



IGME

160

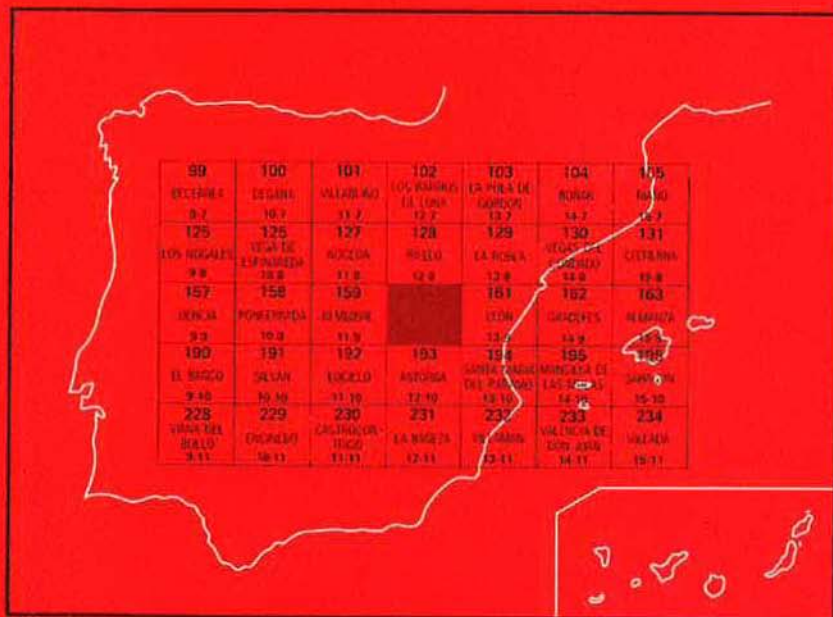
12 - 9

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BENAVIDES

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BENAVIDES

Segunda serie-Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28016 Madrid

FOTOCOMPOSICION: CARMAGRAF, S.A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid
IMPRIME: GRAFIBER

Depósito Legal: M-44062-1984

La presente hoja y memoria ha sido realizada por INGENIERIA MINERO INDUSTRIAL, S.A. (IMINSA) bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E.

Han intervenido:

CARTOGRAFIA: I. Vargas (Cuaternario)
M. Manjón, A. Corrochano, G. Flor, J. Carballeira, C. Pol e I. Corrales (Terciario)
J. Fernández Ruiz y F. Díaz García (Paleozoico).

Memoria: I. Vargas, J. Carballeira, I. Corrales, A. Corrochano, G. Flor, M. Manjón, y C. Pol, F. Díaz García, J. Fernández Ruiz y A. Pérez Estaún.

Geomorfología: I. Vargas y Caridad Zazo y J.L. Goy (asesores).

Cuaternario y Formaciones Superficiales:
I. Vargas, E. Molina (asesor).

Estudios de laboratorio:
G. Flor, I. Corrales, J. Carballeira, C. Pol (Sedimentología) y O. Suárez (Petrología).

Sedimentología del Paleozoico:
J. Carballeira e I. Corrales.

DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME
L.R. Rodríguez Fernández y A. Pérez González.

0. INTRODUCCION

La hoja de Benavides de Orbigo está ubicada en la Submeseta Septentrional, en el borde NO de la Cuenca del Duero.

El relieve es suave en general con altitudes medias entre 950 y 1.050 m destacando las amplias superficies elevadas del Plioceno superior-Cuaternario en las que se encaja la red fluvial actual. Sólo al N y O la topografía es abrupta en las estribaciones de los montes de León, destacando el Alto de Mazarnoso con 1.340 m.

La red hidrográfica está constituida por el río Orbigo con sus afluentes principales los ríos Tuerto y Porcos y otros secundarios.

Desde el punto de vista geológico, y condicionando estrechamente la topografía de la región, hay dos grandes grupos de terrenos con distintas edades y características litológicas. Son: los pertenecientes al Paleozoico inferior, en la zona con relieves acusados y el conjunto Terciario-Cuaternario en el resto. El primero rellenando el paleorrelieve pre-Mioceno y el segundo modelando a todos los anteriores y recubriéndolos con extensos y poco potentes recubrimientos.

Los materiales pertenecientes al Paleozoico afloran en la parte occidental de la hoja formando una franja prácticamente continua de N a S. Paleogeográficamente forman parte de la Zona Asturoccidental-Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT *et. al.*, 1972), que constituye una de las unidades en que ha sido dividida la Cordillera Hercínica en el NO de la península. Dentro de esta gran unidad, caracterizada por la existencia de una potente sucesión de materiales del Paleozoico inferior, la hoja de Benavides se encuentra en el Dominio del Navia y Alto Sil (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978), donde la sucesión paleozoica presenta los mayores espesores.

Las publicaciones geológicas sobre el área de la hoja son muy escasas. Los trabajos antiguos hacen referencia a amplias zonas de la parte occidental de la provincia de León. Más recientemente, comenzando por los

trabajos de LOZTE (1945, 1958) y sus discípulos, se encuentra un cierto número de citas de gran interés. En cuanto al área aquí estudiada, PASTOR GOMEZ (1969) realizó la presente hoja en la primera serie del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Entre los trabajos que no se refieren en concreto a este área hay que destacar los de MATTE (1968), MARCOS (1973) y PEREZ ESTAUN (1978). Por otra parte, la reciente realización de las hojas vecinas a escala 1:50.000, pertenecientes al Plan MAGNA, ha permitido tener un conocimiento preciso de las áreas próximas.

El Terciario ocupa aproximadamente las tres cuartas partes de la superficie de la hoja, con importantes recubrimientos cuaternarios, aflorando el Paleozoico sólo en el borde occidental. Geológicamente representa los depósitos de borde, en su área NO de la Cuenca del Duero.

En esta última, el relleno corresponde a depósitos terciarios y cuaternarios de ambiente continental que descansan discordantes sobre el Paleozoico en los bordes norte, sur y oeste y sobre Mesozoico en el borde este.

El Paleógeno de los bordes no presenta continuidad de afloramientos apareciendo estos aislados, con predominio de facies proximales de abanicos, areniscas de secuencias aluviales, limos de llanura de inundación y depósitos de "playa lake".

Del Neógeno, el Mioceno es el que adquiere el más amplio desarrollo. Aparecen abanicos aluviales en los bordes oeste y norte de la cuenca, pasándose hacia el centro rápidamente a facies fluviales con canales y fangos en el norte, este y oeste, y a arcosas y subarcosas en el sur. Hacia el interior de los tramos altos del Mioceno pasan a playas, playas salinas y transicionales con litología de arcillas, margas, calizas y yesos. Terminan éstas con una amplia extensión de sedimentos carbonatados denominados "calizas de los páramos" de ambientes lagunares y lacustres, situándose en el centro y este la mayor amplitud.

Por encima de estas calizas en la región oriental (sur de Aranda de Duero) aparecen sedimentos más modernos con un tramo inferior detrítico que termina con un nuevo episodio carbonatado (Páramo superior), que puede representar una edad Plioceno superior. En el Centro de Valladolid se han puesto de manifiesto la existencia de procesos kársticos y depósitos a los que se les ha asignado una edad pliocena.

Posteriormente, la instalación de la "Raña" en el centro-noroeste de la Cuenca del Duero se originó debido a un rejuvenecimiento del relieve que aportó importantes abanicos conglomeráticos. Entre los amplios recubrimientos del Cuaternario deben mencionarse los depósitos fluviales (aluviones, terrazas) depósitos endorreicos (fondos de charcas, etc.) y depósitos de vertientes, paleovertientes y residuos de alteración kárstica.

En la hoja de Benavides de Orbigo los materiales terciarios, pertenecientes al Mioceno superior, se han separado, para su descripción y estudio, en distintos sistemas deposicionales, de acuerdo con las facies sedimentarias y su distribución espacial y temporal. Estos sistemas son: Combarros-Brazuelo, Vanidodes, Villagatón, Veguellina, Forcadás-Ferreras y Carrizo-Benavides. Reposan discordantemente sobre el zócalo hercínico hacia el O y NO, tratándose de depósitos continentales (aluviales y fluviales). Las litologías representativas son fundamentalmente detríticas

(conglomerados, arenas y fangos) con algún nivel carbonatado discontinuo, en el borde SE, ligado a procesos edáficos. En conjunto, alcanzan una potencia máxima aflorante del orden de 180 m (aunque, en sondeos para alumbramiento de aguas subterráneas, se han perforado hasta 400 m de sedimentos terciarios, sin llegar al zócalo paleozoico).

Son numerosos los autores que han estudiado el Terciario de la región y zonas limítrofes. BATALLER y HERNANDEZ SAMPELAYO (1944) dan una serie de tipo del Terciario para la región leonesa, constituida por un tramo de pudingas (300-800 m) de edad oligocena, tramo de pudingas, arenas y arcillas (200-400 m) y otro de arcillas y areniscas, ambos de edad Mioceno inferior.

PASTOR GOMEZ (1969), que describió los depósitos más occidentales del Paleógeno de la Hoja nº 129 (La Robla) y el Neógeno discordante; los depósitos terciarios de la Hoja de Benavides (nº 160) constituidos por arenas arcillosas rojizas predominantes y gravas y conglomerados intercalados les asigna un origen continental de edad neógena.

HOCQUARD (1975) estudia los sedimentos rojos del borde NW de la Cuenca del Duero, siendo los del río Duerna (Hoja nº 231, La Bañeza) los más representativos, de edad Mioceno inferior, originados por depósitos de pendiente, conos de deyección y de valles aluviales.

PEREZ GARCIA (1977) define varias facies sedimentarias para esta región. Las pertenecientes al Neógeno son: Facies de las Omañas-Villarroquel, constituida casi exclusivamente por conglomerados silíceos, que podría corresponder con la facies Vega de Riacos, que MABESOONE (1959) definió para la región palentina (edad Tortoniense, Vindoboniense). Serían Burdigalienses o posteriores, principalmente Vindobonienses, pero sin alcanzar posiblemente el Pontiense o Mioceno terminal. Facies Cimañes, constituida por arenas finas y arcillas, con niveles de arenas gruesas y microconglomerados; localmente, con concreciones calcáreas en los limos. Esta facies sería contemporánea a los niveles basales de la anterior (Omañas-Villarroquel) pasa lateralmente a la siguiente y su edad es equivalente a la de las Omañas (Tortoniense ?, Vindoboniense). Facies Ferreras-Vecilla, de composición exclusivamente silícea, varía desde conglomerados, en el N, a limos en el S. Se correlacionaría con las facies Relea de MABESOONE (1959) de edad Vindoboniense-Pontiense (datada con fauna recogida en Relea y Saldaña).

Estas facies se correlacionan con los sistemas más orientales descritos en esta hoja (Forcadas-Ferreras y Carrizo-Benavides).

Entre los trabajos realizados sobre la cuenca del Bierzo, situada inmediatamente al O, caben destacar los de SLUITER y PANNEKOEK (1964), que distinguen cinco facies litológicas; consideran esta cuenca unida al borde NO de la del Duero hasta finales del Mioceno; la transición entre ambas se realizaría a través de las facies de Astorga, formada por conglomerados rojos y arenas y arcillas en parte de color gris.

VELANDO *et. al.*, (1973), en la descripción de la Hoja de Bembibre (nº 159), siguiendo a los autores anteriores, denominan facies Astorga a los depósitos más orientales del Terciario. Estos materiales enlazarían, en

parte, con el Sistema Combarros-Brazuelo descrito en esta memoria para el borde SO y con el de Villagatón, para el borde NO.

HERAIL (1981), quien realiza una revisión de la litoestratigrafía y geometría del relleno de la cuenca, para precisar su evolución geomorfológica al final del Terciario.

El Cuaternario está representado por cuatro grupos de depósitos asociados a distintas morfologías. Por orden cronológico, los más antiguos recubren amplias superficies elevadas de edad Plioceno superior-Pleistoceno. Son la Raña y otras dos, anterior y posterior respectivamente. A éstas les suceden las terrazas fluviales y los sistemas de glaciares en el área montañosa. Finalmente los depósitos actuales de fondo de valle y de ladera.

Los autores citados anteriormente se han ocupado de manera más o menos extensa de la geomorfología y materiales asociados cuaternarios. Por su interés histórico y económico citemos los trabajos que, en relación con las explotaciones auríferas romanas, han sido realizados por SAENZ y VELEZ (1974), HERAIL (1976), DOMERGUE (1970, 1975) y DOMERGUE y HERAIL (1977, 1978). En este sentido cabe destacar el ya citado de PEREZ GARCIA (1977) con un enfoque prospectivo y descriptivo de indudable interés.

Indiquemos, finalmente que se han empleado las siguientes técnicas, aparte de las clásicas utilizadas para la confección de las hojas MAGNA y conforme al plan de trabajo especificado en el Proyecto.

- Estudio geomorfológico de campo y en fotografías aéreas.
- Estudios sedimentológicos de campo, descripción de la geometría, estructura, textura y secuencia de cuerpos sedimentarios. Realización de espectros litológicos con datos de granulometría y redondeamientos. Medidas de paleocorrientes.
- Estudio de formaciones superficiales, mediante el levantamiento de perfiles, toma de datos de espesores, alteración del sustrato, etc.
- Estudios sedimentológicos de laboratorio: granulometrías, balanza de sedimentación, análisis de Rayos X, petrografía microscópica, estudio de minerales pesados.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. PALEOZOICO

Los materiales pertenecientes al Paleozoico presentes en la hoja de BENAVIDES comprenden edades que van desde el Cámbrico al Ordovícico superior. Las unidades que se han podido diferenciar son, de más antiguas a más modernas, la Serie de los Cabos, las Pizarras de Luarca, y la Formación Agüeira.

Las condiciones de afloramiento de estos materiales son muy deficientes, con excepción del área situada al NO de la hoja. Esto se debe al suave relieve que presenta la región, al hecho de que constituya el borde occidental de la Cuenca Terciaria del Duero y a la existencia de un fuerte recubrimiento cuaternario. Todo esto hace difícil el establecimiento de series estratigráficas continuas.

1.1.1. SERIE DE LOS CABOS (Areniscas, pizarras y cuarcitas. Cámbrico medio-Ordovícico inferior) (1,2)

Los materiales más antiguos que afloran en la hoja son alternancias de cuarcitas con areniscas y pizarras, que constituyen la Serie de los Cabos (LOTZE, 1958). Aflora en el sector comprendido entre Valbuena de la Encomienda y Combarros de forma casi continua, ya que en ocasiones se oculta bajo los materiales terciarios. La base de la serie no llega a aflorar ya que los pliegues existentes hacen que sólo sean visibles los 1.500 m superiores de los 2.500 a 4.600 m aceptados actualmente en el dominio del Navia y Alto Sil (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978; PEREZ ESTAUN *et al.*, 1981). Las características de los afloramientos hacen difícil realizar una sección completa de la serie, pero ésta no parece presentar diferencias importantes con respecto a otros sectores vecinos en este dominio.

En la cartografía se han separado dos unidades Litoestratigráficas en

función del mayor o menor predominio de los bancos cuarcíticos y de su potencia. Una unidad inferior, que abarca casi toda la serie presente en la hoja, que consiste en una alternancia de cuarcitas blancas o grisáceas en tramos de 7 a 30 m de potencia, separados por pizarras, limolitas grises oscuras o negras, o alternancia de areniscas, limolitas y pizarras a nivel de capa o lámina, formando tramos en general menos potentes. La unidad superior tiene un espesor de 300 m y está constituida por cuarcitas blancas en bancos potentes, y es muy fácilmente reconocible a nivel regional.

Ya que, debido a las condiciones de afloramiento, no es posible el estudio sedimentológico de toda la Serie de los Cabos que aflora en la presente hoja, se han estudiado dos series aprovechando el talud del ferrocarril Madrid-La Coruña: una está realizada 1 km al S de Magaz de Cepeda y representa la parte alta de la serie aflorante; la otra ha sido realizada entre Porqueros y Zacos, y está situada estratigráficamente unos 800 m por debajo de la anterior.

Desde el punto de vista litológico las cuarcitas son mucho más abundantes en la serie de Porquero-Zacos, que en la de Magaz de Cepeda. En estas series se distinguen varias facies que corresponden a tres tipos básicos: arenosas (A), heterolíticas (H) y lutíticas y limolíticas (F). Las primeras son areniscas cuarcíticas, de grano fino a medio, de tonos blancos y grisáceos; en función de su geometría y de las estructuras sedimentarias presentes se subdividen en: A₁) caracterizadas por presentar estratificación cruzada en surco, debida a la migración de megaformas del lecho; pueden tener "ripples" al techo (superficies de "ripples" y superficies erosivas muy frecuentes). A₂) con estratificación cruzada planar, debida a la migración de grandes formas. A₃) cuya característica es la presencia de "megaripples" que con frecuencia llevan "ripples" superpuestos. A₄) caracterizada por la laminación de "ripples" en toda la facies y A₅) con laminación paralela de alto flujo. Las facies heterolíticas están formadas por términos arenosos, generalmente grises, incluidos en lutitas y limolitas de tonos grises oscuros a negros; se distinguen dos tipos de acuerdo con la escala de las estructuras que presentan los términos arenosos: H₁) en las que las arenas se presentan en forma de "megaripples" que al alternar con facies finas (F) dan una estratificación megalenticular o megaondulante. H₂) formadas por arenas con estructura de "ripples" cuya alternancia con facies finas produce una estratificación microlenticular o microondulante; en frecuentes ocasiones esta facies sustituye a las finas en las alternancias de H₁. Finalmente las facies finas están constituidas por lutitas o limolitas masivas, grises o negras.

Todas estas facies se encuentran en ambas series, a excepción de las facies A₃ que no tienen representación en la serie de Porquero-Zacos, en la cual las facies son más abundantes que en la de Magaz de Cepeda; por el contrario en ésta hay un mayor número de tramos con facies heterolíticas.

Las asociaciones de facies permiten distinguir tres tramos en la serie de Porquero-Zacos. El basal, con 44 m de espesor, presenta un neto predominio de facies A (A₁, A₃ y A₄, esta última muy escasa), siendo minoritarias las H (H₁ y H₂) y las F. En el segundo tramo, de 56 m de potencia, prácticamente sólo existen facies A₁. El último tramo, de 27 m de

espesor, se caracteriza por un predominio de las facies A, con una mayor importancia de los tipos A₃ y A₄ respecto al tramo basal de la serie; no existe representación de las facies heterolíticas.

En Magaz de Cepeda hay un tramo basal, de 31 m. de potencia, formado por facies A (A₂, A₃, A₅) y H₁, siendo muy escasas las H₂ y F. El tramo superior, de 70 m está formado, a partes iguales, por facies A₁ que es la representación casi exclusiva de las facies arenosas, y facies H (H₁ y H₂).

Las facies que se acaban de describir se ordenan en megasecuencias de las cuales las más representativas son de carácter negativo, normalmente complejas y con espesores de 12 a 20 m. Se inician con facies H que pasan hacia el techo a facies A, siendo éstas de mayor potencia que las primeras; tanto la superficie de la base como la del techo suelen ser erosivas. Este tipo de secuencia es la que caracteriza el tramo superior de la serie de Magaz de Cepeda y al intermedio de la de Porquero-Zacos; en esta última también se encuentra en la parte basal. Son secuencias que representan la construcción de barras submareales sobre sedimentos fangosos en una zona de plataforma somera, como consecuencia de la actuación de corrientes intermitentes y de la llegada de importantes cantidades de arena. Tanto la energía de la corriente como los sedimentos aportados se van incrementando en el tiempo; en un primer momento se depositan facies de baja energía, en zonas con escaso aporte arenoso, el cual da lugar a la formación de pequeñas barras desarrolladas sobre sustratos fangosos; posteriormente tanto la energía como el aporte aumentan, dando lugar al desarrollo de barras mayores. En la formación de éstas la energía de las corrientes sufre variaciones importantes: aumento, con formación de superficies de "ripples" (facies A₅) o por interestratos lutíticos (facies F). En otras ocasiones la disminución de la energía es gradual, dando lugar a que sobre las barras mayores se instalen formas de menor escala (facies A₃ sobre A₁ ó A₂), originándose de este modo secuencias complejas; la energía puede descender hasta el punto de permitir procesos de decantación, formándose facies H₂ ó F.

La repartición en la vertical de estas secuencias indica una mayor energía en la serie de Porquero-Zacos que en la de Magaz de Cepeda.

Todo lo expuesto está de acuerdo con los estudios sedimentológicos de esta misma serie que han sido llevados a cabo por BALDWIN (1975, 1978) en los afloramientos de la Costa Cantábrica, dentro del Dominio del Navia y Alto Sil. Este autor ha distinguido facies de "foreshore", "lagoon", "sand bar", "shore face" y "shelf".

Condiciones de sedimentación similares han sido establecidas por MARCOS Y PEREZ ESTAUN (1981) para la serie de los Cabos en el dominio del manto de Mondoñedo.

Dentro de la Serie los Cabos no se han encontrado fósiles en el ámbito de la Hoja, si bien su edad puede ser establecida en base a criterios regionales. En la parte baja de la formación han sido citados *Trilobites* del Cámbrico medio en distintas localidades (FABER y JARITZ 1964; SDZUY 1968) mientras que en el resto de la formación los datos de edad existentes se establecen en base a pistas de *Trilobites* (*Cruciana* y otros). De acuerdo con estas pistas la edad de la formación llega hasta el Ordovícico inferior (MARCOS 1973; BALDWIN 1975, 1978; PEREZ ESTAUN 1978). Faunas de

Graptolites, encontrados inmediatamente encima del techo de la Serie de los Cabos en el sector del puerto del Manzanal, próximo a la hoja de Benavides, proporcionaron una edad Arenig para estos niveles (PEREZ ESTAUN 1974). Dado que en la presente Hoja sólo se encuentra la parte más alta de la formación, es posible que sólo se halle representado el Ordovícico inferior y quizás parte del Cámbrico superior.

