIO AMOR (1961, 1964) y ASENSIO AMOR (1970) la rasa es un glacis de ~~ne~~osión de edad pliocena retocado por el mar.

Para MARY (1971 a), la rasa es una superficie de abrasión marina contemporánea del nivel marino de 160 m que se encuentra en la parte E de Asturias. Su edad es pliocena. La costa marina coincidiría con la actual curva de nivel de 105 m como lo prueban los depósitos de cantos de Setienes, de Sabugo de Otur y del kilometro 3 de la carretera de Grandas de Salime. Esta cota es la que limita la rasa con la ladera situada más al S. La ladera resulta de la erosión del antiguo acantilado. Después de la emersión la superficie de abrasión ha sido erosionada.

En la región de Ribadeo (hoja de Ribadeo) MARY (1970, 1971) ha distinguido un nivel marino de 55/60 m bajo el nivel de 105 m. Las dos superficies no forman mas que una sola al este de la ría de Ribadeo. El mar ha oscilado sobre la zona de base de la rasa en la región de La Caridad, probablemente al final del Plioceno durante las glaciaciones pre Günziennes.

b) Los depósitos del pie de monte.

Es practicamente inexistente en zonas pizarrosas particularmente entre Lluarca y el anticlinal de Barayo. LLOPIS LLADO (1964) ha señalado sin embargo la presencia de pequeños afloramientos de arcilla arenosa cerca de Villar de Sabugo.

Esta bien desarrollado en la región de Cartavio sobre la Serie de los Cabos. La formación comprende fragmentos de areniscas no estratificadas, no redondeadas, embalados en una matriz arenosa procedente de la degradación de la roca. El espesor disminuye en la región de La Caridad. En este lugar los depósitos de pie de monte reposan netamente sobre los depósitos marinos.

La arcilla que se explota en la tejera de Cartavio contiene un 20% de partículas superiores a 0'040 mm. Se trata de cuarzo muy fino y pequeños cantos de pizarras. La formación se ha producido por alteración a partir de un depósito de cantos de pizarras de Lluarca. La kaolinita y la illita degradada componen estos materiales. Frecu-

entamente acompañan a los minerales arcillosos un poco de gibbsita. Los procesos de alteración corresponden a un clima templado relativamente calido y humedo. La misma asociación mineral se conoce en el Plioceno de Bretaña (ESTEOULE CHOUX J. 1970) y en el Mio-Plioceno de Galicia (MON 1966).

Los depósitos de pie de monte se instalaron después de la retirada del mar y antes del crecimiento de los valles, es decir en el Plioceno superior (o Villafranquiense inferior).

3. Los depósitos marinos y continentales del Pleistoceno.

a) Niveles de 6 m y de 28/30 m

El Pleistoceno se caracteriza por el encajamiento de los ríos correlativo con las oscilaciones marinas glacio-eustáticos y los movimientos epirogénicos del borde de la costa asturiana.

A lo largo de la costa asturiana se conocen tres niveles marinos de altitud 28-30 m, 12-15 m y 6-7 m (MARY 1968, 1971) en particular en la desembocadura del río Esba (mapa de Busto). La región comprendida entre Luarca y La Caridad está relativamente desprovista de testigos de los antiguos ríos.

En la ría de Navia, en el kilometro 1 de la carretera de Navia a Villayón existe una formación aluvial de cantos a la altitud de - 28 m. Existe también bajo el pueblo de Armental. Este depósito fluvial está en relación con el nivel marino de 28-30 m.

Una pequeña bahia situada al este de la playa de Otur (La Punta) muestra el nivel marino de 6-7 m en forma de un conglomerado de cantos de areniscas y de pizarras con cemento ferruginoso rellenando una pequeña gruta.

El nivel de 7 m presenta en La Franca en Asturias oriental dos oscilaciones marinas anteriores a 35.000 años habiendo tenido lugar durante la interglaciación Riss Würm y el principio del Würm (Eutyrrhénienense y Neotyrrhénienense).

En estas condiciones, el nivel de 28-30 m podría estar relacio

nado con el interglaciar Mindel-Riss (Siciliene medio= Milezziene) o incluso en el interglaciar Günz-Mindel (Calabriene medio = Emiliense) (MARY, MEDUS & DELIBRIAS 1975).

b) Los depósitos continentales del Würm

En la extremidad del cabo Cuerno, coladas de solifluxión formadas por pizarras y areniscas fragmentadas se han instalado durante la primera parte del Würm antes de la elevación marina intra-würmense (MARY 1972).

Los cantos consolidados de la playa de Villar de Sabugo que -- fosilizan un antiguo acantilado marino corresponden a la segunda -- parte del Würm. Los cantos que se encuentran en el fondo de la punta erosionada de la playa de Frejulf y en el "talweg" de la playa de Permenande son tardiglaciares.

c) Los depósitos marinos verselienses (flandrienes)

HERNANDEZ PACHECO & ASENSIO AMOR (1964) han estudiado los depósitos de la ría de Navia. El espesor es del orden de los 37 a los 40 m. Se componen de graveras, arenas y de arcillas depositadas ya en un medio fluvial o en medio marino como lo prueban la presencia de ostras a la profundidad de 26 m. El encajamiento de la ría ha sido la consecuencia del descenso del mar durante el Würm. Los aluviones resultan de la elevación del nivel marino durante el Verse--liense.

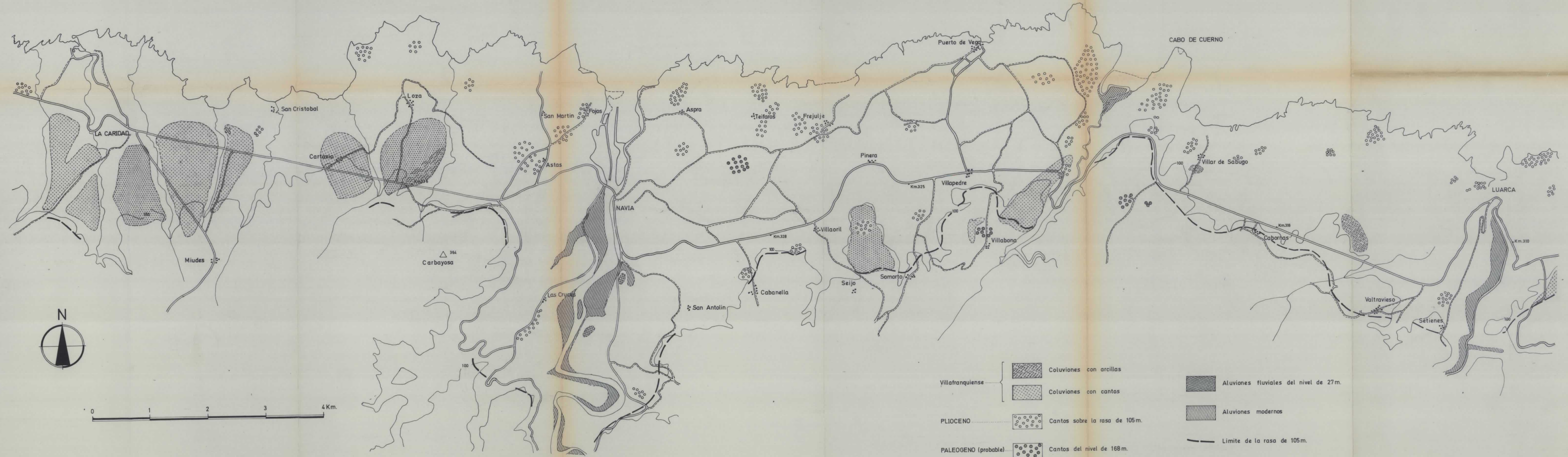
El nivel marino ha sido un poco superior al actual al final del Verseliense. Este es particularmente neto en la parte oriental de Asturias y en el cabo de Peñas (MARY 1968 b; MARY, MODUS & DELIBRIAS 1975). El horizonte de cantos que se encuentran sobre los depósitos tardiglaciares de la playa de Permenande pueden ser una evidencia de esto.

BIBLIOGRAFIA

- ASENSIO AMOR, I. 1970.- Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astúrica en relación con las oscilaciones glacio eustáticas. Estudios geológicos, t. XXVI, p. 29-91.
- ESTEOULE-CHOUX, J.- Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain - Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Mém.Soc.Géol.mineral.Bretagne 14.
- GRISEZ, L. 1961.- Etude de quelques formations littorales l'Ouest - des Asturies. Bull.Ass.Géog.Franç., nº 298, p. 52-58.
- HERNANDEZ PACHECO, F. & ASENSIO AMOR, I. 1961.- Material sedimentario sobre la rasa cantábrica. Tramo asturiano comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Cadavedo (Luarca). Bol. Soc.Española de Hist.Nat., p. 207-223.
- 1964.- Recientes investigaciones sobre la génesis de la rasa - litoral cantábrica (Tramo final del valle del río Navia Asturias). Bol.R.Soc.Española Hist.Nat., p. 61-89.
- LLOPIS LLADO, N. 1964.- Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias). Excma Diputación provincial de Oviedo. Instituto de Estudios Asturianos. Instituto geológico y minero de España Oviedo.
- MARY, G. 1967.- Les niveaux marins fossiles de la région de Otur - (Luarca, Asturias, Espagne). Bull.Soc.Linn. de Normandie, 10e sér., 8e vol., p. 38-52.
- 1968 a.- Les formations marins actuelles et fossiles à l'embouchure du rio Esba (Luarca, Asturias, Espagne). Cahiers océanographiques, XX, 8, p. 683-693.
- 1968 b.- Datation de la plage fossile de xivares (Espagne). C. R.Acad.Sc.Paris, t. 266, sér. D, p. 1941-1942.

- 1970.- La rasa cantabrique entre Lluarca et Ribadeo (Asturies, Espagne). Brev.Geol.Astúrica, Año XIV, nº 4, p. 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, p. 1-12.
- 1971 b.- Les formations quaternaires de la côte asturienne (Espagne) entre Ribadesella et Comillas. Bull.AFEQ, vol. 2, p. 111-118.
- 1972.- Le Quaternaire du cap de Esbarradoiro (Lluarca, Asturies, Espagne). Brev.Geol.Astúrica, Año XVI, nº 4, p. 53-56, Oviedo.
- MARY, G. & MEDUS, J. 1971.- Présence de Sparnacien à la base d'une "rasa" au Monte Granda à l'Ouest des Asturies (Asturies, Espagne). C.R.Soc.Geol.France, fasc. 17, p. 125.
- ; ---- & DELIBRIAS, G. 1975.- Le quaternaire de la côte asturienne (Espagne). Bull.AFEQ, vol. 1, p. 13-23.