1.1.2. PIZARRAS DE LUARCA (Pizarras negras. Ordovícico inferior-medio) (3)

Por encima de las cuarcitas superiores de la Serie de los Cabos, con un espesor de unos 50 m. existe una alternancia de areniscas y pizarras negras con niveles ferruginosos que dan paso a una monótona sucesión de pizarras negras (Pizarras de Luarca). Dicha alternancia, descrita en diversos sectores de la ZAOL (MARCOS, A. *et alt. (in litt)*, PEREZ ESTAUN, A. *et alt. (in litt)* y MATAS, J. *et alt. (in litt)*) ha sido individualizada cartográficamente en algunos lugares y denominada "Serie de Transición". No es este el caso de la presente hoja ya que no es claramente diferenciable en todos los sectores, por lo que ha optado por asociarla a las Pizarras de Luarca. En la base de esta Serie de Transición se ha citado fauna Arenig (PEREZ ESTAUN, 1974a) en las proximidades de la presente hoja.

Las Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882) afloran en dos franjas de dirección aproximada E-O en la depresión de Brañuelas-Villameca y entre Combarros y Brazuelo. Constituyen una sucesión de pizarras negras masivas con niveles ferruginosos hacia la base, y, en general, muy homogéneas. La primera esquistosidad hercínica es muy penetrativa en estos materiales de tal forma que la estratificación aparece a veces totalmente borrada. No existen superficies de referencia para establecer su estructura detallada lo que impide dar datos exactos en cuanto a su espesor; de todas formas, por lo que se refiere al afloramiento situado al N, su espesor no debe ser superior a los 1.400 m., siendo al S de la hoja, en el flanco N del Sinclinal de Castrillo, algo menor. Estas pizarras negras con materia orgánica y sulfuros de Fe se asocian a medios euxínicos sin que se pueda estimar una profundidad determinada.

En la realización de la hoja no se han encontrado nuevos datos paleontológicos. Regionalmente está bien determinada la edad de la formación de acuerdo con los datos aportados *Graptolites* y *Trilobites*. La fauna encontrada en las Pizarras de Luarca, siempre muy cerca de la base, corresponde al Llanvirn generalmente, aunque en algunas localidades se encuentra fauna Arenig (PEREZ ESTAUN, 1974 a, 1978).

1.1.3. FORMACION AGÜEIRA. (Pizarras con intercalaciones de limolitas. Ordovícico superior). (4,5)

Por encima de las Pizarras de Luarca aparece una sucesión pelítico-arenosa denominada Formación Agüeira (MARCOS, 1973). La existencia de niveles arenosos por encima de las Pizarras de Luarca fué señalada por muchos autores (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1942; FARBER Y JARITZ, 1964; NOLLAU, 1966; MATTE 1968), aunque se desconocía su edad,

características sedimentológicas, y distribución de los materiales. Posteriormente, MARCOS (1970, 1973) describió esta formación estableciendo su carácter turbidítico y su edad.

En la hoja de Benavides el límite inferior de esta formación es gradual y, cartográficamente, ha sido establecido de una forma convencional. Se ha tomado como base de la formación las primeras capas de areniscas que se encuentran por encima de una alternancia de pizarras negras con delgadas capas arenosas. La dificultad para establecer el límite de otra forma radica en la similitud litológica entre la Formación Agüeira y las Pizarras de Luarca en este sector. No se conoce el techo de la formación debido a la erosión, siendo el espesor máximo observable de unos 1.000 a 1.300 m.

La formación Agüeira en el sector estudiado está formada fundamentalmente por pizarras; presenta cerca de la base unos 100 m. de alternancias rítmicas de areniscas y pelitas en capas de 5 a 15 cm. de espesor; en el resto de la sucesión aparecen alternancias siltitas-lutitas. El carácter turbidítico de la formación es difícil de reconocer en este área.

No obstante, en las proximidades de Villagatón se han podido observar, en la zona basal de alternancias, secuencias de carácter turbidítico. Son de espesor muy escaso, casi siempre inferior a 10 cm., estando constituidas por areniscas de grano muy fino, limolitas y lutitas. En la parte más basal se inician por un intervalo que puede presentar laminación paralela, ser masivo o bien aparecer muy bioturbado; sobre éste se encuentra otro caracterizado por laminación de ripples, que da paso a un último con estratificación microlenticular a microondulante, en el que son frecuentes los burrows, paralelos a la estratificación, cilíndricos, con un diámetro de 0,5 a 2 mm. El intervalo intermedio no siempre se encuentra en la secuencia. Por encima se encuentra otro tramo en el que las secuencias constan sólo de dos intervalos; el inferior semejante al de las anteriores y el superior, que puede acuñarse, de carácter pelítico. Un tercer tramo presenta como secuencias características las constituidas únicamente por un intervalo con laminación de ripples. Sobre él existe un nuevo tramo con secuencias formadas por un intervalo inferior con laminación de ripples y uno superior con estratificación lenticular. Finalmente sólo aparece en las secuencias el intervalo caracterizado por estratificación microlenticular a microondulante. Por sus características corresponden a las facies D (D_1) de MUTTI & RICCI LUCCHI (1980) depositadas en una zona distal de un abanico submarino. La evolución de las secuencias en la vertical indica un aumento de la distalidad en el tiempo.

Trabajos más detallados sobre la Formación Agüeira pueden encontrarse en MARCOS (1973), CRIMES *et al.* (1974), PEREZ ESTAUN (1978), MATAS (in litt). Más recientemente PEREZ ESTAUN y MARCOS (1981) presentan un estudio general sobre la misma; de acuerdo con los datos presentados en este último trabajo, las facies de la Formación Agüeira en la Hoja de Benavides corresponden en general a facies de las planicies que rodean el abanico submarino de Vega de Espinareda.

No habiendo encontrado fauna durante la elaboración de la hoja, es necesario remitirse a los datos regionales para precisar la edad de la formación. Así, de acuerdo con los datos presentados por MARCOS (1970)

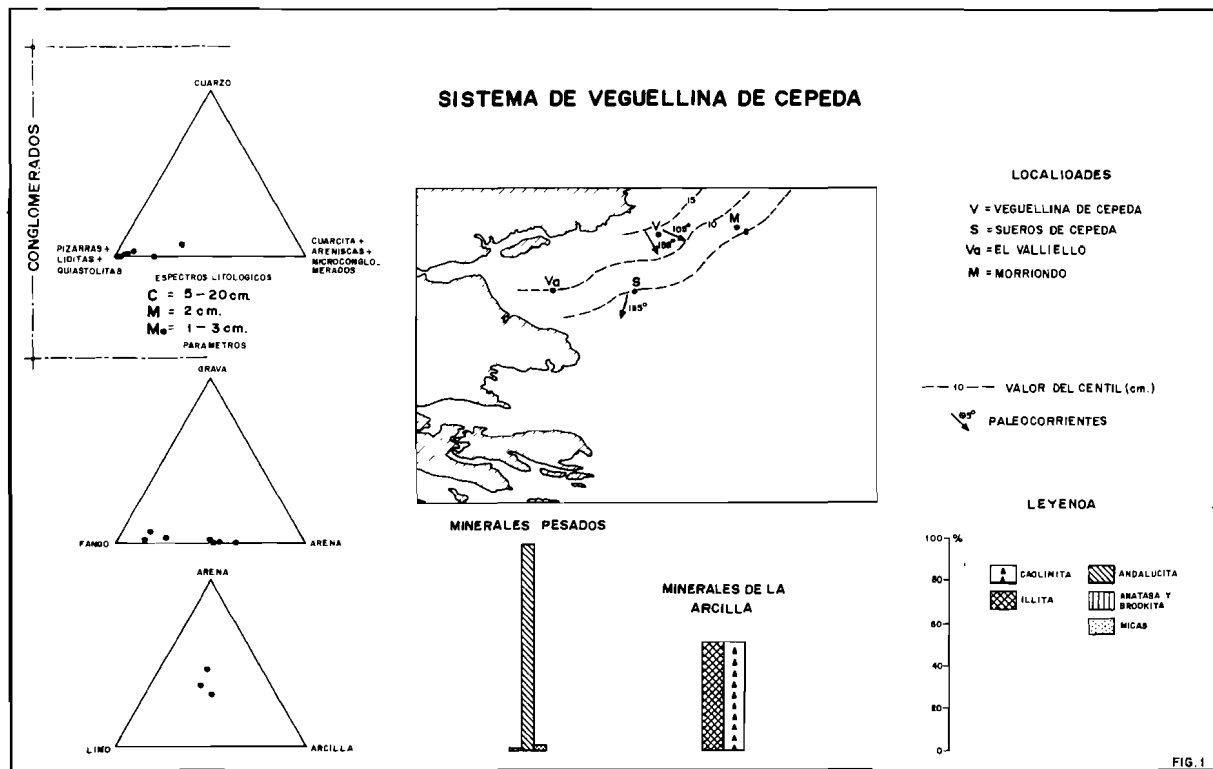


FIG. 1

y PEREZ ESTAUN (1978), la Formación Agüeira representa el Ordovícico superior, más concretamente, al Caradoc, pudiendo la parte inferior ser atribuible al Llandeilo. Los únicos fósiles citados en esta formación han sido *Braquiópodos* (MARCOS, 1970).

En el extremo SO de la Hoja aparece un pequeño afloramiento de alternancia de cuarcitas y pizarras pertenecientes a esta formación. Aquí la formación no supera los 300 m. de espesor. Una descripción más detallada de este sector se encuentra en la memoria de la hoja de Astorga (nº 193) del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000 (plan MAGNA).

1.2. Terciario

Como se expresa en el capítulo 0.—INTRODUCCION los materiales terciarios se han separado para su descripción en distintos sistemas deposicionales. Estos son:

1.2.1. NEOGENO

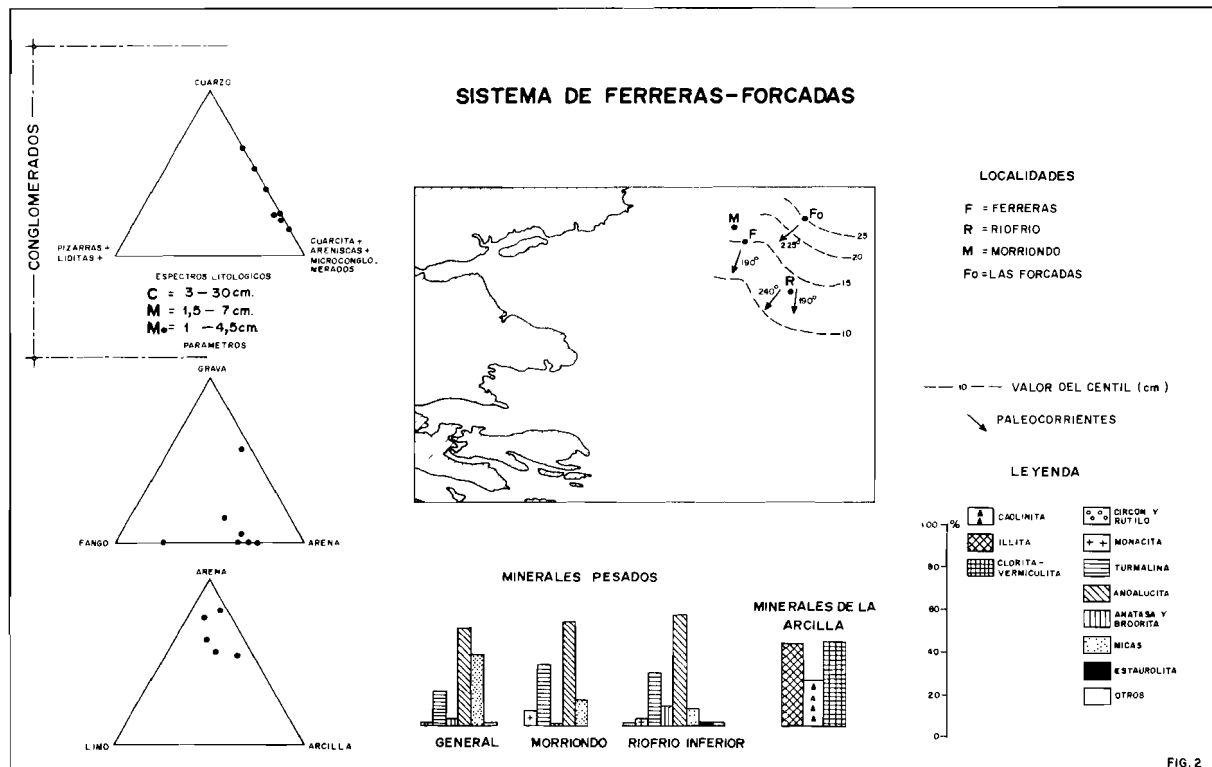
1.2.1.1. SISTEMA DE VEGUELLINA DE CEPEDA (Paraconglomerados de clastos de pizarra y quistolita y fangos rojos. Mioceno superior) (12, 15)

Toma el nombre de la localidad de Veguellina de Cepeda, situada hacia el norte de la Hoja, en donde se levantó la serie tipo. Los mejores afloramientos aparecen en los escarpes situados entre la localidad antes mencionada y Sueros de Cepeda. Hacia el O y S se indenta con los depósitos del Sistema de Villagatón, como se puede observar al S de Requejo y en el Valliello. Hacia el E se indenta también con los sedimentos del Sistema de Forcadas-Ferreras, existiendo facies de coalescencia en los alrededores de Morriondo.

Se encuentra discordante sobre las Pizarras de Luarca que aparecen afectadas por un fuerte metamorfismo térmico, lo que provoca la aparición de cristales de quistolita, a veces de gran tamaño. Estos materiales paleozoicos sufrieron una fuerte alteración premiocénica, causante del fuerte color rojo que presentan sus facies. La potencia máxima observada (serie de Veguellina) es de 60 m.

Está constituido fundamentalmente por conglomerados y fangos. Los primeros son paraconglomerados, a veces heterométricos, formados por cantos de los que más del 80% son de pizarra y quistolitas (Fig. 1); la matriz, que puede ser muy abundante, es fangosa y de color rojo. A veces los clastos pueden estar orientados. El centil oscila entre 5 y 20 cm. y el tamaño más frecuente entre 1 y 3 cm. Las variaciones del primero en el espacio muestran una disminución desde los afloramientos más septentrionales a los más meridionales (Fig. 1). A partir de la cota de 1.020 m. y al N de Veguellina de Cepeda se encuentran además paraconglomerados cuya posición fundamental es cuarcítica, de cantos angulosos y subangulosos, cuyo centil está por encima de los 20 cm.

Los fangos se caracterizan por su color rojo y suelen contener cantos de pizarra dispersos y ser arenosos; esta facies es la predominante en la mayoría de los afloramientos, especialmente en la mitad superior de las



series. La asociación de minerales pesados transparentes está constituida casi exclusivamente por andalucita (Fig. 1); los minerales de la arcilla son caolinita e illita a partes iguales.

En conjunto, este sistema está formado por una sucesión de coladas fan-gosas (Fig. 7) que pueden tener cantos "debris flows"; éstas son más frecuentes en la parte norte (Serie de Veguellina de Cepeda) y en la base de las series; mientras que las desprovistas de cantos "mud flows" predominan hacia el techo. Esporádicamente se encuentran pequeñas canalizaciones en el techo de las coladas.

El mecanismo de transporte fundamental (Fig. 9) ha sido por coladas de fango, estando subordinado el transporte por suspensión gradada con rodamiento al que corresponderían los depósitos canalizados.

La composición de los cantos y la asociación de minerales pesados transparentes indican claramente que el área fuente de estos depósitos fué la Formación Pizarras de Luarca, que aflora en el extremo occidental del margen norte de la hoja. Apoya esto las direcciones de paleocorrientes, tomadas en paleocárcavas y en cantos orientados, que marcan una procedencia nor-occidental de los aportes (Fig. 1).

1.2.1.2. SISTEMA DE FERRERAS-FORCADAS. (Ortoconglomerados de clastos de cuarcita y cuarzo. Intercalaciones delgadas de arenas. Mioceno superior) (11,9,6)

Se localiza en el ángulo nor-oriental de la hoja, derivando su nombre del Hito de las Forcadás, situado inmediatamente al norte de esta Hoja y de la localidad de Ferrera.

Probablemente el Sistema esté constituido únicamente por dos abanicos, interdigitados, con ápices situados en el ángulo SE de la hoja de Riello (128); el de Forcadás, de mayor amplitud y localizándose siempre por encima de la cota de 1.000 m., que viene marcada por una disconformidad, está constituido fundamentalmente por sedimentos conglomeráticos; el de Ferreras, menos extenso, que sirve de transición entre el Sistema de Veguellina, situado al O y el de Forcadás, está formado por depósitos de grano más fino generalmente.

La descripción de este Sistema se hace en base a los afloramientos situados a lo largo del valle del arroyo Valeo y en la cabecera del arroyo Rial, siendo las series representativas la de Ferreras, parte superior de la Riofrío y la del valle de las Forcadás. En la primera, la mitad inferior de la serie correspondería a sedimentos del Abanico de Ferreras, mientras que en el resto predominan los materiales gruesos del Abanico de Forcadás.

El tránsito entre este Sistema y el de Veguellina se sitúa en los alrededores de Morriondo. La parte inferior de la serie de Riofrío es representativa del tránsito de este Sistema al de Carrizo-Benavides situado inmediatamente al O.

Está constituido por conglomerados, arenas y fangos. Los primeros, con tonos amarillentos o amarillentos-rojizos, son ortoconglomerados compuestos por cantos subangulosos o subredondeados, de cuarcita y cuarzo (Fig. 2), apareciendo sólo esporádicamente algunos de pizarras o liditas, en porcentajes inferiores al 3%. Los espectros litológicos de la parte inferior de

la serie de Riofrío son intermedios entre los del Sistema de Carrizo-Benavides en el sentido de aumentar el porcentaje de cuarzo, y disminuyendo éste con respecto al Sistema Forcadás-Ferreras. Frecuentemente los clastos aparecen recubiertos por una pátina de óxido de manganeso. La matriz suele ser una arena de grano medio a grueso y en ocasiones microconglomerática o limoso-arcillosa. En algunos puntos muestran ordenación y estratificación cruzada en surco a media escala. El centil presenta una clara disminución hacia el S y SO (Fig. 3), así como desde la base al techo de las series de Ferreras y Riofrío.

Las arenas de este Sistema presentan una gran variabilidad en el tamaño de grano y en la clasificación; no obstante se observa una disminución en aquél y una mejor clasificación hacia el sur, desde Ferreras hacia Riofrío. La representación en el diagrama CM (Fig. 9) muestra un mecanismo de transporte por suspensión gradada y suspensión gradada con rodamiento; de forma accesoria aparece la suspensión uniforme. Las estructuras que más frecuentemente se observan en ellas son estratificación cruzada en surco y granoselección.

La asociación de minerales pesados transparentes está constituida por andalucita, micas, y turmalina, como especies dominantes, y anatasa, monacita, estaurólita, rutilo y epidota como subordinadas (Fig. 2). En las proximidades de Morriondo, la asociación es, desde el punto de vista cuantitativo, ligeramente diferente, apareciendo contenidos más altos en andalucita y monacita, debido a la influencia del Sistema de Veguellina. En la parte inferior de la serie de Riofrío la asociación está muy próxima a la del Sistema Forcadás-Ferreras aunque con influencia de la del Sistema Carrizo-Benavides que le comunica un claro carácter intermedio.

Los fangos presentan coloraciones diversas: rojas, gris verdosas o pardas, amarillentas, blanquecinas, pudiendo pasar de una a otra en un mismo tramo o bien aparecer como parches. Se observan procesos de marmorización, que pueden darse también en arenas finas y constituyen una característica importante para diferenciar esta facies en el terreno.

Los sedimentos que se acaban de describir se ordenan en secuencias granodecrecientes, que se inician sobre una superficie erosiva. Su potencia oscila entre 6 y 12 m.; se inician con conglomerados que presentan estratificación cruzada en surco; es frecuente encontrar cantos blandos; gradualmente pasan a arenas y arenas fangosas hacia el techo, que también muestran estratificación cruzada en surco. En la serie del Valle de las Forcadás, el último término de esta secuencia presenta una potencia muy reducida. En la Fig. 7 se encuentran los dos tipos más frecuentes; la secuencia *a* es la única que se ha observado en el valle de las Forcadás, mientras que la *b* es la más abundante en las series de Ferreras y Riofrío, situadas al SO y S de aquellas. Ambas corresponden a relleno de canales trenzados, que evolucionan desde condiciones más proximales al N a más distales al S y SO. Las secuencias de transición al Sistema de Carrizo-Benavides (parte inferior de la serie de Riofrío) presentan un mayor desarrollo del término superior de fangos (Fig. 7).

Las direcciones de paleocorrientes, el gradiente de disminución del centil de los cantos (Fig. 3), la variación en el calibrado de las arenas, la composición mineralógica y la distribución de los dos tipos de secuencias

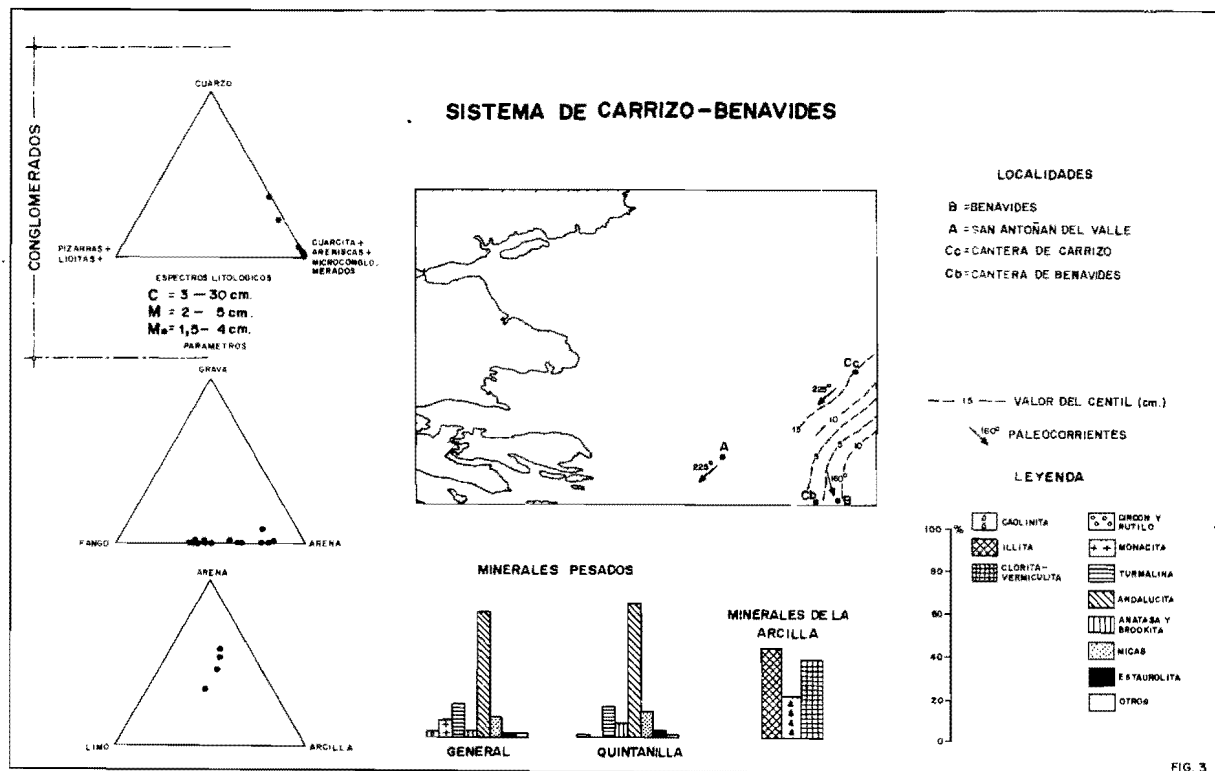


FIG. 3

indican una procedencia fundamental del N para los aportes de este Sistema. El área fuente lo constituyen las Formaciones de Cándana-Herrería y Serie de los Cabos, en donde se encuentran enraizados los ápices de sus abanicos.

1.2.1.3. **SISTEMA DE CARRIZO-BENAVIDES.** (Fangos, limos, arenas e intercalaciones de conglomerados. Mioceno Superior) (11, 6, 7, 8, 9)

Los afloramientos que corresponden a este Sistema se encuentran en la región suroriental de la hoja, siendo los más importantes los de las canteras de Llamas de la Ribera, Carrizo de la Ribera y Benavides, así como en los alrededores de San Antoñán del Valle por debajo de los niveles de calcimorfos.

Hacia el oeste pasa lateralmente al Sistema Forcadas-Ferreras, siendo la serie de Quintanilla del Monte representativa de esta transición, quedando recubierto en su sector SO por el Sistema de Villagatón.

La potencia observada es del orden de 100-110 m. Litológicamente está constituido por fangos, limos y arenas con escasas intercalaciones de conglomerados. Estos últimos son ortoconglomerados, con cantos subredondeados-subangulosos de cuarcita, en porcentajes mayores del 96%, y cuarzo; son frecuentes los cantos blandos. La matriz es abundante y de naturaleza arenosa. La transición al Sistema Forcadas-Ferreras se caracteriza por una ganancia en cuarzo y pérdida relativa de cuarcita. Aparecen como hiladas o bien ordenados, dando estratificación cruzada en surco. El centil muestra una clara disminución hacia el SO y O.

Las arenas, de tonalidades amarillentas, son de grano medio a fino y bastante bien calibradas. La estructura dominante es la estratificación cruzada en surco. La asociación de minerales pesados transparentes, válida también para la serie de Quintanilla del Monte, se caracteriza por el dominio de andalucita, con un valor promedio del 60%; otras especies importantes son la turmalina, monacita y micas, siendo accesorios el circón, rutilo, anatasa, estaurilita, epidota y apatito.

Los fangos, que es la litología dominante, presentan coloraciones verdosas y esporádicamente rojizas; generalmente son arenosos. Suelen ser frecuentes la bioturbación por *Anélidos* y *raíces*, así como las concreciones de manganeso; en la cantera de Benavides se encuentran restos de mamíferos, de gran tamaño, muy alterados. Casi siempre muestran un aspecto masivo, aunque pueden presentar laminación paralela. Suelen aparecer signos evidentes de procesos edáficos. Los componentes fundamentales de la fracción arcillosa son, en orden de mayor a menor importancia, illita, clorita-vermiculita y caolinita (Fig.3).

Los depósitos de este Sistema se ordenan en la vertical en dos tipos de secuencias granodecrecientes cuyo límite inferior es erosivo (Fig. 7). El término basal de la primera está constituido por gravas o arenas de grano medio a grueso, con cantos blandos en la base, que se presentan masivas u ordenadas en estratificación cruzada en surco. En la segunda, el término basal son arenas de grano fino o limolitas con cantos blandos. Los términos superiores en ambas están constituidos por fangos, limos arenosos y en ocasiones arcillas, que tienen restos vegetales y están muy bioturbados por

Anélicos y raíces; a veces se observan laminaciones paralelas y estructuras de escape de fluidos. Es su carácter bastante generalizado la presencia de nódulos de manganeso a techo de la secuencia, asociados a otros rasgos edáficos. Localmente terminan las secuencias con un suelo calcimorfo de hasta 1 m. de potencia. El tránsito entre los términos basales y los superiores puede ser gradual o neto.

Aunque en el ámbito de este Sistema la frecuencia más frecuente es la *b*, en conjunto se observa una variación regional en cuanto a la distribución de los dos tipos y el espesor de los términos que las conforman. Así los términos basales son más frecuentes y más potentes en la serie de la cantera de Carrizo de la Ribera y en la de Benavides norte, mientras que en la de Benavides sur predominan los términos superiores y están presentes los calcimorfos.

Estas secuencias se interpretan como fluviales. En la primera predominan los depósitos de llanura de inundación sobre los de canal, ya sean rellenos por gravas o por arenas; la otra correspondería íntegramente a llanura de inundación, atribuyéndose el término basal a depósitos de desbordamiento.

El marco sedimentario de este Sistema en la hoja, correspondería, de acuerdo con lo dicho anteriormente, a una zona muy distal de abanico dominada por amplias llanuras de inundación, que serían más proximales en Carrizo de la Ribera que en Benavides. Sobre estas llanuras de inundación discurrirían canales más o menos esporádicos y sinuosos hacia el SO y S; de acuerdo con las paleocorrientes medidas y el gradiente de disminución del centil en los cantos, procederían de un área fuente fundamentalmente cuarcítica y situada probablemente al NE.

1.2.1.4. SISTEMA DE VILLAGATÓN. (Conglomerados, arenas y fangos. Mioceno superior) (9,6,10)

Su nombre deriva de la localidad de Villagatón, situada en el cuadrante noroccidental. Se encuentra discordante sobre las Pizarras de Luarca, en la parte norte, y sobre la Serie de los Cabos en la parte más meridional, no descartándose la posibilidad de que esté enraizado en el Carbonífero del Bierzo.

Es el sistema que mayor extensión regional alcanza, ocupando gran parte de la mitad occidental de la hoja, extendiéndose desde el entrante terciario de Villagatón al NO hasta el límite de la hoja de Astorga a la que pasa. La potencia mínima aflorante de sus depósitos es del orden de 125 m.

Está constituido por conglomerados, arenas y fangos, que se ordenan en secuencias típicas de un ambiente fluvial trenzado (Fig. 7).

Los conglomerados afloran en los escarpes que proporcionan los ríos Tuerto y Porcos-Brañuelas, constituyendo la parte inferior de la mayoría de las series levantadas (Valliello, Vega de Magaz, Cogorderos, etc.). Son ortoconglomerados formados por cantos heterométricos, fundamentalmente de cuarcita; en porcentajes muy inferiores se pueden encontrar cantos de cuarzo y pizarras (Fig 4). El grado de redondeamiento varía entre subredondeados y subredondeados-subangulosos. El centil oscila entre 30 y 15 cm., siendo raros los valores mas bajos. La matriz es arenosa, de tonos

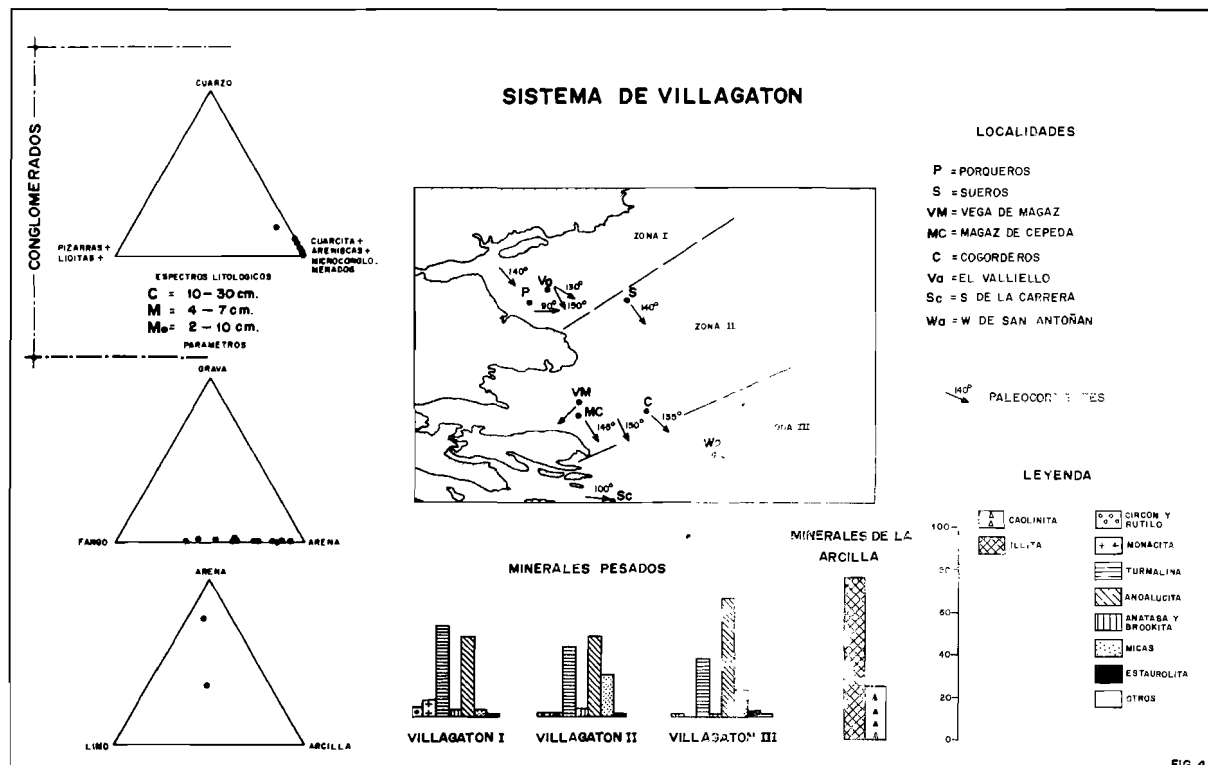


FIG. 4

amarillentos, y su contenido es variable; es más escasa hacia la base aumentando hacia el techo. En ocasiones aparecen niveles encontrados por óxidos de hierro y manganeso.

Los conglomerados pueden presentar estratificación cruzada en surco o bien aparecer concentrados en horizontes paralelamente a la estratificación separados por niveles arenosos. Corresponderían a depósitos de barras transversales y longitudinales de un sistema fluvial trenzado de red muy densa, cuya carga fundamental son las gravas y cantos. Las paleocorrientes medidas en los surcos (Fig. 4) tienen una componente hacia el E y SE en la zona de Villagatón, mientras que en las proximidades de Vega de Magaz y Cogorderos es claramente SE. Hay una dirección que da SO cerca de Vega de Magaz; quizás se deba a que la red en ese punto esté muy condicionada por los contrafuertes paleozoicos.

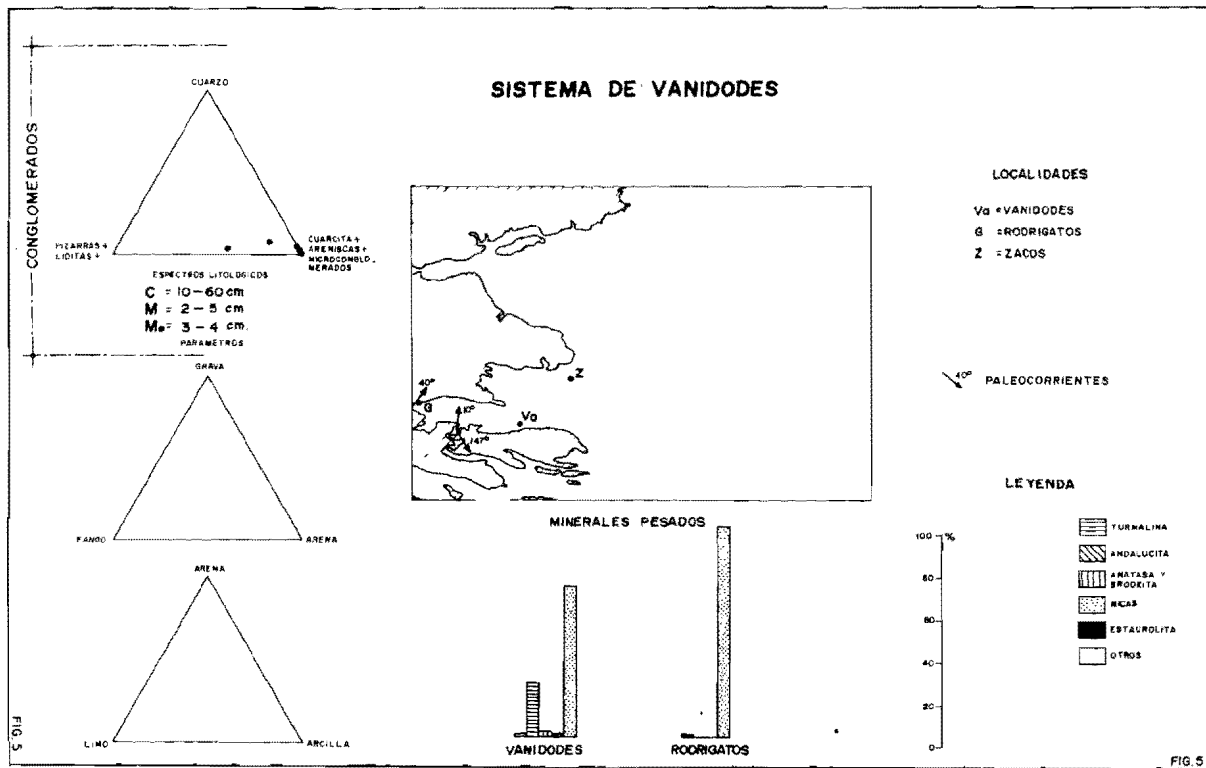
Las arenas presentan un tamaño de grano que varía entre grueso y fino, estando relativamente bien clasificadas. La modalidad de transporte es por suspensión gradada y de forma accesoria por suspensión uniforme. El color puede ser amarillento con pequeños parches rojos ocasionales o versicolores, predominando los tonos rojizos. Pueden aparecer niveles de encostramiento por óxidos de hierro y manganeso con distribución irregular. Se encuentran por encima de los conglomerados o intercaladas entre ellos (Serie de Vega de Magaz).

En las arenas se observa estratificación cruzada en surco a mediana y gran escala, que frecuentemente está distorsionada por estructuras de deformación debidas a escape de fluidos. También muestran granoselección positiva, disminuyendo el tamaño de los surcos al mismo tiempo que el tamaño de grano. Menos frecuentes son las arenas con granoselección que pasan a techo a fangos. En algunas series se han identificado arenas de grano fino con "climbing ripples". Estos depósitos serían el resultado de la agradación dentro del canal de formas de lecho linguoides, con frecuentes caídas de flujo y una sedimentación rápida. Las paleocorrientes medidas en estos surcos coinciden con las tomadas en los conglomerados (Fig. 4).

La asociación de minerales pesados transparentes está caracterizada por el predominio neto de la turmalina y andalucita sobre el resto de las especies minerales que son: micas, circón, rutilo, monacita, anatasa, brookita y estaurólita. El orden de importancia de estas especies en la asociación general muestran una zonación de N a S. La primera zona está caracterizada por el predominio de la turmalina sobre la andalucita, mientras que en las dos restantes es al contrario, aumenta el porcentaje de andalucita gradualmente hacia el sur. Esto se explica por una mayor contaminación de los Sistemas, simultáneos con él, procedentes del N y NE.

Los fangos son limos arcillosos de colores abigarrados, que muestran una abundante bioturbación por *Análidos* y *raíces*, así como niveles edafizados. Representan los depósitos de llanura de inundación del sistema fluvial, que se desarrollan fundamentalmente en la margen izquierda de las facies canalizadas. En la asociación de minerales de la arcilla predomina la illita (71%) sobre la caolinita (Fig. 4).

Se diferencian al menos dos etapas en la evolución de este Sistema. La



primera restringida, en afloramientos, a las zonas II y III (Fig. 4); la segunda representada en la zona I, con series que comienzan hacia la cota de 1.000 m, es decir, por encima de las anteriores. Ambas son similares, correspondiendo a dos momentos diferentes en la evolución del mismo sistema fluvial.

1.2.1.5. SISTEMA DE VANIDODES. (Conglomerados, arenas y limos. Mioceno superior) (6,13,14)

Toma el nombre de la localidad de Vanidores, situada en el ángulo suroccidental de la hoja, y no suele rebasar, hacia el este, la vega del río Porcos-Brañuelas. Se dispone discordante sobre el Paleozoico inferior (Serie de los Cabos).

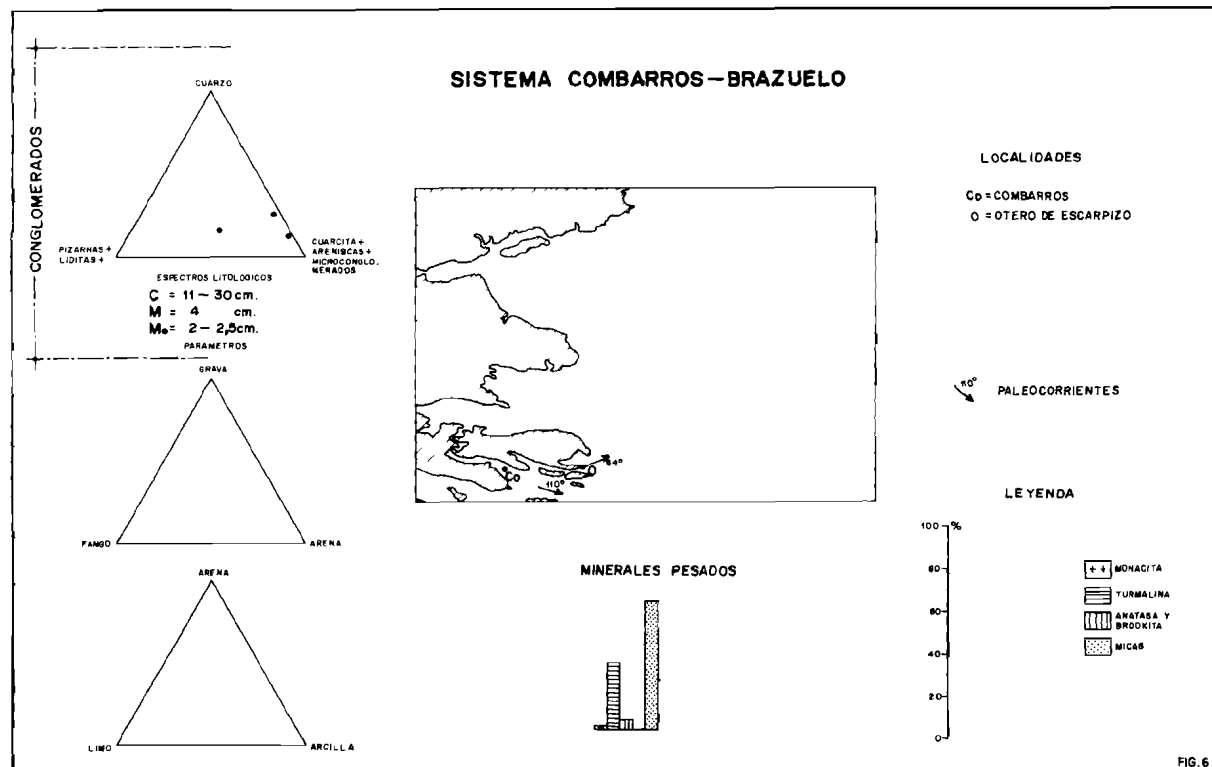
Está constituido por conglomerados, arenas y limos, situándose los primeros preferentemente en una posición más occidental (paleovalle de Rodrigatos de la Obispalía), mientras que los restantes predominan en el valle de Vanidores. Presentan tonos rojizos-anaranjados en el O y más claros y amarillentos en el este.

Los conglomerados tienen una composición que varía en el espacio y en el tiempo. Son ortoconglomerados, con matriz arenoso-limosa, cuyos espectros litológicos responden casi exclusivamente a cuarcitas en el área de Vanidores-Benamarías, mientras que en la zona de Rodrigatos de la Obispalía, situada al O y estratigráficamente más alta, presentan una composición más variada, apareciendo también clastos de areniscas, pizarras y minerales ferruginosos; los clastos de cuarcita suelen estar desrubefactados. El centil, la media y la moda disminuyen de O a E, aumentando, por el contrario, en la vertical (Fig. 5). El grado de redondeamiento va desde subanguloso-anguloso en el O a subanguloso-subredondeado en la zona oriental.

Las arenas son de grano fino y los limos arenosos, de colores blancos, amarillentos y, a veces, algo rojizos. La asociación de minerales pesados responde a tres tipos básicos: una constituida sólo por minerales opacos, localizada en el área de Rodrigatos de la Obispalía; otra formada exclusivamente por biotita, en sedimentos situados algo más al E que los anteriores, y finalmente la tercera en la que la biotita es el mineral dominante, siguiéndole en importancia la turmalina y teniendo como accesorio anatasa; esta última asociación aparece en una posición más distal que las anteriores.

Las secuencias más representativas de la parte inferior se caracterizan por conglomerados con matriz arenosa-limosa, que pasan a arenas de grano fino y limos. En la parte superior la secuencia más característica comienza, sobre una base erosiva, por conglomerados con bloques y cantos, pasando a techo a fangos rojizos. Estos materiales han sido depositados por un sistema fluvial juvenil, fuertemente condicionado en la parte alta por la paleopendiente y el paleorrelieve, mientras que en la parte baja los depósitos corresponden a una red más jerarquizada ya.

No se han podido obtener medidas de paleocorrientes en la parte inferior; no obstante, la geometría del Sistema y su naturaleza cuarcítica indican una procedencia del O y NO. En la parte superior, las direcciones



medidas en los canales de los afloramientos de la C.N. 6 son SO-NE, siendo en ellos donde se observan clastos de pizarra y minerales de hierro. Esta variación podría deberse bien a un cambio en el área de procedencia de los aportes, o bien a que estos depósitos superiores pertenezcan a un sistema mayor, en la actualidad desmantelado en parte, que enlazaría con el de Combarros-Brazuelo, situado inmediatamente al Sur de éste.