MAPA GEOLOGICO DE LOS DEPOSITOS EN RELACION CON LAS RASAS DEL LITORAL ASTURIANO HOJA DE LUARCA 10-03



HOJA 10-03

LUARCA

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

INFORME SOBRE LAS ESTRUCTURAS HERCINIANAS EN EL
CORTE DE LA COSTA ENTRE NAVIA Y LUARCA

por

J.A. PULGAR

Universidad de Oviedo

LAS ESTRUCTURAS HERCINIANAS EN EL CORTE DE
LA COSTA ENTRE NAVIA Y LUARCA

Dado que las condiciones de afloramiento, dentro de la Hoja de Luarca, son generalmente deficientes, el corte a lo largo del acantilado de la costa, proporciona la mejor sección, tanto desde el punto de vista estructural como estratigráfico, a través de la hoja.

Desde el punto de vista estructural, permite la realización de un corte de detalle realizado a escala 1:5.000, que se muestra en las figuras que se adjuntan. Como se puede observar en los cortes, la estructura general de la hoja está constituida por una serie de núcleos anticlinales de Serie de los Cabos separados por unas amplias zonas sinformales, ocupadas por materiales del Ordovícico medio y superior, destacándose también la presencia de una serie de cabalgamientos, el más importante de los cuales es el que alcanza el mar en la playa de Barayo y que divide la franja en dos sectores de características estructurales algo diferentes.

En el sector al W del Cabalgamiento de Barayo (corte 1), entre este y el extremo W de la hoja, donde aflora la Serie de los Cabos que constituye el núcleo del anticlinal de La Caridad, se sitúa una gran estructura sinclinal ocupada por materiales ordovícicos, en cuyo núcleo aparece la Formación Agüeira.

La estructura del área al E del Cabalgamiento de Barayo es compleja; simplificando, se trata de una gran zona sinformal situada entre dos núcleos antiformales, el anticlinal de cabo Cuerno en el W y el afloramiento de Serie de los Cabos que ocupa toda la zona del cabo Busto y que constituye el flanco W del antiforme del Narcea, que es una gran estructura antiformal, en cuyo núcleo llega a aflorar los materiales precámbricos.

La estructura actual, tal como se puede observar en los cortes,

es el resultado de la superposición de tres fases de deformación durante la orogénesis herciniana (MARCOS, 1973).

La primera fase da lugar a pliegues vergentes al E acompañados por una esquistosidad de flujo presente en toda la hoja y que constituye la característica fundamental de esta fase.

La 2ª fase de deformación da lugar a cabalgamientos que llevan, a veces, estructuras menores (pliegues y esquistosidades de crenulación) asociadas.

La 3ª fase da lugar al replegamiento general y se manifiesta por pliegues con esquistosidad de crenulación, kink bands y otras estructuras menores.

Con posterioridad a esta 3ª fase de deformación principal, se produce una serie de estructuras que no afectan de un modo notable a la estructura de la hoja a escala cartográfica y que englobaremos dentro de las estructuras tardías que discutiremos posteriormente.

Por lo que respecta a las grandes estructuras que se pueden apreciar en los cortes, los pliegues mayores poseen trazas axiales aproximadamente NNE-SSW y ejes subhorizontales y se pueden prolongar durante distancias bastante grandes siguiendo el arco que dibujan todas las estructuras y llegando alguno de estos pliegues a proseguirse a lo largo de más de 80 km, como por ejemplo el anticlinal de La Caridad.

La geometría que presentan estos grandes pliegues no es simple, sino que se interpreta como el resultado de la superposición de los pliegues de 1ª y 3ª fase como veremos más adelante.

La primera fase de deformación

Como hemos visto, durante esta fase de deformación se originan pliegues acompañados por una esquistosidad.

La geometría de los pliegues mayores de primera fase se encuentra actualmente muy modificada por efecto de la superposición de las

fases de deformación posteriores, sobre todo debido al efecto de la 2ª fase de deformación y es el estudio de los pliegues menores de esta fase lo que permite caracterizar la geometría de las estructuras generadas durante esta fase. En general estos pliegues son asimétricos y siempre vergentes al E. La litología ejerce un cierto control sobre la geometría de estos pliegues aunque en general estos son pliegues similares que evidencian un aplastamiento bastante fuerte. Estos pliegues van acompañados de una esquistosidad de flujo que generalmente se dispone paralela al plano axial de estos.

Esta esquistosidad se manifiesta por la orientación de los minerales constituyentes de la roca, principalmente cuarzo, moscovita y clorita y siendo relativamente frecuente la presencia de porfiroblastos de clorita, rutilo y cloritoide que presentan sombras de presión en las que suelen recrystalizar cuarzo y clorita principalmente.

A través de toda la hoja, la esquistosidad de flujo está generalmente muy verticalizada, con ángulos de inclinación entre 70° y 90° al W (ver cortes), sin embargo esta no debe ser su disposición original puesto que en algunas localidades se puede observar la esquistosidad subhorizontal o basculada al E lo cual refleja el efecto de la 3ª fase de deformación que da lugar a amplios pliegues que son responsables de esta verticalización general de la esquistosidad de flujo, a partir de una disposición original mucho más próxima a la horizontalidad.

La segunda fase de deformación

Esta 2ª fase se manifiesta en la zona asturoccidental-leonesa por una serie de cabalgamientos que a veces llevan algunas estructuras menores asociadas con la zona de cizalla (MARCOS, 1973).

Dentro de la hoja no son visibles ningún tipo de estructuras menores en relación con esta fase y solo se destacan una serie de cabalgamientos de importancia mas bien escasa, salvo el cabalgamiento

de Barayo (MARCOS, 1973). Este cabalgamiento que se prolonga por el Sur a lo largo de más de 30 km hasta la Sierra de Carandio donde se pierde al ponerse en contacto materiales de idéntica naturaleza.

La importancia de este cabalgamiento se pone de manifiesto por las diferencias en la sucesión estratigráfica en el compartimento cabalgante y cabalgado, por ejemplo espesor de las cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos en el anticlinal de Cabo Cuerno-Villayas y el anticlinal de Fuentes-Cabadas (hoja de Boal) y las diferencias en la transición Serie de los Cabos-Pizarras de Luarca (ver Memoria de la hoja).

En todo el sector comprendido dentro de la hoja el cabalgamiento pone en contacto materiales más modernos (Pizarras de Luarca) sobre materiales más antiguos (Serie de los Cabos) lo cual podría hacer que pasase desapercibido, sin embargo el reducido espesor de pizarras de Luarca y el que más al Sur, dentro de la hoja de Boal ponga en contacto el anticlinal de Fuentes-Cabadas con el anticlinal de Villayas-Cabo Cuerno hace que su existencia sea incontestable. Además el hecho de cabalgar materiales más modernos sobre materiales más antiguos puede explicarse teniendo en cuenta que los materiales ya habían sido previamente deformados (ver MARCOS, 1973).

La tercera fase de deformación

Durante esta tercera fase de deformación tiene lugar el replegamiento general de las estructuras ya formadas, originándose estructuras de geometría y orden de dimensiones diferentes, desde grandes pliegues a escala cartográfica hasta una crenulación a escala microscópica.

Para el estudio de las estructuras de 3ª fase se pueden utilizar dos superficies de referencia: la estratificación y la esquistosidad. La segunda nos permitirá conocer la geometría de los pliegues de 3ª fase, mientras que la disposición de la primera, puesto que ya estaba

deformada, nos permitirá conocer y discutir los modelos de interferencia de 1ª y 3ª fase.

Los pliegues mayores de 3ª fase se pueden detectar por las variaciones en posición de la esquistosidad de flujo que originalmente de bía mostrar una disposición uniforme y más bien subhorizontal o lige ramente inclinada al W. En la actualidad la disposición de la esquis tosidad de flujo, como se puede observar en los cortes, no es unifor me a través de la hoja; mientras en todo el sector entre la ría del Navia y el cabo Cuerno la esquistosidad se encuentra uniformemente ver ticalizada, más al E se encuentran zonas con esquistosidad verticali zada alternando con otras en las que la esquistosidad se encuentra horizontalizada o incluso buzando al E. Esto es debido al carácter fundamentalmente asimétrico de los pliegues de fase 3 que pliegan una superficie originalmente inclinada, produciendo verticalización en un flanco y horizontalización, e incluso basculamiento en el otro flanco. Por otra parte, dado que las estructuras de orden mayor son las primeras en iniciarse, dan lugar a disposiciones distintas de la anisotropía en uno y otro flanco, condicionando la aparición de las distintas estructuras menores (esquistosidad de crenulación, kink-bands, etc.), conduciendo a una disposición en bandas de estas estruc turas menores, disposición esta que es verificable a todas las esca las, desde la escala cartográfica a la escala de láminas delgada.

Dado que los pliegues de 3ª fase son homoaxiales o ligeramente oblicuos respecto a los pliegues de 1ª fase los modelos de interferen cia que se observan serán asimilables al tipo 3 de RAMSAY (ver MARCOS, 1973).