1.2.1.6. SISTEMA DE COMBARROS-BRAZUELO. (Orto y paraconglomerados, limos y fangos. Mioceno superior) (16,13)

Se sitúa en el área de la hoja y su denominación deriva de las localidades de Combarros y Brazuelo, encontrándose ésta última en la Hoja contigua (Astorga), cerca de su borde norte. Es el sistema de trazado cartográfico más complejo, debido a su división en sectores por los paleorreliieves aflorantes formados por la Serie de los Cabos y las Pizarras de Luarca.

Desde el punto de vista sedimentológico es el más variado, caracterizándose por el color intenso de los sedimentos, tanto en los términos de grano grueso como en los finos. Está constituido por orto y paraconglomerados con clastos fundamentalmente cuarcíticos, pudiendo aparecer también algunos de cuarzo, pizarras y minerales de hierro. El centil, la media y la moda decrecen de O a E y el grado de redondeamiento es de subanguloso a subredondeado, aunque a veces se encuentran clastos angulosos.

Los sedimentos finos son limos y fangos, que pueden contener cantos dispersos.

La asociación de minerales pesados está formada exclusivamente por minerales opacos, excepto en una de las muestras donde se han podido contabilizar una serie de minerales transparentes cuyo histograma aparece en la figura 6.

Se diferencian dos partes en este Sistema de acuerdo con el mecanismo de transporte y depósito dominantes. En la inferior hay predominio de coladas de fango y coladas de cantos, sobre las que pueden desarrollarse esporádicamente zonas canalizadas.

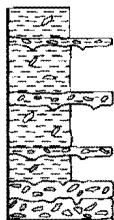
Hacia la parte alta (paleovalle de Combarros), los sedimentos responden a depósitos de canales de escasa profundidad con base erosiva y canales soldados en los que destacan cantos ventifactos.

Las paleocorrientes obtenidas dan una dirección de aportes de NO a SE, fuertemente controladas por los paleorreliieves (Fig. 6). La potencia máxima observada en afloramientos es del orden de 30 m.

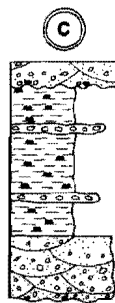
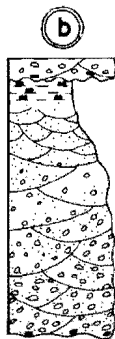
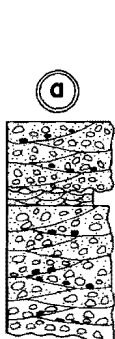
1.2.1.7. Relaciones temporales y espaciales entre los diferentes sistemas deposicionales

Las relaciones temporales y espaciales entre los distintos sistemas deposicionales aluviales, distinguidos en el relleno de este sector del NO de la Cuenca del Duero, quedan reflejados en la Fig. 8. Estos sistemas pueden adaptarse a dos modelos distintos: confinados y no confinados. Pertenecen al primer tiempo los del Villagatón, Vanidades y Combarros-Brazuelo, procedentes del área occidental, y al segundo los de Veguellina de Cepeda,

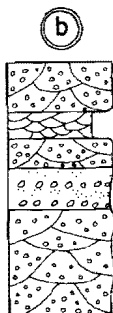
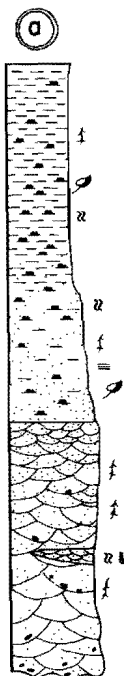
**SISTEMA DE
VEGUELLINA DE
CEPEDA**



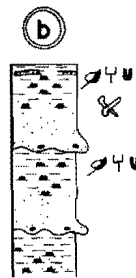
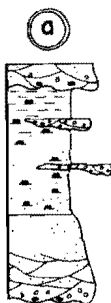
SISTEMA DE FERRERAS-FORCADAS



SISTEMA DE VILLAGATON



**SISTEMA DE
CARRIZO-BENAVIDES**



LEYENDA

Y PALEOSUELOS

f RAICES

RESTOS VEGETALES

z BIOTURBACION

≡ LAMINACION PARALELA

U PERFORACIONES (BURROWS)

vertebrados

● CANTOS BLANDOS

CONGLOMERADOS

ARENAS

LIMOS

ARCILLAS

Escala = 1:200

Fig. 7.- Principales tipos de secuencias en los diversos sistemas deposicionales del NW de la Cuenca del Duero.

RELACION ESPACIAL Y TEMPORAL ENTRE LOS DIFERENTES SISTEMAS DEPOSICIONALES

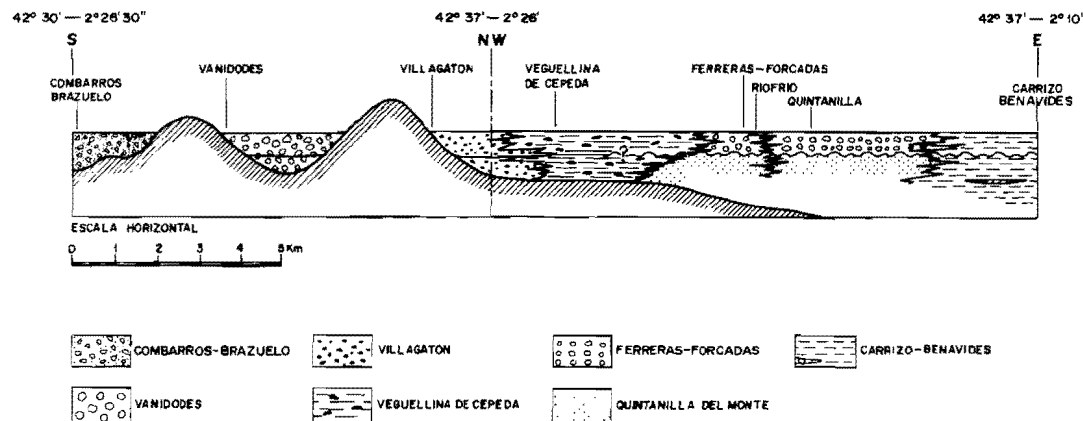


FIG. 8

Forcadas-Ferreras, enraizados en el borde N, y Carrizo-Benavides de área probablemente ya más lejana.

El paleorreliete en el primer tipo es uno de los factores que controlan los mecanismos de transporte y sedimentación, en un ambiente eminentemente fluvial (trenzado). Evolucionan de tal forma que una vez cubiertos los relieves el sistema se extiende, pasando a ocupar zonas más amplias.

El segundo tipo viene representado por abanicos aluviales, cuyos ápices van retrocediendo.

Uno y otro tipo pueden ser simultáneos, estando fuertemente influenciados por la naturaleza del sustrato de que proceden, ya sea pizarroso, cuarcítico o mixto, que va a influir notablemente en el mecanismo de transporte. De éste existen cuatro tipos, deducidos del Diagrama CM (PASSEGA & BYRAMJEE 1969; BULL 1972), correspondientes a tres grupos o modelos de sistemas (fig. 9).

1. Sistemas con transporte exclusivo por corrientes densas "debris y mud flows" y transporte en suspensión gradada con rodamiento esporádico. La única representación es el Sistema de Veguellina de Cepeda, ligado a la alteración de las Pizarras de Luarca, que adquiere geometría de abanico.

2. Sistemas con mecanismo de transporte por aguas claras o corrientes tractivas. Se distinguen dos modalidades:

2a) Sistemas con transporte en suspensión gradada y uniforme. Representan este tipo el Sistema de Villagatón, con área madre constituida por las Formaciones Agüeira, Pizarras de Luarca, Serie de los Cabos y probablemente el Estefaniense, todas ellas alteradas. Su geometría viene condicionada por los relieves.

2b) Sistemas con transporte por suspensión uniforme, suspensión gradada y suspensión gradada con rodamiento. Se encuadran en este tipo los de Forcadas-Ferreras y Carrizo-Benavides, procedente el primero de la alteración de la Serie de los Cabos y de la Formación Cándana-Herrería, pudiendo tener también una influencia subordinada de las Pizarras de Luarca. No es posible precisar cuál es el área madre del Sistema de Carrizo-Benavides. Los sedimentos se disponen dando geometría de abanico.

El sistema de Combarros-Brazuelo probablemente sea mixto, dándose alternancias en las condiciones de transporte, en masa y en aguas claras, siendo además su geometría confinada o semiconfinada en parte.

1.2.2. PLIOCENO Y PLIOCUATERNARIO

Se consideran de esta edad dos depósitos asociados a las dos superficies más antiguas existentes en el ámbito de la hoja. Son las denominadas Pre-Raña y Raña.

1.2.2.1. PLIOCENO: LA PRE-RAÑA. (Arenas y cantos de cuarcita. Plioceno superior) (16)

Tiene muy escasa representación. Solamente en dos puntos al norte y al oeste. El primero en el paraje llamado las Traviesas, al NE de Castro de

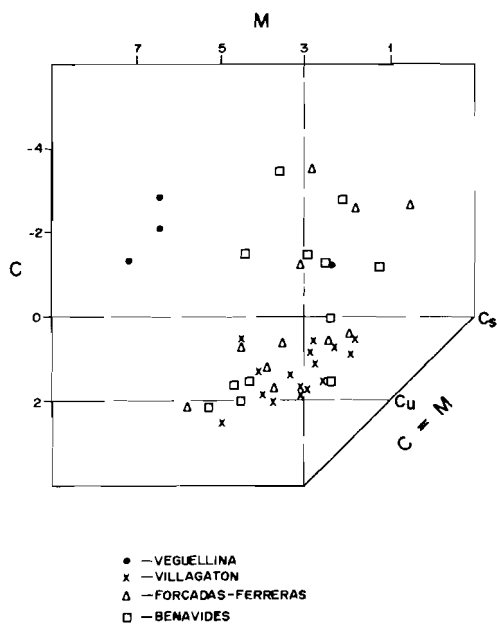


Fig. 9.- Diagrama CM para las arenas de los distintos sistemas deposicionales.

Cepeda, si bien se desarrolla más ampliamente en la vecina Hoja de Riello, en las proximidades de San Félix de las Lavanderas y de Escuredo, por encima de 1.110-1.120 m. de cota. Dicha superficie presenta el aspecto morfológico de un glacis con pendiente superior al 2 por 100, que enlaza con las vertientes de la parte Sur de la Sierra de Jistredo.

En su mayor parte, sobre el Paleozoico que forma dicha sierra, se trata de una superficie desnuda. Cuando el glacis se labra sobre los depósitos terciarios del Sistema de Ferreras, parece conservar restos de cobertera, muy delgada, arenosa, con algunos cantos cuarcíticos, algunos muy rebufoctados.

Al oeste encontramos depósitos similares en el borde de la Hoja, al sur de Rodrigatos de la Obispalía en una cota por encima de los 1.147 m. Se trata asimismo de arenas más o menos limosas con cantos de dudosa atribución al Mioceno infrayacente o al propio depósito, destacando sin embargo la existencia de pequeños cantos rubefactados, areniscosos o cuarcíticos.

1.2.2.2. PLIOCUATERNARIO: LA RAÑA. (Conglomerados y arenas. Villafranquense medio-Pleistoceno) (17)

Encajada en la superficie anterior se encuentra otra superficie de pendiente más suave con un depósito predominantemente conglomerático, a veces arenoso, con potencia variable no superior a 6-8 m. Tiene las características de un abanico aluvial muy aplanado con aporte de sedimentos de las áreas montañosas del norte y del oeste. La Raña que estudiamos aquí forma parte de un sistema más amplio que jalona el borde Sur de la Cordillera Cantábrica.

Son numerosos los autores que se han ocupado de la Raña. Citamos entre ellos a CASIANO DE PRADO (1964), E. HERNANDEZ-PACHECO (1912), GOMEZ DE LLARENA (1916), OEHME (1936), HERNANDEZ-PACHECO (1932, 1950), BIROT y SOLE SABARIS (1540, 1945), que datan al depósito como Villafranquense o bien como Plioceno.

MENSCHING (1958), MABESOONE (1959), SLUITER y PANNEKOEK (1964), RAYNAL y NONN (1968) y PANNEKOEK (1970) realizan estudios sobre La Raña obteniendo conclusiones en cuanto al clima y modo de sedimentación.

La base de La Raña es erosiva sobre depósitos premiocenos y sobre los restantes depósitos del Mioceno, presentando procesos de gleyzación.

En lo que respecta a su génesis, tradicionalmente se ha admitido un depósito de "sheet floods"; sin embargo en los autores modernos se observa una tendencia a considerarlo fluvial, existiendo canales anastomosados (MOLINA, 1975 y PEREZ GARCIA, 1977). El clima reinante en dicha época era árido, con lluvias estacionales fuertes para la mayoría de los autores, o escasas pero muy intensas (HOCQUARD, 1975). Sin embargo para VAUDOUR (1969) el depósito de La Raña coincide con el primer pluvial y con un clima frío en las montañas para el primero. Para MOLINA (1975) el clima es no árido y estacional.

De otra manera, depósitos detríticos considerados como de Raña por HERNANDEZ PACHECO en la provincia de León son estudiados desde el

punto de vista sedimentológico por ESPEJO, R. *et al.* (1973), y los comparan con los aluviales actuales del río, llegando a la conclusión de que tienen una génesis idéntica, habiéndose depositado un régimen fluvial en un pluvial antiguo de características inciertas, aunque no muy alejadas de las actuales condiciones climáticas.

Los autores que hasta el momento han estudiado esta región han considerado como Raña potencias considerables, englobando la parte superior de los sedimentos miocenos e incluso la terraza T₁ del río Orbigo, en el caso de trabajos anteriores a 1958. En estudios recientes se agrupan bajo este epígrafe: La Raña tal como aquí se considera y el Abanico de Fuente de la Majada que se describirá en el apartado 1.3.4.

Litológicamente está formada por un depósito conglomerático con lentejones arenosos de facies fluvial anastomosada con predominio del material detrítico grueso formando barras superpuestas de granulometría variable. El centil en las áreas del N oscila de 25 a 40 cm. y la moda es próxima a 5 cm. Litológicamente predomina la arenisca cuarcítica y la arenisca (50-60%) sobre la cuarcita (menos del 30%). Otros componentes son el cuarzo (5-7%) y la arenisca ferruginosa (hasta el 15%, generalmente 1-5%).

La matriz es arenosa a microconglomerática, nunca muy compactada con porcentaje de finos (limos + arcillas) del 25 por 100, similar al de algunos niveles arenosos (20%) y mediana en ambos de 0,25 mm. Hacia el S tanto la matriz como los niveles arenosos intercalados dan curvas granulométricas bastante bien clasificadas. En el N la matriz está menos organizada y hay mezcla de todos los tamaños.

Los minerales pesados dan espectros similares a los depósitos posteriores de terrazas con predominio de la andalucita y la turmalina (40%) acompañadas de monacita (3-5%) y rutilo y estaurolita (2%). Localmente es muy abundante la biotita (hasta el 90%) interpretándose como depósito de decantación (fig. 10).

Las arcillas presentes en la matriz son illita y caolinita en proporción de 70 y 20-25 por 100 respectivamente (PEREZ GARCIA, 1977) siendo esta última similar o más elevada que en los depósitos miocenos.

Sobre La Raña existe un proceso edáfico importante con desarrollo de un potente horizonte A₂, arenoso y de un argílico con características hidromorfas marcadas. En la zona N, donde La Raña tiene mayor extensión, las condiciones de afloramiento sólo permiten intuir la existencia de este Planosol, a veces decapitado. En Veguellina de Cepeda sobre el Btg rojo con estructuras glósicas se ha formado un Suelo Pardo Acido que en superficie enmascara al anterior, al fosilizarlo.

En el afloramiento al E de Quintana de Fon, bajo un A₂ antropizado se encuentran un Bt₁g (5YR5/8) y un Bt₂g (2,5YR4/6 a 10R4/8) sobre un Cg, todos ellos con un hidromorfismo muy marcado. El conjunto tiene al menos 4 m. de potencia.

Un hecho importante es la rubefacción que presentan los cantos en la parte superior del depósito, por movilización del hierro hacia la superficie de los mismos con aportes externos de Fe procedentes de la destrucción de suelos rojos existentes en los bordes de la cuenca originados bajo un clima cálido. Posteriormente hay un proceso edáfico de desmineralización con



destrucción total o parcial de la película externa y formación de una aureola blanca de amplitud variable.

Hay un proceso posterior de rubefacción que restituye la situación inicial formándose de nuevo un suelo rojo en clima cálido y estacional (VAUDOUR, 1969; MOLINA, 1975; PEREZ GARCIA, 1977).

Durante el Pleistoceno los clastos más superficiales (en porcentaje muy bajo) han sufrido algunos retoques de tipo eólico poco importantes: cantos con facetas y pulimento superficial.

La Raña representa el primer depósito aluvial del sistema fluvial actual cuando todavía no existía una jerarquización clara, y permanecían condiciones de drenaje deficiente en la base de este depósito.

El gran volumen de sedimentos encuentra su explicación en la relación de La Raña con fracturas paralelas o subparalelas al borde de Cuenca tectónicamente activas, que limitan las áreas montañosas. Las sucesivas pulsaciones dan lugar a un relieve permanentemente rejuvenecido sometido a fuertes procesos erosivos en las condiciones climáticas antes citadas.

La superficie sobre la que se deposita tiene una pendiente inferior al 1 por 100 de NE a SO, dirección que coincide con la dirección de aporte en la zona central y nord-oriental. Las investigaciones más modernas apoyan la tesis de la simultaneidad de los procesos de formación de esta superficie de glaci y del depósito del sedimento.

El mecanismo erosivo y de transporte es, como indican los datos sedimentológicos de campo y los análisis de laboratorio, de tipo fluvial o aluvial: canales anastomosados en una red densa y amplia que erosionan en unos puntos y depositan en otros.

En esta hoja, La Raña se localiza a lo largo de una franja entre las localidades de Veguellina de Cepeda y Villaviciosa de la Ribera, áreas de Porquero y Rodrigatos de la Obispalía entre las cotas de 1.030 a 1.060 m. (fuera de la hoja).

Se piensa en tres áreas de aporte. La más importante desde el N y NE de la hoja (Las Omañas y Rioseco de Tapia). Una segunda del NO (Brañuelas), con representación en Porquera y el Alto de los Pinos. La última, próxima a Rodrigatos de la Obispalía, con entradas en la cuenca desde el oeste.

Respecto de la edad, se ha considerado oportuno, dada la ausencia absoluta de restos paleontológicos, mantener la de Villafranquiense, como viene siendo habitual en la bibliografía moderna. Trabajos más detallados en la Cuenca del Tajo (Región de Madrid, Alcarria, Ocaña y Plataforma Externa de los Montes de Toledo y Valle del Tajo) la sitúan en el Villafranquiense medio (PEREZ GONZALEZ, 1981) coincidiendo el límite Villafranquiense medio-superior con la separación entre Plioceno y Pleistoceno.

1.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Los depósitos más modernos asociados a los procesos geomorfológicos desarrollados durante el Cuaternario o en las etapas finales del Plioceno, pero con influencia directa en el relieve actual, han sido

cartografiados y se representan en el Mapa de Formaciones Superficiales anexo.

Para ello se han agrupado atendiendo a criterios de génesis o asociación a los distintos modelados presentes y a su composición litológica siguiendo el modelo de representación propuesto por GOY, J. L. *et al.* (1980).

Se trata de un mapa derivado del correspondiente geológico con una serie de datos adicionales sobre potencias, alteraciones, suelos, consolidación, riesgos, obras humanas, etc. Para el estudio de los suelos se ha utilizado la Clasificación Francesa por su facilidad de aplicación en el campo. (DUCHAFOUR, 1972).

Las Formaciones Superficiales precuatnarias han sido tratadas en el apartado anterior 1.2.2., describiéndose seguidamente las más modernas, del Pleistoceno y Holoceno.

1.3.1. FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN FLUVIAL (19 a 30, 38, 43, 44 y 45) (F_{1h} a F_{4h}, F_{5s}, F_{6m}, F_{7i})

Se agrupan bajo este epígrafe diversos depósitos con características comunes en cuanto a génesis y composición litológica y algunas diferencias en cuanto a morfología. Son las terrazas, los depósitos aluviales-coluviales y los conos de deyección.

1.3.1.1. Terrazas fluviales

Se ha realizado una síntesis de los niveles de terrazas existentes en el conjunto del sistema fluvial del río Orbigo afluente del Esla y constituido por los ríos Orbigo, Omañas, Tuerto y Porcos, cada uno con distintos niveles conservados.

El río Omañas apenas tiene representación en la hoja (al NE, Villaviciosa de la Ribera) y en lo sucesivo se considera integrado en el río Orbigo.

Las alturas relativas obtenidas han sido: T₁ (97-105 m), T₂ (70 m), T₄ (60-61 m), T₅ (52-55 m), T₆ (40-44 m), T₇ (35 m), T₈ (28-33 m), T₉ (23-25 m), T₁₀ (18-19 m), T₁₁ (13-15 m) y T₁₂ (5-8 m). Este sistema coincide sensiblemente con el determinado para algunas áreas del N de la Cuenca del Duero por distintos autores (ríos Elsa, Pisuerga y Carrión) especialmente BARRA (1977) y GOY y ZAZO (1974). PEREZ GARCIA (1977) diferencia seis niveles que se corresponden con algunos de los citados.

Sobre los más altos se desarrollan suelos de tipo Rojo Fersialítico, con horizonte A₂ de hasta 1 m. de potencia, en general mal conservado en los bordes por degradación y antropización. El horizonte argílico está gleyizado con colores entre 7,5 R 5/6-2, 5 y R 4/6 que en algunos casos llegan a 10R 3/6, y tiene un espesor de 30-40 cm. El C está asimismo hidromorfo. La evolución del perfil es similar a la del Abanico de Fuente de La Majada descrito más adelante.

La terraza T₆ (40-44 m) presenta algunas diferencias dependiendo de las condiciones de observación y puede considerarse en el tránsito de Suelos Pardos Rojizos Lixiviados con horizontes A₂, A/B y Btg con color

5YR 5/8 predominante, con hidromorfismo muy suave. La potencia máxima es de 2 m. Sobre las terrazas más recientes se observa un tránsito a Suelos Pardos Lixiviados progresivamente menos evolucionados.

En cuanto a la composición litológica existe cierta variabilidad en función de las áreas madre que en este sector de la cuenca es variable.

Las terrazas del Orbigo presentan un espectro litológico en el que predominan los cantos de arenisca sobre los cuarcíticos. El cuarzo presenta valores que no superan el 7-8% y, como carácter diferencial, hay que citar la arenisca ferruginosa (probablemente de la formación San Pedro del Devónico de la Cordillera Cantábrica) con porcentajes que alcanzan hasta el 17 por 100. Los centiles máximos (≈ 25 cm) se sitúan en la T₁ disminuyendo hacia el S. Los tamaños más frecuentes son del orden de 5-7 centímetros.

Los ríos Tuerto y Porcos presentan composiciones litológicas similares en los elementos mayoritarios, arenisca y cuarcita, con ausencia de arenisca ferruginosa y centiles más bajos (12-25 cm). La moda se sitúa también en torno a los 5-8 cm. y menor, aguas abajo. Como carácter diferenciador destacar la importante proporción de quastolita en la matriz procedente de las áreas del NE de la Hoja.

Merece destacarse el predominio de cantos de pizarra (84%) en la terraza baja (T₁₂) al S de Villameca con dirección de aporte media del N. Este porcentaje disminuye rápidamente hacia el S y está condicionado por una entrada local de sedimentos.

El contenido en minerales pesados refleja en parte el área de procedencia. Aparecen la turmalina, andalucita, monacita, rutilo y circón como minerales más abundantes. Los dos primeros en proporción similar entre sí en las terrazas del Orbigo (al igual que en las superficies más antiguas).

En los depósitos de terraza próximos al cauce actual del río Barbadiel y su afluente el Vallón (altos de Sueros de Cepeda, Quintanilla del Monte) la proporción de andalucita crece espectacularmente, alcanzando el 100 por 100 en algún punto, con el consiguiente empobrecimiento porcentual del resto del espectro mineralógico. Las interpretaciones de este hecho se hacen en los capítulos de Geomorfología y de Historia Geológica.

1.3.1.2. Llanuras aluviales y lechos de canales activos

La llanura aluvial ocupa los fondos de valle actuales de los ríos principales del sistema fluvial. La más desarrollada es lógicamente la del río Orbigo. Lo mismo ocurre con los cauces activos. Los depósitos asociados a ambas formas son similares entre sí y con las terrazas más bajas, con algunas variaciones especialmente granulométricas en la proximidad de las áreas de aporte lateral.

Esto mismo sucede en las zonas de apertura del valle al salir del zócalo paleozoico. En estos puntos el porcentaje de cantos subangulosos y angulosos es bastante elevado.

El resto del material detrítico está formado por arenas finas a muy finas predominantes en especial en valles con influencia marcada de aportes del Mioceno.

El espectro de minerales pesados es variado y variable según el área madre con predominio de turmalina y andalucita y, menos, rutilo, circón y monacita.

1.3.1.3. Fondos de valle

Estos depósitos, aunque incluidos entre los fluviales, tienen una fuerte influencia coluvial favorecida por las condiciones climáticas y litológicas.

El carácter estacional, con sequedad acusada en verano y frío intenso en invierno con existencia de condiciones periglaciares durante algunos meses del año, favorece la producción de derrubios que son evacuados por las corrientes fluviales en la época en que tienen agua.

La separación de estos sedimentos con los que son transportados longitudinalmente no siempre es fácil por lo que se engloban en un único tipo: aluvial-coluvial.

La composición litológica está directamente condicionada por el sustrato dada la pequeña longitud de los cauces. Los situados en área terciaria son de arenas y gravas cuarcíticas areniscosas con cuarzo y, cerca del contacto con el paleozoico, algunas pizarras. La quiastolita, a veces en fragmentos de 1-2 cm., es especialmente abundante en el NO.

1.3.1.4. Conos de deyección y aluviales

Se sitúan en las salidas de los valles laterales a las principales. Son siempre de pequeñas dimensiones. Tienen composición litológica similar a la de los fondos aluviales. Los conos de deyección, por el contrario y debido a su área de aportes restringida, tienen composición similar a la del sustrato con lavado de parte de las fracciones arcillosa a arenosa fina. En los sectores con sustrato paleozoico los clastos son angulosos y es muy pequeña incluso la fracción arenosa.

1.3.2. FORMACIONES SUPERFICIALES ORIGINADAS POR ACCION DE LA GRAVEDAD (39, 40, 42) (GR_h)

1.3.2.1. Coluviones

Sólo se han cartografiado en los casos en que poseen cierta potencia o su existencia influye o dificulta la observación del Paleozoico y Terciario. Son especialmente frecuentes sobre el Paleozoico debido a la topografía diferencia, más acentuada, de sus materiales y estructura. Se sitúan en las vertientes de las sierras de cuarcitas y areniscas de la serie de los Cabos, la cual proporciona abundantes detritus por disgregación mecánica. En menos ocasiones son las formaciones pizarrosas las que aportan los materiales.

1.3.2.2. Derrames de glaciés

Están formados por la degradación de los depósitos de glaciés cuando éstos están escalonados y litológicamente tienen su misma composición. El

mismo proceso origina la degradación de los bordes de terrazas en otros aéreos. Se sitúan en el área oeste de la Hoja.

1.3.2.3. Depósitos eluviales-coluviales

Son un intermedio entre ambos. Se han cartografiado al NO en las proximidades de Villameca. Recubren áreas de pizarras paleozoicas con topografía suave, con alteración del material in situ y pequeño transporte.

Se trata en los tres casos de depósitos recientes sobre los que se desarrollan suelos actuales, poco evolucionados, de tipo Tierra Parda Húmeda o Suelo Pardo Acido lixiviado según las condiciones locales de drenaje y la litología.

1.3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN LACUSTRE: AREAS ENDORREICAS (L₁h)

Existen pequeñas zonas con carácter endorreico sobre las superficies altas en toda la hoja. Su área de influencia es pequeña y están conectadas con la red fluvial. En unos pocos casos se sitúan en los fondos de valle secundarios.

Los depósitos asociados son muy pequeños y poco potentes, consistiendo en limos y arcillas pardo-grisáceas procedentes del lavado de las vertientes, apenas inclinadas, que confluyen en pequeñas lagunas.

Dada su posición topográfica alta las aguas que recogen tienen como componente predominante o única las de origen externo, pluvial y su existencia depende por tanto de las condiciones climáticas de la región con características estacionales.

1.3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN POLIGENICO (16 a 18) (31 a 37) (MP₁m, MP₂i, MP₃pi, MP₄p)

Se incluyen en este apartado dos tipos de depósitos. Un primer grupo lo constituyen los materiales asociados genéticamente con dos grandes superficies existentes en la hoja. El segundo los glaciares de cobertera.

La primera es la Raña, a la cual se ha hecho referencia en el apartado 1.2.2. en donde se describen sus características deposicionales morfológicas, dada su adscripción crono-estratigráfica al Plio-Pleistoceno. Se cita en este apartado por su consideración de Formación Superficial en el sentido de GOY *et al.* (1980).

Encajada en ella se encuentra otra superficie, asimismo con depósito que parte de cotas en torno a los 1.030-1.040 m. en el N de la Hoja; zona central y constituye el interfluvio de los ríos Porcos, Tuerto y Orbigo y se sobreeleva unos 10-12 m. al E de Quintana de Fon. Al S de este área sirve de enlace con la T₁ del Orbigo-Tuerto. Es el abanico aluvial de Fuente de la Majada.

El depósito tiene carácter fluvial como el de la Raña con el cual coincide también en cuanto granulometría, porcentajes de gravas, arenas y fango y mineralogía de pesados. La potencia es de 4-5 m. siendo muy difícil reconocer el tramo superior pues los bordes del escarpe que origina están

sumamente degradados. Se apoya siempre sobre sustrato de arenas y limos miocenos.

Sobre él se desarrollan suelos de tipo Rojo Fersialítico bastante evolucionados, en general decapitados por erosión y/o antropizados. Se pueden observar horizontes A₂/Bt y Bt. El primero con potencia variable y color 5YR 5/8 con textura arenosa a grumosa y el segundo, con espesor de 30-40 cms., color 10R 4/6 con desarrollo de cutanes en zonas preferentes. El nivel C presenta hidromorfismo con colores entre 2,5 YR 4/8-YR 6/8. Se han observado puntos en que el horizonte argílico está hidromorfizado con colores hasta 7,5 YR 5/6. En la parte baja del A₂ existe un nivel de rubefacción de los cantos.

En un pozo al E de Quintana de Fon, bajo un A₂ antropizado se encuentra un Bt_{1g} (5YR5/8) y un Bt_{2g} (2,5YR4/6 a 10R4/8) sobre un Cg, todos ellos con un hidromorfismo muy marcado. El conjunto tiene al menos 4 m. de potencia.

En la base de los perfiles, coincidiendo con el cambio de textura entre el depósito y el sustrato terciario, se localiza otro horizonte argílico con origen probable en acumulación de arcillas por lavado lateral, 5 YR 4/6. Este es un hecho que se da con carácter general en los depósitos con suelos que presentan un cierto grado de evolución. La importancia del horizonte argílico inferior aumenta con la antigüedad del suelo y es inapreciable en los más recientes. Ha sido citado y estudiado en profundidad por HERAIL (1979) para la zona de Duerna.

En el sector occidental, preferentemente, de la hoja, se desarrolla un sistema de glaciares de cobertera escalonados que comprende un total de siete niveles diferentes con pendiente hacia el E o SE.

Se forman sobre los sedimentos del Mioceno en su mayor parte aunque afectan también al Paleozoico. La potencia es variable entre 0,20 m. y 1,00 m., en general de unos 0,40-0,50 m. Se observan algunos canales o surcos de pequeñas dimensiones (1 m. de ancho). Sobre ellos se desarrollan suelos de tipo Suelo Pardo Lixiviado con horizonte Bt poco desarrollado. Están afectados por un proceso de hidromorfismo que origina la rubefacción de los cantos especialmente de los de tamaño 1-2 cm. Localmente se han visto algunos trozos de costras ferruginosas (sobre G₃) probablemente detríticas procedentes de coberteras anteriores donde el proceso de rubefacción es más intenso. El proceso edáfico afecta incluso en algunos puntos a la parte alta de los materiales terciarios.

En Veguellina de Cepeda y Castro de Cepeda se han cartografiado algunos depósitos comparables a los descritos con menor extensión y potencia de sedimentos.

1.3.5. FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN ANTROPICO (41, AN_{1h})

Ocupan una extensión muy reducida y se localizan al N y NE de la Hoja. Están constituidos por los restos de lavado de los depósitos miocenos y cuaternarios (raña y terrazas) realizado por los romanos en la prospección y explotación del oro.

Tienen mayor representación en el borde Sur de la hoja contigua de

BENAVIDES

160
12-09



LEYENDA DEL MAPA DE FORMACIONES SUPERFICIALES

GENESIS SÍMBOLOS TEXTURALES	FLUVIAL					GRAVEDAD		LACUSTRE	POLIGENICA		ANTROPICA	DESCRIPCION TEXTURAL
	FONDOS DE VALLE	LLANURAS DE ALUVIALES	LECHOS DE CANALES	CONCHOS ALUVIALES Y DE DEYECCION	TERRAZAS	DEPOSITOS COLUVIALES Y ELUVIALES	AREAS ENDORREICAS		GLACIS	SUPERFICIES		
								L ₁ h				Arenas finas con abundante fracción limo-arcillosa
								GR ₁ h	MP ₂ i MP ₁ m MP ₄ p			Arenas limo-arcillosas con gravillas de cuarzo, arenisca y pizarra frecuentemente rubefactados y algunos cantos de arenisca o pizarra
	F ₁ h			F ₄ h						MP ₂ i MP ₃ p		Gravas y cantos de arenisca, cuarzo y cuarzo con matriz arena-limosa macroconglomerática y arenosa. Con pizarra en el sector occidental
	F ₁ h				F ₅ s		GR ₁ h					Cantos de pizarra predominantes con arenas cuarzosas y pizarra limo-arcillosa
	F ₁ h	F ₃ h	F ₂ h	F ₄ h	F ₅ s F ₆ m		GR ₁ h				AN ₁ h	Gravas y cantos de cuarzo, cuarcita, areniscos con matriz arena-limosa
					F ₇ i							Gravas y cantos de cuarzo y cuarcita con matriz arenosa de grano medio a grueso

SUSTRATO

- M₁ Areniscos, cuarcitas y pizarras. Conjunto resistente sobre todo algunos niveles.
- M₂ Limolitas y pizarras con esquistosidad muy marcada. En general poco resistentes.
- S₁ Conglomerados poco coherentes con niveles arenosos azules.
- S₂ Fangos rojos con niveles de cantos y cantos aislados. Poco coherentes. Muy acarreados.
- S₃ Limos con canales arenosos aislados. Poco coherentes. Muy acarreados.
- S₄ Limos arcillosos con canales arenosos, paleocanales y calcimorfos. Poco coherentes. Muy acarreados.

ESPESOR EN METROS

- Espeor visto
- Espeor total sobre sustrato conocido

OBRAS HUMANAS

- Núcleo urbano
- Carretera principal
- Ferrocarril
- Embalse

EXPLOTACIONES

- Modernas activas
- Modernas inactivas
- Antiguas inactivas (romanas)

RESTOS ARQUEOLOGICOS

- Asentamientos romanos

CUADRO DE PROPIEDADES SELECTAS

UNIDADES CARTOGRAFICAS	ESPESOR (m)	TEXTURA	MEIO SEDIMENTARIO	CONSOLIDACION	POSICION FISIOGRAFICA / TOPOGRAFIA	DRENAJE	ERODIBILIDAD	RIESGOS	CRONOLOGIA	USOS	OBSERVACIONES
L ₁ h	<1	Arenas con limo+arcilla	Lacustre	Escasa	Planicies fondos de v. guada / Plano	Escaso	Baja	—	Actual	—	Hidromorfismo
MP ₂ i MP ₁ m MP ₄ p	0,3-3	Arenas limo-arcillosas con gravillas	Fluvial lavada y arroyada	Escasa	Superficies planas / inclinacion suave	Moderado	Hidrico elevada	—	Pleistoceno medio o Plioceno superior	Pradera Cereal	
MP ₂ i- F ₁ h- F ₄ h- AN ₁ h	1-5	Gravas y cantos con arena+limo	Fluvial y abanico aluvial	Escasa	Superficies elevadas, fondos de valle / Plano	Moderado bajo a elevado	Hidrico elevada	Inundaciones	Actual a Plio-Pleistoceno	Pradera Regadio Cereal Bosque	Suelos muy evolucionados en las mas antiguas. Conexión hidrográfica con el canal actual en la llanura aluvial. Lagunas temporales
F ₁ h	1-2	Cantos de pizarra con arena y limo+arcilla	Fluvial + gravedad	Escasa	Fondos de v. guada inclinacion baja a elevada	Moderado	Hidrico elevada	Inundaciones	Actual	Pradera Pastos	Conexiones con F ₂ h, F ₃ h y F ₄ h, con transición entre ellos
F ₃ h- F ₆ m- F ₅ s- F ₇ i	1-6	Cantos y gravas, con matriz arenosa a macroconglomerática	Fluvial	Escasa a moderada baja	Superficies amplias / Plano	Moderado a elevado	Hidrico elevada	Inundaciones	Pleistoceno inferior a actual	Regadio Cereal Pastos	Conectados hidrográficamente con el cauce actual en las mas recientes
GR ₁ h	1-3	Gravas, arena y limo+arcilla	Depositos de vertiente Gravedad	Escasa	Vertientes / inclinacion elevada	Moderado	Hidrico elevada	Debris, mantos y deslizamientos	Actual	—	

Riello, sector de Las Omañas, donde las sucesivas etapas de lavado han producido volúmenes considerables de gravas y arenas en depósitos parcialmente erosionados por el río Omañas.

La morfología es de relleno de fondos de valle y conos de deyección en las salidas al valle.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA HERCINIANA

En la hoja de Benavides existen una serie de estructuras sobreimpuestas que afectan a los materiales paleozoicos, y que ponen de evidencia la existencia de varias fases de deformación durante la Orogenia Hercínica.

En la ZAOL, y en cuanto a la Orogenia hercínica se refiere, han sido identificadas tres fases principales y una etapa tardía de deformación que han sido ampliamente descritas por diversos autores (MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978; PULGAR, 1981; BASTIDA, 1981). La primera etapa origina pliegues vergentes hacia las zonas externas de la cordillera, asimétricos o acostados, acompañados de esquistosidad muy penetrativa paralela al plano axial. La segunda fase genera cabalgamientos y estructuras asociadas a éstos tales como pliegues asimétricos de pequeño tamaño con charnelas curvadas, esquistosidad de crenulación, etc. La tercera fase produce un replegamiento general de las estructuras anteriores, teniendo estos pliegues gran longitud de onda y plano axial subvertical. Las etapas de deformación tardía dan lugar a pliegues, diaclasas, crenulaciones subhorizontales, "kink-bands" y fracturas, actuando generalmente de forma local y siendo poca su importancia.

En el sector que nos ocupa solamente se encuentran representadas las fases primera y tercera, así como las deformaciones tardías. En el esquema tectónico (Fig. 1) están representadas las estructuras principales a escala cartográfica; en este esquema se ha incorporado la parte oriental de la Hoja 159 (Bembibre), situada al O de ésta, ya que en ella son visibles con mucha más claridad la mayor parte de las estructuras que describimos posteriormente.

2.1.1. La estructura general

Dejando aparte los pliegues a escala de afloramiento existen pliegues de dos órdenes de magnitud. Los pliegues mayores presentes en la Hoja son, de N a S: el Sinclinal de Villameca (que forma parte del sinclinorio de Vega de Espinareda), el Anticlinal del Manzanal, y el Sinclinal de Castrillo (Fig. 2), estructuras que tienen una gran continuidad lateral a lo largo de la ZAOL, lo que nos da una idea de su importancia.

Estas estructuras no han sido formadas durante una única etapa de deformación, sino que son el resultado de la superposición de la primera y tercera fases de deformación hercínicas antes descritas. Evidencia de esta superposición es que la esquistosidad originada durante la primera fase de deformación ocupa posiciones espaciales muy variadas y se encuentra plegada en algunos puntos. En el diagrama de la Fig. 3 se muestran las posiciones de la estratificación y la esquistosidad. Puesto que se encuentra concentrada en torno a un círculo máximo sin grandes dispersiones, se deduce la homoaixialidad de las dos deformaciones superpuestas.

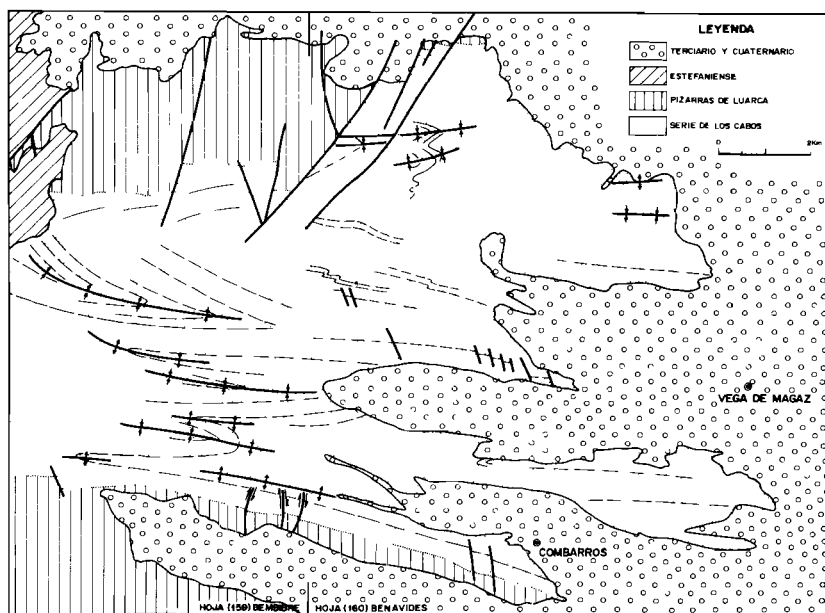


Fig. 12. Esquema tectónico de los afloramientos de la Serie de los Cabos en la hoja de Benavides de Orbigo y parte de la de Bembibre en el que se han representado las trazas de las capas y las trazas axiales de los pliegues más importantes.

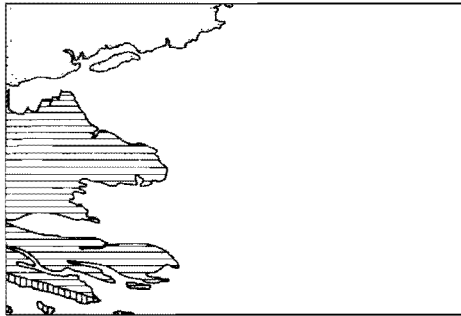


Fig.13.- Estructuras mayores existentes en la hoja.

- | | | |
|---|--|-------------------------|
| 1 | | Sinclinal de Villameca |
| 2 | | Anticlinal del Manzanal |
| 3 | | Sinclinal de Castrillo |

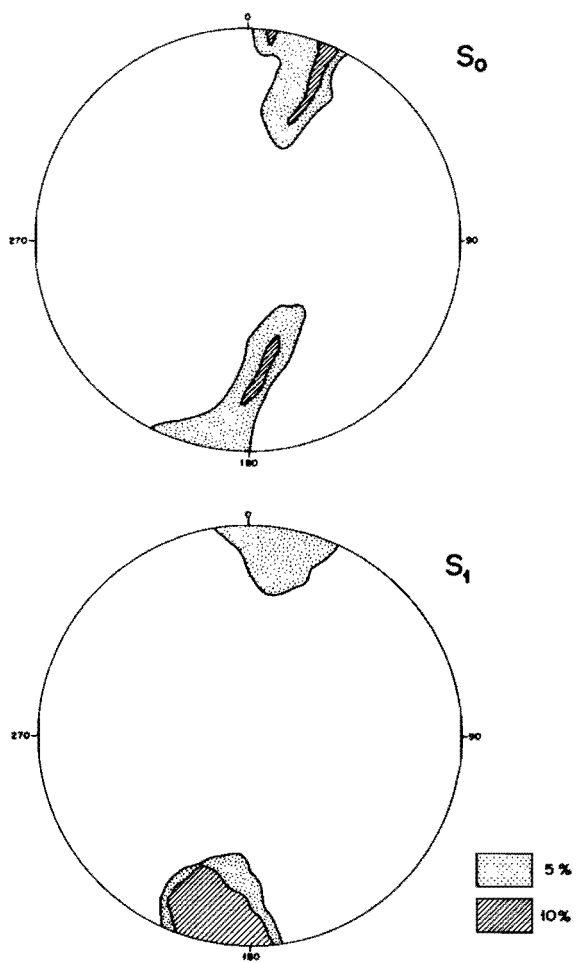


Fig.14.- Proyección estereográfica polar de la estratificación y de la esquistosidad de primera fase.