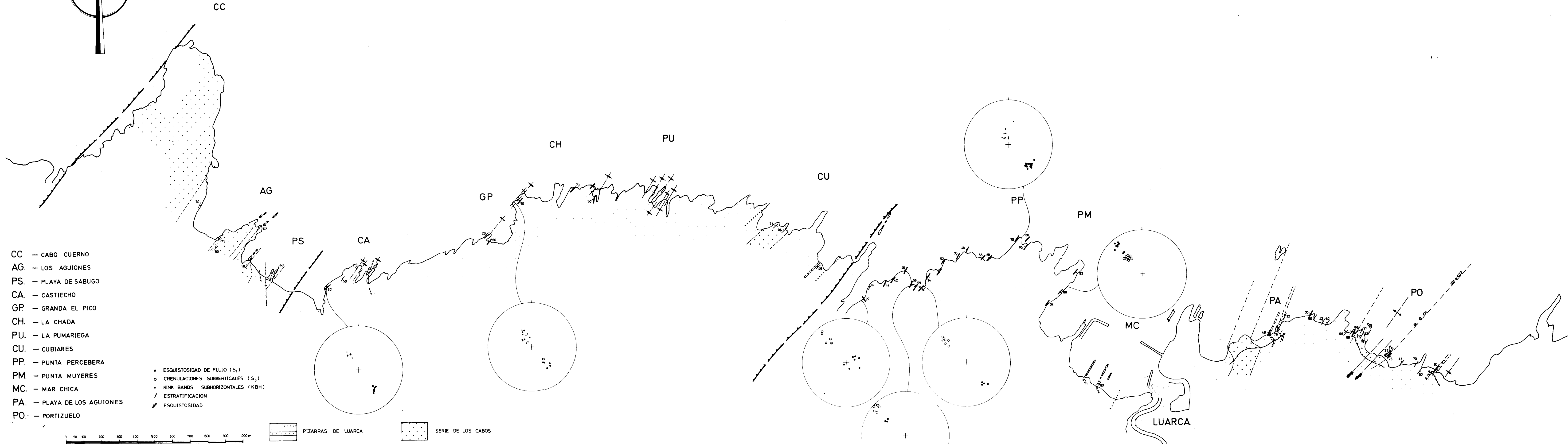
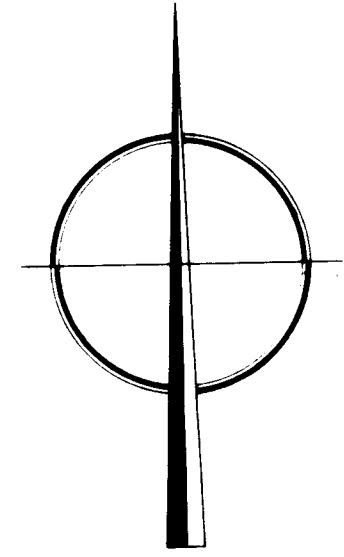
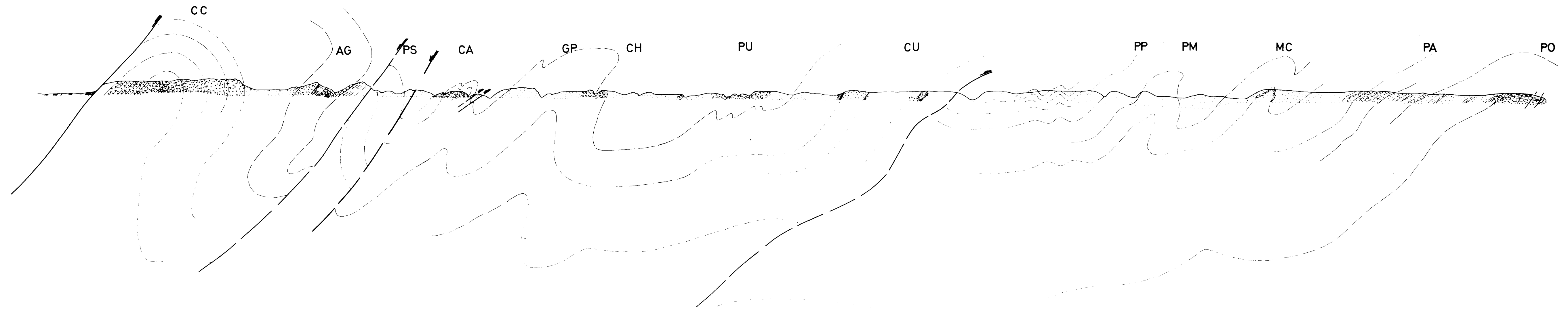
Las estructuras de 3ª fase van acompañadas por lo general de una esquistosidad de crenulación que presenta características diferentes según la naturaleza de la anisotropía y la importancia de los distin tos mecanismos de formación. En la formación de esta esquistosidad,

dentro del ámbito de la hoja, han jugado un papel importante los procesos de disolución por presión, que se originan como respuesta a los gradientes de presión asignados en relación con el microplegamiento que da lugar a la crenulación.

La disolución por presión y posterior redistribución mineral da lugar a la aparición de una serie de bandas oscuras, en las cuales ha habido disolución de material (cuarzo principalmente), y una serie de bandas claras, en las cuales precipita el material movilizado, dando lugar a un tectonic banding, que puede ser la estructura más notable en el campo.

Deformaciones tardías

Con posterioridad a la tercera fase, las estructuras que se originan modifican poco la estructura ya formada, pudiendo destacarse la existencia de una serie de flexiones suaves de ejes aproximadamente E-W que producen los cabeceos de los ejes de los pliegues originados durante las fases anteriores. También cabe destacar la presencia de una serie de estructuras menores tales como diaclasas, kink-bands y zonas de cizalla con dirección aproximada E-W cuya importancia re-lativa varía según el tipo de materiales implicados y que pueden llegar a ser estructuras muy penetrativas a escala de afloramiento, aunque ya no afecten a la estructura de la hoja a escala cartográfica.



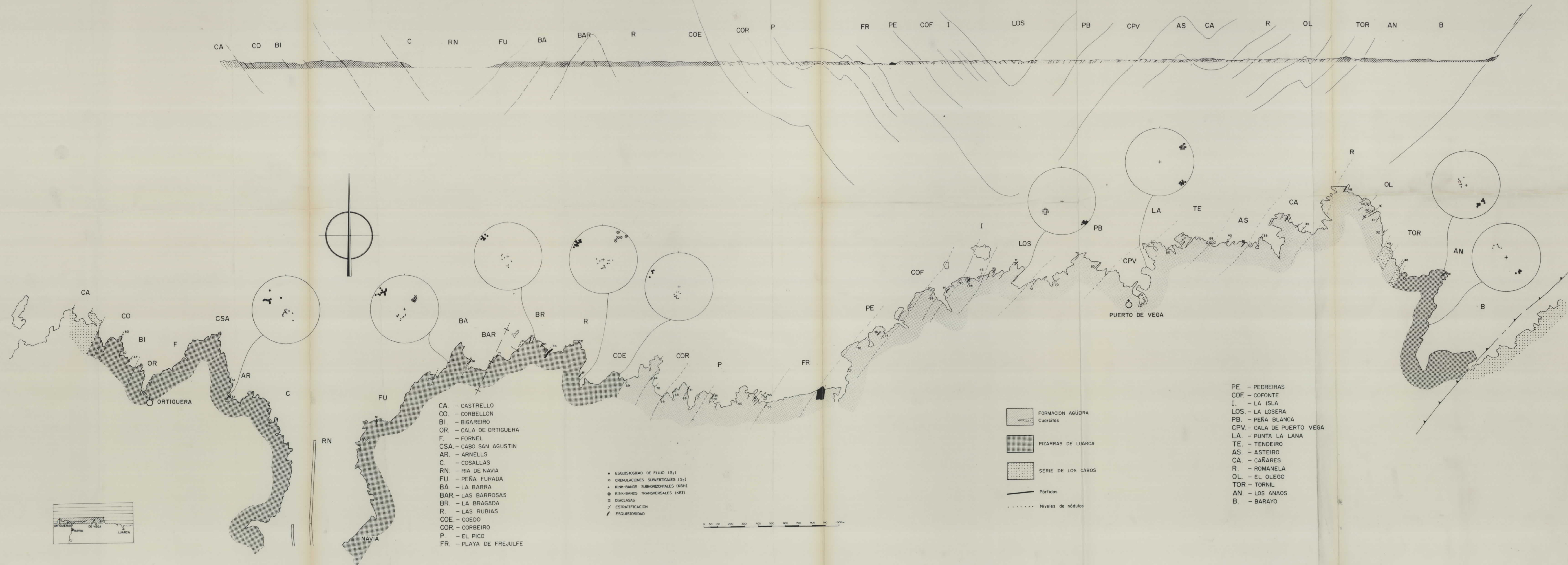
- CC. — CABO CUERNO
- AG. — LOS AGUIONES
- PS. — PLAYA DE SABUGO
- CA. — CASTIECHO
- GP. — GRANDA EL PICO
- CH. — LA CHADA
- PU. — LA PUMARIEGA
- CU. — CUBIARES
- PP. — PUNTA PERCEBERA
- PM. — PUNTA MUYERES
- MC. — MAR CHICA
- PA. — PLAYA DE LOS AGUIONES
- PO. — PORTIZUELO

- ESQUISTOSIDAD DE FLUJO (S_1)
- CRENULACIONES SUBVERTICALES (S_2)
- KINK BANDS SUBHORIZONTALES (KBH)
- / ESTRATIFICACION
- ESQUISTOSIDAD