A lo largo de la hoja no se reconocen cabalgamientos ni estructuras menores que se puedan atribuir a la segunda fase de deformación.

Posteriormente, esta estructura fundamental es modificada por dos sistemas de fallas, con lo que los materiales del Paleozoico alcanzan su actual disposición.

2.1.2. La primera fase de deformación

Durante esta primera fase se originan pliegues de varios órdenes de magnitud, acompañados de una esquistosidad de plano axial (S1) penetrativa en toda la zona.

Los pliegues menores, dejando a parte los de muy pequeño tamaño, son los que se pueden observar en el esquema de la Fig. 4 y en el corte geológico. Todos estos pliegues menores (sobre todo presentes en la Serie de Los Cabos) forman parte de pliegues de gran magnitud, de escala de decenas de kilómetros. Estos pliegues mayores tienen una gran continuidad lateral ya que se siguen a lo largo de la ZAOL. Reconstruyendo su geometría original con anterioridad a la tercera fase de deformación, puede afirmarse que se trata de pliegues asimétricos fuertemente vergentes al N, en los que la esquistosidad debía presentar ángulos bajos de inclinación como puede demostrarse al estudiar la interferencia provocada con la tercera fase de deformación. Con respecto a su geometría todos los pliegues de esta fase son cilíndricos, con ejes subhorizontales y trazas axiales E-O (Fig. 15). La esquistosidad que acompaña a estos pliegues y su desarrollo depende de las distintas litologías a las que afecte: así, en las Pizarras de Luarca y en la Formación Agüeira se presenta como un "slaty cleavage", mientras que en las cuarcitas y areniscas de la Serie de los Cabos se trata, en muchos casos, de un "rough cleavage" o "slaty cleavage grosero". Los niveles que definen esta esquistosidad son principalmente clorita, moscovita y cuarzo.

2.1.3. La tercera fase de deformación

De acuerdo con lo ya expuesto, la existencia de pliegues que afectan a la S1 evidencian la existencia de esta tercera fase de deformación, homoxial con la primera.

Así, mientras en el S de la Hoja la S1 está subvertical o fuertemente inclinada al S, en la parte central llega a estar subhorizontal e incluso basculada al N y en el extremo septentrional vuelve a presentar una posición subvertical o inclinada al N. Estas variaciones ponen de manifiesto la existencia de N a S de un gran pliegue con fuerte asimetría (Fig. 15). Existen también pliegues a escala de afloramiento pertenecientes a esta fase de deformación. Estos pliegues de orden mayor, sobre todo presentes en la parte central de la hoja, presentan un gran ángulo entre flancos, ejes subhorizontales y planos axiales subverticales o inclinados al N.

2.1.4. Interferencia de las fases primera y tercera

La tercera fase de deformación pliega tres superficies con diferente inclinación: flanco normal, flanco inverso, y esquistosidad, siendo el efecto

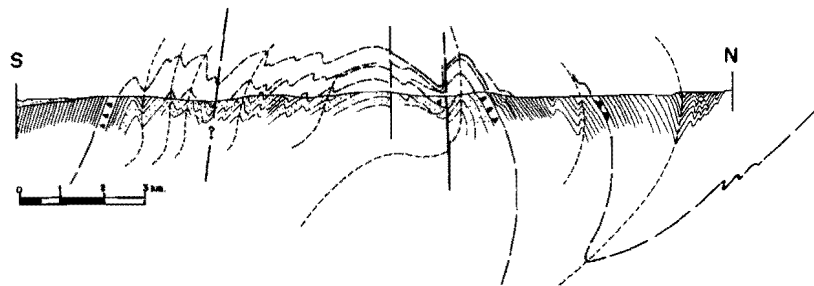


Fig.19.- Corte geológico en el que se aprecian los pliegues menores que forman parte del Anticlinal del Manzanal, y la figura de interferencia producida por la primera y tercera fases de deformación.

de la fase 3 distinto en cada caso. En los flancos normales de los pliegues anteriores se desarrollan pliegues, ya que se posición es favorable para ello. En los flancos inversos se produce una rotación pasiva y se verticalizan dado que presentan un elevado ángulo (mayor de 45°) en relación al acortamiento principal. La esquistosidad también es plegada, llegando a estar inclinada al N en el flanco S del sinclinal de Villameca.

2.1.5. Deformaciones tardías

Con posterioridad a estas fases de deformación principales ya descritas, se originan una serie de estructuras que van a afectar poco a la estructura general ya establecida, dado que sólo tienen importancia a nivel local. Entre ellas podemos destacar principalmente fallas, crenulaciones subhorizontales y "kink-bands". Existen tres sistemas principales de fallas con direcciones $N30^\circ E$, $N30^\circ O$, y E-O, de los que el más importante por su frecuencia es el primero de ellos. Todos estos sistemas actúan como fallas normales. En posible relación con estas fallas y en materiales que poseen una anisotropía previa muy desarrollada, se pueden observar en algunos lugares crenulaciones subhorizontales (zonas más pizarrosas de la Serie de los Cabos, F. Agüeira en el Monte San Bartolo, etc.).

2.1.6. Relación tectónica-metamorfismo

El orden de cristalización de los minerales metamórficos se establece en función de las relaciones que mantienen con la esquistosidad S_1 . En este sentido, en relación con el metamorfismo regional cristalizan moscovita y clorita pre-y sin- S_1 que marcan los planos de esquistosidad. El cuarzo, en rocas cuarcíticas, sufre una deformación durante la primera fase a partir de los granos detríticos, formándose nuevos granos de pequeño tamaño, libres de deformación interna, que a veces alcanzan el 30 por 100 y marcan, junto con los granos primarios elongados, la S_1 .

En relación con el metamorfismo de contacto crecen biotita de pequeño tamaño post- S_1 y andalucita (variedad quistolita) también post- S_1 , que produce una adaptación de la esquistosidad en su entorno, produciéndose por reaplastamiento posterior débiles sombras de presión.

Es difícil de precisar el área afectada por el metamorfismo de contacto, debido a la dificultad de encontrar minerales índices de este metamorfismo en rocas fundamentales cuarcíticas que ocupan la mayoría de la Hoja. Sin embargo, el metamorfismo de contacto produce en cuarcitas puras, una recristalización estática que da lugar a texturas en mosaico en las que los granos de cuarzo son equigranulares con bordes rectos y libres de deformación interna.

Estas texturas se manifiestan desde el norte de la Hoja hasta el flanco norte del Sinclinal de Castrillo, lo cual nos da el área de influencia del metamorfismo de contacto.

2.2. TECTONICA ALPINA

Los movimientos tectónicos que han afectado a la región durante el Cenozoico y el Cuaternario han sido, en general, poco importantes,

manifestándose únicamente por la instalación de sistemas fluviales a raíz de la actuación de fallas tardihercínicas o rejuego de las hercínicas durante las Fases Sábrica, Estábrica, Rodánica y Valábrica de la Orogénesis Alpina.

En el Terciario, la compartimentación de la cuenca en distintos ámbitos de sedimentación y la formación de paleorrelieves importantes se pone de manifiesto por la actuación de dichas fallas. Esto va a condicionar diferencias de potencia importantes y la actuación de mecanismos de sedimentación, que responderán tanto a los paleorrelieves como al rejuego de los accidentes durante la sedimentación. La paleopendiente regional, con una marcada componente hacia el E, dará lugar a la instalación de un sistema fluvial colector (Sistema de Villagatón) adosado a los paleorrelieves de la zona occidental. En éstos únicamente el paleocañón de Vanidodes parece estar condicionado en su parte S por un accidente, con trazado E-O, que explicaría la gran potencia de sedimentos detectada, en este área, en los sondeos realizados para aguas.

Entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior se produce el levantamiento del borde N de la Cuenca (Fase Valábrica) con formación del sistema de abanicos aluviales representados por la Raña.

Las direcciones del sistema de fracturas que han actuado con mayor influencia morfológica son las N 10°-40° E y N 110° E. Esta última coincide con la dirección general de las estructuras mayores en el zócalo y la primera con la de fracturas posthercínicas.

La existencia de movimientos durante el Cuaternario se deduce de la observación de valles de dimensiones excesivas en algunos afluentes secundarios, terrazas no conectadas con la red actual, codos de captura más o menos manifiestos, etc. La dirección de algunos cursos hacia el SE (arroyo de Vallón, arroyo Valle de San Vicente) es coincidente con la dirección ONO-ESE de estructuras.

Es necesario destacar la alineación del arroyo Rodrigatos (Vanidodes) del arroyo A^o Valle de San Vicente. A ambos lados de la misma el Abanico de Fuente de la Majada, presenta unos 10-12 m. de desnivel, con elevación del borde sur. La interpretación más coherente con los datos que se poseen, supone la existencia de movimientos verticales o de basculamiento, con posterioridad a la formación del Abanico, en relación con esta fractura. No se observan sus efectos en las terrazas posteriores.

La suave flexión hacia el SE de ambos arroyos así como tramos de esta misma dirección en otros ríos es la respuesta del sistema fluvial a un importante basculamiento posterior hacia el SSO. A él se debe asimismo el trazado NNE-SSO de los ríos principales, así como las direcciones de los ríos principales de NNE-SSO.

El desarrollo de las terrazas medias y altas en la margen derecha de los ríos Tuerto y Porcos y, menos, en el Orbigo, construyendo valles claramente asimétricos apoya la idea anterior.

3. PALEONTOLOGIA

Los únicos restos fósiles encontrados en la Hoja han sido fragmentos de huesos de vertebrados, muy deteriorados, encontrados en la serie de Benavides Sur (cantera de la cerámica) y que no se han podido clasificar. Teniendo en cuenta las atribuciones de edad de los yacimientos situados y estudiados encontrados en Hojas próximas y en materiales correlacionables con los aquí depositados se han considerado éstos como pertenecientes al Mioceno superior (posible Astaraciense y/o Vallesiense).

Los yacimientos citados son:

- Villaobispo de las Regueras (Hoja 161, León) donde ROYO y GOMEZ (1930, 1934) cita restos de *Mastodon augustidens* CUV. También en esta localidad BERGONIOUX y CROUZEL (1958 ó 1959) citan *Trilophodon augustidens* CUV. Asignado al yacimiento una edad Vindoboniense superior.
- En Santa María del Páramo (hoja 194), BERGONIOUX y CROUZEL (1958) citan también restos de *Trilophodon augustidens* CUV. También dentro de la misma Hoja (nº 194) y en la localidad de Urdiales del Páramo HERNANDEZ SAMPELAYO y BATALLER (1944) citan *Dinotherium giganteum* KAUP, var. *Laevius* JORDAN, *Rhinoceros*, sp., *Palaeoplatyceros hispánicus* y *Minomeryx* sp. e *Hyaena* sp.

En la Hoja de la Bañeza (nº 231), en la carretera que va desde dicha localidad a Nogarejas, aproximadamente en el km 1,5 en las canteras de "Cerámica Hernández" se han encontrado dos molares que ALBERDI y AGUIRRE (1970) atribuyen a *Trilophodon augustidens* CUV.

4. GEOMORFOLOGIA

En el ámbito de la Hoja cabe distinguir dos grandes dominios con morfología diferenciada y en relación con sus distintas características litológicas y estructurales.

4.1. DOMINIO DEL PALEOZOICO

El primero de ellos está representado en los sectores septentrional y occidental, especialmente este último y comprende un tercio de la Hoja. La litología predominante es de pizarras y arenisca con niveles de cuarcitas poco potentes del Paleozoico inferior. Son materiales duros con una estructura muy marcada que condiciona, tanto por la competencia diferencial de los distintos tramos como por la compartimentación tectónica del borde de cuenca que las sucesivas fases orogénicas han originado, la existencia de paleovalles ya durante el Mioceno, persistentes durante el Cuaternario y en la actualidad.

Se trata de valles que en sus zonas internas poseen entre 2 y 4 kms. de ancho con fondo bastante plano y vertientes verticalizadas. La salida a la cuenca supone una notable ampliación de sus dimensiones y de la potencia de sedimentos.

Durante el Terciario han actuado como colectores de los materiales que rellenan la cuenca del Duero en su área NO constituyendo sistemas fluviales y aluviales con las características expresadas en el apartado 1.2.1.

Durante el Terciario han actuado como colectores de los materiales que rellenan la cuenca del Duero en su área NO constituyendo sistemas fluviales y aluviales con las características expresadas en el apartado 1.2.1.

Los ríos cuaternarios han excavado en gran parte los sedimentos que los colmataban originando una red fluvial muy restringida con pequeñas capturas entre valles próximos.

Las vertientes suelen ser casi desnudas en las zonas altas donde la pendiente es acusada y con depósitos de ladera en la base, enlazando con los fondos de valle mediante una suave concavidad poco desarrollada. En algunos puntos (Valbuena de la Encomienda, Porquero, Brazuelo) existen importantes coluviones de cuarcitas y pizarras y, en el primero, de clastos derivados del Mioceno. Suelen estar excavados por arroyos y cárcavas y adolecen de falta de estabilidad.

Sobre los depósitos terciarios que rellenan parcialmente los valles y afectando en parte al sustrato se ha formado un sistema de glacis de cobertera escalonados con depósito poco potente descrito en 1.3.4.

Hay al menos siete niveles con pendiente general hacia el E o SE. El más antiguo G_1 (180 m) se observa al O de Combarros y de Brazuelo y su cota más baja está entre 1.060-1.020 m., encajándose en la superficie de la Raña.

Le siguen G_2 (1.040 m) G_3 (1.000-980 m), G_4 (960-950 m) y G_5 (940-915 m) con altura media sobre el río Porcos de 140, 100, 70 y 50 m. en su parte final. Son posteriores a la Raña. G_1 y quizá parcialmente G_2 son correlativos en el Abanico de Fte. de la Majada. En el N, Veguellina de Cepeda y Valbuena de la Encomienda, existen G_6 (1.000 m), 50 m. sobre el Tuerto, G_6 (1.040 m., unos 40 sobre el Porcos) y G_7 (950 m., 20 sobre el Tuerto).

4.2. DOMINIO DEL TERCIARIO Y CUATERNARIO

El segundo gran dominio es el que afecta a los depósitos terciarios y ocupa el resto de la hoja. Morfológicamente destaca la existencia de grandes superficies elevadas sobre las que se encaja la red fluvial con su sistema de terrazas y una, generalmente, amplia llanura aluvial.

Las superficies altas están constituidas por la Raña y el Abanico aluvial de Fte. de la Majada. Ya se han descrito en apartados anteriores sus características litológicas y sedimentológicas.

En la Raña, con representación poco extensa en este sector de la Cuenca del Duero, se han observado al menos tres zonas de salida y por tanto tres abanicos diferentes.

En Veguellina de Cepeda y Porquero, a cotas sobre los 1.030 m., con una pendiente media del 0,6-0,7%. En Rodrigatos de la Obispalía, al O, la pendiente es próxima al 2% probablemente por tratarse de puntos más próximos a la raíz. La cota es también más alta: 1.070 m.

El Abanico de Fte. de la Majada constituye una superficie con pendiente algo más elevada (0,8-0,9 %) hacia el S ó SSE. En el Alto de los Pinos al SO de Sueros de Cepeda, se encaja en la Raña de Porquero; en Veguellina de Cepeda o en Los Fueyos (Riofrío) el resalte es poco acusado.

La superficie es morfológicamente un abanico aluvial con ápice al NO, sector de Villameca, en posición no muy definida por estar prácticamente desmantelado. Hacia el SE se rompe a la altura de Magaz de Cepeda, Quintana de Fon y Antoñán del Valle, encajándose en una superficie más elevada, unos 10-12 m., inclinada asimismo hacia el SE, que se prolonga en la hoja de Astorga.

Estos hechos son susceptibles de, al menos, dos interpretaciones diferentes. La primera es considerar la parte más elevada, Cima del Chano,

como restos de uno de los abanicos que constituyen la Raña y el de Fte. de la Majada como uno posterior, más moderno, que se encaja en ella. Como variante de esta misma hipótesis se puede suponer que éste es uno más, el último, de los que constituyen la propia Raña, suavemente erosivo en algunas zonas, pero perteneciente a la misma secuencia de aportes. En su favor está el hecho de que ambos tienen ápices y nivel de base en posición similar.

La segunda hipótesis considera los depósitos alto y bajo como uno mismo, elevado por un desplazamiento vertical a lo largo de una fractura E-O, debido a un basculamiento hacia el SE de este bloque S de Cima el Chano.

La similitud de litologías, potencias, mineralogía de pesados, alteraciones de tipo edáfico, etc. entre ambos depósitos hacen difícil la elección de una u otra interpretación. En el nivel actual de conocimientos, en especial la comparación de grados de evolución de suelos, se ha considerado la segunda como más probable, sin perjuicio de su revisión posterior en función del aporte de nuevos datos puntuales y de tipo regional.

Al N de la línea de fractura la T_1 está netamente encajada en el Abanico, no así en el bloque S en que, tanto en esta Hoja como en la de Astorga el límite entre ambas es apenas discernible. Puede interpretarse como resultado del encajamiento simultáneo de la red fluvial que deposita T_1 y el basculamiento hacia el SE del bloque de Cima del Chano, produciéndose un efecto próximo a la superposición de ambos depósitos.

La Raña y el Abanico están disecados por un sistema fluvial, bien jerarquizado, cuyo colector principal es el río Orbigo con dos afluentes principales, el Tuerto y el Porcos.

El primero presenta el sistema de terrazas más completo con especial desarrollo en la margen derecha de la T_1 . También, aunque menos extensas, se presentan las T_2 , T_3 y T_4 . Las T_5 a T_{12} se encuentran ya en la totalidad de los cursos citados.

Este hecho, junto a la presencia de T_4 en puntos actualmente pertenecientes a la red secundaria y de retazos de glacis con nivel de base en T_3 o T_4 (NE de Quintanilla del Monte, etc.), indican un cambio de dirección de los ríos entre T_4 y T_5 . Lo corroboran los codos de captura del río Tuerto en Sueros de Cepeda y del Porcos en Porquero y Valbuena de la Encomienda encajándose profundamente en las pizarras y areniscas de la Serie de los Cabos.

Este fenómeno se debe, sin duda, a un basculamiento de bloques hacia el SSO. Posteriormente pequeños reajustes hacia el E o SE son responsables de la deriva de los cauces en ese sentido dejando terrazas sólo en la margen derecha.

La disimetría de los valles es manifiesta. Cuando no hay terrazas las vertientes orientales son más abruptas que las occidentales y, aunque es menos notable, las meridionales menos que las septentrionales.

A medida que disminuye la importancia de los cursos fluviales el equilibrio entre aportes laterales y transporte longitudinal se desplaza hacia los primeros y los valles tienen formas más cóncavas, menos planas y la diferenciación es más difícil describiendo los depósitos con un término mixto de aluvial-coluviales.

Dada la pequeña coherencia de los sedimentos miocenos la erosión remontante se manifiesta observándose una profunda, a veces, incisión lineal. El proceso ha tenido lugar en dos etapas al menos, siendo la última actualmente funcional. Donde la pendiente es elevada se produce un intenso acarcavamiento con formación de pequeños conos de deyección en los bordes de la llanura aluvial o fondos de valle.

En la desembocadura de los arroyos menos importantes en los de orden superior y de éstos en los principales se forman conos aluviales más o menos extensos y coalescentes que pueden formar franjas continuas adosadas a las vertientes (Armellada).

La llanura de inundación actual se encuentra encajada 2-3 m. en la llanura aluvial y en ella se puede observar la presencia de barras longitudinales, canales abandonados por desplazamiento lateral, etc. propios de un canal de tipo trenzado "braided" bastante rectilíneo.

Sobre las superficies más altas existen pequeñas lagunas de dimensiones de deca a hectamétricas de origen dudoso. El tipo de material del sustrato y una cierta, escasa, orientación apunta a un posible origen por deflacción eólica.

4.3. CONSIDERACIONES GEOTECNICAS

Desde el punto de vista geotécnico conviene precisar que no existen problemas especiales en el área. Las litologías son de rocas competentes, con circulación de agua en fisuras, que permiten taludes bastante verticales en el dominio paleozoico y de rocas poco coherentes con granulometría entre tamaño de gravas gruesas y arenas medias y finas con pocos finos arcillosos, fácilmente escarificables con medios mecánicos, en el Terciario.

Los depósitos cuaternarios se comportan de manera similar a éstos con buen drenaje en casi todos ellos. Es previsible algún problema de estabilidad en los coluviones adosados a las sierras del Paleozoico si alguna obra los corta en profundidad. Se ha observado un deslizamiento de cierta entidad sobre Mioceno al S de Villagatón.

En cuanto a los procesos activos actualmente los problemas se pueden plantear con dos de ellos: incisión lineal y acarcavamiento y llanuras de inundación, ambos en relación con el régimen pluviométrico del área.

El carácter ganadero y agrícola del área con realización de obras de pequeño tamaño para comunicaciones, habitación humana y otros servicios aseguran un comportamiento normal de los terrenos previa atención específica a los problemas concretos antes citados.

BENAVIDES

160
12-09

MAPA GEOMORFOLOGICO



TOPOGRAFIA

- 803 Contos en metros

FORMAS FLUVIALES

- V Valles en V y simétricos
- ✓ Valles asimétricos
- ⌋ Caudal de divergencia fluvial
- ▨ Llanura de inundación
- Llanura aluvial y fondos de valle
- ▧ Canas aluviales y de deyección
- ▤ Terrazas

FORMAS LACUSTRES

- ▭ Áreas de encharcamiento temporal y lagunas

FORMAS DE GRAVEDAD

- ▨ Coluviones y depósitos de pie de talud
- ▧ Deslizamiento gravitacional

FORMAS POLIGENICAS

- ▨ Glacis
- ▨ Superficies con depósito
- Superficies sin depósito

FORMAS ANTROPICAS

- ▨ Núcleo urbano
- ▨ Carretera
- ▨ Ferrocarriles
- ▨ Canteras y minas
- ▨ Explotaciones romanas

MORFODINAMICA

- ▨ Caudes activos principales
- ▨ Barrancos de incisión lineal
- ▨ Carcavos
- ▨ Erosión lateral del río

MORFOMETRIA DE TALUDES

- ▨ Escarpe > 20 m
- ▨ Escarpe < 20 m
- ▨ Crestas estructurales en rocas duras

ESCALA GRAFICA

AUTOR: INIACIO VARGAS ALONSO - I.N.I.S.A.

5. PETROGRAFIA

La presente Hoja está afectada por dos tipos de metamorfismo (Metamorfismo regional y de contacto) diferenciados en el espacio y en el tiempo tal como puede deducirse a partir del estudio de las paragénesis minerales y de sus relaciones cinemáticas que a continuación se exponen.

5.1. METAMORFISMO REGIONAL

La Zona Asturoccidental Leonesa presenta un metamorfismo regional que ha sido estudiado por varios autores en los diversos sectores de la misma. En lo que se refiere a la Rama Sur presenta un metamorfismo regional de bajo grado (PEREZ ESTAUN, 1978).

En el estudio de las muestras recogidas durante la elaboración de esta hoja se ha determinado la siguiente paragénesis mineral:

Cuarzo + moscovita + clorita.

Esta paragénesis mineral obtenida en rocas pelíticas y samíticas, ponen en evidencia que el metamorfismo regional en esta zona alcanza como máximo la Facies de los Esquistos Verdes, Subfacies de la Clorita, que presenta un crecimiento contemporáneo a la generación de la esquistosidad regional S_1 marcada por clorita y moscovita.

De todos modos esta asociación mineral no es suficiente para definir el tipo de metamorfismo que afecta a esta región. De acuerdo con los datos que existen sobre el metamorfismo regional en la Zona Astur-Occidental Leonesa (CAPDEVILLA, 1969) estas paragénesis corresponderían al comienzo de un metamorfismo intermedio de baja presión.

5.2. METAMORFISMO DE CONTACTO

Se manifiesta con toda claridad en el extremo NO de la hoja afectando a los materiales pertenecientes a la Formación Pizarras de Luarca y Formación Agüeira, los cuales adoptan un aspecto de pizarras mosqueadas, no manifestándose este hecho de una manera clara en los materiales pertenecientes a la Serie de los Cabos.

Del estudio realizado durante la elaboración de esta hoja se deduce la existencia de unas paragénesis minerales posteriores al metamorfismo regional:

Cuarzo + moscovita + clorita + biotita
Cuarzo + biotita + andalucita (quiasolita)
Andalucita + moscovita \pm clorita

- La clorita (independientemente de la que aparece contemporánea a la primera fase de deformación) aparece como grandes cristales de tipo poiquilítico, debida al metamorfismo de contacto.
- La biotita aparece en poiquiloblastos y es atribuible toda ella al metamorfismo de contacto.
- La andalucita, siempre bajo la variedad quiasolita, aparece en grandes cristales (1-2 cm) idiomórficos englobando a la esquistosidad regional S_1 o distorsionándola en ocasiones. A veces está pseudomorfoseada por moscovita en sus bordes.

La existencia en ocasiones de turmalina, posterior a la esquistosidad S_1 , indica la posibilidad de una cierta circulación de fluidos en posible relación con la intrusión del cuerpo ígneo causante del metamorfismo térmico.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Desde el punto de vista paleogeográfico y tectónico, por lo que al Paleozoico se refiere, la Hoja se sitúa dentro del dominio del Navia y Alto Sil, en la ZAOL.

Los materiales más antiguos que aquí se encuentran pertenecen al Cámbrico superior ya que sólo son visibles los 1.500 metros superiores de La Serie de los Cabos. Esta formación se depositó de forma continua hasta el Ordovícico inferior en un medio marino somero. Posteriormente continúa la sedimentación de los materiales que representan el Ordovícico medio (Pizarras de Luarca), que lo hacen en un medio euxínico, probablemente más profundo. La sedimentación sigue siendo continua hasta el Ordovícico superior, depositándose en esta época materiales con características turbidíticas, aquí difícilmente reconocibles por pertenecer a una facies de planicie alejada del canal de aportes (MARCOS y PEREZ ESTAUN, 1981) siendo éstos los materiales más modernos del Paleozoico de la Hoja.

Durante la Orogenia Herciniana, probablemente desde el Carbonífero superior, a juzgar por los datos regionales, los materiales paleozoicos sufren una deformación polifásica acompañada de metamorfismo. Posteriormente tiene lugar una fracturación y se desarrollan estructuras de deformación poco penetrativas, y que modifican muy poco y localmente, la estructura ya establecida.

El relleno de la cuenca terciaria en este borde noroccidental se realiza en condiciones continentales por medio de mecanismos fluviales y aluviales íntimamente relacionados. Los relieves previos, la inclinación regional y la naturaleza litológica condicionan la geometría de los aparatos de sedimentación y el mecanismo de transporte y depósito en ellos desarrollados.

Interesa destacar la existencia de una importante alteración de los materiales preferentemente pizarrosos, paleozoicos, situados bajo los

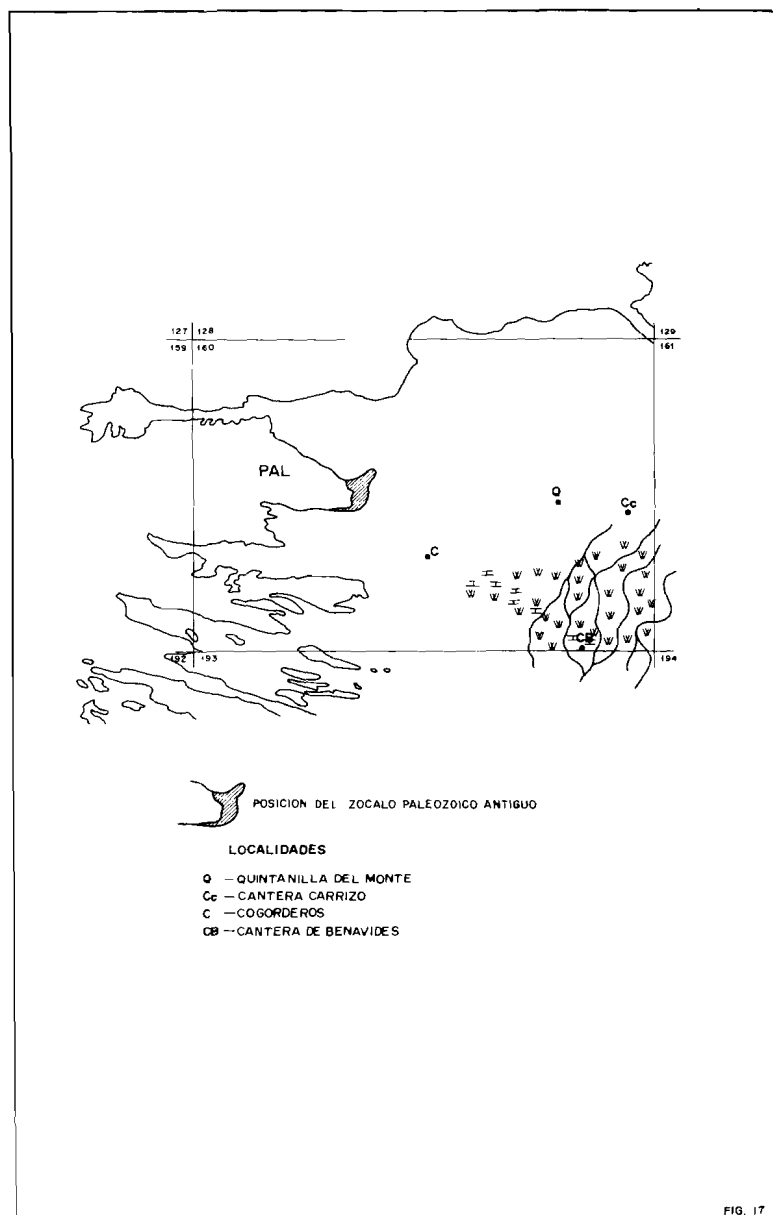
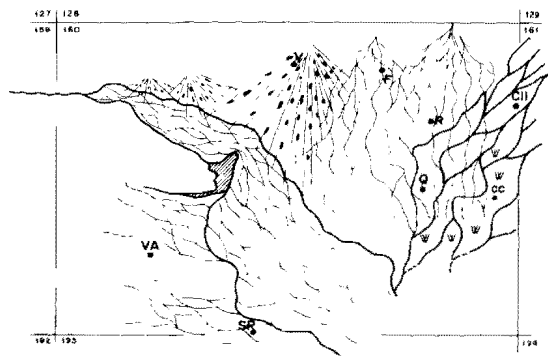


FIG. 17



POSICION DEL ZOCALO PALEOZOICO ANTIGUO

LOCALIDADES

- V - VEGUELLINA DE CEPEDA
- F - FERRERAS
- CH - CANTERA LLAMAS
- R - RIOFRIO
- Q - QUINTANILLA DEL MONTE
- CC - CANTERA CARRIZO
- VA - VANIOODES
- SR - SURESTE DE LA CARRERA

FIG. 16

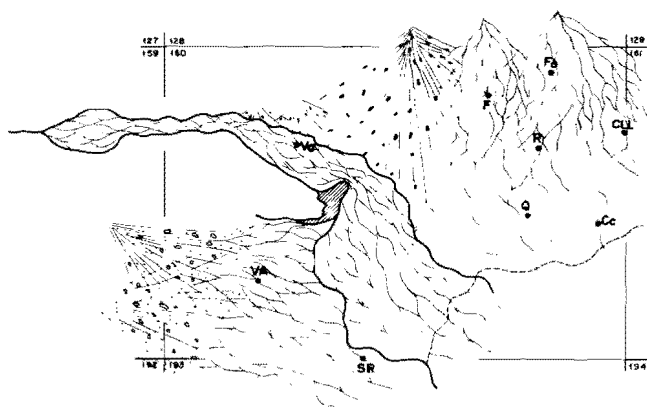
sedimentos miocenos, observable al S de Rodrigatos de la Obispalía (unos 10 m de potencia) y a E de Villarmeriel, en la carretera de Escuredo, ya en la Hoja de Riello (al menos 25-30 m de espesor) a cotas superiores a 1.130 m. Esta alteración es la misma que afecta a los depósitos de Macizo Herciniano español, de tipo intertropical, que ha sido descrita por MOLINA y BLANCO, 1980.

La primera representación observable del relleno, tiene lugar en la mitad sudoriental por el Sistema Carrizo-Benavides que penetra en la región con procedencia del NE (Fig. 17). Son depósitos de un ambiente aluvial cuyas facies más representativas son las de llanura de inundación, de carácter más distal hacia el O, relacionadas con canales, que transportan básicamente carga arenosa y que pueden alcanzar cierta sinuosidad. Cabe pensar que estén ligados a un sistema de abanicos aluviales, enraizados más al NE, fuera ya de la Hoja, en un área fuente cuarcítica. Son facies distales o marginales en las que se pueden desarrollar procesos edáficos: calcimorfos y pseudogleys. De los sistemas restantes no existe registro aflorante para este momento.

La sedimentación en una segunda etapa se generaliza a todo el área (Fig. 18). En Carrizo-Benavides está representada por facies algo más proximales que en la etapa anterior, las cuales se interdigitan ya con las aportadas por el Sistema Forcadás-Ferreras, dando lugar a series de transición, tales como las de Quintanilla y parte inferior de Riofrío, que participan del carácter más distal del Sistema Carrizo-Benavides y del más proximal de Forcadás-Ferreras. Este último presenta ahora sedimentos en su mayoría arenosos (parte inferior de la serie de Ferreras), depositados en canales trenzados. Por el Oeste se interdigita con el Sistema de Veguellina de Cepeda. Ambos tienen sus ápices en el borde norte, pero enraizados en áreas-fuente litológicamente diferentes, lo que da lugar a dos tipos distintos de abanicos aluviales: el de Veguellina, caracterizado por coladas fangosas "debris y mud flows" y el de Forcadás-Ferreras con corrientes fluviales de tipo trenzado.

El Sistema de Villagatón se caracteriza, en este momento, por depósitos de conglomerados y arenas de un medio fluvial con red trenzada densa que evoluciona hacia el techo a otra más laxa. Representa un colector en el que inciden claramente los Sistemas de Veguellina, Vanidodes, Combarros-Brazuelo y probablemente el de Forcadás-Ferreras. Este sistema fluvial es el principal causante de la recogida y depósito de los materiales en este sector occidental de la Cuenca. Su trazado tenía un fuerte control paleomorfológico; discurría hacia el este adosándose al relieve paleozoico de las proximidades de Porquero y después giraba hacia el sur hasta verse obligado a cambiar a dirección SE por los contrafuertes situados al sur de Magaz de Cepeda. Su cabecera se situaría en las proximidades de Villagatón, drenando la Serie de los Cabos, las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira. Su perfil transversal sería asimétrico con las pendientes más fuertes en su margen derecha (relieve paleozoico) y menos pronunciadas en la izquierda (que descenderían suavemente desde el N y NE, por efecto de la sedimentación en los sistemas de aquella procedencia).

Finalmente los sistemas de Vanidodes y Combarros-Brazuelo, procedentes del O, hacen sentir ya su influencia en esta época.



POSICION DEL ZOCALO PALEOZOICO ANTIGUO

LOCALIDADES

- Fo — LAS FORCADAS
- F — FERRERAS
- CII — CANTERA LLAMAS
- R — RIOFRIO
- Va — VALLIELLO
- Q — QUINTANILLA DEL MONTE
- Cc — CANTERA CARRIZO
- VA — VANIDADES
- SR — SURESTE DE LA CARRERA

FIG 19

La tercera etapa se caracteriza por una reactivación de los relieves, que se manifiesta, en los abanicos septentrionales por una superficie erosiva (situada a unos 1.000 m) (Fig. 19). Como consecuencia de dicha reactivación los ápices retroceden, lo que lleva a cambios en las áreas fuentes de algunos abanicos; tal es el caso del de Veguellina que comienza entonces a recibir aportes procedentes de la Serie de los Cabos, situada inmediatamente al N de las Pizarras de Luarca, de las que hasta este momento derivaban exclusivamente los sedimentos de este abanico.

En Forcadas-Ferreras, sobre la superficie erosiva, se inicia una sedimentación de granulometría más gruesa, con la misma procedencia que en la etapa anterior, y desarrollada ahora en una red trezada más densa.

Esta nueva etapa en el Sistema de Villagatón queda reflejada por depósitos de conglomerados, con abundante matriz arenosa, que evolucionan con el tiempo a sedimentos más finos, de forma análoga a lo que ocurría en la etapa anterior. Su cabecera ha retrocedido también, existiendo la posibilidad de que en su área fuente quedaran comprendidos materiales estefanienses del Bierzo.

Los abanicos de Vanidodes y Combarros-Brazuelo tienen en este momento, su máxima actividad con sedimentos básicamente conglomeráticos, localizados con preferencia en paleovalles al inicio de la etapa. Después llega a producirse una conexión entre ambos y un retroceso, al mismo tiempo, de su cabecera.

Probablemente durante esta época en el centro de la sedimentación es de tipo arcilloso y margoso con áreas de playas salinas ("*playa lake*") que en el Vallesiense superior posiblemente en el Turolense son progresivamente sustituidos por los depósitos de Calizas del Páramo en un ambiente lagunar estable.

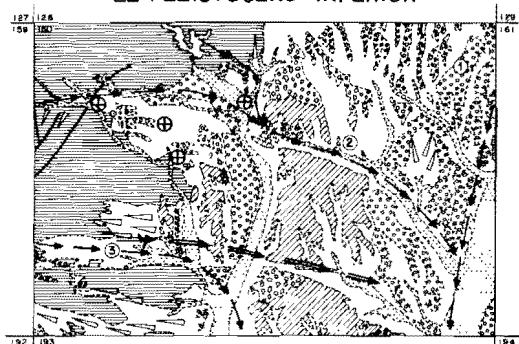
No existen en la zona estos sedimentos y los depósitos detríticos descritos son sometidos a procesos erosivos como consecuencia de basculamientos durante la Fase Rodánica de los que quedan algunos restos en la zona montañosa y que aquí están representados por la superficie pre-raña (ver 1.2.2.1).

Una nueva etapa de levantamiento en los bordes de la Cuenca da lugar a los depósitos de Raña, al tiempo que se labra la superficie de glacis sobre la que ésta se asienta, bajo un régimen torrencial con canales trezados en abanicos aluviales extensos, de gran radio y suave curvatura. El clima es árido, más húmedo que en etapas anteriores y estacional.

Durante el Pleistoceno inferior comienza el encajamiento de la red fluvial actual (Fig. 20). Como se ha indicado anteriormente algunas zonas desaguaban por distintos cauces que los actuales. Tal es el caso del N y NO de la Hoja, donde existía un colector, el paleo-Tuerto, circulando por el valle actual del Río Barbadiel y Barranco del Vallón, que probablemente se prolongaba hacia Villagatón y Brañuelas como parece indicar el amplio valle actual del Arroyo de Monterrequejo. Para PEREZ GARCIA (1977) la continuación hacia el cabecera es por el río Huelva.

Más al S existía en el Pleistoceno inferior un curso, el paleo-río de Rodrigatos-Valle de San Vicente, que drenaba el área de Vanidodes y el bloque N del Abanico de Fte. de la Majada. Este arroyo cambió posterior-

RED FLUVIAL PRINCIPAL DURANTE EL PLEISTOCENO INFERIOR



Escala 1:250,000

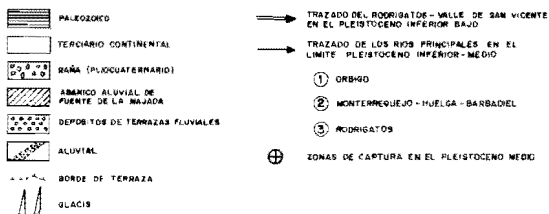


FIG. 20

mente de dirección hacia el S, con anterioridad al basculamiento que se describe en el párrafo siguiente como lo indica la existencia de T_4 en la confluencia actual del Tuerto y del Porcos.

Durante esta época el río Omañas en el NE tenía asimismo un trazado más E-O, a través del valle del actual Valdesamario (PEREZ GARCIA, 1977).

Todos ellos vertían en el antiguo Orbigo, con un trazado más N-S que actualmente, pero semejante a él. Entre T_4 y T_5 se produce un basculamiento hacia el SSO que provoca un cambio total en la dirección de la red debido a las numerosas capturas que se producen (Fig. 20). El paleo-Tuerto es capturado en Sueros de Cepeda por algún afluente del paleo-río de más al S y en Porqueros y Valbuena de la Encomienda, en momentos sucesivos, por el Porcos.

Durante el Pleistoceno medio y superior continúa encajándose la red con pequeños reajustes, con inclinación de todo el conjunto suavemente hacia el E o SE como se deduce de la deriva de los cauces en esa dirección indicada por el emplazamiento preferente de terrazas en las márgenes derechas.

Contemporáneos con las sucesivas fases de encajamiento y depósito de las terrazas se instala un sistema de glaciares de cobertera en los marcos montuosos, en general de pequeñas dimensiones y escasa potencia de sedimentos.

Los reajustes tectónicos continúan en la actualidad. Aunque son casi imperceptibles, se pueden inferir de la observación de etapas diferenciadas de encajamiento en los sistemas de cárcavas, activas en el momento presente e indicadoras de suaves cambios del nivel de base general.

Los rasgos de hidromorfismo son más frecuentes en las terrazas y superficies altas que en las más recientes, lo que se interpreta como una progresiva mejor jerarquización de la red fluvial.

La existencia de suelos rojos indica un clima mediterráneo tanto más frío y húmedo cuanto más al N. Un cierto empardecimiento actual es fruto de la tendencia a la estepización, que aún se conserva.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

7.1.1. Minería

Tiene dos vertientes bien diferenciadas: la que se desarrolla sobre los terrenos más modernos y la ubicada en los sedimentos paleozoicos.

Esta última carece de importancia y se reduce a algunos indicios, poco explorados e improductivos por el momento, de minerales de Fe (óxidos) que se presentan en la zona basal de las pizarras de Lurca y techo de la serie de los Cabos en los alrededores de Villagatón. En áreas situadas más al oeste se explota intensamente como en los conocidos cotos de "Wagner" y "Vivaldi", en los que la magnetita es el mineral principal.

La presencia de un plutonismo subsuperficial no aflorante, con metamorfismo de contacto, es interesante desde el punto de vista minero pero no ha proporcionado hallazgos de interés.

Mucho más importante es la minería desarrollada sobre los depósitos terciarios y cuaternarios aunque en épocas modernas no ha alcanzado la rentabilidad necesaria para su puesta en explotación.

Se trata de la minería del oro, que durante más de doscientos años, entre los siglos I y III d.J.C. fue beneficiado intensivamente por los romanos, si bien ya fue conocido y explotado por los pobladores autóctonos pre-romanos. La arqueología ha puesto de manifiesto la existencia, en toda la esquina NO de la Cuenca del Duero, de importantes concentraciones humanas (se citan hasta 60.000 laborantes y más probablemente unos 30.000) (SAENZ y VELEZ, 1974), cuyo núcleo principal era la actual Astorga, aglutinadas por el laboreo y las obras y servicios auxiliares y administrativos anexos a tan floreciente industria extractiva. De su importancia y extensión da fe la abundante toponimia asociada que ha llegado hasta nuestros días.

Desde el siglo III hasta finales del XIX y principios del XX, no se han conocido nuevos intentos de explotación, a excepción de algunas citas de

lavados por los visigodos, sin mayor interés minero. En el área de esta Hoja no es sino hasta finales del XIX en que diversas compañías españolas y extranjeras (inglesas y francesas) realizaron algunos trabajos de escasa duración que tuvieron su continuidad en 1910-11 por van Ness (SAENZ y VELEZ, 1974) y por la Dome Mining Corporation (canadiense) en 1927 y otras posteriores en la década de los 40 (PEREZ GARCIA, 1977). En los últimos diez años la espectacular subida del precio del oro ha multiplicado las tentativas.