PIZARRAS DE LUARCA

SERIE DE LOS CABOS

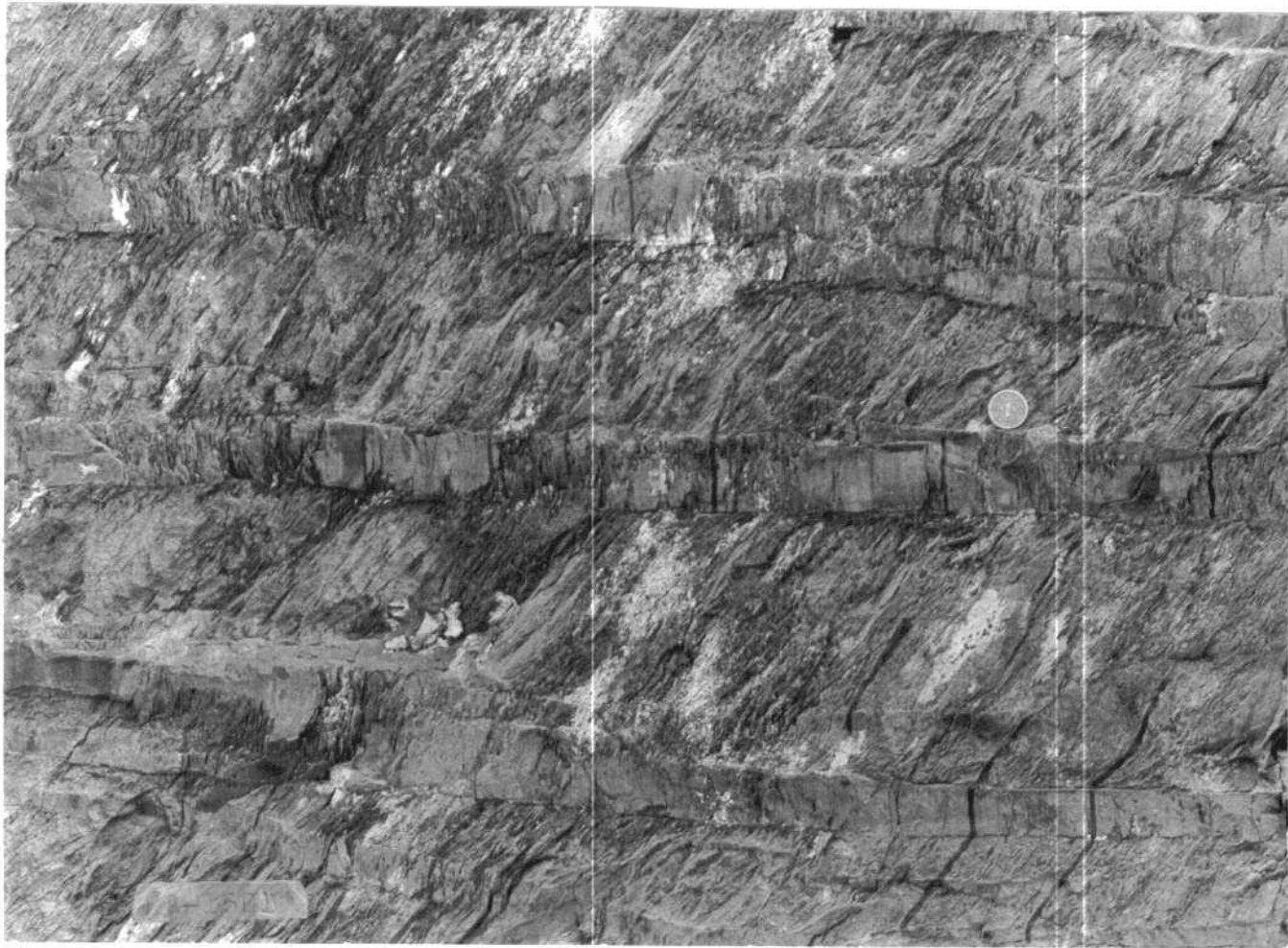




CORTE I

FOTOGRAFIAS DE LA HOJA DE

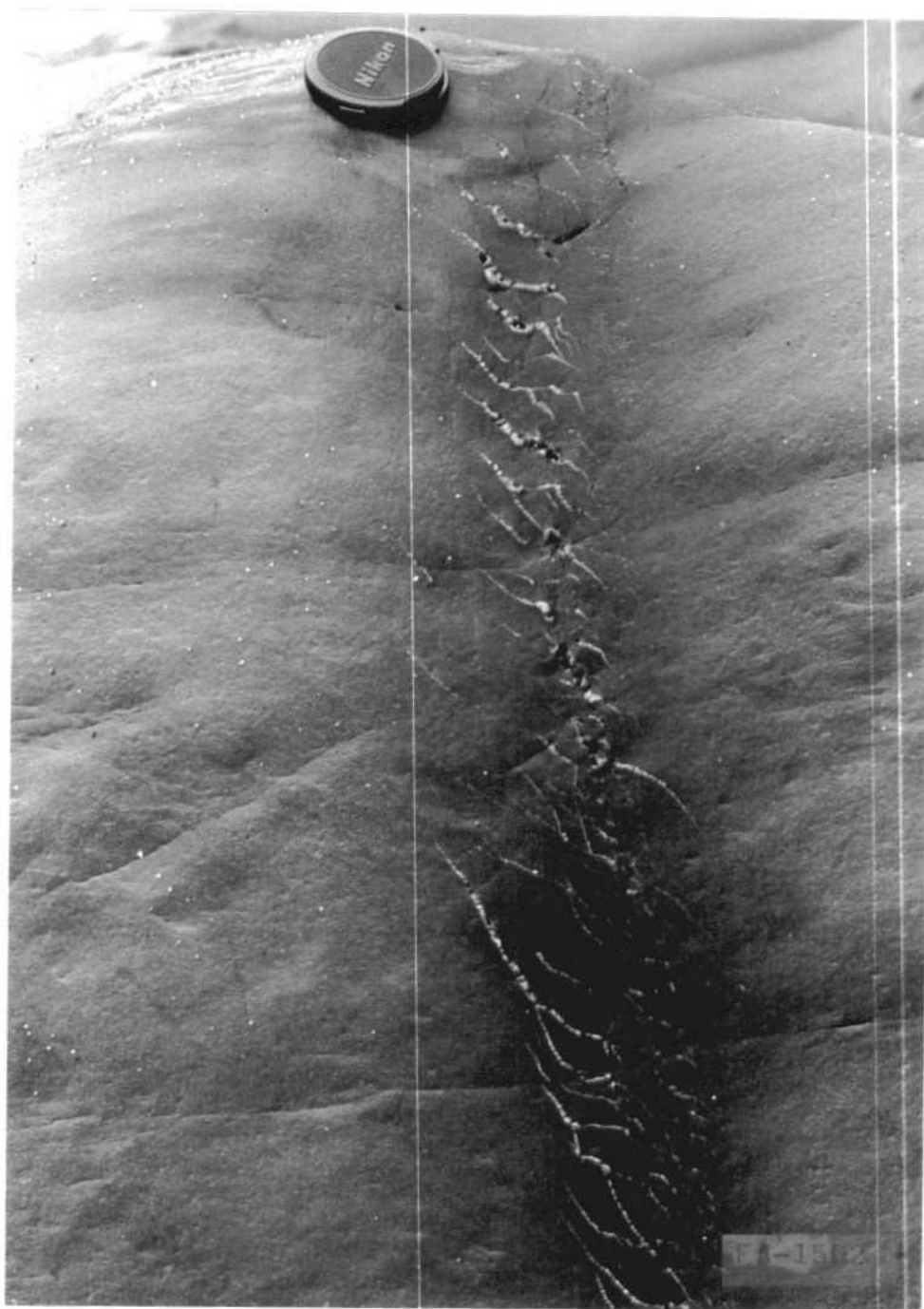
LUARCA (10-03)



Hoja 10-03-AD-FA-1501

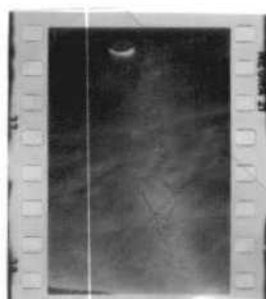
Aspecto general que presentan los kink bands subhorizontales.





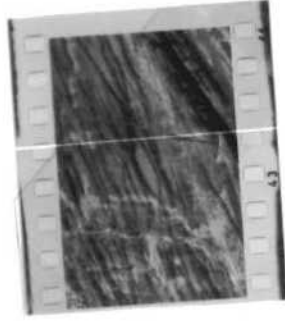
Hoja 10-03-AD-FA-1502

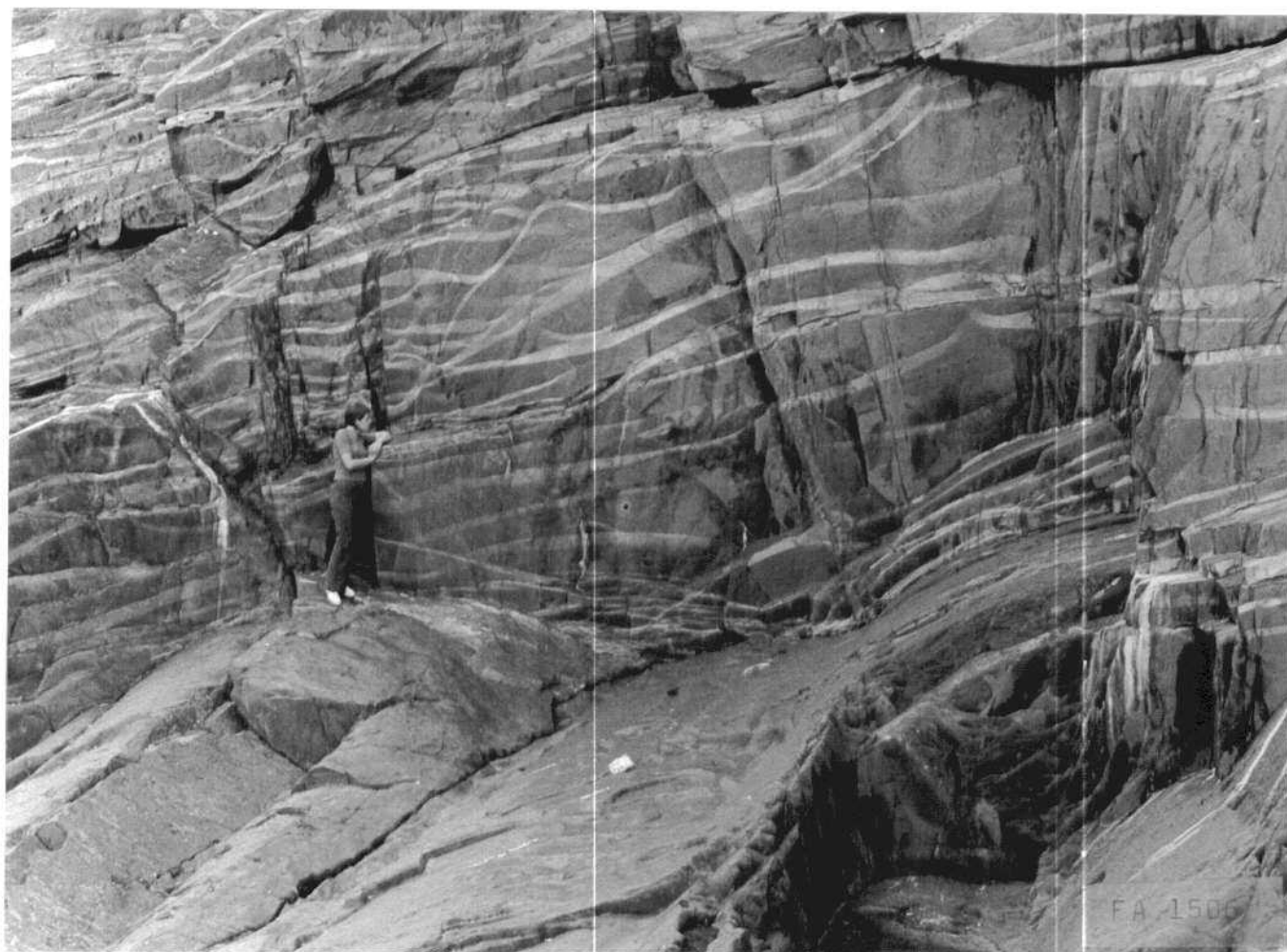
Kink band y zona de cizalla asociados correspondientes al sistema radial que en la hoja de Luarca presentan direcciones ESE-WNW.





Hoja 10-03-AD-FA-1503
Kink bands afectando a la esquistosidad de flujo S1.





Hoja 10-03-AD-FA-1506

Sobre la superficie de esquistosidad S_1 , desarrollada en las pizarras de Luarca, se observan las lineaciones producidas por los kink bands al intersectarla. Estos kink bands son deformados por pliegues suaves de traza axial aproximada E-W.

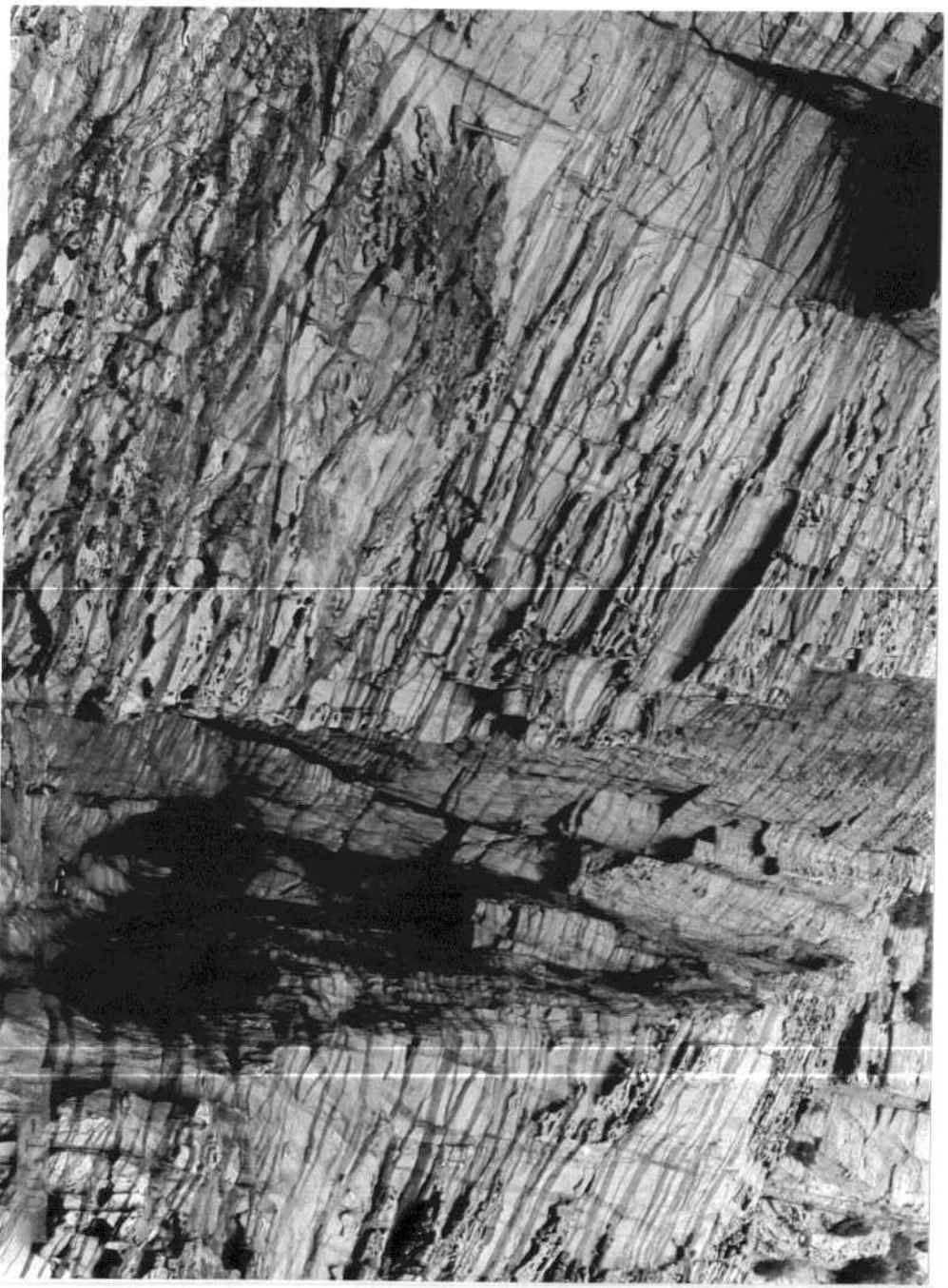




Hoja 10-03-AD-FA-1507

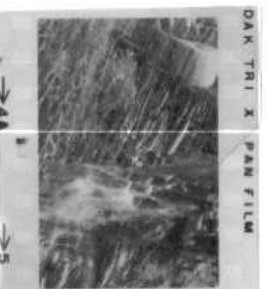
Intersección de bandas de kink sobre el plano de la
esquistosidad de flujo S_1 .





Hoja 10-03-AD-FA-1508

Kinks subhorizontales muy penetrativos que son afectados por otros subverticales.





Hoja 10-03-AD-FA-1509

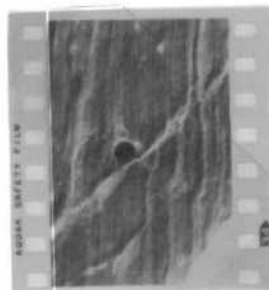
Pliegues de venas de cuarzo en las Pizarras de Luarca en Punta Percebera. Los pliegues desarrollados en las dos venas de cuarzo muestran distinta longitud de onda debido a que tienen distinto espesor.





Hoja 10-03-AD-FA-1510

Crenulación subvertical muy penetrativa afectada por un Kink en Punta Percebera. Una vena de cuarzo oblicua a la crenulación aparece dividida en fragmentos debido a procesos de presión-disolución producidos durante el desarrollo de la crenulación. Estos procesos han dado lugar a una serie de bandas alternantes con gran abundancia de cuarzo y sin él dando lugar a un "tectonic banding".

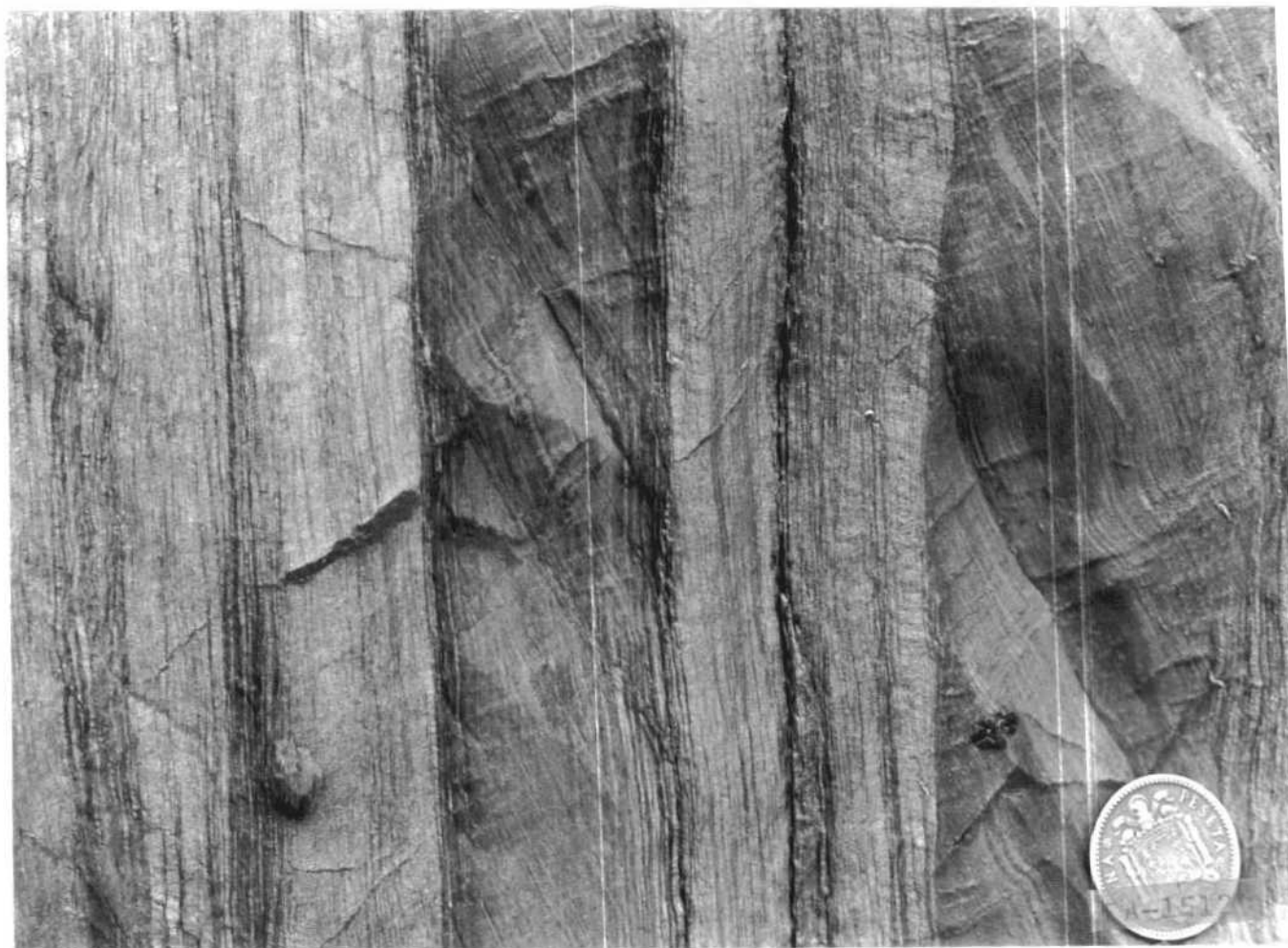




Hoja 10-03-AD-FA-1511

Pliegues correspondientes a la tercera fase de deformación en una vena de cuarzo dispuesta paralelamente a la esquistosidad de flujo S_1 . Estos pliegues van acompañados por una esquistosidad de crenulación paralela a sus planos axiales. Obsérvese la periodicidad de estos pliegues.





Hoja 10-03-AD-FA-1512

"Tectonic banding" originado durante la tercera fase de deformación. Obsérvese la distinta deformación sufrida por un flanco y otro de los pliegues. Punta Percebera, - al W de Luarca.





Hoja 10-03-AD-FA-1513

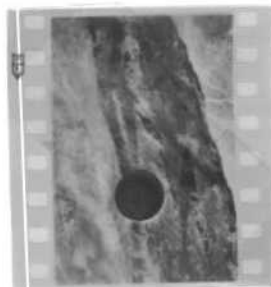
Pliegues asimétricos de tercera fase de tipo kink fold, mostrando una deformación diferente en uno y otro flanco. El flanco largo representa una zona empobrecida en cuarzo en comparación con los flancos cortos (bandas - claras) enriquecidos en cuarzo. Esto es una consecuencia de la disolución de los componentes mas móviles en las zonas de mas alta presión (flancos largos) y precipitación en las zonas de mas baja presión (flancos cortos). Acantilado de la costa, al W de Punta Percebera.





Hoja 10-03-AD-FA-1514

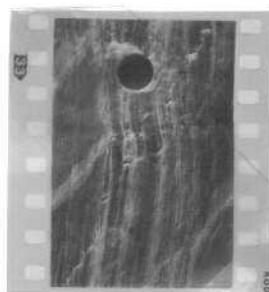
Pequeños pliegues de 3ª fase afectando a una capa de cuarzo en los que se puede observar las zonas de enriquecimiento en cuarzos en los flancos cortos de los pliegues.

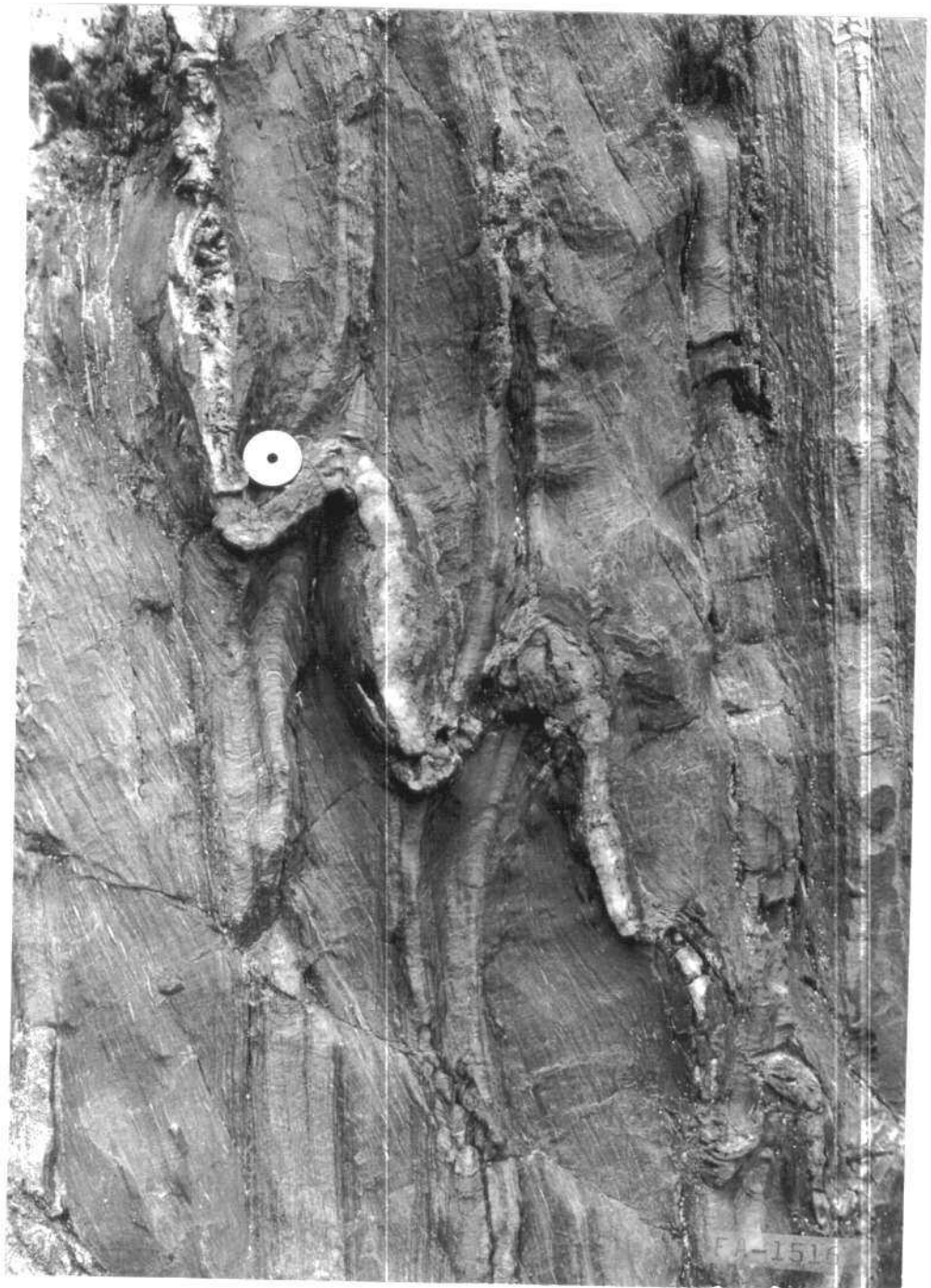




Hoja 10-03-AD-FA-1515

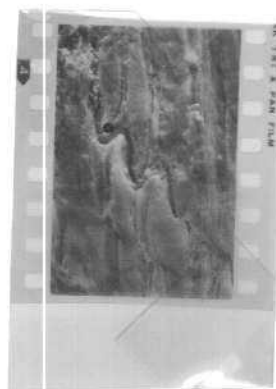
"Tectonic banding" originado durante el transcurso de la tercera fase. Punta Percebera, al W de Luarca.

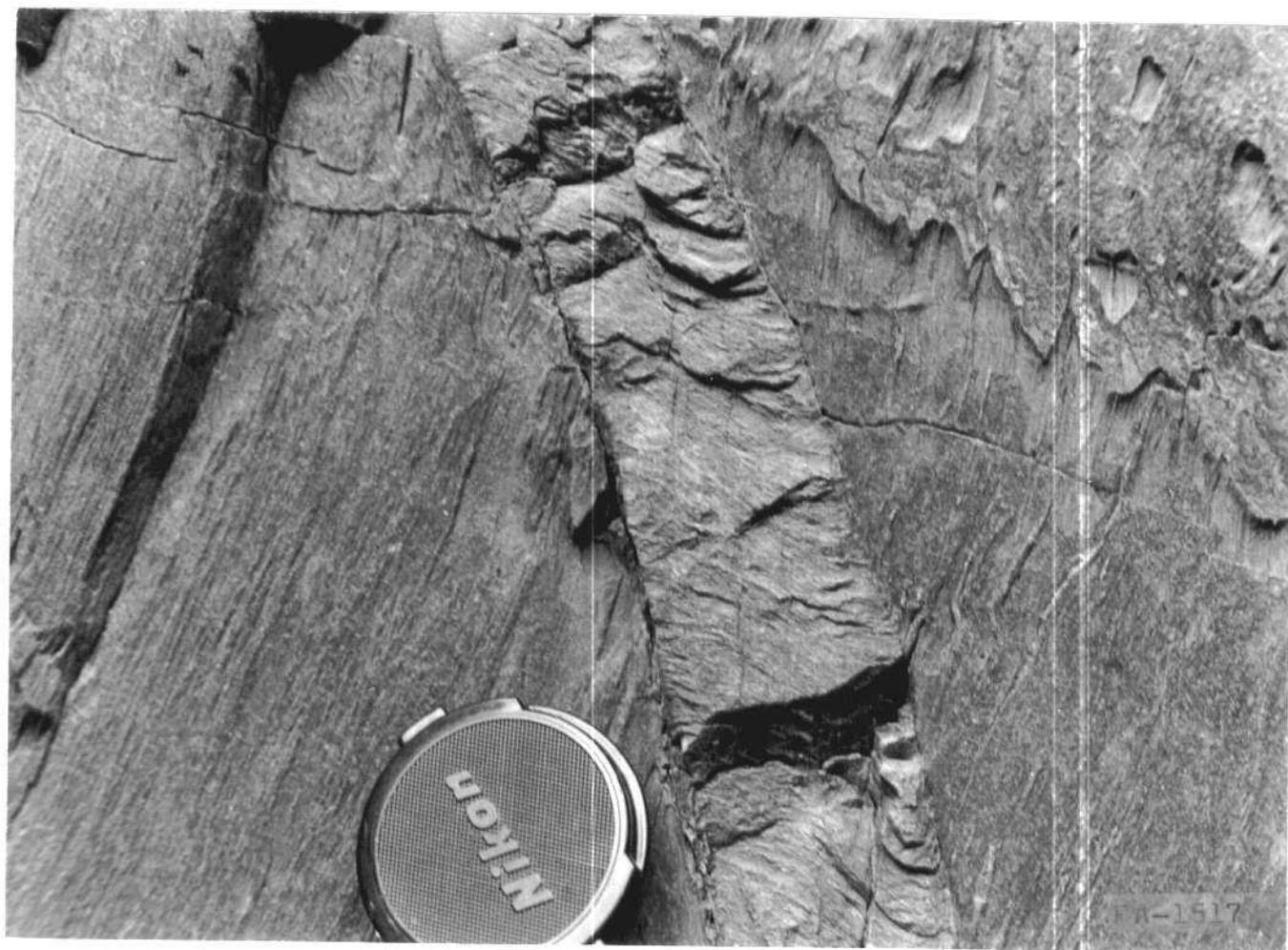




Hoja 10-03-AD-FA-1516

Pliegues asimétricos de 3ª fase afectando a una capa de cuarzo paralela a la esquistosidad de flujo de primera fase. Punta Percebera.





Hoja 10-03-AD-FA-1517

Kink band en relación con la tercera fase de deformación. En el interior de la banda aparecen crenulaciones secundarias oblicuas a la misma, consecuencia de la compresión sufrida por las capas de esta zona. Alrededores de Luarca.

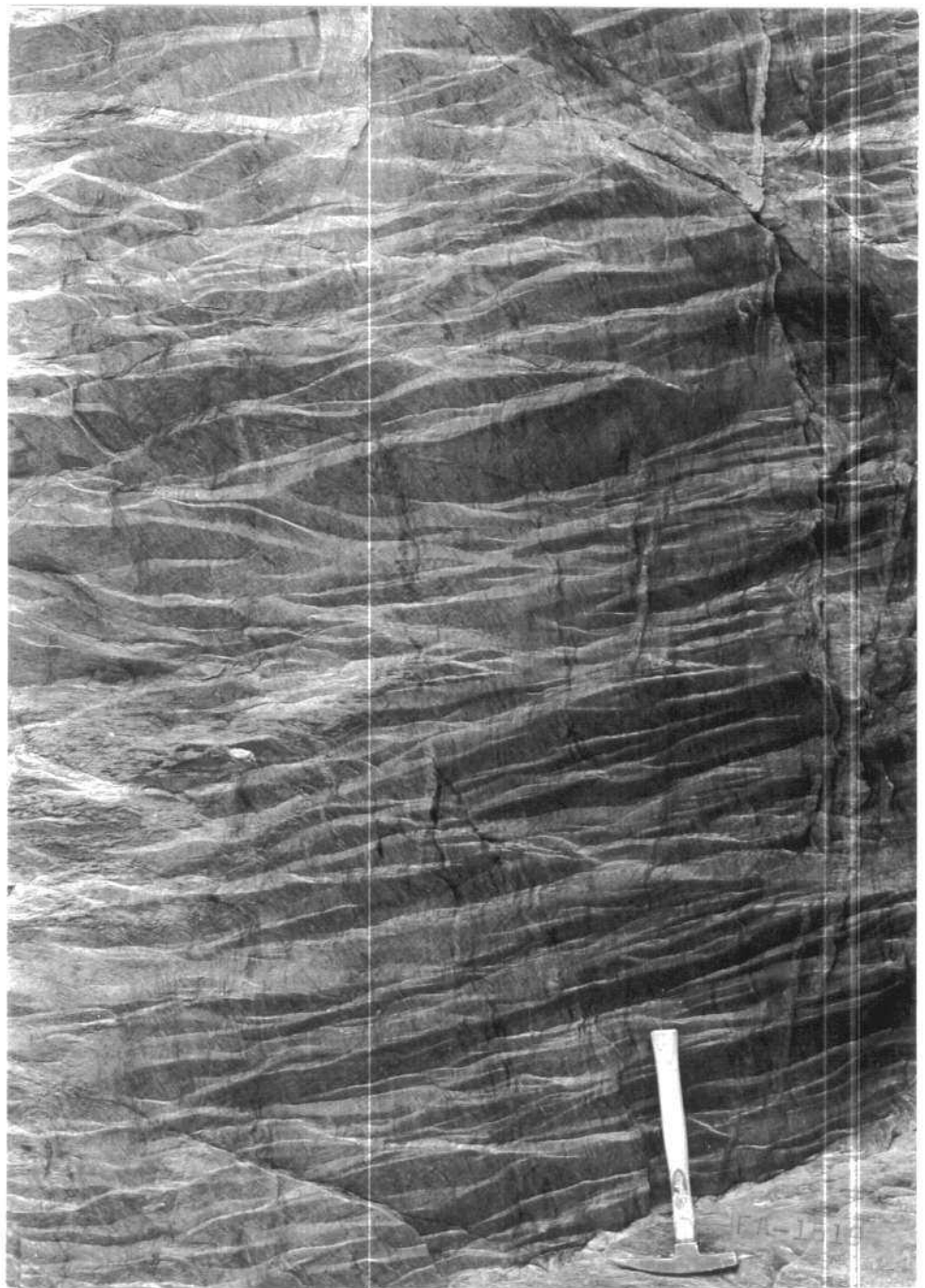




Hoja 10-03-AD-FA-1518

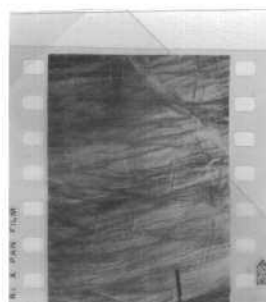
Pliegues asimétricos de tercera fase afectando a la esquistosidad de primera fase y a capas de cuarzo de exudación. El desarrollo de los pliegues va acompañado por fenómenos de disolución por presión que da lugar a la aparición de bandas claras (ricas en cuarzo) y bandas oscuras (ricas en micas y minerales de Fe).





Hoja 10-03-AD-FA-1519

Superficie de esquistosidad de primera fase plegada por los kink bands horizontales. Se puede observar el trazado anastomosado de las charnelas de los kink bands. W - de Punta Percebera.

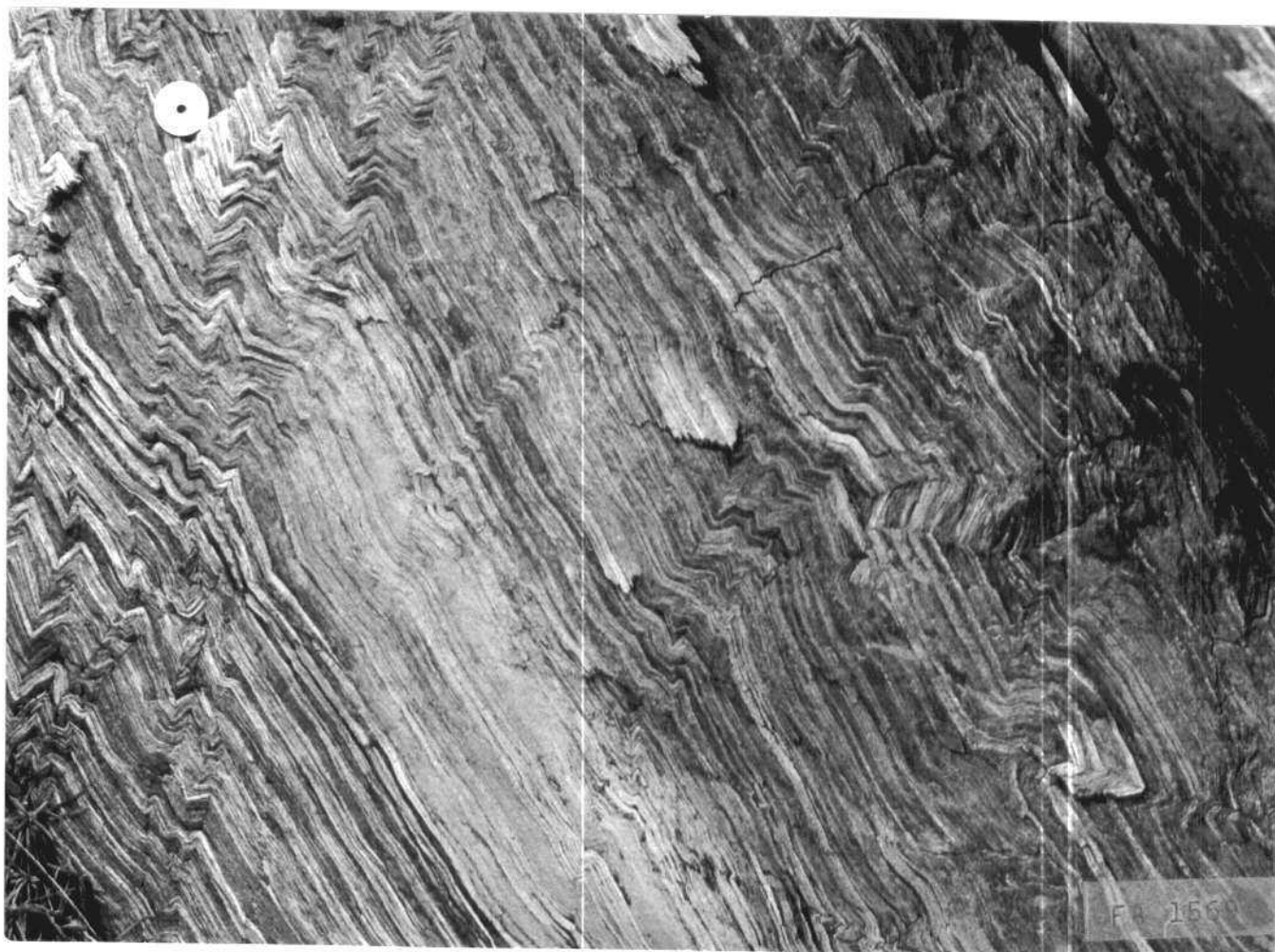




Hoja 10-03-AD-FA-1568

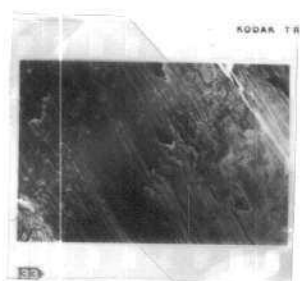
Pliegue correspondiente a la primera fase de deformación en la Serie de los Cabos. Considerando en conjunto las capas competentes e incompetentes al pliegue presenta las características de un pliegue similar. Considerando exclusivamente las capas competentes presenta características de pliegues "Zchevron".

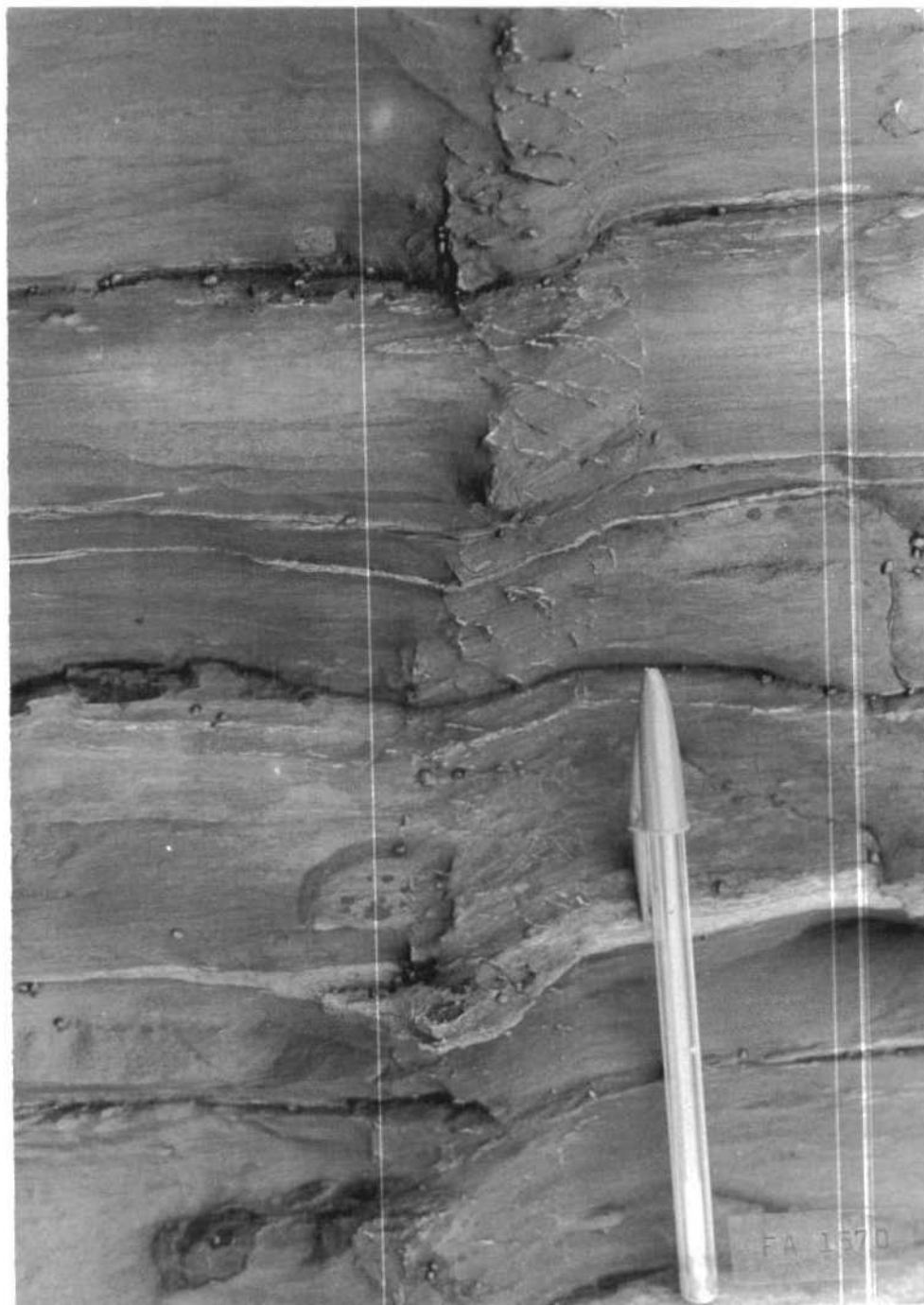




Hoja 10-03-AD-FA-1569

Kink bands conjugados en pizarras con laminaciones en Lachada (W. de Luarca).

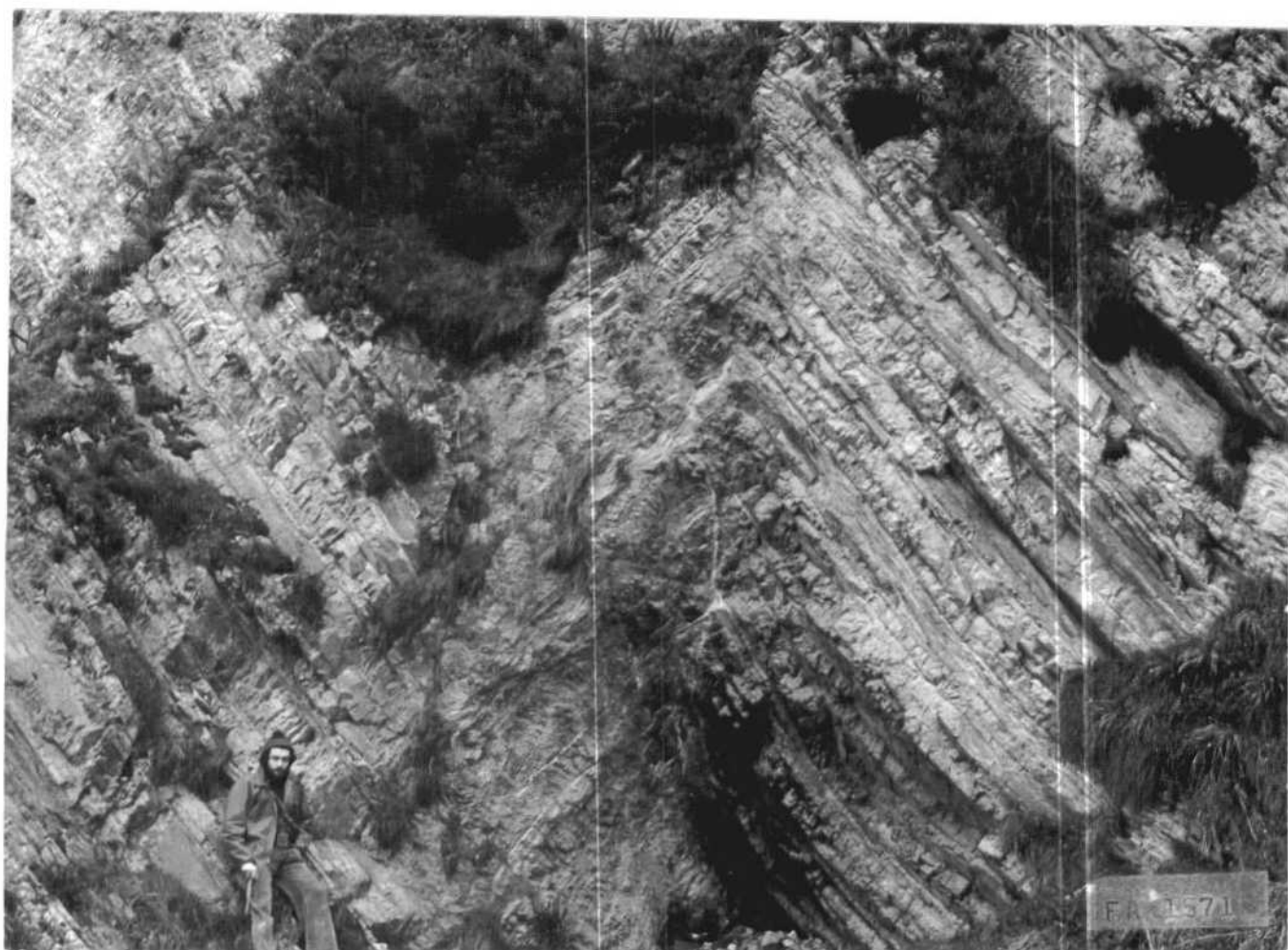




Hoja 10-03-AD-FA-1570

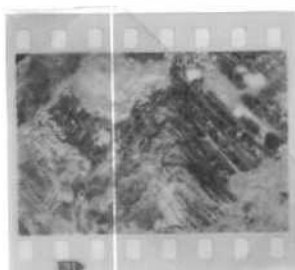
Kink band correspondiente al sistema radial (de dirección aproximada E-W). En el interior de la banda aparecen pequeñas fracturas rellenas de cuarzo y dispuestas a modo de grietas de tensión escalonadas.





Hoja 10-03-AD-FA-1571

Kink fold en la playa de Sabugo. Dado que las capas competentes que estan plegadas presentan un espesor similar no aparecen estructuras de acomodación en las charnelas de estos pliegues.





Hoja 10-03-AD-FA-1572

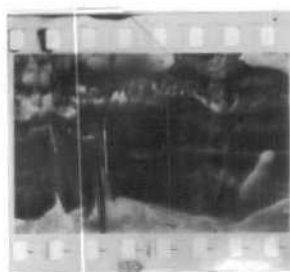
Pliegues de 3ª fase de tipo kink con crenulación secundarias dentro de la banda formadas como consecuencia del aplastamiento sufrido durante la evolución del pliegue. Acantilado de la costa, en La Chada, al W de Luarca.



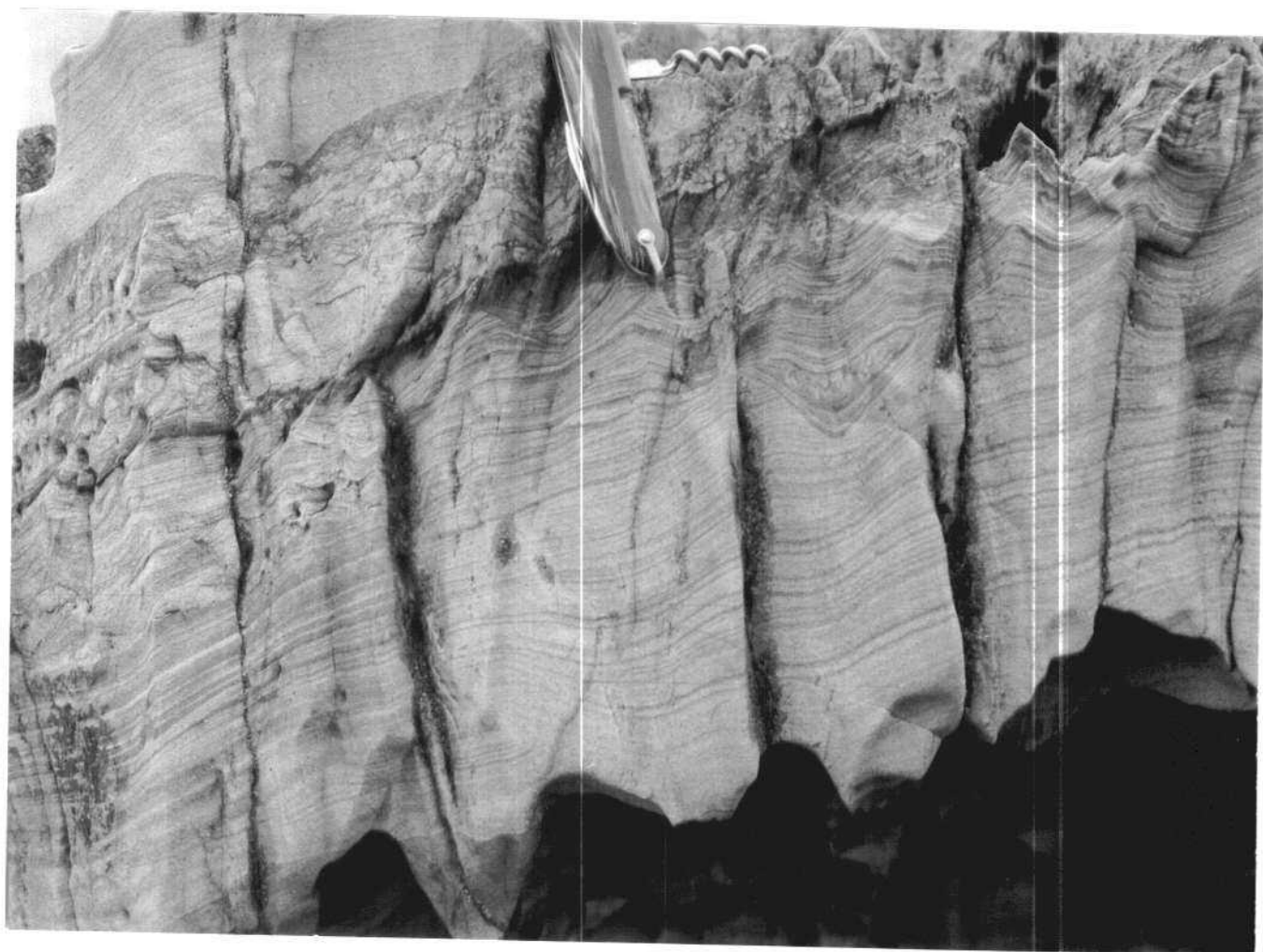


Hoja 10-03-AD-AP-2532

División de "ripple drift cross lamination" en la parte superior de la Formación Agüeira al W de Puerto de Vega.



-20011



Hoja 10-03-AD-AP-2533

"Ripple drift cross lamination" en las turbiditas distales de la parte superior de la Formación Agüeira.