En la bibliografía, son citados estos yacimientos por ESTRABON en su "Geographiká" y CAYO PLINIO SEGUNDO describe los sistemas de exploración y explotación romanos dando cifras de producción que sitúa en torno a los 6.500 kg/año para todo el NO de la Península.

Los nombres de VIADERA (1850), SOWERBY (1885), NEUFVILLE (1896), ORIOL (1896), HERNANDEZ SAMPELAYO (1941), QUIRING (1957), DOMERGUE (1970 y otros), JONES y BIRD (1972 y 73), SAENZ y VELEZ (1964), HERAIL (1976 y otros), y PEREZ GARCIA (1977) son conocidos de todos los investigadores de la región, con aportaciones a veces fantásticas de los primeros, progresivamente más precisas y científicamente enfocadas a partir de QUIRING. En cualquiera de los textos citados se hacen asimismo consideraciones de tipo histórico y arqueológico y se cita abundante bibliografía sobre el tema.

En el ámbito de la Hoja se localiza la terminación hacia el S del importante yacimiento de Las Omañas (Las Médulas) con diversas labores. Otras labores romanas son las existentes en Villaviciosa de la Ribera, Arroyo de Forcadas, Arroyo de Valgrán y O de Llanos de la Ribera, todas ellas en la margen derecha del Orbigo. En la cuenca del Tuerto hay algunos restos al E de Castro de Cepeda y al E y SE de Veguellina de Cepeda (Fig. 21). En el área paleozoica hay un gran número de pequeñas labores prospectivas sobre roca alterada o delgadas películas coluvionares. Los más importantes se sitúan en Ucedo, fuera de esta Hoja.

Desde el punto de vista geológico se trata de yacimientos secundarios de oro nativo (placeres). El oro primario procede del paleozoico y se ha concentrado en los depósitos aluviales miocenos. La erosión de éstos durante el Cuaternario ha favorecido su concentración sucesiva en los sedimentos fluviales de terrazas antiguas y actuales en la proporción de 1,4 a 2,75 (PEREZ GARCIA, 1977).

Así pues, se han explotado preferentemente los sedimentos de la Raña y algunas terrazas fluviales y las facies proximales, de granulometría gruesa y elevada energía del medio, de los abanicos aluviales terciarios..

Las concentraciones disminuyen, en líneas generales, de la base al techo de las secuencias y megasecuencias, aguas abajo desde la cabecera de los ríos y de los facies proximales a los distales de los abanicos aluviales, localizándose por tanto en el límite con el techo de las formaciones anteriores ("bed rock") las más altas concentraciones de oro.

Este se encuentra en estado nativo generalmente libre y sólo asociado a cuarzo en pequeña proporción y en algunas terrazas modernas. Esto representa un predominio de factores físicos de arranque en la actualidad frente a mecanismos químicos (concentración de coloides con precipitación y recristalización en suelos del área madre) en épocas pasadas. Las

ESQUEMA DE SITUACION DE LAS PRINCIPALES LABORES ROMANAS



Escala 1:200 000

-LEYENDA-

MINERA

▀ Labores romanos

① ZONA DE LAS OMAÑAS

- 16- Las Omañas
- 17- Villaviciosa de la Ribera
- 20- Aº Quebrantacarros
- 21- Las Forcadas
- 26- Costra de Cepeda
- 27- Veguellina de Cepeda

② ZONA DE BRAÑUELAS-COMBARROS

- 1- Parquera
- 2- Parquera N
- 3- Uceda
- 4- Chana de San Martín
- 5- La Chona
- 6- Aº de Peñasmán
- 7- Rodríguez
- 11- Aº del Villar

GEOLOGICA

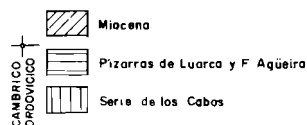
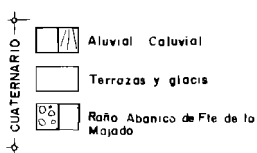


Fig. 21 SITUACION DE LABORES ROMANAS EN EL BORDE NO DE LA CUENCA DEL DUERO

partículas presentan una fina rubefacción de óxidos o hidróxidos de Fe que dificulta la recuperación por amalgamación y tienen forma de pajuelas o más a menudo de láminas con una granulometría en la que un 60 por 100 tiene tamaños mayores de 80 μ , un 12 por 100 entre 80 y 5 μ y un 28 por 100 inferiores a 5 μ . Son raras las pepitas de más de 6 mm. aunque en la bibliografía se citan tamaños superiores.

Todos estos datos se han obtenido de uno de los más completos estudios geológico-mineros sobre los yacimientos de Au de la provincia de León realizado por PEREZ GARCIA (1977).

Los autores de principio de siglo indican leyes de hasta 8-10 gr/Tm. (SOWERBY, 1855 en DOMERGUE y HERAIL, 1978). Datos más modernos obtenidos en el área de Las Omañas por PEREZ GARCIA (1977) dan contenidos más modestos, del orden de hasta 50 mg/m³ en la facies proximal con máximos locales superiores a 200 mg/m³. En los depósitos de la Raña los contenidos medios llegan a los 100 mg/m³ y junto al "bed rock" alcanzan los 200 mg/m³ con rápida disminución aguas abajo de los paleocauces. Las terrazas presentan variaciones en el valor medio con máximo de 140 mg/m³ (en el área del río Duerna, fuera de la Hoja).

Los sistemas de laboreo hacen referencia a los utilizados por los explotadores romanos pues las investigaciones actuales no han pasado generalmente de las fases prospectivas con utilización de diversos métodos de desmuestre (sondeos y pozos de gran diámetro), plantas piloto para concentración y estudio de la muestra, geológica, geofísica, etc.

La minería romana utilizó multitud de sistemas extractivos todos ellos con el denominador común de utilización de lavaderos por agua ("arrugia") de los sedimentos auríferos, de los cuales puede obtenerse información en los trabajos citados hasta aquí. En el área de esta hoja son cuatro de ellos los más utilizados (PEREZ GARCIA, 1977):

- Red de canales poco densos, de trazado un tanto anárquico, poco profundos utilizados en las fases iniciales.
- Peines (arados) con pendiente de 3-6°, profundidad 3 y 6 m y hasta 400 m. de longitud, descritos por primera vez por DOMERGUE, 1970.
- Cortas de erosión, paralelas, con salida común de materiales de lavado ("agogae").
- "Ocelos" o "Coronas" (SAENZ y VELEZ, 1974), dispositivos con planta elíptica para coberteras auríferas poco potentes.

Los tres primeros son los más frecuentes en las labores localizadas al sur de Las Omañas (donde se ha calculado un movimiento de tierras de 12 millones de m³) y en Castro de Cepeda, especialmente el segundo. El último sólo se ha encontrado en Veguellina de Cepeda.

7.1.2. Canteras

Existen canteras de poca importancia en general, si bien algunas explotaciones para extracción de arcillas tienen un cierto interés económico. En su mayoría se encuentran abandonadas o se utilizan esporádicamente en función de las necesidades comarcales. Se obtienen conglome-

rados y gravas para áridos (Sistema de Villagatón y de Ferreras-Forcadas), arenas para construcción obtenidas de las facies canalizadas (Sistema de Ferreras-Forcadas, Villagatón y Carrizo-Benavides) y arcillas para cerámica y alfarería (Sistema de Carrizo-Benavides).

Las cuarcitas del techo de la serie de Los Cabos proporcionan algunos materiales para áridos en dos canteras situadas en las proximidades de Combarros y de Valbuena de la Encomienda. Están actualmente abandonadas.

7.2. HIDROGEOLOGIA

Dada la naturaleza litológica de los materiales terciarios los recursos hidráulicos aflorantes ligados a ellos no ofrecen demasiado interés. No obstante se puede constatar la existencia de numerosas fuentes y manantiales, de caudal escaso, diseminadas por toda la región. Son particularmente propicios para su desarrollo los canales arenosos incluidos en materiales limoso-arcillosos, propios de llanuras de inundación, que pueden considerarse como acuíferos confinados de escaso rendimiento. Frecuentemente están ligados a la zona de influencia de los Sistemas de Carrizo-Benavides, Forcadas-Ferreras y Villagatón; en este último hacia su parte más meridional. El aprovechamiento de estos acuíferos se hace también mediante pozos, particularmente numerosos entre Benavides de Orbigo y San Antoñán del Valle y entre Magaz de Cepeda y Zacos.

El resto de los sistemas sedimentarios, Veguellina, Vanidades y Combarros-Brazuelo, ofrecen muy pocas posibilidades.

El aprovechamiento de los recursos subterráneos está restringido prácticamente al cuadrante SE en relación con las poblaciones situadas en la ribera del Orbigo. Las profundidades alcanzadas en los sondeos oscilan entre 45 y 400 metros. Las características litológicas que presentan pueden considerarse análogas a las superficiales, correspondiendo a acuíferos confinados de reducida importancia, dada su geometría, poco espesor y rápido cambio de facies.

Por lo que al Cuaternario se refiere presenta una litología muy favorable. Sin embargo solamente los fondos de valle de los arroyos importantes y las llanuras aluviales de los ríos principales, Tuerto, Porcos y Orbigo permiten un suministro aprovechable, con caudales suficientes y continuidad a lo largo del año.

El resto de los depósitos de esta edad, a pesar de la gran extensión superficial de algunos (Raña, Abanico de Fte. de la Majada, T₁ del Orbigo), tienen potencia muy escasa (hasta 5-6 m) y en su mayor parte la zona de recarga es el propio depósito con lo que la capacidad de almacenamiento es reducida o casi nula.

En el Paleozoico la porosidad y la permeabilidad están ligadas directamente a la esquistosidad y a la fracturación. La primera es preferente en las áreas ocupadas por las Pizarras de Luarda y la Formación Agüeira y menos importante en la Serie de los Cabos. Las fracturas y bandas donde los materiales están especialmente afectados por sucesivas fases tectónicas actúan como colectores principales de las anteriores y son los lugares idóneos para su afloramiento.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M.T. y AGUIRRE, E. (1970).—"Adiciones a los Mastodontes del Terciario español". *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, 4 pp. 401-405. Madrid.
- BALDWIN, C.T. (1975).—"The stratigraphy of the Cabos Serie in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain". *Brev. Geol. Ast.* año XIX nº 1 p. 4-9.
- BALDWIN, C.T. (1978).—"A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rock of the Cantabrian and West Astur-Occidental Leonese Zone, NW Spain" in "Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, nº 27 Ed. homenaje a Isidro Parga Pondal.
- BARROIS, CH. (1882).—"Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice". *Mem. Soc. Geol. du Nord*. t. II, nº 1 p. 1-630.
- BASTIDA, F. (1980).—"Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la zona Astur-Occidental-Leonesa (Costa Cantábrica, NW España)". *Tesis Doctoral*. Dpto. Geotectónica, Univ. Oviedo.
- BATALLER, J.R. y HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1944).—"Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa". *Notas y Comun. I.G.M.E.*, nº 15, pp. 23-35.
- BERGONIOUX, F. y CROUZEL, F. (1959).—"Les Mastodontes d'Espagne". *Estudios Geológicos*, nº 14, pp. 223-366.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1945).—"Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique". *Mem. et. Doc. Centre Doc. Cart. Geogr.* (C.N.R.S. París) nº 4, pp. 7-61.
- BLISSENBACH, E. (1954).—"Geology of alluvial fans in semi-arid regions". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65, 175-189.
- BULL, W.B. (1972).—"Recognition of ancient sedimentary environments". *Society of Econom. Paleont. and Mineral. Special Pub.*, nº 16, pp. 63-83.

- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne). *Thèse, Univ. Montpellier*. 430 pp.
- CRIMES, T.P.; MARCOS, A. y PEREZ ESTAUN, A. (1974).—"Upper Ordovician Turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* vol. 15, pp. 169-184.
- DOMERGUE, C.—Introduction a l'étude des mines d'or du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique dans l'antiquité. *Legio VII Gemina*, 2, pp. 253-286. León.
- DOMERGUE, C. (1975).—Excavaciones en las minas de oro romanas de la provincia de León: campañas 1971-1973. *XIII Congr. Nac. de Arq. (Huelva, 1973)*, pp. 847-854. Zaragoza.
- DOMERGUE, C. y HERAIL, G. (1977).—Une étude pour l'étude des mines en alluvion: l'exemple des mines d'or romaines de la Valduerna (León, Espagne). *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 13, pp. 9-30.
- DOMERGUE, C. y HERAIL, G. (1978).—Mines d'or romaines d'Espagne. Le district de la Valduerna (León). Publications de L'univ. de Toulouse—Le Mirail. Série B,T. IV, 303 p.
- DUCHAUFOR, PH. (1972).—Atlas ecológico de los suelos del mundo. Toray-Masson, S.A. Barcelona.
- ESPEJO, R.; TORRENTE, J. y ROQUERO DE LABURU, C. (1973).—Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. (Geol.)* tomo 71, pp. 231-236.
- FARBER, A. & JARITZ, N. (1964).—"Die geologie des Westasturischen Kustengebieten zwischen San Esteban de Pravia and Ribadeo (NW Spanien)". *Geol. Jb.* vol. 81, p. 679-738.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916).—Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.* (Geol.) 15, 74.
- GOY, J. L.; PEREZ GONZALEZ, J. M. y ZAZO, C. (1980).—Aportaciones para un modelo de mapa de Formaciones Superficiales en España. *1.ª Reunión Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ.* Santander.
- HERAIL, G. (1976).—Géomorphologie des placers aurifères de la moyenne vallée du Duerna (Espagne). *These Doc. 3º cycle, 193 pp. Toulouse-Le Mirail*.
- HERAIL, G. (1979).—Les faciès d'alteration des terrasses alluviales de la moyenne vallée de Duerna (prov. de León): un exemple de l'évolution des nappes silicieuses du nord-ouest de la Vieille Castille. *Act. Geol. Hisp., t. 14, p. 466-473*.
- HERAIL, G. (1981).—"El Bierzo: Géomorphogénese fini-tertiarie d'un basin intramontagneux (Espagne)". *Revue Géographique des Pyrenées et du Sud-Ouest*. T. 52. fase 2, pp. 217-232.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1912).—Observaciones con motivo del descubrimiento de Mastodontes en el Cerro del Cristo de Otero (Palencia). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* t., 12 pp. 68-69.
- (1915).—Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Junta Ampl. Est. e Inv. Cientif. Comunicación de Inv. Paleont. y Prehist.* nº 5.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1950).—Las rañas de las sierras centrales de Extremadura. *C.R. Congr. Inter. Geogr.* 2 (2), 87-100.

- (1957).—Las formaciones de raña de la Península Hispánica INQUA. 5º Congr. Inter. Madrid Barcelona. Resúmenes des Comun. pp. 78-79.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—"El sistema Siluriano" *Mem. I.G.M.E. t. 2, (I-II) 1 vol. pp. 1-848.*
- HOCQUARD, CH. (1975).—"Etude sédimentologique des formations rouges miocènes du Nord-Ouest de l'Espagne. Application a la prospection des placers aurifères associés". Thesis Univ. de Nancy. Inst. Nat. Polit. de Lorraine Ecole Natur. Sup. de Géol. Appliquée.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).—"Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares" I.G.M.E. Madrid.
- LAUTENSACH, H. y MAYER, E. (1961).—"Iberische Meseta und Iberische masse *Zeitschr. Geomorph. N.F. Ed. 5 H. 3, pp. 161-181.*
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (in litt).—"Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 129 (13.08)—La Robla". *Inst. Geol. y Min. de España.* Madrid.
- LOTZE, F. (1945).—"Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch.* nº 6, pp. 72-92 Berlín. (Traducido por J.M. Ríos: "Observaciones respecto a la división de las Variscidas de la Meseta Ibérica" *Publi. Ex. Geol. Esp. t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950.*
- LOTZE, F. (1958).—"Zur Stratigraphie der Spanischen Kambriums" *Geologie*, año 7, pp. 727-750. Berlín. (Traducido por J. Gómez Llorena. "Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. nº 61, pp. 131-164. Madrid, 1961.*
- MABESSONE, J. M. (1959).—"Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero Basin (Palencia, Spain)". *"Leidse Geol. Meded., 24, pp. 31-180.*
- MARCOS, A. (1970).—"Sobre la presencia de un flysch en el Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (NW de España)" *Brev. Geol. Ast. Año XIV, nº 2, pp. 13-28.*
- MARCOS, A. (1973).—"Las Series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)". *Trabajos de Geología Univ. Oviedo nº 6 pp. 1-113.*
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F. y VARGAS, I. (1981).—"Mapa Geológico de España E.: 1:50.000". Hoja nº 99 (9-7) Becerreá I.G.M.E. Madrid.
- MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A. (1981).—"La estratigrafía de la serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Z.A.O.L. NE España)". *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo nº 11.*
- MATAS, J. y FERNANDEZ, L. (in litt).—"Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja de Noceda (127. 11-08)". I.G.M.E. Madrid.
- MATTE, PH. (1968).—"La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Geol. Alpine t. 44, pp. 1-127.*
- Mc GOWEN, J.H. y GROAT, C.G. (1971).—"Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration". *Report of Investigations, 72, pp. 57* Bur. of Econ. Geol., Univ. of Texas, Austin.
- MENSCHING, H. (1958).—"Glacis-Fussflache-Pediment". *Zeit. fur Geomorph., 2, 165-186.*
- MIAL, A.D. (1977).—"A review of the braided-river depositional environment". *Earth Sci. Rev., 13, 1-62.*

- MOLINA, E. (1975).—"Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava". *Trab. Neog. y Cuat. Sec. Paleont. y Hum.* nº 3, pp. 1-106.
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980).—"Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol". *C.R. Acad. Sc. París*, t. 290, ser. D, pp. 1.293-1.296. París.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972).—"Le torbiditi delli Appennino settentrionale. Introduzioni dell'analisi de facies". *Mem. Soc. Geol. It.* vol. 11, pp. 161-199.
- NOLLAU, G. (1966).—"El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España)". *Not. y Com. I.G.M.E.* nº 88 pp. 31-48.
- QEHME, R. (1936).—"Die Rañas, Eine spanische Schuttlandschaft". *Z. geomorphol.* 9, 25-42.
- PANNEKOEK, A.J. (1970).—"The application of graphical methods to the piedmont relief of the Cantabrian Mountains". *Spain Zeirchr. Geomorph.* 10, pp. 88-103.
- PASSEGA, R. (1957).—"Texture as Characteristic of clastic deposition". *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 41 pp. 1.952-1.984.
- PASSEGA, R. y BYRAMJEE, R. (1969).—"Grain-size image of clastic deposits". *Sedimentology*, 13, pp. 133-252.
- PASTOR GOMEZ, V. (1969).—"Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria nº 160 (Benavides). *Inst. Geol. Min. España*.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974 a).—"Algunas precisiones sobre la sucesión Ordovícica y Silúrica de la Región de Truchas". *Brev. Geol. Ast. Año XVIII* nº 1, pp. 5-16.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974 b).—"La sucesión ordovícica en el Dominio del Navia y Alto Sil (Z.A.O.L.) NE España". *Brev. Geol. Ast. Año XVIII* nº 4, 53-57.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).—"Estratigrafía y Estructura de la rama Sur de la Z. Astur-Occidental-Leonesa". *Mem. I.G.M.E.* nº 92. Madrid.
- PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J.A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; SANCHEZ DE LA TORRE, L. (Terciario); GALAN, J. y VARGAS, I. (Estefaniense) (1981).—"Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 126 (10-08). Vega de Espinareda". *I.G.M.E.*, Madrid.
- PEREZ ESTAUN, A. y MARCOS, A. (1981).—"La formación Agüeira en el Sinclinal de Vega de Espinareda, aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la zona Ast. Occid-Leonesa (NW España)". *Trab. de Geología Universidad de Oviedo* nº 11.
- PEREZ GARCIA, L.C. (1977).—"Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (Provincia de León. España) y su prospección. *Tesis Doctoral*. Universidad de Oviedo. (Inédito).
- PEREZ GONZALEZ, A. (1981).—"Terciario y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense. Madrid. 3
- PULGAR, J.A. (1980).—"Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de plegamiento en la Z. As. Occ. Leonesa (Cord. Hercínica NW España)". *Tesis Doctoral*. Dpt. Geotectónica. Universidad de Oviedo.

- RAYNAL, R. y NONN, H. (1968).—Glacis étagés et formations quaternaires de Galice orientale et de León: quelques observations et données nouvelles. *Rev. Geomorphol. Dyn.*, 3.
- RICCI LUCCHI, F. (1980).—“Sedimentología”. CME, Bolonia. 3 vol.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1930).—“Descubrimientos de restos de Mastodon en las cercanías de León”. *Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. 30, pp. 395-396.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1934).—“Algunos vertebrados fósiles de la Cuenca del Duero”. *Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. 33, pp. 271-272.
- SANZ RIDRUEJO, C. y VELEZ GONZALEZ, J. (1974).—Contribución al estudio de la minería primitiva del oro en el NW de España. *Ed. Atlas*, 190 p. Madrid.
- SLUITER, W.J. y PANNEKOEK, A.J. (1964).—“El Bierzo. Etude sedimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne”. *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 141-182.
- SZDUY, K. (1968).—Bioestratigrafía de la Griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables”. *Trabajos de Geol. Universidad de Oviedo*, nº 2, pp. 45-58.
- VADOUR, J. (1969).—“Données nouvelles et hypothesis sur le Quaternaire de la Région de Madrid”. *Méditerranée* nº 8.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; FLOR, G.; MANJON, M.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A.; POL, C.; DIAZ, F. y FERNANDEZ, J. (in litt).—“Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 193 (12.10)—Astorga”. *Inst. Geol. y Min. de España*. Madrid.
- VARGAS, I.; CORROCHANO, A.; POL, C.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; MANJON, M.; FLOR, G.; DIAZ, F. y FERNANDEZ, J. (in litt).—“Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja nº 231 (12.11)—La Bañeza”. *Inst. Geol. y Min. de España*. Madrid.
- VELANDO, F. y MARTINEZ DIAZ, M.M. (1973).—“Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria nº 159—Bembibre”. *Inst. Geol. y Min. España*. Madrid.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID

I.S.S.N. 0373-2098



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA