Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

PROYECTO DE ACTUALIZACION, INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y LA RIOJA (CUENCAS NORTE, EBRO Y DUERO). 1.991/93.

EXPEDIENTE Nº

ORGANICA Nº	PROGRAMA Nº	CONCEPTO Nº

36277

I N D I C E

Pág.

0.- ANTECEDENTES Y OBJETIVOS *1*

1.- MARCO GEOGRAFICO Y ECONOMICO *3*

2.- CLIMATOLOGIA *7*

3.- HIDROGRAFIA *14*

4.- DEMANDA DE AGUA *21*

5.- GEOLOGIA *23*

6.- UNIDAD DE VILLAR-ROBLEDO *33*

1.- GEOLOGIA *34*
2.- HIDROGEOLOGIA *52*

7.- UNIDAD DE BODON *58*

1.- GEOLOGIA *59*
2.- HIDROGEOLOGIA *82*

8.- UNIDAD DE ARALLA-ROZO *88*

1.- GEOLOGIA *89*
2.- HIDROGEOLOGIA *100*

9.- UNIDAD DE ABELGAS-BREGON *105*

1.- GEOLOGIA *106*
2.- HIDROGEOLOGIA *132*

10.- UNIDAD DE FORCADA *138*

1.- GEOLOGIA *139*
2.- HIDROGEOLOGIA *152*

11.- UNIDAD DE GAYO *157*

1.- GEOLOGIA *158*
2.- HIDROGEOLOGIA *173*

0.- ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

El Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), a través de su División de Aguas Subterráneas viene desarrollando a nivel nacional, y en cumplimiento de las misiones de investigación hidrogeológica que la Ley de Aguas (2 de agosto 1985) le tiene encomendadas, un programa de estudios para la mejora y protección de los acuíferos subterráneos. Esta actividad constituye una lógica continuación de los estudios de infraestructura hidrogeológica realizados previamente dentro del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), que, iniciados en 1970, han finalizado totalmente en las cuencas hidrográficas o unidades insulares a que se refiere el presente proyecto.

Este programa de estudios, persigue el desarrollo y perfeccionamiento de los conocimientos adquiridos en la fase de investigación infraestructural, con objeto de que los datos de comportamiento de los acuíferos, grado de explotación y estado de la calidad de las aguas, se enriquezcan y mantengan al día, y puedan ser integradas en cada momento en el marco general de planificación, gestión y protección de los recursos hidráulicos totales.

El presente Proyecto tiene por objeto desarrollar, en las Cuencas que constituyen su ámbito territorial, los trabajos de actualización de la infraestructura hidrogeológica y vigilancia de acuíferos, correspondiente a los años 1991/1993.

Dentro del mismo, uno de los trabajos a realizar, objeto del presente informe, es el PIAS de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, zona de difícil topografía y acceso, con acuíferos escasos y aislados.

Para la consecución de dicho objetivo se han realizado los siguientes trabajos:

- Inventario selectivo de puntos acuíferos;, teniendo en cuenta que es una zona abrupta y de acuíferos aislados, se han inventariado un total de 379 puntos.

- Aforos de ríos y manantiales con caudal significativo, se han aforado un total de 50 puntos.

- Estudio climatológico e hidrológico.

- Toma de muestras de agua y su envío a los laboratorios del ITGE para su análisis, 83 muestras.

- Estudio hidroquímico de caracterización y balance de todos yo cada uno de los acuíferos, y su representación en un mapa hidrogeológico.

1.- MARCO GEOGRAFICO Y ECONOMICO

1.- SITUACION GEOGRAFICA

La zona estudiada se encuentra situada en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica en una franja alargada que se extiende por el norte de las provincias de León y Palencia, desde Villablino a Cervera de Pisuerga (Fig. 1).

Comprende las hojas del Mapa Topográfico Nacional del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) n^{os} 76 (Pola de Somiedo), 77 (La Plaza), 78 (Pola de Lena), 79 (Puebla de Lillo), 80 (Burón), 101 (Villablino), 102 (Barrios de Luna), 103 (La Pola de Gordón), 104 (Boñar), 105 (Riaño), 106 (Camporredondo de Alba), 107 (Barruelo de Santullán), 129 (La Robla), 130 (Vegas del Condado) y 131 (Cistierna).

Ocupa una extensión de 1.648 km^2.

El relieve es montañosa, con una topografía muy abrupta en muchos casos. Las alineaciones montañosas se disponen esencialmente en dirección E-O, con elevaciones que frecuentemente superan los 2.000 m.

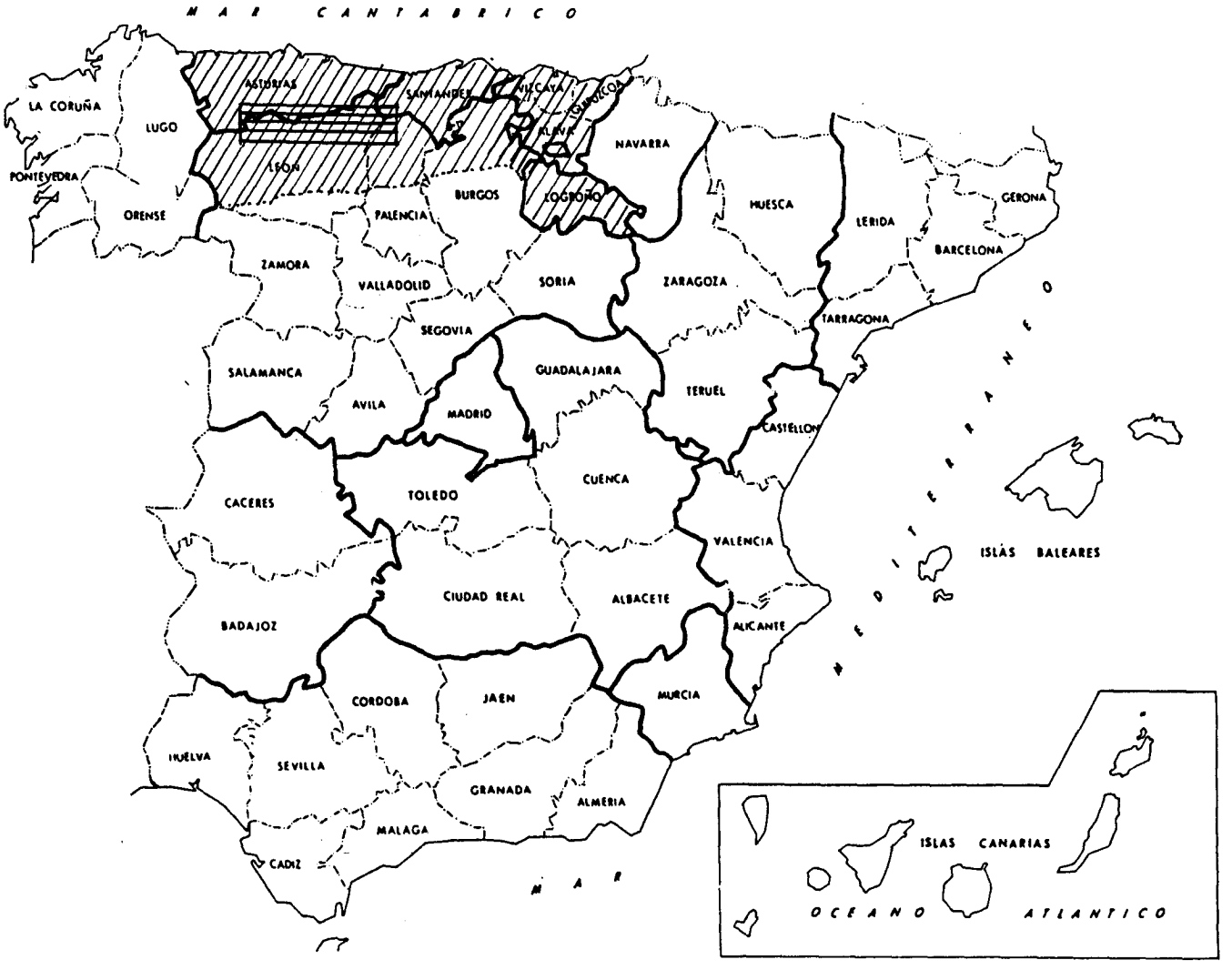
En la parte occidental, el área montañosa queda subdividida por una serie de valles longitudinales, el río Luna con la comarca de La Babia y el río Omañas con la comarca del mismo nombre, afluentes del río Orbigo, separados por interfluvios accidentados y elevados, que pueden sobrepasar en algún pico los 2.000 m. En el sector central y oriental los ríos principales, Bernesga, Torio, Curueño, Porma, Esla y Cea, que cruzan de norte a sur la región montañosa, atraviesan las alineaciones y estructuras perpendicularmente y forman gargantas y angosturas de altas paredes, como las "Hoces de Vegacervera y las de Curueño". No puede olvidarse en este sector la presencia de huellas glaciares y la morfología ligada a la disolución cárstica. Sobresale la gran masa calcárea al norte de Vegacervera, donde está la Cueva de Valporquero.

En las cabeceras de los ríos Carrión y Pisuerga continúa desarrollándose un relieve montañoso cuyos máximos exponentes son el Espiguete (2.450 m.), el macizo de Curavacas (2.525 m.), la Sierra de Peñalabra (2.125 m. en el Pico Tres Mares) y, más al sur, la Sierra del Brezo. Las características geomorfológicas de la Cordillera Cantábrica muestran aquí una gran complejidad y el paisaje es vigoroso y con grandes contrastes: sierras disimétricas, valles encajados, canchales, derrubios, derrumbamientos, altas crestas, circos y lagunas glaciares.

2.- POBLACION

La población de toda la zona estudiada es de unos 59.000 habitantes distribuida en 37 municipios de los que solamente La Pola de Gordón y Cistierna superan los 5.000 habitantes. La

MAPA DE SITUACION



Area del proyecto

Zona estudiada

Fig. 1

población se encuentra diseminada en numerosos núcleos de escasa entidad entre los que se pueden destacar los de Cistierna (4.000 hab.), Boñar (2.180 hab.), Cervera de Pisuerga (2.000 hab.), Pola de Gordón (1.500 hab.), Sabero (1.200 hab.) y Olleros de Sabero (1.100 hab.); no superando las demás poblaciones los 1.000 habitantes.

Existe una acusada despoblación rural en la zona estudiada la cual se ha concentrado fundamentalmente en las áreas urbanas (fuera de esta zona).

El éxodo rural es enormemente selectivo, ya que incide principalmente en los jóvenes, en el inicio de su vida laboral y especialmente en las mujeres. Un envejecimiento de la población y elevado índice de masculinidad, provocado por la migración, añadido a la disminución de la tasa bruta de natalidad, a partir de la segunda década de 1970, conduce a saldos vegetativos negativos para las zonas rurales, en contraste con las capitales de provincia.

Todo lo anterior parece indicar que se ha producido y se continuará produciendo un trasvase de población de los núcleos menores hacia las capitales de provincia.

3.- ECONOMIA

La zona estudiada comprende unos municipios de montaña con una economía centrada fundamentalmente en la ganadería y agricultura, la cual representa un porcentaje elevado tanto del número de empleos existentes como de la renta de los mismos.

En algunos municipios la principal actividad es la minería del carbón (Pola de Gordón, Cistierna, Matallana, Sabero), representando en ellos esta actividad la principal fuente de riqueza de los mismos.

El sector servicios tiene un escaso peso específico en la zona, tanto en términos de PIB como de empleo, se basa fundamentalmente en el pequeño comercio minorista.

2.- CLIMATOLOGIA

1.- RED DE ESTACIONES METEOROLOGICAS

Para el presente trabajo se han utilizado los archivos del Instituto Nacional de Meteorología (I.N.M.). No ha sido posible disponer de los datos actualizados por problemas surgidos en I.N.M. por lo que hubo que recurrir a la base de datos existente en la Confederación Hidrográfica del Duero en la que se encuentran datos hasta el año 1985.

Se han utilizado las estaciones meteorológicas existentes en el norte de dicha cuenca (norte de las provincias de León, Palencia y Burgos).

Para ello se ha dispuesto de datos de 76 estaciones de las cuales 34 son termopluviométricas y el resto pluviométricas.

Observando su distribución espacial se ve que es una red no muy densa, con una dispersión irregular ya que en su mayoría las estaciones se encuentran concentradas en los valles y prácticamente son inexistentes en las zonas altas.

La calidad de los datos es irregular, pues junto a estaciones con largas series de años de funcionamiento existen otras con períodos muy cortos y escasa fiabilidad de sus datos. Con el conjunto de las estaciones con datos suficientes se ha hecho un estudio estadístico de los mismos, por el método de las dobles acumulaciones, con valores mensuales y anuales de estaciones cercanas, con el fin de contrastar los datos y homogeneizar las series de las estaciones utilizadas.

2.- PLUVIOMETRIA

Partiendo de los datos de pluviometría media anual, obtenidos en las estaciones seleccionadas, se ha confeccionado el correspondiente mapa de isoyetas medias anuales para el período 1940/41-1984/85 (Plano nº 1 y cuadro nº 1). Se puede observar que la pluviometría media anual oscila entre los 800 y 1.500 mm.

En el cuadro nº 1 se observan precipitaciones inferiores a las citadas, corresponden a estaciones que se encuentran dentro de la depresión terciaria del Duero, al sur de los acuíferos estudiados.

TABLA DE PRECIPITACIONES MEDIAS ANUALES

CODIGO	POVINCIA	NOMBRE	PRECIPITACION MEDIA (MM) 1940/85
2220	Palencia	Sta. Mª de Redondo	1.187
2221	Palencia	Tremaya	1.160
2222	Palencia	S. Juan de Redondo	1.092
2233	Palencia	Resoba	916
2234	Palencia	Cervera de Pisuerga	1.023
2235	Palencia	Santibañez de Resoba	1.136
2236	Palencia	Pantano de Cervera	1.030
2240	Palencia	San Mamés de Zalima	733
2244	Palencia	Aguilar de Campóo	622
2245	Palencia	Brañosera	960
2246	Palencia	Barruelo Santullán	885
2249	Palencia	Camesa de Valdivia	650
2250	Burgos	Quintanas Valdelucio	768
2255	Burgos	Rebolledo La Torre	713
2256	Palencia	Prádanos de Ojeda	544
2257	Palencia	Alar del Rey	579
2258-B	Palencia	Herrera Pisuerga	540
2259	Palencia	Cantoral de La Peña	931
2263	Palencia	Cozuelos de Ojeda	666
2265	Palencia	Payo de Ojeda	546
2268	Palencia	Ventosa de Pisuerga	526
2271	Palencia	Santibánez La Peña	905
2276	Palencia	Villaeles Valdivia	594
2340	Burgos	Montorio	830
2341	Burgos	Huérmeces	643
2353	Palencia	Villodrigo	500
2354	Palencia	Quintana del Puente	488
2355	Palencia	Baltanás	477
2357	Palencia	Villaviudas	446
2358	Palencia	Magaz	424
2360	Palencia	Triollo	1.128
2361	Palencia	La Lastra	1.072
2363	Palencia	Pantano de Compuerto	1.087
2364	Palencia	Velilla Río Carrión	1.019
2366	León	Besande	1.597
2367	Palencia	Guardo	981
2370	Palencia	Saldaña	552
2624	León	Riaño	1.268
2625	León	Cremenes	1.268
2626	León	Cistierna	989
2628	León	Mansilla Las Mulas	393
2631	León	Cofiñal	1.602
2632	León	Puebla de Lillo	1.464
2634	León	Vegamián	1.181
2636	León	Boñar	974
2637	León	Sopeña de Curueño	805
2650	León	La Robla	796
2653	León	Piornedo	1.632
2659	León	Navatejera	508
2661	León	León (Virgen Camino)	533
2667	León	Prioro	1.274
2670	León	Almanza	718
2681	Valladolid	Roales	408

Cuadro nº 1

TABLA DE PRECIPITACIONES MEDIAS ANUALES

CODIGO	PROVINCIA	NOMBRE	PRECIPITACION MEDIA (MM) 1940/85
2683	León	Las Murias	978
2686	León	Torre de Babia	1.095
2687	León	Robledo de Babia	1.103
2688	León	Huergas de Babia	1.190
2705	León	Mora de Luna	851
2706	León	La Magdalena	680
2708	León	Rioseco de Tapia	671
2709	León	Sta. María de Ordas	622
2710	León	Murias de Paredes	1.140
2719	León	Benavides de Orbigo	573
2720	León	Moral de Orbigo	476
2721	León	Villares de Orbigo	428
2722	León	Hospital de Orbigo	506
2728	León	Villameca	820
2729	León	Villamejil	502
2734-A	León	Astorga (Reg.Artillería)	392
2738	León	Molinaferrera	1.012
2739	León	Chana de Somoza	735
2742	León	La Bañeza	458
2747	León	Sta. Mª del Páramo	452
2750	León	Manzaneda de Truchas	777
2751	León	Morla de la Valderia	932
2752	León	Castrocontrigo	642

Cuadro nº 1 (Cont.)

3.- TERMOMETRIA

La elevada altitud de la zona determina la existencia de unas temperaturas bajas.

La temperatura media anual oscila entre 8^{o} y 10^{o} C.

Los inviernos son largos con unas temperaturas medias inferiores a 4^{o}C, estando las mínimas medidas por debajo de -10^{o} C.

La primavera es de corta duración y con temperaturas relativamente bajas siendo frecuentes las heladas.

Lo mismo ocurre con los otoños, donde a partir de finales de septiembre la temperatura desciende bruscamente y aparecen las primeras heladas. Ambas estaciones son casi inexistentes.

Los veranos son cortos y relatiamente frescos debido a la altitud, siendo las temperaturas medias del mes de agosto inferiores a los 20^{o} C.

En el mapa de temperaturas medias se han utilizado estaciones con un mínimo de datos de 10 años, correspondiendo la serie máxima a 35 años, período 1950/51-1984/85 (Cuadro nº 2).

4.- EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL Y REAL

El cálculo de la evapotranspiración real es un capítulo importante en el balance hídrico de un estudio hidrogeológico.

Se ha hecho el cálculo de la evapotranspiración potencial mediante el método de Thornthwaite. Según el método la evapotranspiración potencial diaria (e) sin corregir, expresada en mm, es $e = 1,6/n. (10\ t/I)^{a}$.

siendo,

e = número de días del mes.
t = temperatura media.
$a = 0,000000675\ I^{3} - 0,0000771\ I^{2} + 0,01792\ I + 0,49239.$
I = índice de calor anual.
$I = \Sigma\ i$, siendo i (índice de calor mensual) $= (t/5)^{1,514}$

Para calcular los valores de evapotranspiración potencial mensual corregida (e.t.p.) se ajustan mediante un factor de corrección que depende del número de días del mes y de las horas de insolación teóricas.

La evapotranspiración potencial oscila en esta zona entre 600 y 650 mm/año.

TABLA DE TEMPERATURA MEDIA ANUAL

CODIGO	PROVINCIA	NOMBRE	Tª MEDIA ANUAL
2222	Palencia	San Juan de Redondo	7.5
2232	Palencia	Pantano Requejada	8.5
2234	Palencia	Cervera Pisuerga	8.5
2236	Palencia	Pantano de Cerera	9.0
2243	Palencia	Pantano de Aguilar	9.5
2244	Palencia	Aguilar de Campoo	9.5
2249	Palencia	Canesa de Valdivia	9.0
2257	Palencia	Alar del Rey	11.0
2258-B	Palencia	Herrera Pisuerga	11.0
2360	Palencia	Triollo	8.0
2362	Palencia	Pant.Camporredondo	8.0
2363	Palencia	Pantano Compuerto	9.0
2364	Palencia	Velilla R.Carrión	9.0
2366	León	Besande	8.0
2367	Palencia	Guardo	9.0
2370	Palencia	Saldaña	9.0
2624	León	Riaño	8.0
2626	León	Cistierna	10.5
2633	León	Pantano Porma	8.5
2634	León	Vegamián	8.5
2636	León	Boñar	9.5
2650-A	León	La Robla (Cª Term.)	9.5
2659	León	Navatejera	12.0
2661	León	León (Virg.Camino)	11.0
2667	León	Prioro	9.0
2697	León	Rabanal de Luna	8.0
2706	León	La Magdalena	9.0
2722	León	Hospital Orbigo	10.0
2728	León	Villameca	10.0
2734	León	Astorga	10.0
2734-A	León	Astorga (Reg.Artil.)	10.5
2742	León	La Bañeza	11.0
2747	León	Sta.Mª del Páramo	10.5
2752	León	Castrocontrigo	10.5

Cuadro nº 2

Una vez conocida la evapotranspiración potencial, se ha calculado la evapotranspiración real, partiendo de una reserva útil saturada de 60 mm, de acuerdo con la estructura del terreno y cobertura vegetal del mismo.

La evapotranspiración real calculada oscila entre los 450 y 475 mm/año.

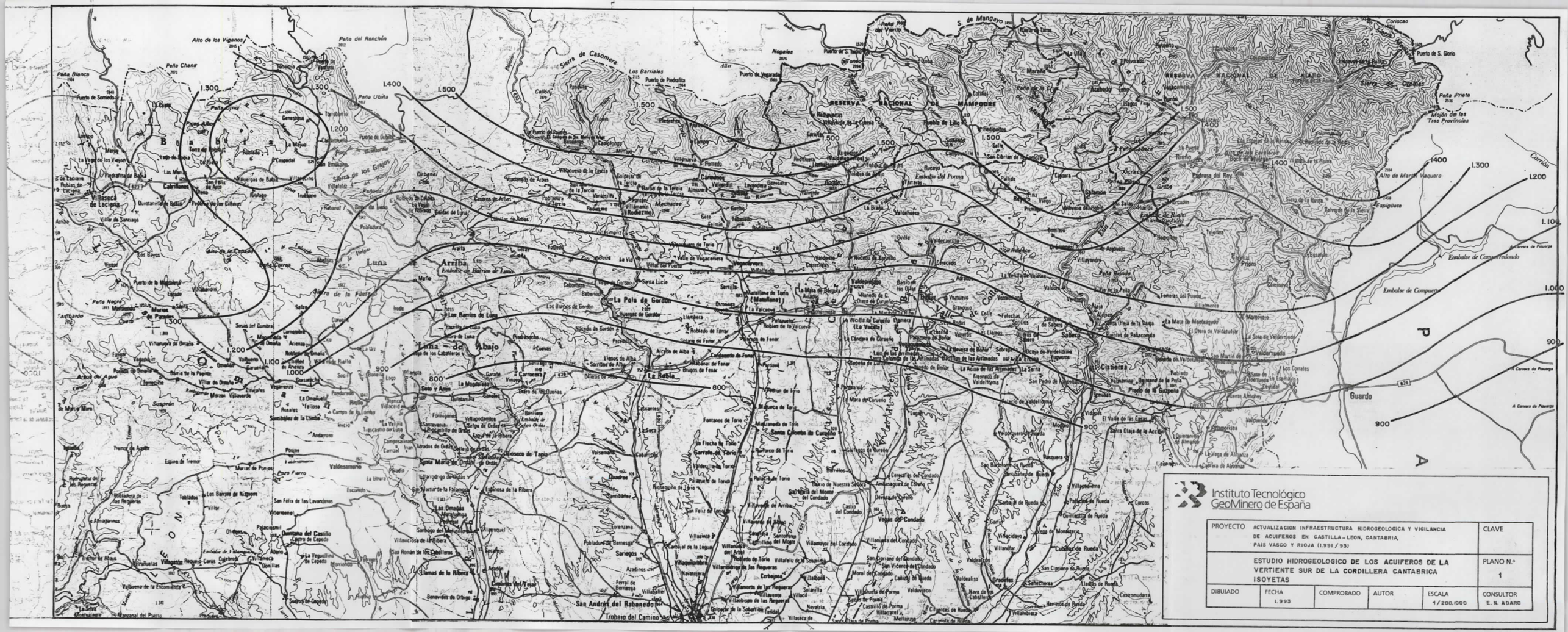
5.- LLUVIA UTIL

La lluvia útil, diferencia entre pluviometría y evapotranspiración real oscila entre 350 mm/año al sur de la zona estudiada y >1.000 mm/año al norte de la misma.

6.- CLASIFICACION CLIMATICA

El clima de la zona estudiada es mediterráneo templado-fresco, según la clasificación climática de Papadakis ("Agroclimatología de España", Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, M.A.P.A.).

Dos hechos condicionan su clima, la elevada altitud media y el aislamiento de las influencias marítimas, lo que da lugar a temperaturas rigurosas en invierno y a precipitaciones escasas durante el verano.


Instituto Tecnológico GeoMinero de España
PROYECTO ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN CASTILLA – LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (I.991 / 93)
CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA
ISOYETAS
PLANO N.º 1
DIBUJADO
FECHA I.993
COMPROBADO
AUTOR
ESCALA 1/200.000
CONSULTOR E. N. ADARO

3.- ***HIDROGRAFIA***

1.- RED FLUVIAL

La zona estudiada se encuentra situada en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, perteneciente a la parte septentrional de la Cuenca del Duero.

Está atravesada de norte a sur por los siguientes ríos:

a) Río Pisuerga. Nace al pie del Pico de Tres Mares, en el macizo de Peña Labra. Corre en un corto tramo hacia el SO, tomando luego rumbo al sur hasta Cervera de Pisuerga, en donde tuerce al SE para llegar a Aguilar de Campoo.

La regulación de este río se realiza en su cabecera por medio de tres embalses: La Requejada, Aguilar de Campoo y Cervera estando los dos primeros situados sobre el mismo río y el último sobre un afluente, el río Rivera. A partir de Aguilar de Campoo fluye el Pisuerga hacia el sur, por un valle más amplio (ya fuera de la zona de estudio). Por la orilla derecha recibe el Pisuerga una serie de ríos nacidos en la vertiente merdional de la Cordillera Cantábrica. La pimera de estas corrientes es la del corto río Burejo, que desde el pie de la sierra del Pico marcha al SSE por un sinuoso curso hasta Herrera de Pisuerga, por donde vierte en este río.

Entre las sierras del Brezo y del Pico tienen sus orígenes dos ríos gemelos el Boedo y el Valdavia, que descienden paralelos hacia el sur, reuniéndose las aguas de ambos ríos al norte de la villa de Osorno y desaguando pocos kilométros despues en el Pisuerga.

b) Río Carrión. Nace al pié de Peña Prieta y desarrolla todo su curso dentro de la provincia de Palencia, por la que corre constantemente hacia el SSE. Situadas sus fuentes hacia los 2.000 m. de altitud, se encuentra por debajo de 1.000 m. a su paso por Pino del Río, descendiendo ya sólo 280 m. desde este punto hasta su confluencia con el Pisuerga en las proximidades de Dueñas. En su cabecera se sitúan los embalses reguladores de Camporredondo y Compuerto con una capacidad conjunta de 165 hm^3.

c) Río Esla. Nace en las proximidades del Puerto de Ventaniella. Sucesivas confluencias de estos arroyos dan origen a la corriente que, ya con el nombre de río Esla a su paso por el pueblo de Acebedo en el alto valle leonés de Burón, desciende rumbo al SE por un valle longitudinal. Al confluir con el arroyo Orza, procedente del puerto del Pontón, se orienta el Esla hacia el sur; y en las inmediaciones de Riaño le afluye por la margen izquierda el río Yuso, situándose en este punto el embalse de Riaño. A partir de este punto toma dirección SO hasta llegar a Cistierna donde toma orientación general hacia el sur al mismo tiempo que comienza un nuevo tramo del río en progresivo ensanchamiento de su vaguada (fuera ya de la zona estudiada).

Por la margen izquierda el único afluente que recibe el Esla es el río Cea, nacido al norte de Prioro, en un contrafuerte de la divisoria cantábrica. Pocos km. después de su nacimiento corre ya por el páramo leonés.

El primer afluente que por la derecha recibe el Esla es el río Porma en cuyo origen se sitúa el embalse del mismo nombre; en los puertos de Tarna y Vegarada nacen sendas corrientes que, con los nombres de Río Porma y Río Curueño, respectivamente, desciende por la vertiente merdional de la Cordillera Cantábrica y después de pasar por los pueblos de Boñar (el Porma) y de La Vecilla (el Curueño) -lugares donde sus corrientes se encuentran a 1.000 m. de altitud- confluyen en Ambasaguas, siguiendo el Porma por el valle de su nombre con dirección al SSO hasta unirse al Río Esla, aguas abajo de Mansilla de las Mulas.

Por La Robla cruza el río Bernesga, que ha nacido en el puerto de Pajares; al sur de León recibe las aguas del Río Torío, procedente del puerto de Piedrafita; desaguando el Bernesga en el Esla frente a Palanquinos.

El más importante de los afluentes del Río Esla por su derecha es el Río Orbigo, al cual se le une el Río Luna aguas arriba de Llamas de la Ribera, regulado por el embalse de Barrios de Luna; desde este pueblo se dirige hacia el sur por un valle que se ensancha considerablemente.

2.- RECURSOS HIDRICOS SUPERFICIALES

Se recopiló la información correspondiente a las estaciones de aforo existentes y a los datos de explotación de los embalses.

A partir de los caudales medidos en las estaciones de aforo en los embalses para la evaluación de los recursos hídricos (Cuadro nº 3).

Estas medidas están afectadas en muchos casos por los movimientos de los embalses de aguas arriba del punto de medida, tomas para abastecimiento y regadío, etc. Por ello se hizo necesario la restitución de las series de aportaciones medidas en estaciones de aforo y embalses al régimen natural.

Las modificaciones al régimen natural es debido a los siguientes factores: 1) Regulación de los embalses, 2) Derivaciones para riegos y abastecimientos, 3) Retorno de los riegos y abastecimientos y 4) Pérdida de agua por evaporación en los embalses.

Nº ESTACION	RIO	LUGAR	COORDENADAS			INSTALACIONES	
			Long.	Lat.	Alt.(m.)	Escala	Limnig.
11	Porma	Vegamian	1º 36'30"	42º 55'31"	1034	Si	Si
19	Pisuerga	Salinas Pisuerga	0º42' 7"	42º 50'56"	945	Si	Si
21	Pisuerga	Cervera Pisuerga	0º 48'49"	42º 52'19"	1000	Si	Si
34	Grande	Besande	1º11' 3"	42º 54'32"	1285	Si	Si
37	Carrión	Pantano Compuerto					
65	Torio	Pontedo					
67	Esla	Riaño					
68	Curueño	Caldas Nocedo	1º 42'44"	42º 58'55"	1063	Si	Si
70	Bernesga	La Robla	1º 56'45"	42º48'24"	948	Si	Si
78	Porma	Camposolillo	1º 34'15"	42º59'11"	1092	Si	Si
102	Esla	Las Salas	1º 24'50"	42º56' 2"	1000	Si	Si
103	Esla	Cistierna	1º 26'38"	42º49'58"	960	Si	Si
106	Pisuerga	Pantano Requejada					
107	Rivera	Pantano Cervera	0º 50'21"	42º51'59"	1010	Si	Si
108	Carrión	P. Camporredondo	1º 3'18"	42º58'47"	1250	Si	Si
122	Luna	Barrios de Luna					

Cuadro nº 3

Con el fin de suprimir el efecto regulador de los embalses se han añadido, a las aportaciones medidas en las estaciones de aforos, las entradas a los embalses situados aguas arriba y se han restado las salidas de los mismos.

La derivación de agua para abastecimiento y riego puede considerarse en esta zona como despreciable en relación a la magnitud de los recursos.

En el cuadro nº 4 se indican para cada subcuenca las aportaciones medias de las series disponibles.

3.- AFOROS

Durante el mes de septiembre de 1992 se ha raelizado una serie de aforos en los principales ríos y arroyos que atraviesan las distintas unidades, así como en los manantiales que tenían mayor caudal.

En total se han hecho 50 aforos, de los cuales 43 corresponden a ríos y arroyos y el resto (7) a manantiales, cuyos caudales y situación se indican en el cuadro nº 5 y plano nº 2.

En cuanto a los caudales aforados en los manantiales hay que destacar los de La Fuentona (564 l/s) en la Unidad de Bodón, la Maraña (400 l/s) y el Tollo (459 l/s) en la Unidad de Valsurbio.

RECURSOS MEDIOS ANUALES DE LAS UNIDADES HIDROGRAFICAS

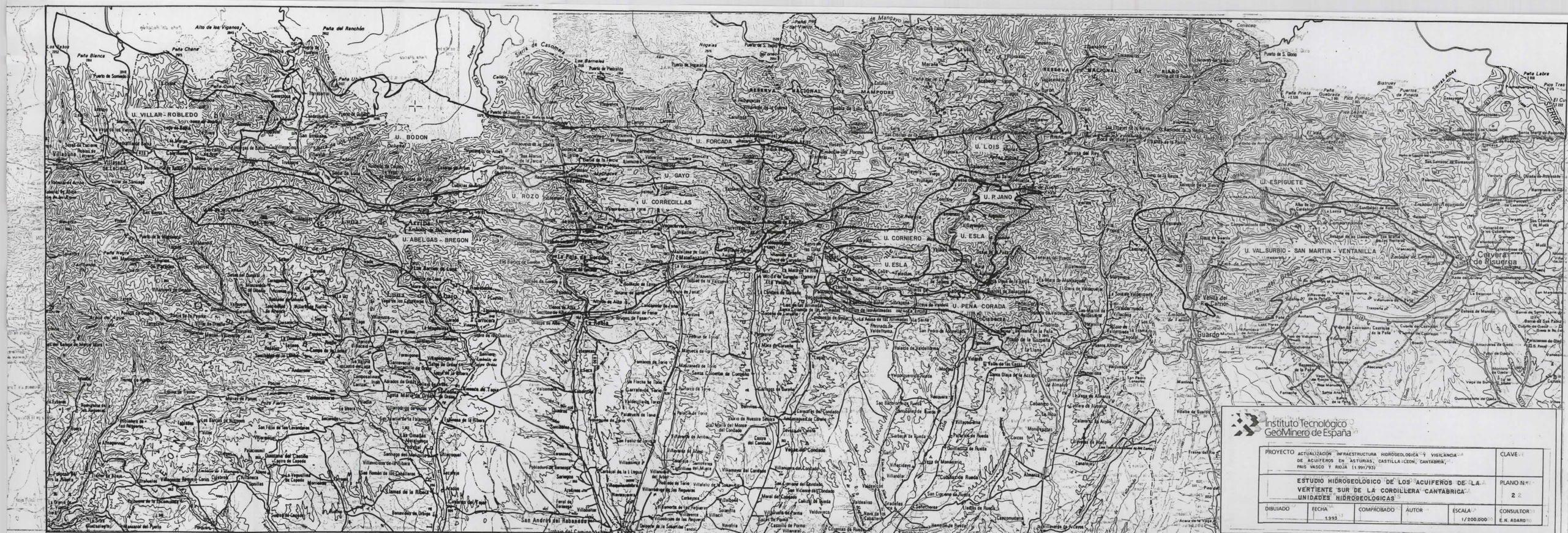
SUBCUENCA DENOMINACION	SUPERFICIE PARCIAL	PRECIPITACION PARCIAL (mm)	PRECIPITACION PARCIAL (Hm^3)	APORTACION PARCIAL (mm.)	APORTACION PARCIAL (Hm^3)	COEFICIENTE ESCORRENTIA
Embalse de Requejada (E-106)	222	1.171	260	726	161	0,62
E-21	45	1.090	49	713	32	0,65
Embalse de Cervera (E-107)	53	1.050	56	1.311	70	-
E-19	131	939	123	160	21	0,17
Embalse de Aguilar de Campoo	94	748	70	1.065	100	-
Embalse de Camporredondo (E-108)	231	1.277	95	1.017	235	0,79
Embalse de Compuerto (E-37)	83	1.182	98	700	58	0,59
E-34	35	1.397	49	876	31	0,63
E-67	569	1.512	860	1.072	610	0,71
Embalse de Riaño	30	1.300	39	433	13	0,33
E-78	145	1.586	230	1.359	197	0,85
Embalse de Porma (E-11)	105	1.364	143	419	44	0,30
E-68	155	1.470	228	1.084	168	0,73
Embalse de Casares	24	1.232	30	875	21	0,7
Embalse de Beberino	76	1.060	81	882	67	0,82
E-70	245	1.229	301	837	205	0,68
E-65	42	1.597	67	1.238	52	0,77
Embalse de Torío	105	1.540	162	286	30	0,18
Embalse de Barrios de Luna (E-122)	497	1.222	607	909	452	0,74
Embalse de Doañas	405	1.100	446	748	303	0,68
T O T A L	3.292	1.274	4.194	871	2.870	0,68

Cuadro nº 4

AFOROS

NUMERO	HOJA TOPOGRAFICA	RIO(R) - ARROYO(A) - MANANTIAL(M)	CAUDAL (l/s)
1	1106 (76)	M. Ojos de la Fuente	52
2	1107 (101)	R. Sil	954
3	1207 (102)	A.Peñalba	17
4	1207 (102)	A. Riolago	117
5	1207 (102)	R. Luna	193
6	1207 (102)	R. Torrestío	4.198
7	1207 (102)	R. Abelgas	427
8	1207 (102)	M. La Fuentona	564
9	1207 (102)	R. Caldas	1.508
10	1306 (78)	A. Camplongo	397
11	1307 (103)	R. Torío	540
12	1307 (103)	R. Canseco	169
13	1307 (103)	R. Torío	1.327
14	1307 (103)	R. Rodiezmo	305
15	1307 (103)	R. Bernesga	958
16	1307 (103)	R. Casares	1.963
17	1307 (103)	R. Casares	3.097
18	1308 (129)	R. Bernesga	9.593
19	1407 (104)	R. Torío	1.168
20	1407 (104)	R. Curueño	1.384
21	1407 (104)	R. Curueño	2.324
22	1407 (104)	R. Curueño	206
23	1407 (104)	R. Curueño	2.396
24	1407 (104)	R. Porma	6.181
25	1406 (79)	M. Los Argayos	44
26	1406 (79)	A. Pardaminos	449
27	1406 (79)	A. Oville	84
28	1406 (79)	R. El Río	117
29	1406 (79)	M. La Calda	194
30	1406 (79)	R. Porma	3.122
31	1406 (79)	M. Prao Molín	29
32	1506 (80)	M. Fuentemaraña	400
33	1506 (80)	R. Dueñas	686
34	1507 (105)	R. Remolina	107
35	1507 (105)	A. Argovejo	112
36	1507 (105)	A. Riochín	62
37	1507 (105)	R. de la Duerna	829
38	1508 (131)	R. Cea	1.351
39	1707 (107)	M. El Tollo	459
40	1607 (106)	A. Monderío	92
41	1607 (106)	A. Agueros	305
42	1607 (106)	R. Carrión	4.223
43	1607 (106)	R. Cardaño	1.980
44	1607 (106)	R. Chico	135
45	1607 (106)	A. Cárcaba	292
46	1607 (106)	A. Abianos	260
47	1507 (105)	A. del Valle	228
48	1506 (80)	R. Orza	1.233
49	1506 (80)	R. Esla	2.471
50	1506 (80)	R. de la Puerta	499

Cuadro nº 5


U. VILLAR - ROBLEDO
U. BODON
U. FORCADA
U. GAYO
U. ROZO
U. CORRECILLAS
U. ABELGAS - BREGON
U. LOIS
U. RIAÑO
U. ESPIGUETE
U. CORNIERO
U. ESLA
U. PEÑA CORADA
U. VAL_SURBIO - SAN MARTIN - VENTANILLA
RESERVA NACIONAL DE LOS ARGÜEPOS
RESERVA NACIONAL DE RIAÑO
Alto de los Viganos
Peña del Ranchón
Peña Blanca
Peña Chana
Puerto de Sumoso
Peña Ubiña
Sierra de Casomera
Puerto de Pandetrave
Puerto de Vegacerneja
Puerto de Pandetejos
Puerto de Pontón
Puerto de Ventana
Puerto de Pajares
Puerto de Tarna
Puerto de Ventanilla
Puerto de Ventanillas
Puerto de Ventanilla
Puerto de Ventanilla
Puerto de Ventanilla

4.- DEMANDA DE AGUA

1.- DEMANDA URBANA

Para el año 1988, según el Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero se han establecido las siguientes dotaciones según los diferentes niveles urbanísticos:

Nivel urbanístico	Población (hab.)	Dotación (l/hab./día)
A	P < 1.000	150
B	1.000 < P < 6.000	150
C	6.000 < P < 12.000	200
D	12.000 < P < 50.000	300
E	50.000 < P < 250.000	350
F	P > 250.000	400

No existe ningún núcleo urbano con una población superior a 6.000 habitantes, por lo que se puede establecer para toda la zona una datación de 150 l/hab./día, lo que supone una demanda de 3,23 hm^3/año.

2.- DEMANDA AGRICOLA

Si bien en la Cuenca del Duero la demanda agrícola es la más importante (95% del total), en la zona estudiada al tratarse de un área montañosa el regadío apenas tiene importancia.

3.- DEMANDA INDUSTRIAL

La industria es poco importante en el área estudiada, por lo que la demanda de agua de la misma es poco significativa.

5.- GEOLOGIA

1.- CARACTERISTICAS GENERALES

El área estudiada, sur de la Cordillera Cantábrica, se encuentra situada, desde el punto de vista geológico, en la Zona Cantábrica que es la más externa de las cinco en que se divide el Macizo Ibérico (Julivert et al., 1972), (Fig. 2).

Forma el núcleo del arco iberoarmoricano (rodilla asturiana), se caracteriza por poseer una serie paleozoica pre-carbonífera con facies de plataforma y con varias lagunas estratigráficas; esta serie incluye tanto formaciones detríticas como carbonatadas, todas ellas en facies de aguas poco profundas. El Carbonífero, en cambio, es muy potente. Se trata de un conjunto sin- y postorogénico que incluye facies variadas, condensadas, turbidíticas, parálicas, fluviales y límnicas. La deformación es de tipo superficial, sin metamorfismo acompañante y sólo localmente con una esquistosidad débil, siendo una característica esencial de la zona la existencia de un despegue general de la serie paleozoica, de modo que las estructuras de la Zona Cantábrica no involucran al Precámbrico. El límite occidental de la zona lo constituye el antiforme del Narcea, en cuyo núcleo afloran rocas precámbricas.

Las estructuras cabalgantes más importantes permiten diferenciar dentro de la zona varias unidades de orden menor que se caracterizan, además de por su estructura, por presentar un tipo peculiar de sucesión estratigráfica o por las facies que presenta alguna de las formaciones paleozoicas.

Estas unidades, de O. a E., son:

a) <u>Región de Pliegues y Mantos</u>. Se caracteriza desde el punto de vista estratigráfico principalmente por la presencia de Silúrico y de un Devónico que es progresivamente delgado e incompleto hacia el núcleo del arco y que, excepcionalmente puede faltar, junto con el Silúrico, en algún punto. Desde el punto de vista estructural la región de pliegues y mantos está formada en su parte sur por las dos unidades alóctonas denominadas de Somiedo-Correcilla (incluyendo su extensión oriental, el manto del Esla) y de la Sobia-Bodón. Estas unidades alóctonas van perdiendo desplazamiento hacia el norte y desaparecen dando lugar a una estructura en pliegues. Esta coexistencia de mantos y pliegues, acentuada además por el hecho de que los mantos están plegados, es lo que hado el nombre a esta provincia. Pero además de las unidades citadas, por delante de Unidad de La Sobia-Bodón, en su extremo norte, entre la citada unidad y la Cuenca Carbonífera Central, se interpone una pequeña área plegada formada por terrenos devónicos y carboníferos prewestfalienses, considerada aún parte de la Región de Pliegues y Mantos pero es un área que está también estrechamente ligada a la Cuenca Carbonífera Central.

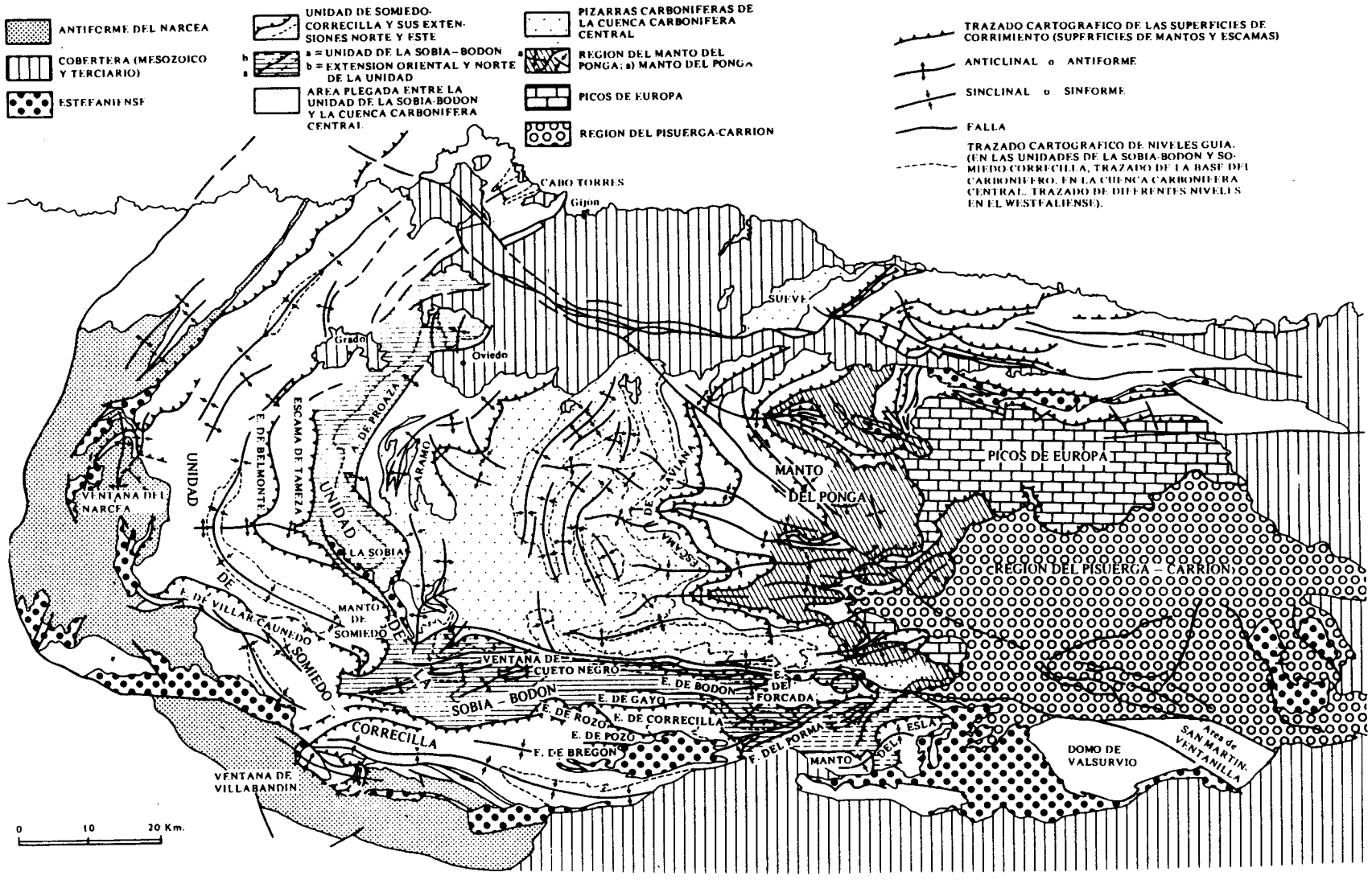


Fig. 2 .– Esquema general de la Zona Cantábrica y división en provincias de la misma, esencialmente según JULIVERT (1971a).

b) Cuenca Carbonífera Central. Forma una gran área hundida, en forma de media luna, en la que afloran tan sólo terrenos carboníferos. Por sus bordes NO. y S. esta unidad es cabalgada por la Región de Pliegues y Mantos, mientras que por su parte occidental enlaza con la cuenca de Quirós que puede considerarse como un apéndice suyo y cuyo sustrato es la zona plegada por delante de la unidad de La Sobia-Bodón a que se ha hecho referencia antes. La serie carbonífera en la cuenca carbonífera central alcanza casi los 6.000 m. (GARCIA-LOYGORRI et al., 1971) y se presenta en las facies parálicas propias de la provincia carbonífera asturiana (JULIVERT, 1978a). El borde E. de la cuenca lo forma la llamada escama de Laviana, que tiene algunas características propias de la Región del Manto del Ponga.

c) Región del Manto del Ponga. Está formada por el Manto del Ponga y otras escamas de menos importancia (las de Laviana y Rioseco, principalmente). El rasgo estratigráfico principal es la falta de materiales tanto silúricos como devónicos, si se exceptúa un espesor variable de areniscas del Devónico superior, que pueden estar presentes en determinadas áreas. Una peculiaridad la constituye la escama de Laviana, donde existe un cierto espesor de pizarras del Llanvirn-Llandeilo. Desde el punto de vista estructural la región del manto de Ponga es la que presenta una tectónica en mantos y escamas de despegue más característica. Estos mantos y escamas han sido plegados posteriormente de un modo transversal y esto es lo que da a esta provincia sus trazados cartográficos festoneados característicos.

d) Picos de Europa. Constituyen una enorme acumulación de calizas carboníferas. Su característica estratigráfica esencial es que en ellos prácticamente toda la sucesión carbonífera se desarrolla en facies carbonatadas. Los materiales precarboníferos afloran tan sólo en un par de núcleos anticlinales en la parte N. de los Picos de Europa, observándose el mismo tipo de sucesión que en el manto del Ponga. Los Picos de Europa son cabalgados por el manto del Ponga y cabalgan a su vez a la unidad del Pisuerga-Carrión, pero no describen completamente el arco, sino solamente la mitad N. del mismo.

e) Región del Pisuerga-Carrión. Se caracteriza por sus facies peculiares, tanto en el Devónico (facies palentinas, esencialmente pelágicas) como en el Carbonífero (facies turbidíticas, olistostromos e importantes niveles de conglomerados). Desde el punto de vista estructural esta zona se caracteriza por presentar una esquistosidad bastante extendida, aunque siempre débil y en algunos puntos un ligero metamorfismo.

El área estudiada comprende parte de la Región de Pliegues y Mantos y Cuenca Carbonífera Central.

2.- REGION DE PLIEGUES Y MANTOS

Dentro de esta región se diferencian dos grandes unidades:

Unidad de Somiedo-Correcilla y Unidad de la Sobia-Bodón.

A) La <u>unidad de Somiedo-Correcilla</u> (JULIVERT et al., 1968) es la más próxima al antiforme del Narcea. Por el NE. cabalga a la unidad de La Sobia-Bodón mientras que por el SO. limita con el antiforme del Narcea, en cuyo núcleo aflora el Precámbrico. La unidad de Somiedo-Correcilla es una unidad fuertemente digitada. Por una parte existen en su parte frontal una serie de escamas que si bien pertenecen claramente a la unidad de Somiedo-Correcilla, ocupan una posición muy frontal y presentan algunas diferencias con respecto al cuerpo principal de la unidad. Por otra parte la unidad queda rota en dos a la altura de la semiventana de Huergas por las escamas de Abelgas y Aralla. La unidad de Somiedo-Correcilla en sentido estricto termina hacia el SE en la falla del Porma y hacia el NO. al pasar a una zona de pliegues. Con respecto a su extensión SE, aunque la falla del Porma corta las estructuras no sólo de Somiedo-Correcilla sino también de La Sobia-Bodón, el Manto del Esla, situada al E de la citada falla tiene las mismas facies y tipo de sucesión que la unidad de Somiedo-Correcilla y además una posición que sugiere que se trata de su continuación. El llamado Manto del Esla (De Sitter, 1959) puede considerarse pues como parte de la citada unidad. Más al E. aún, el domo de Valsurvio (KOPMANS, 1962), con un tipo de sucesión parecido, podría, con más duda, referirse aún a la misma unidad. Con respecto a su extensión hacia el N., la estructura en manto desaparece un poco al S. del paralelo de Oviedo, de modo que se asiste a un paso lateral de una estructura en mantos y escamas de despegue a una estructura de pliegues.

Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza esencialmente por ser la unidad que presenta las series paleozoicas anteriores al Carbonífero más completas. La única laguna importante es la que comprende el Ordovícico medio y superior y la parte baja del Llandovery (que faltan en toda la Zona Cantábrica, con unas pocas excepciones por lo que a los primeros se refiere). Son de destacar, la presencia del Silúrico en toda la unidad y la existencia de una serie devónica completa, aunque las areniscas del Devónico superior pueden presentar notables cambios de potencia y localmente incluso faltar.

Dentro de esta unidad se estudian las escamas de Villar-Robledo, Correcillas, Aralla-Rozo, Abelgas-Bregón, manto del Esla, unidad de Peña Corada, Domo de Valsurbio, Unidad del Espiguete y unidad de San Martín-Ventaniella. (Figs. 3a y 3b).

Hidrogeológicamente se corresponden con las unidades hidrogeológicas denominadas Villar-Robledo, Correcillas, Aralla-Rozo, Abelgas-Bregón, Esla, Peña Corada, Valsurbio, Espiguete y San Martín-Ventaniella. (Plano nº 3).

b) La <u>unidad de La Sobia-Bodón</u> en sentido estricto (MARCOS, 1968b) se extiende también, al igual que la unidad anterior, desde la falla del Porma hasta algo más al S. del paralelo de Oviedo, donde termina pasando lateralmente a un sector con una estructura en pliegues. De todos modos, al igual que la unidad de Somiedo-Correcilla, la unidad de La Sobia-Bodón se prolonga

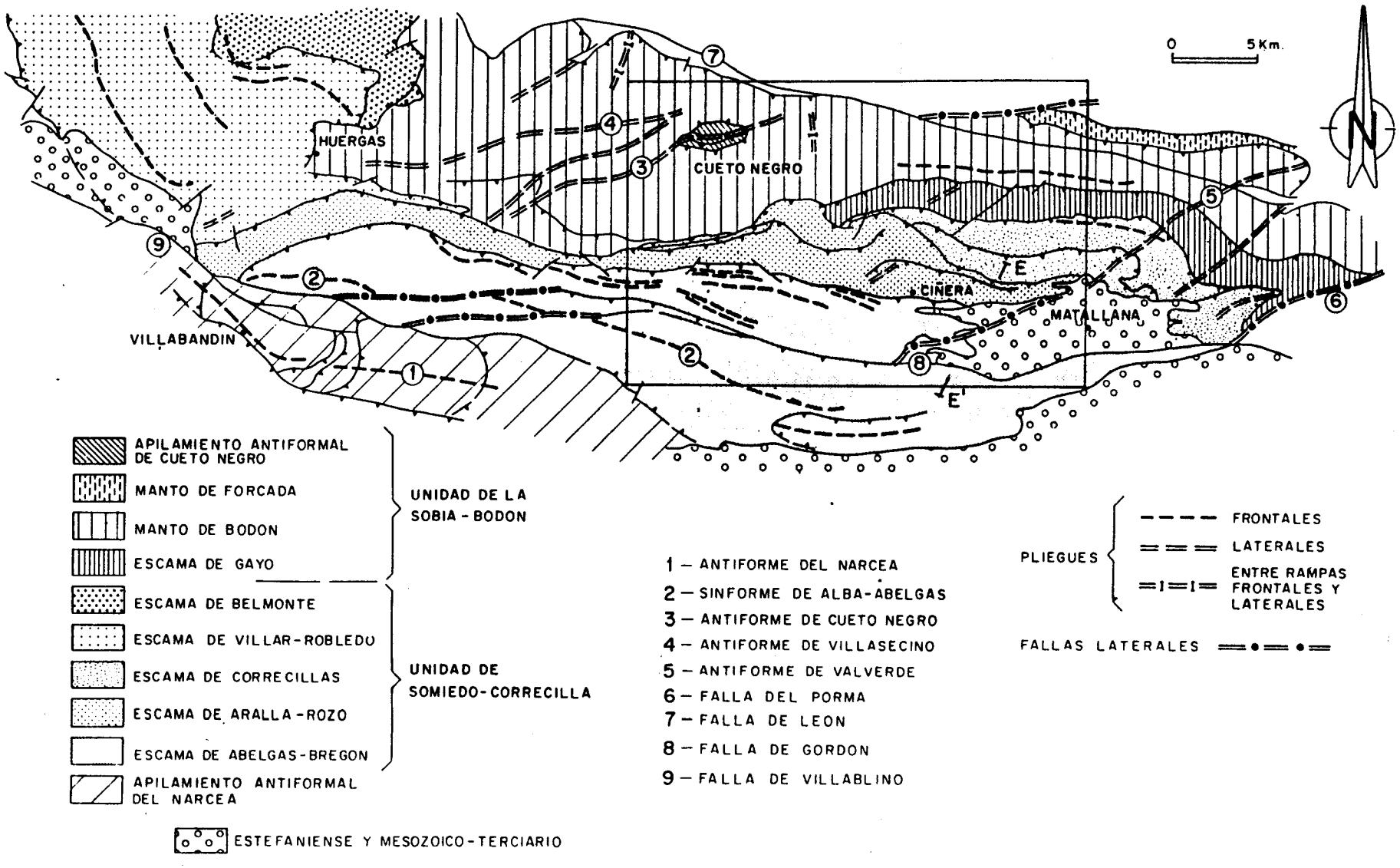


Figura 3a. Esquema estructural de la Rama Sur de la Zona Cantábrica, según ALONSO *et al.* (1989)

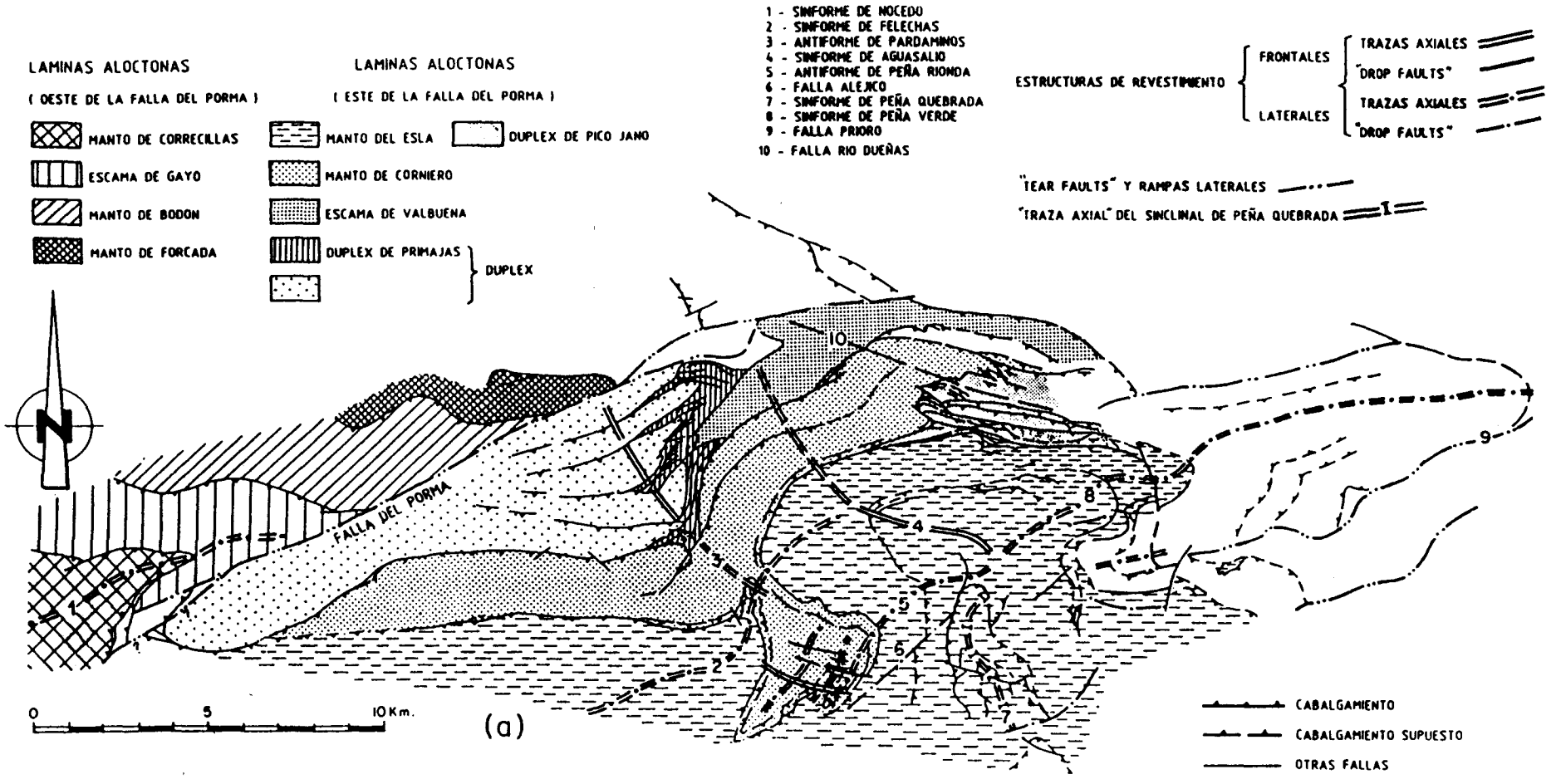


Figura 3b. Principales láminas alóctonas de la Unidad del Esla junto con los pliegues y fracturas con ellas asociadas. Según ALONSO (1987a).

más al E. de la falla del Porma, por las escamas que se encuentran por delante del manto del Esla. Se rompe hacia el SE en tres escamas, Forcada, Bodón y Gayo, de las cuales esta última ocupa una posición muy meridional.

Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza por presentar una sucesión devónica incompleta (faltan los términos altos) y delgada, por estar presente en ella el Silúrico (excepto el Llandovery inferior), y por presentar una serie carbonífera que puede alcanzar el Westfaliense pero que es comparativamente delgada con respecto a la que existe en la Cuenca Carbonífera Central; además, determinadas formaciones como Moniello (Devónico) y Láncara (Cámbrico), presentan facies peculiares y en toda la unidad faltan el Ordovícico medio y superior como es normal en la Zona Cantábrica. De todos modos, la caracterización que acaba de hacerse no es exacta para toda la unidad, sino sólo para la parte occidental, ya que existe cierta oblicuidad entre el trazado de la unidad y las directrices paleogeográficas. Así, hacia el E., en las escamas de Bodón y Forcada tanto el Silúrico como el Devónico están ausentes como corresponde al dominio del Manto del Ponga.

Dentro de esta unidad se estudian el manto de Forcada, manto de Bodón, Escama de Gayo, manto de Corniero y dúplex de Pico Jano (Figs. 3a y 3b).

Hidrogeológicamente se corresponden con las unidades hidrogeológicas denominadas de Forcada, Bodón, Gayo, Corniero y Pico Jano (Plano nº 3).

3.- CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

Como ya se ha indicado anteriormente forma una gran área hundida en la que afloran solo terrenos carboníferos. En sus bordes occidental y meridional está cabalgada por la Región de Pliegues y Mantos y a su vez cabalga por el E. al Manto del Ponga.

Su borde este lo forma la llamada Escama de Laviana que representa una zona de tránsito al Manto del Ponga.

En la escama de Laviana existe una laguna estratigráfica que abarca todo el Ordovícico Medio y Superior, el Silúrico y el Devónico (excepto las areniscas del Devónico Superior que existen en algunos puntos).

La superficie de cabalgamiento se sitúa en casi todo su trazado cartográfico cerca de la base de la Formación Barrios, y en algunos casos en las formaciones Oville y Láncara.

En la Cuenca Carbonífera Central únicamente se estudia, dentro del Manto de Laviana, el sector de Lois-Ciguera, que se corresponde con la unidad hidrogeològica denominada de Lois-Ciguera (Plano nº 3).

4.- TECTONICA

La Zona Cantábrica se caracteriza por una deformación epidérmica carente de metamorfismo, deformación interna y estructuras penetrativas tales como esquistosidad; las diferencias litológicas y la anisotropía debida a la estratificación controlan en gran parte la deformación. De modo general, la estructura de la Zona Cantábrica es el fruto del emplazamiento de grandes mantos de despegue de tipo apalachense, vergentes hacia las zonas externas de la cadena y de dos sistemas de pliegues, uno aproximadamente longitudinal a las trazas cartográficas de los mantos y que en algunas zonas los deforma y otro radial que deforma todas las estructuras anteriores. Las trazas cartográficas de las estructuras describen un arco cóncavo hacia el E denominado "arco astúrico" o "rodilla astúrica".

Se pueden diferenciar claramente dos tipos de cabalgamientos. Los más antiguos presentan grandes trechos donde la estratificación, tanto del bloque cabalgado como del cabalgante, es paralela a la superficie de despegue (zonas de rellano o "flat"), si bien existen pequeños tramos en los que hay una clara oblicuidad entre ambas superficies (zonas de rampa). Una segunda generación de cabalgamientos corta con un alto ángulo a todas las superficies anteriores, son los denominados "cabalgamientos fuera de secuencia" ("out of sequence") que llegan a afectar a los materiales estefanienses discordantes.

Existen también una serie de fallas verticales cuyo componente principal es de desgarre, que acaban, normalmente en superficies de cabalgamiento, ya sean de primera o segunda generación. Estas fallas pueden interpretarse como fallas laterales ("tear faults") de los mantos. En otros casos la presencia de estructuras laterales queda expresada por el cambio brusco en la dirección de la traza cartográfica de los cabalgamientos, tal como ocurre en la terminación S del Manto de Somiedo o en la occidental de las escamas de Aralla-Rozo y Abelgas-Bregón.

Todos estos sucesos tienen lugar durante el Westfaliense y el Cantabriense, siendo los sedimentos estefanienses básicamente postectónicos. La fracturación tardihercínica afecta a todos los materiales originando en las cuencas estefanienses una estructura de cobertera plegada.

Los mantos cantábricos se caracterizan porque:

- El nivel de despegue se sitúa normalmente en la base del nivel calizo de la formación Láncara. Generalmente esta superficie constituye la base del alóctono en las escamas más importantes. En algunas escamas el nivel de despegue se encuentra más abajo o más alto en la serie, existiendo tramos donde la superficie de despegue es oblícua a la estratificación del alóctono.

- En el conjunto cabalgado, la superficie de despegue suele ser también paralela a la estratificación en grandes trechos situándose normalmente por encima de los niveles carboníferos de las formaciones Valdeteja, San Emiliano o el Grupo Lena; entrechos menores esta superficie corta de forma oblícua y siempre hacia arriba ascendiendo de nivel estratigráfico para situarse de nuevo paralelamente a la estratificación del autóctono.

Este tipo de ascenso de la superficie de cabalgamiento con una trayectoria en "escalera" origina la existencia de zonas con y sin superposición tectónica y que cuando ésta existe sea siempre de rocas más antiguas sobre otras más modernas; además este tipo de geometría determina la existencia de antiformes en las zonas de rampa y de sinformes en las zonas planas, formas que van a condicionar fuertemente la localización del plegamiento posterior.

- La superficie de cabalgamiento puede cambiar lateralmente de posición estratigráfica respecto al conjunto cabalgante así como digitarse en varias unidades menores. Asimismo, es normal la existencia de niveles de despegue secundarios asociados a uno prinicpal.

- Los cabalgamientos se presentan siempre en posición invertida, con apariencia de fallas directas.

- El emplazamiento de los mantos no originó apenas deformación interna en las rocas implicadas como lo prueba la casi inexistencia de objetos preorogénicos deformados. Los únicos pliegues que se pueden considerar asociados a los mantos (además de los generados por el mecanismo de ascenso anteriormente descrito) son los producidos en conjuntos de capas competentes e incompetentes alternantes del alóctono y/o el autóctono cuando la superficie de cabalgamiento asciende oblícuamente a la estratificación (por ejemplo las originadas en el Devónico de la escama de Correcilla al E de Getino). No obstante la mayor parte de los pliegues observables en cartografía se generaron con posterioridad al emplazamiento de los mantos ya que se observan varias escamas superpuestas plegadas solidariamente (área de Valdorria y Peña Galicia).



Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1.991/93)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA AFOROS					PLANO Nº 3
DIBUJADO	FECHA 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA 1/200.000	CONSULTOR E.N. ADARO

6.- UNIDAD DE VILLAR-ROBLEDO

1.- GEOLOGIA

1.1.- Introducción

La zona estudiada, Escama de Villar-Robledo, se encuentra situada en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León.

El relieve es montañoso en todo el área con altitudes superiores a los 1.000 m, llegando incluso a superar los 2.000 m. Ocupa parte de las cuencas de los ríos Luna y Sil.

La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones de dirección predominantementeNO-SE, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores, muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Westfaliense, y que presenta lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica (Plano nº 4).

1.2.- Estratigrafía

La sucesión paleozoica puede considerarse dividida en dos grandes unidades; una preorogénica y otra sinorogénica. La sucesión paleozoica puede considerarse dividida en dos grandes unidades; una preorogénica y otra sinorogénica. La unidad preorogénica abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Superior y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta dos lagunas: una abarca el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) y se presenta casi generalizada; otra es de edad pre-Fameniense Superior, y su lapso de tiempo se incrementa progresivamente hacia el NE, llegando a faltar en esta escama algunas formaciones del Devónico Superior.

De muro a techo se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.2.1.- Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)

Definida por COMTE (1938) en el valle del Porma se dispone

por medio de una discordancia angular clara sobre materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (Formación Mora).

La Formación Herrería es fundamentalmente detrítica con intercalaciones carbonatadas y lutitas concentradas fundamentalmente en su parte baja y superior.

ENRILE ALBIR et al. (en MARTIN PARRA, 1989) separan dentro de esta formación tres miembros:

- <u>El miembro inferior</u> está formado por una alternancia de cuarzoarenitas (en la base microconglomeráticas), lutitas y carbonatos, destacando la presencia de glauconita y frecuentes "ripples" de oscilación. La potencia visible es de 100 a 200 m.

- <u>El miembro intermedio</u>, constituido por cuarzoarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones unidireccionales. Localmente podría formar una megasecuencia granodecreciente. Tiene una potencia aproximada de 700 m.

- <u>El miembro superior</u> consiste en una alternancia de cuarzoarenitas, lutitas y dolomías. Corresponde a los "Capas de Transición" JULIVERT et al. (1977) y a los "Barrios Schichten" LOTZE (1961) y SDZUY (1961).

La Formación Herrería se ha interpretado en su conjunto como depósitos marinos someros (COMTE , 1959; OELE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERS, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980), con influencia mareal (LEGG en CRIMES et al., 1977). Ciertos autores piensan que algunos tramos pudieron correspnder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o inclulso fluvial trenzado? (BOSCH, 1969; MEER MOHR et al., 1981; MEER MOHR, 1983).

ARAMBURU (1989) deduce que el miembro medio se depositó probablemente en un ambiente fluvial trenzado con aportes provenientes del interior del Arco Asturiano (del E y N en general). Los miembros inferior y superior deben corresponder a ambientes marino litoral o de transición, recibiendo periódicos aportes del continente.

Su edad abarca desde el Precámbrico Superior (Vendiense) al Cámbrico Inferior.

1.2.2.- Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como "Calcaires de Láncara" para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la localidad de Láncara de Luna dentro de esta zona, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa a la sucesión tipo dada por COMTE, que presentaba algunos

problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia: la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

- Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con "birdeseyes".

- Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

En esta zona se presenta en facies Barrios de Luna. La sucesión es la siguiente:

- El miembro inferior de Láncara consta de 100-110 m de dolomías amarillentas con abundantes laminaciones debidas a algas; alternando con estos sedimentos laminados existen intramicruditas (brechas intraformacionales) con pellets e intrapelesparitas, derivados todos ellos de la erosión de mallas de algas. Hacia la parte baja de las dolomías amarillas se presenta un nivel de estromatolitos (MEER MOHR y SCHREUDER, op. cit.), existiendo también un nivel de oolitos de escaso espesor. Por encima, 30 m de calizas con "birdeseyes" y "oncolitos".

- El miembro superior es el propio de las facies de Barrios de ZAMARREÑO (op.cit.) y tiene un espesor de 20 m, siendo característica la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

El miembro inferior corresponde a un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas.

Las calizas con birdeseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede.

Al miembro superior se le atribuye un medio de depósito más profundo, nerítico somero.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución (OELE, op. cit.), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un

clima cálido, estacional húmedo (OELE, op.cit.).

Su edad es Cámbrico Inferior (miembro inferior)-Cámbrico Medio (miembro superior).

1.2.3.- Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937A, 1938, 1959) en la localidad de Oville, se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando la zona estudiada dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

- Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las "Areniscas de Símula".

- Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa. El techo es neto, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (Teichichnus, Artriophycus, Planolites).

- Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene Cruziana y Lingúlidos (ARMABURU, op.cit.).

La potencia de la serie es variable, superior a 200 m.

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca. Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, op. cit).

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (op.cit.) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva.

ARAMBURU propone un sistema deltaico trenzado o de llanura deltaica trenzada.

La edad de esta formación es Cámbrico Medio.

1.2.4.- Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

La Formación Barrios fue definida por COMTE (1937a, 1959) con el nombre de "Quarzites de Barrios", en el pueblo de Barrios de Luna. Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente.

ARAMBURU (op.cit.) separa, al igual que en la Formación Oville, cinco dominios en la Zona Cantábrica con características litoestratigráficas, espesor y facies diferentes. En los afloramientos del Dominio N de León distingue tres miembros en base a la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación:

- Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta.

- Miembro Ligüeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (fuera del área estudiada), despareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

- Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el E) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación oville (en el O) por una discontinuidad mayor.

Su espesor medio es de 300 a 400 m, aumentando de O. a E.

Son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen:

a) bajo la forma de delgados (30 cm) niveles de caolín, Capa Valverdín, son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico.

b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación.

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, op.cit.), en proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

ARAMBURU (op.cit.) discrepa de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado ("braid delta") o de llanura trenzada ("braidplain delta"). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe (como ocurre dentro de esta zona).

La edad de esta formación va del Cámbrico Medio al Arenig.

1.2.5.- Formación Luarca (Llanvirn)

Hacia el techo de la cuarcita de Barrios aparece un miembro (no se ha diferenciado en cartografía), formado por pizarras oscuras, con algún nivel cuarcítico y que suele terminar con un nivel de cuarcitas de unos 30 m de potencia. Esta sucesión es idéntica a la observada en Cabo Vidrias (JULIVERT, TRUYOLS, MARCOS y ARBOLEYA, 1973), donde los niveles citados se sitúan por debajo de las pizarras típicas del Ordovícico Medio. VAN DEN BOSCH (1969), denomina a estos nivelese "Transitional beds".

Las Capas de Transición son consideradas como depósitos de ambiente marino somero (inter-supramareal y submareal) que evoluciona desde unas condiciones con abundantes aportes a otras de aguas tranquilas poco oxigenadas.

Su edad es Llanvirn a Llandeilo Inferior.

1.2.6.- Formación Formigoso (Llandoveriense Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937) está consituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y areniscas.

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros:

a) <u>Pizarras del Bernesga</u>, pizarras negras con abundante fauna de graptolites.

b) <u>Capas de Villasimpliz</u>, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

La sucesión forma una secuencia negativa hasta la formación suprayacente de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (op.cit.) al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio es el seguido por BOSCH (1969) quien lo sitúa bajo la primera arenisca ferruginosa.

El espesor de la formación a escala regional varía entre 50 y 200 m (TRUYOLS y JULIVERT, 1983).

Para BOSCH (1969), el medio, de profundidad no determinable, es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita).

La abunantes fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional (Llandoveriense Medio y parte más alta del Llandoveriense Inferior), la parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandoveriense Superior (TRUYOLS et al., op.cit); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior.

1.2.7.- Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior)

La Formación Furada-San Pedro aflora en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937b) en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León), observando este autor su correspondencia con la Formación Furada, definida por BARROIS (1982) en la vertiente norte (Asturias).

BOSCH (1969) en el área del Luna separa tres miembros:

- *basal: potentes areniscas rojas oolíticas.*
- *medio: alternancia de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes.*
- *superior: alternancia de cuarcitas blancas y pizarras negras.*

Estos tres miembros son reconocidos por STAALDUINEN (1973) entre los ríos Luna y Torío.

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas, siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m.

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja y que en la base son a veces conglomeráticas, areniscas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

La base de la formación ha sido tomada con distintos criterios, por una parte COMTE (op.cit.) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de areniscas ferruginosas (BOSCH, op.cit.) con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perder la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuenca; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Por su parte el techo es

totalmente gradual.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967 ...), con ambientes de mar más abierto hacia el O (LLOPIS, 1967; SANCHEZ de la TORRE et al., 1984); el caracter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FUHRER, 1982; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Este último autor estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a un proceso de "rifting", asociado al cual existía un vulcanismo de tipo básico.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, op.cit.).

Su edad es Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior.

1.2.8.- Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1959) define la unidad litológica de La Vid como "Schistes et calcaires de la Vid" en el pueblo de La Vid, cuenca superior del río Bernesga. VERA (1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmin, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla, que se han diferenciado en la cartografía siempre que ha sido posible.

Las Dolomías de Felmin están formadas por dolomías grises o amarillentas, "mudstone", wackestone" y en menor medida "packstone" de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de ripples además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de ripples; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, ripples de ola y corriente, pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las Calizas de La Pedrosa son calizas y calizas margosas, "wackestone" y "packstone" fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, ripples, flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las Pizarras de Valporquero, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas

fosilíferas y bioturbadas.

Las Calizas de Coladilla, de base gradual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a grainstone encriníticas con superficies erosivas, laminación de ripples y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el caracter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

Su potencia total se estima del orden de los 500 m.

VERA (1988) propone un modelo de depósito de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatadas. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de lagoon y que corresponden a las Dolomías de Felmin-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla.

Según GARCIA-ALCALDE et al. (1979) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniense a Siegeniense Superior; las Calizas de La Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gediniense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

1.2.9.- Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)

La formación Santa Lucía aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos. Fue definida por COMTE (1936) en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, con el nombre de "Calcaires de Santa Lucía", estableciendo el corte tipo en la carretera de Oviedo-León entre Santa Lucía y Vega de Gordón. Anteriormente esta Formación había sido definida en la vertiente Norte por BARROIS (1982) como Formación Moniello.

El espesor en el área tipo es de 240 m, no obstante oscila de E a O y de N a S de 150 a 250 m. Presenta tránsito gradual con las unidades limítrofes, siendo el techo en ocasiones neto; en los casos en que los términos superiores han sido erosionados y por encima aparecen las Areniscas de la Ermita el techo de la formación es erosivo. Se trata de una formación arrecifal (ya puesta de manifiesto esta característica por BROWER (1964) y VILAS (1971), entre otros) compuesta por calizas gris claras,

algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas, de masivas a bien estratificadas, en muchas zonas presentan dolomitización secundaria. Tanto su aspecto como su contenido faunístico varían de un corte a otro, dependiendo de su posición respecto a la cuenca original.

MENDEZ BEDIA (1976) realiza un estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica, agrupando el conjunto de materiales en tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello) equivalentes a las facies diferenciadas por COO et al. (1971) (facies de birdeseyes, facies packestone y facies grainstones). Estos tres tipos de sucesiones o facies corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito de la formación tuvo lugar en una cuenca concéntrica al Arco Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermareales, con calizas de "birdeseyes", laminaciones y "mud-crack"; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y "birdeseyes" en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclásticas con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de caracter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

Los afloramientos pertenecen al tipo Moniello que a su vez está subdividido en tres miembros. En el flanco E del sinclinal de Vega de los Viejos posee una potencia total de 335 m y consta de una parte inferior de 140 m constituída por calizas micríticas arrecifales con algún nivel de pizarras grises y amarillentas en la base; una parte media, de unos 45-50 m, formada por una alternancia de calizas encriníticas y nodulosas con niveles margosos y arcillosos grises, y una parte superior de unos 150 m que comienza con un nivel de calizas gris-claras y calizas encriníticas a las que siguen calizas grises con estilolitos y niveles lumaquélicos con frecuentes intercalaciones de pizarras rojas y marrones en la parte alta.

En general presenta poca variedad de microfacies, principalmente son biomicritas y micritas fosilíferas. Los miembros inferior y superior contienen abundantes Braquiópodos, Briozoos y Corales y el medio es rico en Estromatopóridos y Corales.

La edad de la formación es Eifeliense Inferior, salvo los tramos basales, que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

1.2.10.- Formación Huergas (Eifeliense-Givetiense)

La Formación Huergas, fue definida originariamente como Arenisca y Pizarras de Huergas por COMTE (1936 a), estableciendo el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón. En la

vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica esta formación pasa a ser predominantemente areniscosa, conociéndose con el nombre de Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916).

El tránsito en la base es gradual con la Formación Santa Lucía, aunque supone un cambio litológico notable al predominar la sedimentación torrígena, formada por pizarras negras fixibles, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo dificulta a veces el establecimiento exacto de la base.

Su potencia es de unos 340 m.

BOSCH (1969) establece que la Formación Huergas se depositó en una plataforma inestable y rápidamente subsidente, sujeta a condiciones ligeramente reductoras, algo más oxidantes en las zonas más próximas a la costa con un área fuente situada al NE de la región por él estudiada (Luna-Sil).

Su edad es Eifeliense-Givetiense.

1.2.11.- Formación Caliza de Portilla (Givetiense-Frasniense)

Definida por COMTE (1936 a); este autor en 1959, señala la existencia en el Sinclilnal del Alba de un potente nivel calcáreo en la parte baja de la formación suprayacente (Formación Nocedo), al que domina Caliza de Valdoré, indicando la dificultad que conlleva a veces su separación de la Formación Portilla por encontrarse casi directamente a techo de ésta; posteriormente este nivel fue incorporado a la Formación Portilla por ADRICHEN BOOGAERT (1964); BOSCH (1969); MOHANTI (1972) y REIJERS (1972).

La división en miembros de la formación varía según se considere su extensión. Así siguiendo el criterio original de COMTE (1936 a) se pueden considerar tres miembros: el inferior y el superior estarían formados por calizas, frecuentemente arcillosas alternando con margas y pizarras; mientras, que el medio estaría formado por calizas más puras y masivas que destacan claramente en el relieve. En la acepción de BOSCHE (op.cit.) se distinguen cuatro miembros informales (miembros A a D) en la cual el miembro A correspondería al inferior de los citados anteriormente, el B al medio y el C al superor; mientras que, el miembro D correspondería a las Calizas de Valdoré.

El techo es neto o gradual según las localidades, y ligeramente erosivo localmente.

Su potencia es del orden de los 190 m, disminuyendo la misma hacia el E.

El significado sedimentológico y ambiental de esta formación ha sido tratado principalmente por BOSCH (op. cit.), MOHANTI (op.cit.) y REIJERS (op.cit.). Estos autores contemplan un medio sedimentario correspondiente a una plataforma marina somera con aguas claras de salinidad normal y bien oxigenadas, con grados

de turbulencia variables ligados a la profundidad relativa del medio; esta profundidad relativa estaba controlada por la topografía de la superficie deposicional, determinada a su vez por la existencia de edificios arrecifales (s.l.): biostromos y biohermos cuyas crestas delimitaban un área de lagoon con sedimentación tranquila, de calizas arcillosas margas y a veces pizarras. Por delante de la barrera biogénica se desarrollaría un ambiente de plataforma somera abierta.

Su edad es Givetiense-Frasniense

1.2.12.- Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fueyo y Areniscas de La Ermita). (Frasniense-Tournaisiense Inferior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades eminentemente detríticas cuyas áreas de afloramiento son bastante irregulares y restringidas, salvo para la Formación Ermita que aparece también en otras unidades de la Zona Cantábrica.

En conjunto, presentan un acusado adelgazamiento en dirección E y N.

En el valle del Bernesga, COMTE (1936) distinguió sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita. En esta zona no se han detectado las Pizarras de Fueyo.

- Formación Areniscas de Nocedo. Constituida por areniscas con estratificación cruzada planar y abundante porosidad móldica, lutitas con estratificación flaser, esporádicas cuñas de areniscas con fuerte bioturbación y uno o varios tramos carbonatados, casi siempre originados por barras bioclásticas y canales, con estratificación "herringbone". La potencia de la formación es de 83 m en el flanco E. del sinclinal de Vega de los Viejos, aumentando notablemente en el flanco O.

- Formación Ermita. Constituida por areniscas, cuarcitas, areniscas ferruginosas y microconglomerados polimícticos, con intercalaciones de limolitas y lutitas intensamente bioturbadas y delgados lentejones de biocalcarenitas, desarrollados sobre todo hacia el techo. En los niveles groseros es frecuente la estratificación cruzada planar y en surco y la "herringbone". La potencia es de 158 m en el flanco E. del sinclinal de Vega de los Viejos, aumentando notablemente en el flanco O.

Respecto a la interpretación sedimantaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un caracter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de lagoon, aluviales e incluso calizos.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un caracter regresivo y está representado por

depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que pasan en zonas más externas a submareales.

En conjunto su edad oscila entre el Frasniense-Tournaisiense Inferior.

1.2.13.- Formación Alba (o Genicera) (Viseiense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma neta unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1982) como "Mármol Griotte", por PRADO y VERNEUIL (1958) como "Caliza Griotte" y por COMTE (1959) como "Griotte de Puente de Alba" con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga). WAGNER et al. (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

Según SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1983) en la cantera Baleas está constituida por:

- <u>El Miembro Gorgera</u> está constituido por calizas nodulosas rojizas de grano fino, wackstone bioclásticas, con algún nivel mudstone y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de plantónicos, ostrácodos, goniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos apareciendo algún interestrato de pizarras rojas.

- <u>El Miembro Lavandera</u> está constituido por radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas; hacia el techo disminuyen las radiolaritas, aumentan las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente rediolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento de sílice es predominante, disminuyendo hacia el techo.

- <u>El Miembro Canalón</u> consiste en una alternancia de calizas nodulosas rojas de grano fino y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es mudstone, con algunas calizas bioclásticas wackstone, de organismos plactónicos, ostrácodos, trilobites.

El tránsito a la Formación Barcaliente es gradual y corresponde a una alternancia de calizas grises y rojas de grano fino, con pizarras rojizas y verdes. Las calizas son mudstone y localmente wackestone bioclásticas, con organismos plactónicos, ostrácodos y goniatites.

La potencia de esta formación oscila entre 15 y 30 m.

Su edad comprende todo el Viseiense

1.2.14.- Formación Barcaliente (Serpujoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER et al. (1971), siendo su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera. La potencia de la formación varía en esta zona entre 100 y 250 m.

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramientos. Consta de calizas gris oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la exitencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo. Texturalmente las calizas son mudstone o mudstone-wackestone, más raramente wackestone. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación; mientras que, en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m, estos niveles de brechas han sido reconocidos en otros puntos. Este nivel es lateralmente discontínuo y presenta una geometría similar a la de un canal con paredes irregulares y netas de tendencia vertical; está compuesto por una mezcla caótica de clastos angulosos y muy heterométricos tanto de caliza como de dolomía secundaria, generalmente bien estratificadas; aparecen inmersos en una matriz principalmente dolomítica.

GONZALEZ LASTRA (1978) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restrigida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje.

Para EICHMLLER (1986) las brechas son debido a procesos de inestabilidad de la plataforma, individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas, en los taludes así desarrollados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento).

Su edad varía entre Namuriense A y Namuriense B Superior.

1.2.15.- Formación San Emiliano (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

Ocupa el núcleo del sinclinal de Vega de los Viejos, fue definida por BROUWER y VAN GINKEL (1964) en el valle del Torrestío. La serie consta de una potente sucesión de areniscas, conglomerados, pizarras y algunos niveles de calizas en la base.

En el área de San Emiliano (Unidad de la Sobia-Bodón) Bowman diferencia tres miembros, no diferenciables aquí.

Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera de Vega de los Viejos al Puente de Las Palomas.

En esta zona se encuentra directamente sobre la formación Barcaliente, si bien existe una transición gradual desde la misma. Así, hacia el techo, las calizas de Barcaliente poseen colores más claros y comienzan a aparecer nivelillos de pizarras, que progresivamente van aumentando de espesor, areniscas y niveles de conglomerados.

En la parte inferior hay numerosos niveles de 1 a 3 cm, aunque los hay de hasta 20 m, de calizas micríticas gris-oscuras, entre pizarras y lutitas arenosas y micáceas.

A partir de los 150-200 m los niveles calcáreos y el predominio pizarroso desaparecen y la serie se vuelve predominantemente areniscosa con intercalaciones de pizarras y conglomerados.

Los conglomerados según VAN DEN BOSCH (1969) poseen una base erosiva (paleocanales) y hacia el techo pasan a areniscas.

Las areniscas son groseras, a veces microconglomeráticas en niveles de 1,5 a 2 m, muy impuras, con cantos de cuarzo bien redondeados y fragmentos de pizarra angulosos y de mayor tamaño; la matriz es arcilloso-limosa. En el muro de los estratos se observan numerosos restos de plantas flotadas, así como "cantos blandos" y nódulos limolíticos, y en su interior laminaciones pizarrosas de tipo "flaser". También son frecuentes los "slumps" y estratificaciones gradadas. Los niveles calizos de la base suelen contener Foraminíferos, Algas, Corales y Braquiópodos. La potencia del afloramiento es del orden de 400-500 m.

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante desde un medio de cuenca profunda-talud, hasta un medio marino somero y finalmente deltaico (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, op.cit.).

La etapa de sedimentación de cuenca profunda y talud constituye el primer estadio en la historia sedimentaria de la Formación San Emiliano. Su importancia es desigual de unas localidades a otras, como consecuencia de la existencia de diferencias en la tasa de subsidencia y en las características de los márgenes de la cuenca a lo largo de la extensión de la misma (BOWMAN, 1980, 1985), dado el contexto sinorogénico en el que se encuadra esta formación.

Los sistemas deltaicos reflejan la progradación de ambientes fluviales sobre la costa, así como sus migraciones laterales. Son solamente identificables en el área tipo de la formación, en el resto de los afloramientos no han podido ser caracterizados, quizás debido a las condiciones de afloramiento. La aparición de capas de carbón registra la existencia momentos en los que

existían condiciones favorables al desarrollo de la vegetación, con un acuífero de agua dulce. Su presencia se produce principalmente en las llanuras deltaicas y en relación como islas-barrena, en la parte alta.

La Formación San Emiliano refleja un período de relleno de una cuenca sedimentaria que ya se habría iniciado durante el Namuriense Inferior con la sustitución de las calizas nodulosas de la parte alta de la Formación Alba por las secuencias condensadas de las capas de Olaja (BOWMAN, 1980, 1985, SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1983, a, b).

La edad de la base de la formación varía según MOORE et al. (op.cit.) entre el Namuriense B Superior (Vidiangos de Arbás) y el Westfaliense A Inferior (Villanueva de la Tercia). La caliza masiva tiene en su base una edad Bashkiriense Superior a Bashkiriense terminal (VILLA, en FERNANDEZ, 1990), mientras que su techo da una edad Vereisky y Westfaliense A (HORVATH, 1985; VILLA et al., 1988). Por su parte, los niveles más altos aflorantes han proporcionado una edad Vereisky Superior y Westfaliense B (HORVATH, op.cit.; VILLA et al., op.cit.).

1.2.16.- Cuaternario

Está representado en esta unidad por depósitos glaciares y fluvioglaciares, conos de deyección y depósitos aluviales.

- Los depósitos glaciares están constituidos por morrenas laterales y arcos morrénicos. Todos ellos están formados por material grueso, básicamente bloques y cantos y una matriz gruesa a media. Estos depósitos enlazan con los materiales de relleno aluvial por intermedio de depósitos fluvioglaciares.

- Los depósitos fluviaglaciares están compuestos por materiales similares a los glaciares de los que se diferencian por un mayor lavado.

- Los conos de deyección son formas cónicas de gran pendiente, compuestas por bloques redondeados con matriz abundante.

- Los depósitos aluviales están constituidos por cantos redondeados englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

1.3.- Tectónica

La Escama de Villar Robledo fue descrita por primera vez por JULIVERT et al. (1968), quienes consideraron que la Escama de Villar y la zona de escamas de Robledo pertenecían a una única estructura cabalgante unida a través de una zona subcutánea o no aflorante. Según estos autores la Escama de Villar-Robledo se continúa por el S hasta Rabanal, en las proximidades del embalse de Luna, donde su traza cartográfica adquiere una disposición más E-O. Posteriormente, BASTIDA et al. (1984) y HEREDIA (1984) hacen un estudio más detallado de esta estructura y ponen de manifiesto

la continuidad entre el cabalgamiento de Villar y el cabalgamiento más bajo de las escamas de Robledo, a través de un nivel de despegue, situado en la base de la Formación Santa Lucía. Recientemente, TOYOS (1988) individualizada la parte más meridional de esta escama, situada al S de la Semiventana de Huergas, entre Peñalba de Cilleros y Rabanal, a la que pasa a denominar "Unidad de Peñalba" y a las que incluye en el Manto de Correcillas, estableciendo el límite entre dichas unidades en una importante fractura que sería la causante de la difícil correlación entre las estructuras de un lado u otro del valle de Babia.

Se ha optado por seguir el criterio de JULIVERT et al. (1968) y ALONSO et al. (op.cit.) de considerar como parte del Manto de Somiedo lo que TOYOS (op.cit.) denominó "Unidad de Peñalba", ya que si bien existe una falla en el valle de Babia (Falla de Los Grajos) que no permite una correlación perfecta entre las estructuras menores de ambos lados, ésta no afecta a la estructura general que sí es comparable; cambiando únicamente el nivel de erosión como consecuencia del salto vertical producido por esta falla, sensiblemente más tardía.

La Escama de Villar-Robledo se encuentra muy compartimentada debido a la presencia de gran número de cabalgamientos que bifurcándose de la superficie general de despegue, situada en la base de la Formación Láncara, llegan a involucrar a la Formación Santa Lucía.

Los más importantes son:

- El de La Peral, sale del cabalgamiento de Villar y discurre más al Sur hacia La Peral, subdividiéndose en la zona de Los Páramos en otros menores, su superficie de despegue inicial es Láncara y hacia el E va subiendo hasta la Formación La Vid.

- Dos "dúplex", el de La Riera a nivel del Grupo La Vid y el del Torre del Babia, formado en la Formación Láncara.

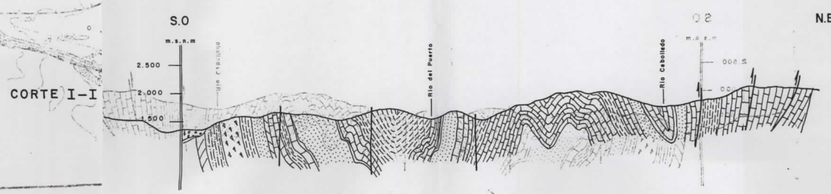
- El de Robledo, se trata de un cabalgamiento imbricado.

El "dúplex" de La Riera se ha formado por la repetición de los niveles calcáreo-dolomíticos inferiores del Grupo La Vid, situándose el cabalgamiento del muro durante bastante tiempo en el contacto entre este Grupo y la Formación San Pedro. El cabalgamiento de techo se sitúa también en el Grupo La Vid, y converge con los de los "horses" que constituyen el "dúplex" en un nivel de despegue situado dentro del tramo pizarroso superior de este grupo; posteriormente, la superficie única de despegue formada por la convergencia de los cabalgamientos de techo y muro corta rápidamente la sucesión alóctona hasta estabilizarse en la base de la Formación Santa Lucía dentro del flanco E del Sinclilnal de La Cueta. La geometría general de este conjunto es la de un "Hinterland Dipping Duplex", según la terminología de BOYER y ELLIOT (1982).

La duplicación de Torre de Babia se encuentra en la base del

Manto de Somiedo y estructuralmente por debajo y muy próxima geográficamente del "dúplex" anterior. Afecta exclusivamente a la Formación Láncara, llegando a contabilizarse en el Mapa Geológico hasta un total de cinco "horses"; existiendo la posibilidad de que se encuentre alguno más por debajo del Cuaternario del valle del río Torío. El cabalgamiento de muro de este "dúplex" se superpone a una potente acumulación carbonatada perteneciente a la Formación San Emiliano, presentando una geometría, similar a la del descrito anteriormente, que se termina lateralmente hacia el S. La presencia de estos dos "dúplex" condiciona la doble terminación periclinal del Sinclinal de la Cueta, ya que ésta se origina por acomodación a la estructura antiformal que se produce por debajo durante el apilamiento de los "dúplex".





CORTE I–I

LEYENDA

CUATERNARIO		Q	ALUVIAL, COLUVIONES, ETC.
CARBONIFERO	WESTFALIENSE	H_3	MARGAS, LUTITAS, ARENISCAS, CALIZAS, ETC. (F. S. EMILIANO)
	NAMURIENSE	H_2	CALIZAS NEGRAS TABLEADAS (F. BARCALIENTE)
	VISEIENSE TOURNAISIENSE	H_1	CALIZAS ROJAS NODULOSAS (F. ALBA)
DEVONICO	SUPERIOR	D_5	ARENISCAS Y CUARCITAS (AR. DEV. SUPERIOR)
	MEDIO	D_4	CALIZAS GRISES BIOCLASTICAS (F. PORTILLA)
		D_3	ARENISCAS Y PIZARRAS (F. HUERGAS)
	INFERIOR	D_2	CALIZAS GRISES (F. STA. LUCIA)
		D_1	CALIZAS, PIZARRAS Y DOLOMIAS (GR. LA VID)
SILURICO		S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F. SAN PEDRO)
		S_1	PIZARRAS NEGRAS (F. FORMIGOSO)
ORDOVICICO		O	CUARCITAS Y ARENISCAS BLANCAS (F. BARRIOS)
CAMBRICO		C_3	PIZARRAS VERDES Y ARENISCAS (F. OVILLE)
		C_2	CALIZAS Y DOLOMIAS (F. LANCARA)
PRECAMBRICO		C_1	ARENISCAS Y LUTITAS (F. HERRERIA)

ROCAS FILONIANAS

F

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA
- FALLA SUPUESTA
- CABALGAMIENTO
- CABALGAMIENTO PROBABLE
- ANTICLINAL
- ANTICLINAL CON SENTIDO DE BUZAMIENTO AXIAL
- ANTICLINAL TUMBADO
- SINCLINAL
- SINCLINAL TUMBADO
- 70 DIRECCION Y BUZAMIENTO

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA—LEON, CANTABRIA, PAIS—VASCO Y RIOJA (1991/93)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE VILLAR—ROBLEDO MAPA GEOLOGICO					PLANO N.º 4
DIBUJADO	FECHA 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA 1/50.000	CONSULTOR E.N. ADARO

2.- HIDROGEOLOGIA

2.1.- Límites de la Unidad

La Unidad de Villar-Robledo, con una superficie de 199 km^2, está constituida por dos cubetas sinclinales de dirección NO-SE en cuyos núcleos afloran materiales carboníferos, separados por un anticlinal, parcialmente fallado.

El límite norte de la unidad está formado, en su mayor parte, por materiales impermeables de las formaciones Herrerías, Oville, Barrios, Formigoso y San Pedro. En su parte central el límite coincide con materiales de las formaciones La Vid y Santa Lucía de la Unidad hidrogeológica de Somiedo, por lo que el mismo podría ser abierto y existir una comunicación hidráulica entre ambas unidades.

Los límites sur, este y oeste están constituidos por materiales impermeables de las formaciones precámbricas, Herrerías, Formigoso, San Pedro y San Emiliano (Plano nº 5).

2.2.- Características hidrogeológicas de las formaciones

En esta unidad, los acuíferos están constituidos por las formaciones Láncara, Grupo La Vid-Calizas de Santa Lucía, Calizas de Portilla y Caliza de Barcaliente, separadas entre sí por las formaciones impermeables Oville-Barrios-Luarca-Formigoso-S.Pedro, Huergas y Areniscas del Devónico Superior-Alba.

Se trata de acuíferos calcáreos con una permeabilidad que puede variar entre límites muy amplios, en función de la densidad de la fracturación y de la karstificación de la roca almacén, tanto en sentido vertical como horizontal, por lo que en distintos puntos de un mismo acuífero calcáreo se pueden tener comportamientos hidráulicos muy diferentes, desde impermeables hasta muy permeables.

De igual manera su capacidad de almacenamiento y velocidad de circulación, pueden llegar a ser muy importantes. Esta velocidad de circulación subterránea implica, con frecuencia, modificaciones importantes de caudales en un corto espacio de tiempo, como consecuencia de una respuesta rápida a la aparición y cese de un período de lluvias.

a) Formación Láncara

Es un acuífero calcáreo-dolomítico con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable. Su pequeña superficie aflorante, espesor y características geométricas, hace que tenga escasa importancia desde el punto de vista de su aprovechamiento.

b) Formaciones La Vid y Santa Lucía

Ambas formaciones constituyen un acuífero calcáreo-dolomítico único, con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable puntualmente.

La capacidad de almacenamiento de aguas subterráneas es muy elevada y su transmisividad, tanto por las fluctuaciones de su espesor saturado de agua, como por las variaciones de permeabilidad, puede tener valores muy dispares. Consecuentemente los caudales que se puedan obtener de este acuífero variarán puntualmente entre límites muy amplios.

Es el acuífero más importante de la unidad tanto por su potencia (700 m) como por su superficie aflorante.

c) Formación Portilla

Es un acuífero calcáreo con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable puntualmente. Con una capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas importante y una transmisividad muy variable en función de las fluctuaciones de su espesor saturado así como de su permeabilidad, por lo que, consecuentemente, los caudales que se pueden extraer de él variarán puntualmente entre límites muy amplios.

Es un acuífero importante por su potencia (190 m), aunque su superficie aflorante es sensiblemente inferior al anterior.

d) Formación Barcaliente

Constituye un manto acuífero con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable, puntualmente. Su capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas es elevada y su transmisividad es variable, fluctuando en función de su espesor saturado en agua y de las variaciones de permeabilidad. Consecuentemente los caudales que se pueden extraer de él variarán entre límites muy amplios.

Es un acuífero importante por su potencia (100-200 m) y su superficie aflorante, si bien inferior al de las formaciones La Vid-Santa Lucía.

2.3.- Funcionamiento

Los acuíferos calcáreos tienen una alimentación por infiltración directa del agua de lluvia en las zonas donde las calizas se encuentran aflorando, ya que las mismas están muy karstificadas y fisuradas en superficie.

Hay que hacer mención a dos tipos de infiltración:

- Una directa por fisuras de la roca, la cual sufre una karstificación superficial y presenta un paisaje típico de

lapiaz.

La acción corrosiva del agua es menor a medida que ésta tiene mayor concentración en carbonatos, por lo que en superficie están mucho más desarrollados los procesos de karstificación que en profundidad.

La circulación, fundamentalmente vertical, origina conductos verticales de gran sección a los que van a parar las aguas infiltradas en la zona de lapiaz, siempre buscando los conductos preferentes de paso de agua.

- Otra por dolinas. El agua caída en la cuenca superficial de una dolina y que no se haya infiltrado directamente, lo hará por la sima; en estas zonas se infiltrará el 100% del agua.

Los acuíferos se drenan por una serie de manantiales, algunos de ellos importantes, y por los ríos y arroyos que le atraviesan.

También puede existir una alimentación o descarga en las zonas en que se ponen en contacto dos acuíferos que tengan distinto potencial hidráulico.

2.4.- Alimentación

Se pueden considerar como aportaciones las procedentes por infiltración directa del agua de lluvia y las entradas laterales tanto superficiales como subterráneas del agua procedente de otros acuíferos colindantes.

En el capítulo de Climatología se han representado los mapas de precipitación y lluvia útil para el período 1940/41-1982/83. Se ha elegido esta serie de años por ser la más representativa y completa, en cuanto a datos, en todas las estacioneos pluviométricas tomadas com base para la confección de los planos anteriormente citados.

La evapotranspiración real se ha obtenido por el método de Thornthwaite, a partir de estos datos se ha elaborado un mapa de iso-ETR, a partir del cual se ha calculado el valor de la evapotranspiración real anual total, y por diferencia entre la precipitación y evapotranspiración real se ha determinado la lluvia útil.

A partir de la superficie aflorante de los acuíferos y de la lluvia útil, suponiendo un coeficiente de infiltración del 25-50% para las calizas, se han obtenido los siguientes resultados de infiltración para la unidad de 21-42 hm^3/año.

2.5.- Salidas

Se han realizado aforos diferenciales en los principales

ríos que atraviesan la unidad. Los mismos se han hecho en estiaje, durante el mes de septiembre, por lo que a partir de ellos pueden obtenerse unos recursos mínimos para la unidad.

No obstante hay que tener en cuenta que no se han aforado todas las entradas y salidas de la unidad, aunque sí las principales, por lo que estos recursos deben considerarse como una aproximación si bien el margen de error es pequeño.

Los aforos realizados han dado unos caudales de 1.264 l/s, distribuidos:

- Río Sil (proximidades de Piedrafita de Babia) = 954 l/s.

- Arroyo de Riolago (en Riolago) = 117 l/s, parte del drenaje corresponde a la Unidad de Aralla.

- Río Luna (proximidades de Huergas de Babia) = 193 l/s.

Por tanto se pueden considerar unas salidas mínimas de la unidad de 40 hm^3/año.

2.6.- Recursos Subterráneos

Teniendo en cuenta los datos de aforos considerados en el apartado anterior, se pueden estimar unos recursos mínimos de unos 40 hm^3/año, aunque habría que descontar algo debido a que en el Arroyo de Riolago este valor obtenido corresponde en parte al drenaje de la Unidad de Aralla.

A partir de los valores de lluvia útil y superficie aflorante, para un coeficiente de infiltración del 25 al 50%, se obtienen unos recursos para toda la unidad que oscilan entre 21 y 42 hm^3/año.

Comparando ambos valores se puede observar que son similares los recursos obtenidos a partir de los aforos y los obtenidos a partir de la lluvia útil para un coeficiente de infiltración del 50%.

2.7.- Reservas

El volumen de agua comprendido desde la cota de los manantiales hasta los 100 m de profundidad, para una porosidad media del 1%, es de 97 hm^3.

2.8.- Inventario de Puntos de Agua

Se ha realizado un inventario de puntos de agua en la unidad. En total se han inventariado 37 puntos, todos ellos corresponden a manantiales, cuyos caudales oscilan, en su mayor parte, entre 1 y 10 l/s, destacando el manantial de Ojos de la

Fuente con un caudal superior a 50 l/s.

La mayor parte de los manantiales inventariados proceden de los acuíferos calcáreos y, aunque tienen fuertes variaciones estacionales, no llegan a secarse. El resto de manantiales procedentes de rocas detríticas tienen menor caudal, generalmente no sobrepasan los 5 l/s y muchos de ellos llegan a secarse en verano.

2.9.- Hidroquímica

Se han tomado en esta unidad 7 muestras de agua.

De los resultados de los análisis se deduce que las mismas tienen una facies bicarbonatada cálcica.

No se detecta en las mismas nitritos ni amoníaco, los nitratos aparecen en cantidades mínimas, inferiores a 2 mg/l.

Desde el punto de vista química son aptas para consumo humano.

ANALISIS QUIMICOS

Nº REGIS	SIST ACUI	FECHA TOMA	FECHA ANAL.	DQO	CL	SO4	HCO3	CO3	NO3	NA	MG	CA	K	PH	CONDUC	NO2	NH4	P2O5	SIO2
110680004	C	11-Sep-92	09-Dic-92	0.4	1	5	118	0	1	2	8	25	0	7.9	172	0.00	0.00	0.00	5.2
110680007	C	11-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	4	155	0	1	2	5	46	0	8.1	230	0.00	0.00	0.01	3.2
110740002	C	20-Sep-92	09-Dic-92	0.5	2	6	155	0	1	1	6	44	0	7.9	213	0.00	0.00	0.01	4.8
110740004	C	11-Sep-92	09-Dic-92	2.8	1	2	109	0	1	1	10	18	0	8.0	153	0.00	0.00	0.01	5.4
120710001	C	20-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	3	112	0	1	1	8	24	0	7.9	185	0.00	0.00	0.00	5.1
120750002	C	20-Sep-92	09-Dic-92	0.4	1	1	112	0	2	1	2	8	0	7.7	57	0.00	0.00	0.00	5.4

VILLAR DE VILDAS

CAUNEDO

PUENTO

PUMAR

PIEDRA FITA DE BABIA

CUATRO CALLES DE BABIA

HUERGAS DE BABIA

MENA

ESTOSA

I

I'

4772

4756

LEYENDA

CUATERNARIO		Q	ALUVIAL, COLUVIONES, ETC. (PERMEABLE POR POROSIDAD)
CARBONIFERO	WESTFALIENSE	H_3	MARGAS, LUTITAS, ARENISCAS, CALIZAS, ETC. (F. S. EMILIANO) (IMPERMEABLE)
	NAMURIENSE	H_2	CALIZAS NEGRAS TABLEADAS (F. BARCALIENTE) (PERMEABLE POR FISURACION)
	VISEIENSE TOURNAISIENSE	H_1	CALIZAS ROJAS NODULOSAS (F. ALBA) (SEMIPERMEABLE)
DEVONICO	SUPERIOR	D_5	ARENISCAS Y CUARCITAS (AR. DEV. SUPERIOR) (IMPERMEABLE)
		D_4	CALIZAS GRISES BIOCLASTICAS (F. PORTILLA) (PERMEABLE POR FISURACION)
	MEDIO	D_3	ARENISCAS Y PIZARRAS (F. HUERGAS) (IMPERMEABLE)
		D_2	CALIZAS GRISES (F. STA. LUCIA) (PERMEABLE POR FISURACION)
	INFERIOR	D_1	CALIZAS, PIZARRAS Y DOLOMIAS (GR. LA VID) (PERMEABLE POR FISURACION)
SILURICO		S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F. SAN PEDRO) (IMPERMEABLE)
		S_1	PIZARRAS NEGRAS (F. FORMIGOSO) (IMPERMEABLE)
ORDOVICICO		O	CUARCITAS Y ARENISCAS BLANCAS (F. BARRIOS) (IMPERMEABLE)
CAMBRICO		C_3	PIZARRAS VERDES Y ARENISCAS (F. OVILLE) (IMPERMEABLE)
		C_2	CALIZAS Y DOLOMIAS (F. LANCARA) (PERMEABLE POR FISURACION)
PRECAMBRICO		C_1	ARENISCAS Y LUTITAS (F. HERRERIA) (IMPERMEABLE)

ROCAS FILONIANAS

F

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA
- FALLA SUPUESTA
- CABALGAMIENTO
- CABALGAMIENTO PROBABLE
- ANTICLINAL
- ANTICLINAL CON SENTIDO DE BUZAMIENTO AXIAL
- ANTICLINAL TUMBADO
- SINCLINAL
- SINCLINAL TUMBADO
- 70 DIRECCION Y BUZAMIENTO
- LIMITE UNIDAD
- MANANTIAL
- 124 AFORO (CAUDAL L/S)

S.O

N.E

CORTE I–I

2.500
2.000
1.500

Río del Puerto

Río Cabañedo

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA – LEON, CANTABRIA, PAIS – VASCO Y RIOJA (1991/93)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE VILLAR–ROBLEDO MAPA HIDROGEOLOGICO					PLANO N.º 5
DIBUJADO	FECHA 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA 1/50.000	CONSULTOR E. N. ADARO

7.- UNIDAD DE BODON

1.- GEOLOGIA

1.1.- Introducción

La zona estudiada se encuentra situada, desde el punto de vista geográfico, en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León.

El relieve es montañoso en todo el área con altitudes que oscilan, en general, entre 1.000 y 2.000 m. Ocupa parte de las cuencas de los ríos Luna, Bernesga, Torío, Curueño y Porma.

La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones con marcado caracter E-O, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores, muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Westfaliense, con varias lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica (Plano nº 6).

1.2.- Estratigrafía

La sucesión paleozoica abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Superior y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta dos lagunas: una abarca el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) y se presenta casi generalizada; otra es de edad pre-Fameniense Superior, y su lapso de tiempo se incrementa progresivamente hacia el NE, llegando a faltar algunas formaciones del Devónico Medio y Superior.

De muro a techo se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.2.1.- Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)

Definida por COMTE (1938) en el valle del Porma se dispone por medio de una discordancia angular clara sobre materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (Formación Mora).

La Formación Herrería es fundamentalmente detrítica con intercalaciones carbonatadas y lutitas concentradas fundamentalmente en su parte baja y superior.

ENRILE ALBIR et al. (en MARTIN PARRA, 1989) separan dentro de esta formación tres miembros:

- El miembro inferior está formado por una alternancia de cuarzoarenitas (en la base microconglomeráticas), lutitas y carbonatos, destacando la presencia de glauconita y frecuentes "ripples" de oscilación. La potencia visible es de 100 a 200 m.

- El miembro intermedio, constituido por cuarzoarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones unidireccionales. Localmente podría formar una megasecuencia granodecreciente. Tiene una potencia aproximada de 700 m.

- El miembro superior consiste en una alternancia de cuarzoarenitas, lutitas y dolomías. Corresponde a los "Capas de Transición" JULIVERT et al. (1977) y a los "Barrios Schichten" LOTZE (1961) y SDZUY (1961).

La Formación Herrería se ha interpretado en su conjunto como depósitos marinos someros (COMTE , 1959; OELE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERS, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980), con influencia mareal (LEGG en CRIMES et al., 1977). Ciertos autores piensan que algunos tramos pudieron correspnder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o inclulso fluvial trenzado? (BOSCH, 1969; MEER MOHR et al., 1981; MEER MOHR, 1983).

ARAMBURU (1989) deduce que el miembro medio se depositó probablemente en un ambiente fluvial trenzado con aportes provenientes del interior del Arco Asturiano (del E y N en general). Los miembros inferior y superior deben corresponder a ambientes marino litoral o de transición, recibiendo periódicos aportes del continente.

Su edad abarca desde el Precámbrico Superior (Vendiense) al Cámbrico Inferior.

1.2.2.- Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como "Calcaires de Láncara" para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la localidad de Láncara de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla), fuera de esta zona, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa a la sucesión tipo dada por COMTE, que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia, la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de

Carangas (Manto del Ponga).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

- Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con "birdeseyes".

- Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

En el Manto de Bodón (Unidad de La Sobia-Bodón) el miembro inferior pertenece a la facies de Arintero, localidad situada en el área del Pto. de Vegarada. Esta facies se distingue de la facies de Barrios (ZAMARREÑO, 1972), en que las calizas grises con "birdeseyes" están ausentes, con lo que todo el miembro inferior está formado por dolomías, predominantemente laminadas por algas.

El miembro superior se presenta en la facies de Barrios, definida en la Unidad de Somiedo-Correcilla, caracterizada por la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

En la ventana tectónica de Cueto-Negro está ausente el nivel de calizas rojas nodulosas (MARCOS, 1968), por lo que el nivel de pizarras verdes con trilobites de la Formación Oville se apoya directamente sobre los niveles dolomíticos.

Su potencia es de 60 a 140 m.

El miembro inferior corresponde a un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas.

Las calizas con birdeseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede (Unidad de Somiedo).

Al miembro superior se le atribuye un medio de depósito más profundo, nerítico somero.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución (OELE, op. cit.), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo (OELE, op.cit.).

Su edad es Cámbrico Inferior (miembro inferior)-Cámbrico Medio (miembro superior).

1.2.3.- Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937, 1938, 1959) en la localidad de Oville, se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando la zona estudiada dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

- Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las "Areniscas de símula".

- Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa. El techo es neto, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (Teichichnus, Artriophycus, Planolites).

- Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene Cruziana y Lingúlidos (ARMABURU, op.cit.).

La potencia de esta serie es de 250 a 270 m.

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca. Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, op. cit).

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (op.cit.) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva.

ARAMBURU propone un sistema deltaico trenzado o de llanura deltaica trenzada.

La edad de esta formación es Cámbrico Medio.

1.2.4.- Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

La Formación Barrios fue definida por COMTE (1937a, 1959) con el nombre de "Quarzites de Barrios", en el pueblo de Barrios de Luna. Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente.

ARAMBURU (op.cit.) separa, al igual que en la Formación Oville, cinco dominios en la Zona Cantábrica con características litoestratigráficas, espesor y facies diferentes. En los afloramientos del Dominio N de León distingue tres miembros en base a la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación:

- Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta.

- Miembro Ligüeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (fuera del área estudiada), despareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

- Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el E) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación oville (en el O) por una discontinuidad mayor.

Su espesor medio es de 300 a 400 m, aumentando de O a E.

Son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen:

a) bajo la forma de delgados (30 cm) niveles de caolín, Capa Valverdín, son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico.

b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación.

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, op.cit.), en proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

ARAMBURU (op.cit.) discrepa de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado ("braid delta") o de llanura trenzada ("braidplain delta"). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad

estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe (como ocurre dentro de esta zona).

La edad de esta formación va del Cámbrico Medio al Arenig.

1.2.5.- Formación Getino (Cámbrico Superior-Llandovery)

ARAMBURU (1989) denomina Formación Getino a una sucesión de materiales, aflorantes en los Dominios II y III entre la Formación Barrios y los materiales silúricos de la Formación Formigoso, situando el estratotipo en el pueblo de Getino. Dado su escaso espesor no se ha podido representar en la cartografía.

La sucesión con un espesor de 8,9 m ha sido descrita someramente por EVERS (1967) y VILAS (1971), quienes la sitúan en la parte baja de la Formación Formigoso.

ARAMBURU (op.cit.) interpreta estos materiales de la Formación Getino como sedimentos condensados. Los sedimentos ferruginosos tendrían un origen por alteración, probablemente subaérea, del cemento de dolomita ferrosa o de materiales volcánicos básicos, abundantes en este área, la presencia de glauconita y la intensa bioturbación indican que se trata de un ambiente marino de condiciones variables, desde litoral restringido a plataforma interna.

Su edad varía entre el Cámbrico Superio a Llandovery.

1.2.6.- Formación Formigoso (Llandoveriense Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937) está consituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y areniscas.

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros:

a) <u>Pizarras del Bernesga</u>, pizarras negras con abundante fauna de graptolites.

b) <u>Capas de Villasimpliz</u>, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

La sucesión forma una secuencia negativa hasta la formación suprayacente de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (op.cit.) al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio es el seguido por BOSCH (1969) quien lo sitúa bajo la primera arenisca ferruginosa.

El espesor de la formación a escala regional varía entre 50 y 200 m (TRUYOLS y JULIVERT, 1983).

Para BOSCH (1969), el medio, de profundidad no determinable, es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita).

La abundante fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional (Llandoveriense Medio y parte más alta del Llandoveriense Inferior), la parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandoveriense Superior (TRUYOLS et al., op.cit); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior.

1.2.7.- Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior)

La Formación Furada-San Pedro aflora en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937b) en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León), observando este autor su correspondencia con la Formación Furada, definida por BARROIS (1982) en la vertiente norte (Asturias).

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas, siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m.

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja y que en la base son a veces conglomeráticas, areniscas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

La base de la formación ha sido tomada con distintos criterios, por una parte COMTE (op.cit.) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de areniscas ferruginosas (BOSCH, op.cit.) con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perder la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuenca; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Por su parte el techo es totalmente gradual.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967 ...), con ambientes de mar más abierto hacia el O (LLOPIS, 1967; SANCHEZ de la TORRE et al., 1984); el caracter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FUHRER, 1982; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Este último autor estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a un proceso de "rifting", asociado al

cual existía un vulcanismo de tipo básico.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, op.cit.).

Su edad es Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior.

1.2.8.- Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1959) define la unidad litológica de La Vid como "Schistes et calcaires de la Vid" en el pueblo de La Vid, cuenca superior del río Bernesga. VERA (1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmin, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla, que se han diferenciado en la cartografía siempre que ha sido posible.

Las Dolomías de Felmin están formadas por dolomías grises o amarillentas, "mudstone", wackestone" y en menor medida "packstone" de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de ripples además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de ripples; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, ripples de ola y corriente, pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las Calizas de La Pedrosa son calizas y calizas margosas, "wackestone" y "packstone" fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, ripples, flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las Pizarras de Valporquero, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas.

Las Calizas de Coladilla, de base grdual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a grainstone encriníticas con superficies erosivas, laminación de ripples y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el caracter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

VERA (1988) ha reconocido espesores que van de 303 m en el

Puerto de la Cubilla a 156 en Millaró.

La serie del Puerto de la Cubilla (303 m) está constituida de muro a techo, fundamentalmente, por 26 m de areniscas con cemento dolomítico y dolomías arenosas y bioclásticas a menudo recristalizadas, 51 m de dolomías micríticas y en menor proporción oolíticas y bioclásticas, 77 m de calizas bioclásticas y pizarras grises, y 149 m de calizas bioclásticas y pizarras rojizas y verdosas. El contacto con la Formación San Pedro es gradual, mientras que con la Formación Caldas es neto.

En Caldas de Luna describe 296 m, el tránsito con la Formación Caldas se considera cuando comienzan a aparecer las primeras dolomías con birdeseyes de una manera gradual. Los primeros 50 m corresponden a dolomías, 66 m a calizas bioclásticas y pizarras, 50 m a pizarras, limolitas y margas y 130 m a calizas bioclásticas.

En la serie de Millaró la base presenta tránsito gradual con las Areniscas de San Pedro, sin embargo, el techo se encuentra cortado erosivamente por las Areniscas del Devónico Superior, por lo que sólo se han podido medir 156 m de ellos 77 m son de dolomías, 30 m poco visibles con algunos lentes bioclásticos y 49 m de calizas, margas y pizarras.

VERA (1988) propone un modelo de depósito de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatadas. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de lagoon y que corresponden a las Dolomías de Felmin-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla.

Según GARCIA-ALCALDE et al. (1979) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniense a Siegeniense Superior; las Calizas de La Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gediniense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

1.2.9.- Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)

La formación Santa Lucía aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos. Fue definida por COMTE (1936) en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, con el nombre de "Calcaires de Santa Lucía", estableciendo el corte tipo en la carretera de Oviedo-León entre Santa Lucía y Vega de Gordón. Anteriormente esta Formación había sido definida en la vertiente Norte por

BARROIS (1982) como Formación Moniello.

El espesor en el área tipo es de 240 m, no obstante oscila de E a O y de N a S de 150 a 250 m. Presenta tránsito gradual con las unidades limítrofes, siendo el techo en ocasiones neto; en los casos en que los términos superiores han sido erosionados y por encima aparecen las Areniscas de la Ermita el techo de la formación es erosivo. Se trata de una formación arrecifal (ya puesta de manifiesto esta característica por BROWER (1964) y VILAS (1971), entre otros) compuesta por calizas gris claras, algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas, de masivas a bien estratificadas, en muchas zonas presentan dolomitización secundaria. Tanto su aspecto como su contenido faunístico varían de un corte a otro, dependiendo de su posición respecto a la cuenca original.

MENDEZ BEDIA (1976) realiza un estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica, agrupando el conjunto de materiales en tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello) equivalentes a las facies diferenciadas por COO et al. (1971) (facies de birdeseyes, facies packestone y facies grainstones). Estos tres tipos de sucesiones o facies corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito de la formación tuvo lugar en una cuenca concéntrica al Arco Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermareales, con calizas de "birdeseyes", laminaciones y "mud-crack"; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y "birdeseyes" en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclásticas con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de caracter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

En la zona de Caldas de Luna (Manto de Bodón) fue definida la <u>Formación Caldas</u> por SMITS (1965), que es equivalente lateral de la que nos ocupa (COO, com.personal, en BOSCH, 1969). COO (op.cit.) propone abandonar el término de Formación Caldas. Esta Formación con espesores de 225 a 380 m se caracteriza por un miembro arcilloso calcáreo inferior, un tramo bastante potente de margas amarillentas, y por encima de este tramo, niveles típicos de "algal mats". La fauna en este miembro es poco abundante con algún coral, briozoos, crinoideos y algas; destacando "burrows", "mud-cras" y laminaciones. El miembro calcáreo es característico de la parte superior, y es de destacar en él las calizas masivas rojizas con corales y estromatopóridos que se sitúan por encima de calizas grises con capas de 10 a 50 cm con contacto erosivo. La fauna en estas capas es de gran tamaño y abundante. El límite superior de la Formación Caldas es muy característico, faltando las formaciones suprayacentes de Huergas y Portilla, y situándose directamente las areniscas ferruginosas de la Formación Ermita. En este contacto se observan señales de paleokarst muy marcadas, cuyas depresiones están rellenas por las areniscas con cantos. Esta zona de desarrollo

de la Formación Caldas según MANJON (1973) constituyó una fuente de aportes terrígenos de grano fino para la zona central, dispersando los sedimentos a modo de abanico hacia el Sur, Suroeste y Sureste.

La edad de la formación es Eifeliense Inferior, salvo los tramos basales, que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

1.2.10.- Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fueyo y Areniscas de La Ermita). (Frasniense - Tournaisiense Inferior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades eminentemente detríticas cuyas áreas de afloramiento son bastante irregulares y restringidas, salvo para la Formación Ermita que aparece también en otras unidades de la Zona Cantábrica.

En conjunto, presentan un acusado adelgazamiento en dirección E y N.

En el valle del Bernesga, COMTE (1936) distinguió sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita, de las que en la Unidad de Somiedo-Correcilla solo se presentan las Areniscas de Nocedo y las Areniscas de la Ermita.

En la serie del Puerto de la Cubilla las Areniscas del Devónico Superior poseen un espesor de 31,20 m y se apoyan de forma erosiva sobre las calizas de la "Formación Caldas". Litológicamente son areniscas, cuya matriz arcillosa se encuentra en su mayor parte teñida por óxidos de hierro y en las que la separación entre los diversos estratos se hace mediante contactos erosivos irregulares. En ellas abundan las estratificaciones cruzadas en surco de pequeña escala, estratificación flaser, pequeños cantos blandos arcillosos y sobre todo en la mitad inferior de la serie, las pistas y burrows. Superpuestos a estas estructuras primarias, aparecen estructuras debidas a difusión de óxidos de hierro (anillos y bandas de "Liesegang").

En la serie de Caldas de Luna las Areniscas poseen un espesor muy reducido (0,5 a 2,2 m) y se encuentran rellenando cavidades de origen kárstico en el techo de las calizas de la Formación Caldas. Son areniscas calcáreas con abundantes fragmentos arcillosos litificados y cantos de areniscas ferruginosas. En el techo de ellas separadas por un contacto erosivo se encuentran las calizas detríticas de la Formación Baleas, las cuales también poseen abundantes clastos arcillosos y de areniscas ferruginosas dispersos en ellas.

La serie de Camplongo está caracterizada porque las Areniscas poseen un espesor aproximado de 3 m y se apoyan sobre las calias y dolomías de La Vid; litológicamente son areniscas

amarillentas de grano fino, muy fosilíferas.

La serie de Millaró está caracterizada porque las areniscas del Devónico Superior están apoyadas sobre el Grupo La Vid mediante un contacto irregular (¿hard-ground?), tienen un espesor de 5,8 m y prácticamente en su totalidad son cuarcitas muy compactas de grano fino, con estratos paralelos discontínuos y frecuentes niveles de porosidad móldica, únicamente, cerca del techo aparece estratificación cruzada en surco de migración de ripples.

Respecto a la interpretación sedimantaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un caracter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de lagoon, aluviales e incluso calizos.

La Formación Fueyo representa para LEYVA et al. (op.cit.) LOEVEJIN (op.cit.), LOEVEJIN y RAVEN (op. cit.) y RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (op.cit.) la existencia de una plataforma submareal que evoluciona, en secuencia regresiva, a ambientes más someros, representando los conglomerados depósitos fluviodeltaicos o fan deltas.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un caracter regresivo y está representado por depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que pasan en zonas más externas a submareales.

En conjunto su edad oscila entre el Frasniense-Tournaisiense Inferior.

1.2.11.- Formación Baleas (Tournaisiense)

La Formación Baleas ha sido definida por WAGNER et al. (1971) estableciendo su localidad tipo en la cantera de Baleas situada al norte de la localidad de Pola de Gordón; constituye un delgado nivel de calizas detríticas, bioclásticas y a veces microconglomeráticas (COLMENERO et al. 1988) de grano grueso y generalmente recristalizadas. Su base es erosiva, existiendo una disconformidad, y el techo es normalmente neto.

El espesor que alcanza esta formación en el flanco S del Anticlinal de Villasecino es de 2-3 m y consta de calizas bioclásticas recristalizadas, de color gris claro, en la parte baja con vetas rojizas. El tamaño de grano, grueso en la base, disminuye hacia el techo.

En el área del Sinclinal de Alba, RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (op.cit.) establecen una edad Tournaisiense para esta formación.

1.2.12.- Formación Alba (o Genicera) (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma

neta unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1982) como "Mármol Griotte", por PRADO y VERNEUIL (1958) como "Caliza Griotte" y por COMTE (1959) como "Griotte de Puente de Alba" con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga). WAGNER et al. (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

Según SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1983) en la cantera Baleas está constituida por:

- El Miembro Gorgera está constituido por calizas nodulosas rojizas de grano fino, wackstone bioclásticas, con algún nivel mudstone y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de plantónicos, ostrácodos, goniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos apareciendo algún interestrato de pizarras rojas.

- El Miembro Lavandera está constituido por radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas; hacia el techo disminuyen las radiolaritas, aumentan las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente rediolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento de sílice es predominante, disminuyendo hacia el techo.

- El Miembro Canalón consiste en una alternancia de calizas nodulosas rojas de grano fino y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es mudstone, con algunas calizas bioclásticas wackstone, de organismos plactónicos, ostrácodos, trilobites.

El tránsito a la Formación Barcaliente es gradual y corresponde a una alternancia de calizas grises y rojas de grano fino, con pizarras rojizas y verdes. Las calizas son mudstone y localmente wackestone bioclásticas, con organismos plactónicos, ostrácodos y goniatites.

La potencia de esta formación aquí es de unos 28 m, si bien, puede ser de unos pocos metros en algunas localidades.

En el sinclinal de Villasecino no se encuentra en muchas secciones el Miembro Lavandera.

Su edad comprende todo el Viseiense

1.2.13.- Formación Barcaliente (Serpujoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER et al. (1971), siendo su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera, mientras que puede ser neto o gradual bajo la Formación Valdeteja, siendo siempre neto bajo los

materiales terrígenos que sustituyen a esta Formación en el Sinclinal del Pedroso. La potencia de la formación varía de forma general entre 200 y 350 m.

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramientos. Consta de calizas gris oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la exitencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo. Texturalmente las calizas son mudstone o mudstone-wackestone, más raramente wackestone. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación; mientras que, en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m, estos niveles de brechas han sido reconocidos en otros puntos como en el Sinclilnal de Villasecino. Este nivel es lateralmente discontínuo y presenta una geometría similar a la de un canal con paredes irregulares y netas de tendencia vertical; está compuesto por una mezcla caótica de clastos angulosos y muy heterométricos tanto de caliza como de dolomía secundaria, generalmente bien estratificadas; aparecen inmersos en una matriz principalmente dolomítica (Fig. 4).

GONZALEZ LASTRA (1978) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restrigida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje.

Para EICHMLLER (1986) las brechas son debido a procesos de inestabilidad de la plataforma, individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas, en los taludes así desarrollados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento).

Su edad varía entre Namuriense A y Namuriense B Superior.

1.2.14.- Formación Valdeteja (Bashkiriense)

La Formación Valdeteja definida por WAGNER et al. (1971) aparece sobre la Formación Barcaliente en todos los afloramientos. La geometría de la formación, lenticular a escala cartográfica con base plana y techo monticular, ilustra claramente la diacronía de su techo, observándose su paso lateral a los materiales detríticos. El espesor de la Formación Valdeteja va a variar grandemente, incluso en distancias del orden de algunos kilómetros. Su espesor máximo en el área puede llegar a los 650 m.

Litológicamente esta formación está constituida por calizas

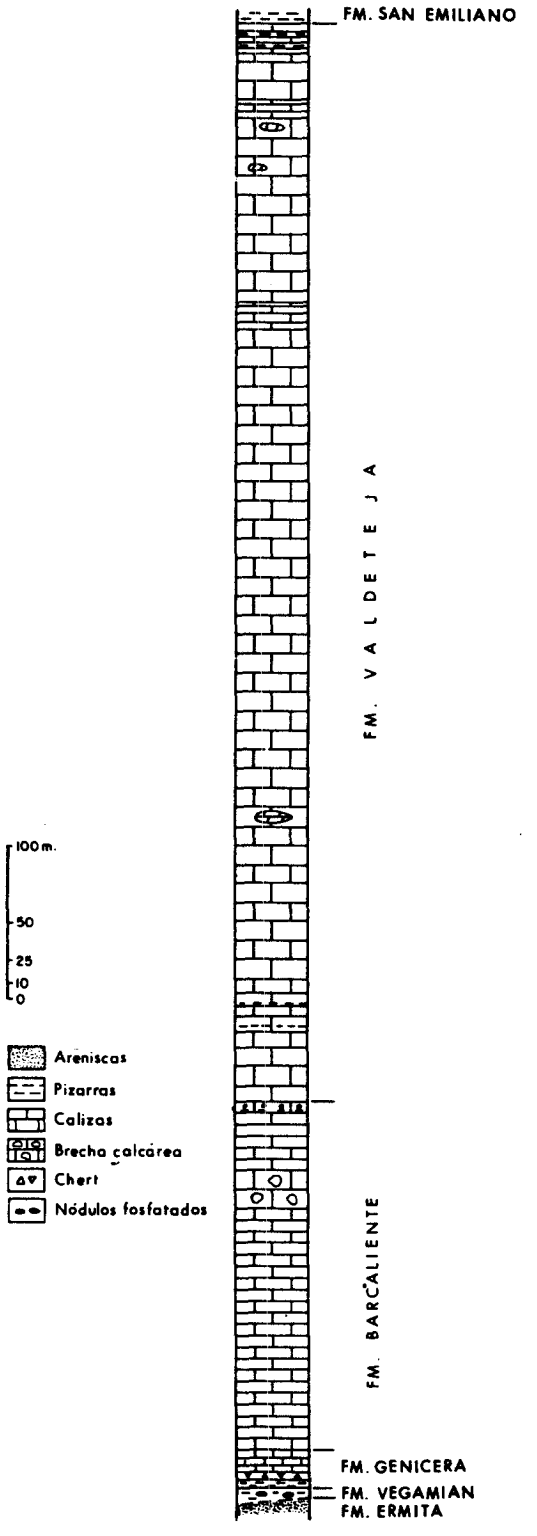


Fig. — **La sucesión de la Caliza de Montaña (Fm. Barcaliente y Fm. Valdeteja) en la serie tipo de Valdeteja (WINKLER PRINS 1971, simplificada).**

grises claras masivas con algunos intervalos más estratificados e intervalos margosos. Dado el carácter lenticular de los intervalos masivos, la sucesión vertical varía de unos puntos a otros, con lo que no es posible dar una sucesión general válida para toda la formación. EICHMULLER (1985, 1986) señala que está compuesta por un amplio abanico de depósitos calcáreos: "boundstone" de algas y más raramente de corales, correspondientes a los cuerpos masivos lenticulares ("mud mounds" y "reef mounds" según este autor); calizas ("mudstone" a "graintone") bioclásticas y fosilíferas, oolíticas, peloidales, oncolíticas; espiculitas y depósitos de brechas calcáreas (Fig 4).

RIDING (en WAGNER et al., 1971) y RIDING (1979) señaló el caracter bioconstruido (masas arrecifales o bancos) de parte de los depósitos de esta formación, correspondiente a un medio somero y con una tasa de sedimentación alta. EICHMULLER (1985) considera que la formación constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno. Diferencia distintos ambientes desde lagoon ("grainstone" de peloides "wackestone" de oncoides, estromatolitos y "mudstones" con seudomorfos de evaporitas), cuenca de intra-plataforma (calizas oscuras y tableadas: "wackestones" de espículas con "slumps") y plataforma marina abierta con construcciones algales ("mounds").

Dentro de un contexto sinorogénico, la aparición de estas plataformas carbonatadas aisladas es atribuida por este autor a un incremento en la subsidencia de la plataforma tipo Barcaliente, dinámica que ya se observa en la parte alta de aquella formación y que daría lugar a una diferenciación en zonas hundidas sujetas a sedimentación basinal y zonas elevadas, donde se desarrollarían las plataformas carbonatadas.

La edad de la base de la formación es considerada isócrona (TRUYOLS et al., 1982) y se sitúa en el Namuriense A-B. El techo de la formación es, en cambio, fuertemente diacrónico, y oscila entre el Bashkiriense Inferior y el Superior (TRUYOLS et al., op.cit. y TRUYOLS et al., 1984).

1.2.15.- Formación San Emiliano (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

En la Unidad de la Sobia-Bodón, sobre y lateralmente a la Formación Valdeteja, aflora una sucesión terrígena con intercalaciones calcáreas y capas de carbón más o menos abundantes (Fig. 5). Esta sucesión conforma las llamadas "cuencas carboníferas" de Teverga y San Emiliano, y su prolongación hacia el E de la Unidad de la Sobia-Bodón, donde forma una banda que se extiende desde Villafeliz y Truébano hasta el área de Valdeteja en el E. En el área de San Emiliano BROUWER y GINKEL (1964) denominaron a esta sucesión Formación San Emiliano. Posteriormente, y en el mismo área, la formación fue definida de modo formal por BOWMAN (1980, 1982), quien separó en ella tres miembros: Pinos, La Majúa y Candemuela (Fig. 6).

En el área de San Emiliano, la formación, según BOWMAN

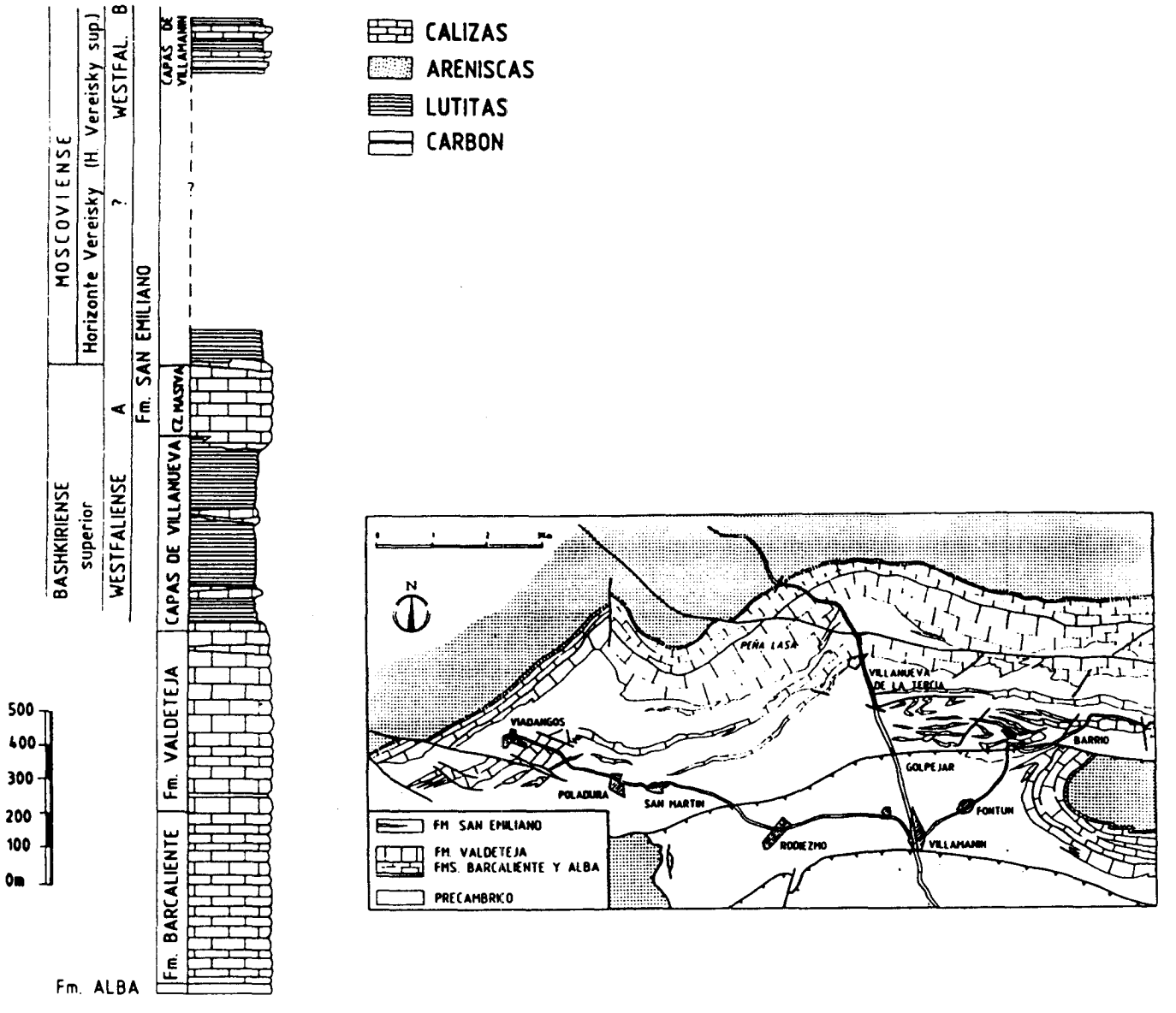


Figura 5 . Columna sintética de la Formación San Emiliano en la Unidad de Bodón según MOORE *et al.* (1971), ligeramente modificado y esquema cartográfico

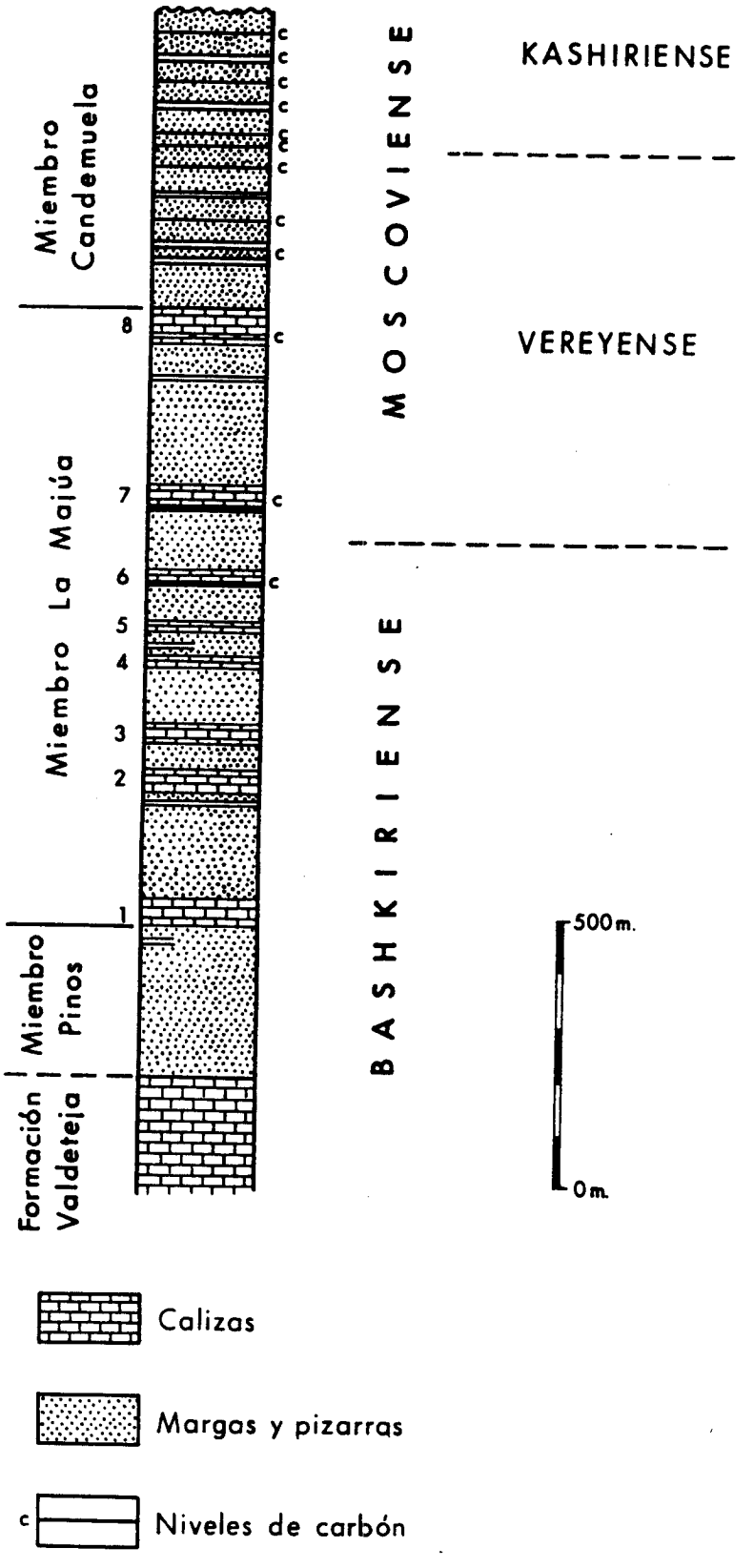


Fig. 6 .— **La sucesión de la Formación San Emiliano en la serie tipo de San Emiliano (BOWMAN 1982, simplificada).**

(op.cit.), constituye una potente (1.800 m) sucesión detrítica con intervalos calcáreos y algunas capas de carbón en la parte alta. Las proporciones relativas entre terrígenos y carbonatos llevaron a la distinción de los tres miembros mencionados. La sucesión es la siguiente:

*- **Miembro Pinos:** Su espesor es posiblemente mayor de 300 m, está formado por pizarras negras homogéneas con briznas vegetales y fauna dispersa y ocasional. En la parte baja engloban endolistolitos derivados de la Formación Valdeteja, que localmente son muy abundantes y algunos exolistolitos de procedencia no determinada. Dentro de esta sucesión pizarrosa, y con una distribución vertical más amplia, aparecen niveles de turbiditas tanto calcáreas como terrígenas. Finalmente, en la parte superior del miembro las pizarras pasan a limolitas bioturbadas con fauna dispersa y con delgadas intercalaciones arenosas de bases netas, y a 20 m del techo, un nivel lenticular de calizas con algas filoides.*

*- **El Miembro La Majúa**, de 1.050 m de espesor, está formado por una alternancia rítmica de intervalos terrígenos con ocho niveles calcáreos importantes. Los intervalos terrígenos forman típicas secuencias negativas desde pizarras con fauna marina hasta areniscas, a veces canalizadas; en la parte alta del miembro, y a techo de los intervalos terrígenos, aparecen algunas capas de carbón. Las calizas presentan un variado abanico de facies, siendo las más frecuentes las calizas ("wackestone" y "packstone") bioclásticas y las calizas con algas, principalmente del género "Donezella", que en muchos ejemplos llegan a formar construcciones ("mounds"). Se han identificado en este miembro dos superficies de despegue, una situada en su base y otra en la parte media.*

*- **El Miembro Candemuela** tiene 500 m de espesor mínimo y su techo está cubierto discordantemente por los materiales estefanienses de la cuenca de Teverga-Puerto Ventana, por lo que representa los niveles más altos visibles de la formación. La complicación tectónica que presentan sus materiales dificulta la obtención de una serie general para este miembro. De un modo general, está formado por depósitos terrígenos organizados en secuencias tanto positivas como negativas. Las capas de carbón son aquí más frecuentes que en el Miembro La Majúa, si bien su calidad es baja y su espesor reducido. Por el contrario, los niveles calcáreos son delgados y discontínuos y el abanico de facies que presentan es más restringido que en el caso de las calizas del Miembro La Majúa.*

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante desde un medio de cuenca profunda-talud, hasta un medio marino somero y finalmente deltaico (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, op.cit.).

La etapa de sedimentación de cuenca profunda y talud constituye el primer estadio en la historia sedimentaria de la Formación San Emiliano y viene representada por el Miembro Pionos en su área tipo. Su importancia es desigual de unas localidades a otras, como consecuencia de la existencia de diferencias en la

tasa de subsidencia y en las características de los márgenes de la cuenca a lo largo de la extensión de la misma (BOWMAN, 1980, 1985), dado el contexto sinorogénico en el que se encuadra esta formación.

Los sistemas deltaicos reflejan la progradación de ambientes fluviales sobre la costa, así como sus migraciones laterales. Son solamente identificables en el área tipo de la formación donde constituyen buena parte de los miembros La Majúa y Candemuela; en el resto de los afloramientos no han podido ser caracterizados, quizás debido a las condiciones de afloramiento. La aparición de capas de carbón registra la existencia de momentos en los que existían condiciones favorables al desarrollo de la vegetación, con un acuifero de agua dulce. Su presencia se produce principalmente en las llanuras deltaicas y en relación con islas-barrera, en la parte alta del Miembro La Majúa y, sobre todo, en el Miembro Candemuela.

La Formación San Emiliano refleja un período de relleno de una cuenca sedimentaria que ya se habría iniciado durante el Namuriense Inferior con la sustitución de las calizas nodulosas de la parte alta de la Formación Alba por las secuencias condensadas de las capas de Olaja (BOWMAN, 1980, 1985, SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1983 a, b).

En los afloramientos del Manto de Bodón, la edad de la base de la formación varía según MOORE et al. (op.cit.) entre el Namuriense B Superior (Viadangos de Arbás) y el Westfaliense A Inferior (Villanueva de la Tercia). La caliza masiva tiene en su base una edad Bashkiriense Superior a Bashkiriense terminal (VILLA, en FERNANDEZ, 1990), mientras que su techo da una edad Vereisky y Westfaliense A (HORVATH, 1985; VILLA et al., 1988). Por su parte, los niveles más altos que afloran han proporcionado una edad Vereisky Superior y Westfaliense B (HORVATH, op.cit.; VILLA et al., op.cit.).

1.2.16.- Cuaternario

Está representado en esta unidad por deósitos glaciares y fluvioglaciares, conos de deyección y depósitos aluviales.

- Los depósitos glaciares están representados por morrenas laterales y arcos morrénicos. Todos ellos están formados por material grueso, básicamente bloques, cantos y una matriz limoso-arcillosa. Estos depósitos enlazan con los materiales de relleno por intermedio de depósitos fluvioglaciares.

- Los depósitos fluvioglaciares están compuestos por materiales similares a los glaciares de los que se diferencian por un mayor lavado.

- Los conos de deyección son formas cónicas de gran pendiente, compuestos por bloques redondeados con matriz abundante.

- Los depósitos aluviales están constituidos por cantos redondeados englobados en una matriz arenoso-arcillosa, ocupan una gran extensión en el valle del río Luna.

1.3.- Tectónica

Dentro de lo que se considera la Unidad de La Sobia-Bodón (MARCOS, 1968) se encuentra el Manto de Bodón, el cual ya fue puesto de manifiesto por COMTE en 1959, destacándose los trabajos posteriores realizados por SITTER (1962) y MARCOS (1968). Este manto es el autóctono relativo de las otras dos grandes unidades alóctonas de la zona, los Mantos de Somiedo y Correcilla.

La superficie de cabalgamiento es paralela a la base de Láncara aunque en algunos tramos (entre Lagueros y Tolibia) coincide con el trazado de la Falla de León.

En general, la estructura interna de este manto es simple, salvo en su sector más occidental.

En la parte occidental se observan dos cabalgamientos importantes denominados: Cabalgamiento de Pinos al N y el Cabalgamiento de Villafeliz mas al S.

El Cabalgamiento de Pinos se sitúa por delante del cabalgamiento basal del Manto de Somiedo, dentro de la Formación San Emiliano, excepto un pequeño sector en las proximidades de Peña Ubiña, donde se superpone a ésta la Formación Barcaliente. Geográficamente es bastante plano, ya que predominan las zonas de rellanos sobre las de rampa, las cuales se restringen exclusivamente a una única rampa cabalgada que aflora en las proximidades de las localidades de Pinos y Cospedal. Esta rampa cabalgada se produce como consecuencia de una bifurcación del Cabalgamiento de Pinos, que individualiza dos láminas, de las cuales la superior asciende sobre la sucesión estratigráfica de la inferior, en la que queda individualizada una pequeña área informal por debajo del cabalgamiento superior, S de Cospedal y La Majúa. Las líneas de corte obtenidas en el Cabalgamiento de Pinos se disponen aproximadamente NE-SO, lo que indicaría que esta rampa y probablemente la bifurcación de las dos láminas se correspondería con estructuras laterales de la Unidad de Bodón, cuyo emplazamiento se realizaría en dirección NE (ALONSO et al., op.cit.).

Al S de la Falla de Los Grajos aflora una nueva superficie de cabalgamiento que se ha denominado: Cabalgamiento de Villafeliz, el cual superpone la Formación Valdeteja sobre la Formación San Emiliano, observándose dos zonas de rampa cabalgada, una al E de Villafeliz, que por su posición podría interpretarse como lateral, y otra al S de Caldas de Luna.

Existen además gran número de despegues de menor importancia, que afectan sobre todo a las calizas de la Formación San Emiliano, las cuales presentan en el muro de sus capas síntomas de mecanización (pliegues, cuñas, "rocas de falla", etc.).

Los pliegues de primer orden tienen una dirección axial general OSO-ENE y una vergencia hacia el S más o menos marcada, y son de N a S: Sinclinal de Pajares, Anticlinal de Villasecino,

Sinclinal de Sena, el Anticlinal del Cueto Negro y Sinclinal del Puerto de la Cubilla.

El Sinclinal de Pajares es la prolongación del Sinclinal de Torrebarrio (JULIVERT et al., 1968) situado en el Manto de Somiedo, aunque la continuidad se rompe al N de La Majúa. En el área entre Pinos y el Puerto de la Cubilla presenta un fondo bastante plano y su morfología es subredondeada. La dirección del plano axial que presenta en general es O-E, siendo subvertical, con una ligera vergencia hacia el S.

El Anticlinal de Villasecino es un pliegue con una dirección axial que cambia de O-E a OSO-ENE y se encuentra afectado por una de las fallas tardías más importantes, la Falla de Los Grajos, la cual complica extraordinariamente su geometría. Este anticlinal se continúa por el O hasta la zona de Huergas, condicionando en parte la aparición de la Semiventana del mismo nombre, en la que pliega claramente al Manto de Somiedo.

El Anticlinal de Cueto Negro, es un pliegue en cuyo núcleo aflora el autóctono relativo de este manto merced a una estructura singular, conocida como la Ventana Tectónica del Cueto Negro (MARTINEZ ALVAREZ et al., 1968). Este pliegue tiene una dirección axial de SO-NE a O-E.

Entre los dos anticlinales anteriormente mencionados se encuentra el Sinclinal de Sena, se observa desde Sena de Luna hasta la cabecera del Arroyo de Valgrande de Pola de Gordón, el cual presenta siempre un plano axial bastante verticalizado. Esta estructura no parece afectar al cabalgamiento basal del Manto de Correcillas, cuyo trazado es en los alrededores de Sena de Luna bastante rectilíneo, lo que parece indicar que este sinclilnal estaría exclusivamente relacionado con el Manto de Bodón.

El Sinclinal de Puerto de la Cubilla termina su traza axial junto a la superficie de cabalgamiento en el sector donde dicha superficie pasa desde la Formación Herrería al despegue de la Formación Láncara.

Los pliegues hasta ahora descritos deben estar relacionados con la geometría de las superficies de cabalgamientos del manto, situadas a un nivel inferior. Si aceptamos, tal como propone ALONSO et al. (op.cit.) que la dirección de transporte tectónico de la Unidad de Bodón se ha realizado en dirección NE, y así parecen corroborarlo todos los criterios cinemáticos, nos encontramos con que todos los pliegues cartográficos hasta ahora descritos, deben de estar relacionados con estructuras laterales, ya que sus trazas axiales son subparalelas a esa dirección, variando entre O-E a OSO-ENE.

A lo largo de todo el Manto de Bodón existe una red de pequeñas fracturas con direcciones generales NNE-SSO y NNO-SSE, con desplazamiento en general pequeño cuya componente mayor es de fallas normales en la mayoría de los casos, siendo posiblemente el resultado de reajuste de las estructuras de esta Unidad durante el acortamiento N-S.

Además, existen otras fracturas de gran extensión lateral, que cortan a estructuras previas no sólo de la Unidad de Bodón, sino también en la Unidad de Somiedo, como es la Falla de Los Grajos (citada por BOSCH en 1969), la cual da lugar (como ya se ha comentado en el capítulo de esta última unidad) a que en el Valle de Babia no sean perfectamente correlacionables las estructuras menores a ambos lados de la falla. Tiene un trazado OSO-ENE, y es prácticamente vertical, levanta en general el bloque N y también tiene componentes aparentes de desgarre sinestral. No es en realidad una falla única, sino que a lo largo de ella tiene varias bifurcaciones o "splays" secundarios, con zonas en forma de huso, siendo en general complejo su movimiento.

Asimismo, en la dirección O-E existen otras fallas que cortan en el S de Truébano al cabalgamiento basal de la Escama de Villar-Robledo (Unidad de Somiedo) y que afectan también al Cabalgamiento de Villafeliz en el Manto de Bodón. Tienen componentes aparentes de fallas normales y de desgarre.

2.- HIDROGEOLOGIA

2.1.- Límites de la Unidad

La Unidad de Bodón, con una superficie de 395 km_2, está constituida fundamentalmente por tres cubetas sinclinales separadas por dos anticlinales, de dirección axial OSO-ENE a O.E.

El límite norte de la unidad está formado por los materiales impermeables de la Formación Santo Emiliano. El límite oeste está constituido por los materiales impermeables de las formaciones Barrios y Oville de la Unidad de Villar-Robledo; en el sur por los materiales impermebles de las formaciones Barrios y Oville y los permeables de la Formación Láncara, por lo que en algunos puntos el contacto puede ser abierto; hacie el este los límites norte y sur se confunden (Plano nº 7).

2.2.- Características hidrogeológicas de las formaciones

En esta unidad, los acuíferos están constituidos por las formaciones Láncara y Grupo La Vid-Calizas de Santa Lucía, Callizas de Portilla y Calizas de Barcaliente-Valdeteja, separadas entre sí por las formaciones inmpermeables Oville-Barrios-Luarca-Formigoso-Furada, Huergas, Areniscas del Devónico Superior y Alba.

Se trata de acuíferos calcáreos con una permeabilidad que puede variar entre límites muy amplios, en función de la densidad de la fracturación y de la karstificación de la roca almacén, tanto en sentido vertical como horizontal, por lo que en distintos puntos de un mismo acuífero calcáreo se pueden tener comportamientos hidráulicos muy diferentes, desde impermeables hasta muy permeables.

De igual manera su capacidad de almacenamiento y velocidad de circulación, pueden llegar a ser muy importantes. Esta velocidad de circulación subterránea implica, con frecuencia, modificaciones importantes de caudales en un corto espacio de tiempo, como consecuencia de una respuesta rápida a la aparición y cese de un período de lluvias.

a) Formación Láncara

Es un acuífero calcáreo-dolomítico con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable. Su superficie aflorante, espesor y características geométricas hace que tenga muy escasa importancia desde el punto de vista de su aprovechamiento.



LEYENDA

CUATERNARIO		Q	DEPOSITOS FLUVIALES, TERRAZAS ALUVIALES, CANCHALES Y COLUVIONES.
CARBONIFERO	WESTFALIENSE	KASIMOVIENSE	C_{3-4}	LUTITAS, ARENISCAS, CONGLOMERADOS (F. SAN EMILIANO)
		VERIYIENSE		
	MOSCOVIENSE	BASHKIRIENSE		CALIZAS GRISES CLARAS NODULARES, BIOCLASTICAS (F. VALMASEDA)
		SERPUL		CALIZAS MONTICULO NEGRAS PETREAS Y TABLEADAS (F. BARCENAYO)
	NAMURIENSE	VISEENSE	C_{1-2}	CALIZAS NEGRAS NODULARES CONCRETO. (F. VEGAMIAN-CUMBRE) CALIZAS BLANCAS (F. BALLES)
		TOURNAISIENSE		
DEVONICO	FAMENIENSE		D_4	ARENISCAS, GUIJARRAMENTAS Y PIZARRAS GRISACEAS DEL DEVONICO SUPERIOR.
	EIFELIENSE		D_3	CALIZAS NEGRAS CON INTERCALACIONES INTERMEDIAS NEGRUZCAS (F. RIAÑO LLOSA)
	EMSIENSE	SUPERIOR	D_2	PIZARRAS, CALIZAS NEGRUZCAS (F. PIZARRAS DE VALPOJAR Y CALIZAS DE VILLASILLAR)
		INFERIOR		
	SIEGENIENSE		D_1	DOLOMIAS Y CALIZAS BIOCLASTICAS (F. DOLOMIAS DE PEÑAS Y CALIZAS DE PEDROSA)
	GEDINIENSE			
SILURICO	LUDLOVIENSE		S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (E. SAN PEDRO)
	WENLOCKIENSE		S_1	PIZARRAS NEGRAS AMPELITICAS (F. FORMIGOSO)
	LLANDOVERIENSE			
ORD. SILURICO	SUPERIOR		O	CUARCITAS ARENOSAS BLANCAS (F. BARRIOS) LUTITAS, ARENISCAS GRISES Y TONSTEIN EN CASLANTA (F. MOYUNO)
	SUPERIOR			
CAMBRICO	MEDIO		C_3	PIZARRAS VERDES, LUTITAS GRISES Y ARENISCAS (F. PALAS)
	INFERIOR		C_{1-2}	CALIZAS Y DOLOMIAS (F. LANCARA)
PRECAMBRICO			C_1	ARENISCAS, GUARCARENITAS, LUTITAS (F. HERRERIAS)

ROCAS IGNEAS

H	SILLS DE DIABASA
D	ROCAS VULCANOCLASTICAS
Y	ROCAS IGNEAS CARBONIFERAS

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- FALLA
- CABALGAMIENTO
- DIRECCION Y BUZAMIENTO
- BUZAMIENTO INVERTIDO
- BUZAMIENTO VERTICAL

S.O. N.E.

CORTE I-I'

S.O. N.E.

CORTE II-II'

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y HIDRAULICA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1997-98)			CLAVE:
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA ENTRE LA SIERRA DE HIJAR Y LA SIERRA DE HORNIJA			PLANO Nº 6
DIBUJADO:	FECHA: 1.998	COMPROBADO:	AUTOR:	ESCALA: 1/50.000	CORDILLERA: H.H. 49.050

b) Formaciones La Vid y Santa Lucía

Ambas formaciones constituyen un acuífero calcáreo-dolomítico único, con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable puntualmente.

La capacidad de almacenamiento de aguas subterráneas es elevada y su transmisividad, tanto por las fluctuaciones de su espesor saturado de agua, como por las variaciones de permeabilidad, puede tener valores muy dispares. Consecuentemente los caudales que se puedan obtener de este acuífero variarán puntualmente entre límites muy amplios..

Este acuífero es más importante que el anterior tanto por su potencia (300-550 m) como por su superficie aflorante.

c) Formación Barcaliente-Valdeteja

Constituye un manto acuífero con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable, puntualmente. Su capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas es muy elevada y su transmisividad es variable, fluctuando en función de su espesor saturado en agua y de las variaciones de permeabilidad. Consecuentemente los caudales que se pueden extraer de él variarán entre límites muy amplios.

Es el acuífero más importante de la unidad tanto por su superficie aflorante como por su potencia (1.200-1.350 m).

2.3.- Funcionamiento

Los acuíferos calcáreos tienen una alimentación por infiltración directa del agua de lluvia en las zonas donde las calizas se encuentran aflorando, ya que las mismas están muy karstificadas y fisuradas en superficie.

Hay que hacer mención a dos tipos de infiltración:

- Una directa por fisuras de la roca, la cual sufre una karstificación superficial y presenta un paisaje típico de lapiaz.

La acción corrosiva del agua es menor a medida que ésta tiene mayor concentración en carbonatos, por lo que en superficie están mucho más desarrollados los procesos de karstificación que en profundidad.

La circulación, fundamentalmente vertical, origina conductos verticales de gran sección a los que van a parar las aguas infiltradas en la zona de lapiaz, siempre buscando los conductos preferentes de paso de agua.

- Otra por dolinas. El agua caída en la cuenca superficial de una dolina y que no se haya infiltrado directamente, lo hará por la sima; en estas zonas se infiltrará el 100% del agua.

Los acuíferos se drenan por una serie de manantiales, algunos de ellos importantes, y por los ríos y arroyos que le atraviesan.

También puede existir una alimentación o descarga en las zonas en que se ponen en contacto dos acuíferos que tengan distinto potencial hidráulico.

2.4.- Alimentación

Se pueden considerar como aportaciones las procedentes por infiltración directa del agua de lluvia y las entradas laterales tanto superficiales como subterráneas del agua procedente de otros acuíferos colindantes.

En el capítulo de Climatología se han representado los mapas de precipitación y lluvia útil para el período 1940/41-1982/83. Se ha elegido esta serie de años por ser la más representativa y completa, en cuanto a datos, en todas las estacioneos pluviométricas tomadas com base para la confección de los planos anteriormente citados.

La evapotranspiración real se ha obtenido por el método de Thornthwaite, a partir de estos datos se ha elaborado un mapa de iso-ETR, a partir del cual se ha calculado el valor de la evapotranspiración real anual total, y por diferencia entre la precipitación y evapotranspiración real se ha determinado la lluvia útil.

A partir de la superficie aflorante de los acuíferos y de la lluvia útil, suponiendo un coeficiente de infiltración del 25-50% para las calizas, se han obtenido los siguientes resultados de infiltración para la unidad de 33-66 hm^3/año.

2.5.- Salidas

Se han realizado numerosos aforos a las entradas y salidas de los principales ríos en la unidad. Los mismos se han hecho en el mes de septiembre, durante el estiaje, por lo que, en principio, a partir de ellos podrían estimarse unos recursos mínimos para la unidad.

Hay que tener en cuenta que no se han aforado todas las entradas y salidas de la unidad y que en algunos casos debido a la regulación de los ríos los aforos no sirven para evaluar los recursos. No obstante como una primera aproximación los valores medidos pueden servir para poder evaluar los recursos de la unidad.

Los aforos realizados han dado los siguientes caudales:

- Manantial La Fuentona (origen del río del mismo nombre) = 564 l/s.

- *Río Caldas (en Caldas de Luna) =1.508 l/s.*

- *Río Torío (en Campo) = 540 l/s (entrada en la unidad).*

- *Río Canseco (en Canseco) = 169 l/s (entrada en la unidad).*

- *Río Torío (proximidades de Getino) = 1.327 l/s.*

- *Río Rodiezmo (en Rodiezmo) = 305 l/s.*

- *Río Bernesga (en Punta de Ventosilla) = 958 l/s.*

- *Río Camplongo (en Tonín) = 397 l/s (entrada en la unidad).*

- *Río Curueño (en Lugueros) = 1.384 l/s (entrada en la unidad).*

- *Río Curueño (al sur de Las Majadas) = 2.324 l/s.*

Algunos de estos aforos se han realizado en la Unidad de Gayo, situada inmediatamente al sur de la unidad de Bodón, por lo que parte de los caudales medidos pueden pertenecer al drenaje de dicha unidad (Río Rodiezmo, Río Bernesga y Río Torío, en las proximidades de Getino).

Se han realizado otros aforos que no sirven para conocer las salidas ya que están regulados mediante ambalses o corresponden al drenaje de una superficie que en su mayor parte no pertenece a la unidad estudiada.

Por tanto se pueden considerar unas salidas mínimas de la unidad de 141 hm^3/año.

2.6.- Recursos subterráneos

En base a los valores de lluvia útil y superficie aflorante, para un coeficiente de infiltración del 25 al 50%, se ha obtenido unos recursos para toda la unidad que oscilan entre 33-66 hm^3/año.

A partir de los caudales aforados en los diferentes cursos de agua, apartado 2.5., se pueden estimar unos recursos mínimos de 141 hm^3/año.

Comparando los valores obtenidos por lluvia útil y por aforos, se observa que existe una gran discrepancia entre ambos; ello puede ser debido a que en esta unidad gran parte de la superficie aflorante corresponde a zonas que se han considerado impermeables a poco permeables y los aforos recogen el drenaje del total de la superficie, mientras que los recursos obtenidos a partir de la lluvia útil tienen en cuenta solamente los valores de la misma infiltrados en los materiales considerados permeables.

2.7.- Reservas

El volumen de agua comprendido desde la cota de los manantiales hasta los 100 m de profundidad, para una porosidad media del 1%, es de 154 hm^3.

2.8.- Inventario de puntos de agua

Se ha realizado un inventario de puntos de agua en la unidad, en total 62 puntos inventariados, todos ellos corresponden a manantiales cuyos caudales oscilan, en general, entre 1 y 50 l/s, destacando el manantial de La Fuentona, con un caudal aforado de 564 l/s en estiaje.

La mayor parte de los manantiales inventariados proceden de los acuíferos calcáreos y, aunque tienen fuertes variaciones estacionales, no se secan en verano y son los que tienen mayor caudal. El resto de manantiales procedentes de rocas detríticas tienen menor caudal (en su mayor parte inferior a 1 l/s) no sobrepasan nunca los 5 l/s y llegan a secarse en verano.

2.9.- Hidroquímica

Se han tomado en esta unidad 14 muestras de agua.

De los resultados de los análisis se deduce que las mismas tienen una facies bicarbonatada cálcica.

No se detecta en las mismas nitritos ni amoníaco, los nitratos aparecen en cantidades mínimas, inferiores a 2 mg/l.

Desde el punto de vista química son aptas para consumo humano.

ANALISIS QUIMICOS

Nº REGIS	SIST ACUI	FECHA TOMA	FECHA ANAL.	DQO	CL	SO4	HCO3	CO3	NO3	NA	MG	CA	K	PH	CONDUC	NO2	NH4	P2O5	SIO2
120720002	C	16-Sep-92	09-Dic-92	0.3	2	4	153	0	1	1	8	24	0	7.9	185	0.00	0.00	0.00	5.1
120730001	C	16-Sep-92	09-Dic-92	0.2	1	3	123	5	1	1	10	29	0	8.2	207	0.00	0.00	0.00	2.7
120730005	C	08-Oct-92	09-Dic-92	0.3	2	3	130	0	3	1	8	34	0	7.5	216	0.00	0.00	0.00	4.6
120730012	C	16-Sep-92	09-Dic-92	0.1	3	3	160	0	1	0	15	29	0	7.7	242	0.00	0.00	0.05	2.8
120740001	C	08-Oct-92	09-Dic-92	0.6	2	9	135	0	1	1	7	37	0	8.0	226	0.00	0.00	0.00	2.3
120740002	C	16-Sep-92	09-Dic-92	0.5	1	5	120	0	2	1	8	30	0	8.0	201	0.00	0.00	0.00	3.3
120740017	C	08-Oct-92	09-Dic-92	0.4	1	5	72	0	1	2	6	15	0	7.9	125	0.00	0.00	0.00	5.6
130710004	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.2	2	4	150	0	1	1	10	33	0	7.7	269	0.00	0.00	0.00	2.4
130720001	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.6	2	23	25	0	1	5	2	10	1	7.7	99	0.00	0.00	0.00	9.3
130730006	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.6	3	10	185	10	1	1	19	38	0	8.2	300	0.00	0.00	0.00	2.6
130730007	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.6	2	12	250	0	1	3	9	67	0	8.0	359	0.00	0.00	0.00	6.8
140710006	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.3	2	3	163	5	1	1	13	35	0	8.3	233	0.00	0.00	0.00	2.8
140720002	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.2	1	1	5	0	0	0	1	1	0	7.7	13	0.00	0.00	0.00	7.8
140720005	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.3	1	3	164	0	1	0	11	36	0	7.9	239	0.00	0.00	0.00	4.4
140730006	C	13-Sep-92	09-Dic-92	0.8	2	2	15	0	0	1	2	3	0	8.1	27	0.00	0.00	0.00	7.3



LEYENDA

CUATERNARIO			Q	DEPOSITOS FLUVIALES, DEPOSITOS GLACIARES, GARGOLAS Y COLUVIONES (PERMEABLE POR POROSIDAD)
CARBONIFERO	WESTFALIENSE	ASTURIENSE KASH.	H4	LUTITAS, ARENISCAS, CONGLOMERADOS (F. SAN EMILIANO) (IMPERMEABLE)
		ASTURIENSE VEREY		
	NAMURIENSE	BASHKIRIENSE	H3	CALIZAS GRISES CLARAS MASIVAS, BIOCLASTICAS Y ARENISCAS (PERMEABLE POR FISURACION)
		SERPUL.		CALIZAS MORTEROS NEGRAS FETIDAS Y TABLEADAS (F. BARCALENTE) (PERMEABLE POR FISURACION)
		VISEENSE	H2	
		TOURNAISIENSE		CALIZAS NEGRAS MEDIO-GRUESAS (BRECHOIDES) Y CALIZAS DE CRINOIDES (F. GENICERA - ALBA) (SEMIPERMEABLE)
DEVONICO	FAMENNIENSE		H1	ARENISCAS, CUARCOARENITAS Y PIZARRAS, (F. PORTILLA DEL CERVUNIO SUPERIOR) (IMPERMEABLE)
	EIFELIENSE		P3	CALIZAS BRUNAS CON INTERCALACIONES INTERMEDIAS MARRONES (F. SANTA LUCIA) (PERMEABLE POR FISURACION)
	EMSIENSE	SUPERIOR	P2	PIZARRAS, CALIZAS MARRONAS (F. PIZARRAS DE VALPODRIDENE Y CALIZAS DE COLANDRAS) (SEMIPERMEABLE)
		INFERIOR		
	SIEGENIENSE		P1	SOLOMOS Y CALIZAS BIOCLASTICAS (F. SOLOMOS DE PILAR Y CALIZAS DE PEDROSO) (PERMEABLE POR FISURACION)
	GEDINNIENSE			
SILURICO	LUDLOVIENSE		S2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F. SAN PEDRO) (IMPERMEABLE)
	WENLOCKIENSE		S1	PIZARRAS NEGRAS ANFELITICAS (F. FERMOSELLE) (IMPERMEABLE)
	LLANDOVERIENSE			
ORDOVICICO	SUPERIOR		O	CUARCOARENITAS, ARENISCAS BLANCAS (F. BARRIOSO) LUTITAS, ARENISCAS GRISES Y TRANSITION DE CALIZA MITA (IMPERMEABLE)
	INFERIOR			
CAMBRICO	MEDIO		C3	PIZARRAS VERDES, LUTITAS GRISES Y ARENISCAS (F. LANCARA) (IMPERMEABLE)
	INFERIOR		C2	CALIZAS Y DOLOMIAS (F. LANCARA) (PERMEABLE POR FISURACION)
PRECAMBRICO			C1	ARENISCAS, CUARCOARENITAS, LUTITAS (F. HERMIDA) (IMPERMEABLE)

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- FALLA
- CABALGAMIENTO
- 135 / 70 DIRECCION Y BUZAMIENTO
- BUZAMIENTO INVERTIDO
- BUZAMIENTO VERTICAL

ROCAS IGNEAS

- R — ROCAS DE FILIANA
- V — ROCAS VOLCANOCLASTICAS
- Y — ROCAS IGNEAS CARBONIFERAS

- CONTACTO ENTRE UNIDAD CRONOESTRATIGRAFICA
- CONTACTO ENTRE UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA

S.O. — N.E.

2.000 / 1.500 / 1.000 / 500

CORTE I-I'

S.O. — N.E.

2.000 / 1.500 / 1.000 / 500

CORTE II-II'

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO	ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1990/92)		CLAVE:
	ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA. ZONA ORIENTAL. HOJA HIDROGEOLOGICA		PLANO Nº 7
DIBUJADO	FECHA: 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA: 1/ 50.000	CONSULTOR: A.A. Abad

8.- UNIDAD DE ARALLA-ROZO

1.- GEOLOGIA

1.1.- Introducción

La zona estudiada se encuentra situada, desde el punto de vista geográfico, en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León.

El relieve es montañoso en todo el área con altitudes que oscilan, en general, entre 1.000 y 2.000 m. Ocupa parte de las cuencas de los ríos Luna, Bernesga, Torío y Curueño.

La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones con marcado caracter E-O, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores, muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Devónico Superior, y que presenta lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica (Plano nº 8).

1.2.- Estratigrafía

La sucesión paleozoica puede considerarse dividida en dos grandes unidades; una preorogénica y otra sinorogénica. La unidad preorogénica abarca desde el Cámbrico hasta el Devónico Medio y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta una laguna que abarca el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) y se presenta casi generalizada.

De muro a techo se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.2.1.- Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como "Calcaires de Láncara" para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la localidad de Láncara de Luna dentro de esta zona, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa

a la sucesión tipo dada por COMTE, que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia: la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

- Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con "birdeseyes".

- Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

La potencia máxima para esta Formación es de unos 150 m en la localidad de Los Barrios de Luna (Escama de Abelgas-Bregón). Según ZAMARREÑO la sucesión es la siguiente:

- El miembro inferior de Láncara consta de 90-95 m de dolomías amarillentas con abundantes laminaciones debidas a algas; alternando con estos sedimentos laminados existen intramicruditas (brechas intraformacionales) con pellets e intrapelesparitas, derivados todos ellos de la erosión de mallas de algas. Hacia la parte baja de las dolomías amarillas se presenta un nivel de estromatolitos (MEER MOHR y SCHREUDER, op. cit.), existiendo también un nivel de oolitos de escaso espesor. Por encima, 30 m de calizas con "birdeseyes" y "oncolitos".

- El miembro superior es el propio de las facies de Barrios de ZAMARREÑO (op.cit.) y tiene un espesor de 27 m, siendo característica la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

El miembro inferior corresponde a un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas.

Las calizas con birdeseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede.

Al miembro superior se le atribuye un medio de depósito más profundo, nerítico somero.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución (OELE, op. cit.), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas

nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo (OELE, op.cit.).

Su edad es Cámbrico Inferior (miembro inferior)-Cámbrico Medio (miembro superior).

1.2.2.- Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937A, 1938, 1959) en la localidad de Oville, se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando la zona estudiada dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

- Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las "Areniscas de Símula".

- Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa. El techo es neto, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (Teichichnus, Artriophycus, Planolites).

- Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene Cruziana y Lingúlidos (ARMABURU, op.cit.).

Su potencia aumenta de E a O, en Villamanín es de unos 250 m.

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca. Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, op. cit).

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (op.cit.) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva.

ARAMBURU propone un sistema deltaico trenzado o de llanura deltaica trenzada.

La edad de esta formación es Cámbrico Medio.

1.2.3.- Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

La Formación Barrios fue definida por COMTE (1937a, 1959) con el nombre de "Quarzites de Barrios", en el pueblo de Barrios de Luna. Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente.

ARAMBURU (op.cit.) separa, al igual que en la Formación Oville, cinco dominios en la Zona Cantábrica con características litoestratigráficas, espesor y facies diferentes. En los afloramientos del Dominio N de León distingue tres miembros en base a la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación:

- Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta.

- Miembro Ligüeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (fuera del área estudiada), despareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

- Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el E) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación oville (en el O) por una discontinuidad mayor.

Su espesor aumenta de O a E, siendo en esta zona de 300 a 350 m.

Son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen:

a) bajo la forma de delgados (30 cm) niveles de caolín, Capa Valverdín, son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico.

b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación.

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, op.cit.), en proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

ARAMBURU (op.cit.) discrepa de este modelo e interpretan la

Formación Barrios como depositada por un delta trenzado ("braid delta") o de llanura trenzada ("braidplain delta"). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe (como ocurre dentro de esta zona).

La edad de esta formación va del Cámbrico Medio al Arenig.

1.2.4.- Formación Formigoso (Llandoveriense Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937) está consituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y areniscas.

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros:

a) <u>Pizarras del Bernesga</u>, pizarras negras con abundante fauna de graptolites.

b) <u>Capas de Villasimpliz</u>, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

La sucesión forma una secuencia negativa hasta la formación suprayacente de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (op.cit.) al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio es el seguido por BOSCH (1969) quien lo sitúa bajo la primera arenisca ferruginosa.

El espesor de la formación a escala regional varía entre 50 y 200 m (TRUYOLS y JULIVERT, 1983).

Para BOSCH (1969), el medio, de profundidad no determinable, es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita).

La abunantes fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional (Llandoveriense Medio y parte más alta del Llandoveriense Inferior), la parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandoveriense Superior (TRUYOLS et al., op.cit); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior.

1.2.5.- Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior)

La Formación Furada-San Pedro aflora en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937b) en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León), observando este autor su correspondencia con la Formación Furada, definida por BARROIS (1982) en la vertiente norte (Asturias).

BOSCH (1969) en el área del Luna separa tres miembros:

- *basal: potentes areniscas rojas oolíticas.*
- *medio: alternancia de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes.*
- *superior: alternancia de cuarcitas blancas y pizarras negras.*

Estos tres miembros son reconocidos por STAALDUINEN (1973) entre los ríos Luna y Torío.

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas, siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m.

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja y que en la base son a veces conglomeráticas, areniscas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

La base de la formación ha sido tomada con distintos criterios, por una parte COMTE (op.cit.) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de areniscas ferruginosas (BOSCH, op.cit.) con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perder la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuenca; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Por su parte el techo es totalmente gradual.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967 ...), con ambientes de mar más abierto hacia el O (LLOPIS, 1967; SANCHEZ de la TORRE et al., 1984); el caracter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FUHRER, 1982; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Este último autor estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a un proceso de "rifting", asociado al cual existía un vulcanismo de tipo básico.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, op.cit.).

Su edad es Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior.

1.2.6.- Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1959) define la unidad litológica de La Vid como "Schistes et calcaires de la Vid" en el pueblo de La Vid, cuenca superior del río Bernesga. VERA (1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmin, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla, que se han diferenciado en la cartografía siempre que ha sido posible.

Las Dolomías de Felmin están formadas por dolomías grises o amarillentas, "mudstone", wackestone" y en menor medida "packstone" de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de ripples además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de ripples; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, ripples de ola y corriente, pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las Calizas de La Pedrosa son calizas y calizas margosas, "wackestone" y "packstone" fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, ripples, flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las Pizarras de Valporquero, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas.

Las Calizas de Coladilla, de base gradual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a grainstone encriníticas con superficies erosivas, laminación de ripples y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el caracter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

VERA (1988) ha reconocido espesores de 427 m en La Vid: 16 m de dolomías, en parte arenosas y margas; 100 m de dolomías y margas con algunos niveles de brechas; 107 m de calizas margosas y pizarras; 169 m fundamentalmente pizarrosos con algunos niveles calcáreos hacia el techo y 35 m de calizas y margas.

Propone un modelo de depósito de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa

profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatadas. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de lagoon y que corresponden a las Dolomías de Felmin-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla.

Según GARCIA-ALCALDE et al. (1979) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniense a Siegeniense Superior; las Calizas de La Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gediniense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

1.2.7.- Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)

La formación Santa Lucía aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos. Fue definida por COMTE (1936) en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, con el nombre de "Calcaires de Santa Lucía", estableciendo el corte tipo en la carretera de Oviedo-León entre Santa Lucía y Vega de Gordón. Anteriormente esta Formación había sido definida en la vertiente Norte por BARROIS (1982) como Formación Moniello.

El espesor en el área tipo es de 240 m, no obstante oscila de E a O y de N a S de 150 a 250 m. Presenta tránsito gradual con las unidades limítrofes, siendo el techo en ocasiones neto; en los casos en que los términos superiores han sido erosionados y por encima aparecen las Areniscas de la Ermita el techo de la formación es erosivo. Se trata de una formación arrecifal (ya puesta de manifiesto esta característica por BROWER (1964) y VILAS (1971), entre otros) compuesta por calizas gris claras, algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas, de masivas a bien estratificadas, en muchas zonas presentan dolomitización secundaria. Tanto su aspecto como su contenido faunístico varían de un corte a otro, dependiendo de su posición respecto a la cuenca original.

MENDEZ BEDIA (1976) realiza un estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica, agrupando el conjunto de materiales en tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello) equivalentes a las facies diferenciadas por COO et al. (1971) (facies de birdeseyes, facies packestone y facies grainstones). Estos tres tipos de sucesiones o facies corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito de la formación tuvo lugar en una cuenca concéntrica al Arco Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermareales, con calizas

de "birdeseyes", laminaciones y "mud-crack"; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y "birdeseyes" en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclásticas con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de caracter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

En esta zona la sucesión es de tipo de la Ensenada de Moniello.

La edad de la formación es Eifeliense Inferior, salvo los tramos basales, que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

1.2.8.- Formación Huergas (Eifeliense-Givetiense)

La Formación Huergas, fue definida originariamente como Arenisca y Pizarras de Huergas por COMTE (1936 a), estableciendo el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón. En la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica esta formación pasa a ser predominantemente areniscosa, conociéndose con el nombre de Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916).

El tránsito en la base es gradual con la Formación Santa Lucía, aunque supone un cambio litológico notable al predominar la sedimentación torrígena, formada por pizarras negras fixibles, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo dificulta a veces el establecimiento exacto de la base.

Su potencia es de 100 m en Ciñera.

BOSCH (1969) establece que la Formación Huergas se depositó en una plataforma inestable y rápidamente subsidente, sujeta a condiciones ligeramente reductoras, algo más oxidantes en las zonas más próximas a la costa con un área fuente situada al NE de la región por él estudiada (Luna-Sil).

Su edad es Eifeliense-Givetiense.

1.2.9.- Cuaternario

Está representado en esta unidad por depósitos glaciares y fluvioglaciares, conos de deyección y depósitos aluviales.

- Los depósitos glaciares están representados por morrenas laterales y arcos morrénicos. Todos ellos están formados por material grueso, básicamente bloques, cantos y una matriz gruesa a media. Estos depósitos enlazan con los materiales de relleno aluvial por intermedio de depósitos fluvioglaciares.

- Los depósitos fluvioglaciares están compuestos por materiales similares a los glaciares de los que se diferencian por un mayor

lavado.

- Los conos de deyección son formas cónicas de gran pendiente, compuestos por bloques redondeados con matriz abundante.

- Los depósitos aluviales están constituidos por cantos redondeados englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

1.3.- Tectónica

La Escama de Aralla-Rozo es la lámina más adelantada del Manto de Corecilla, excepto en su extremo oriental que lo es la de Correcillas. Sus autóctonos relativos son el Manto de Somiedo, desde Rabanal hacia el O, y el Manto de Bodón y Escama de Correcillas, hacia el E. TOYOS (1988) describe la estructura interna de esta escama como un "dúplex" modificado por el efeto de cabalgamientos posteriores.

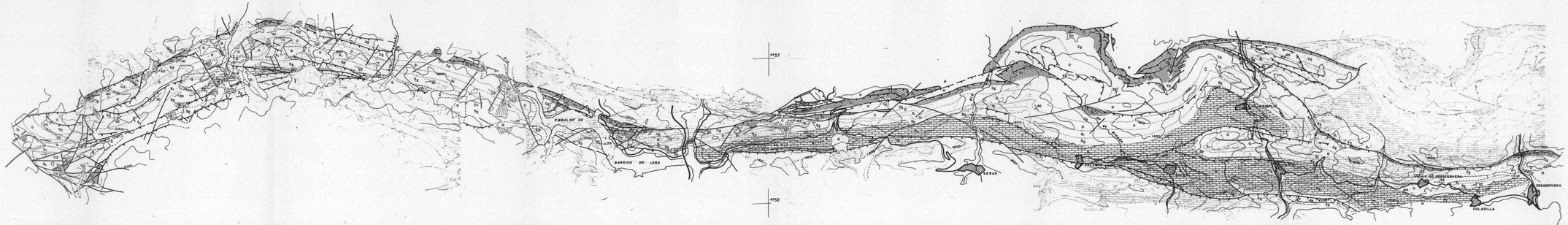
En el sector occidental este cabalgamiento presenta un despegue cabalgante situado en la Formación Láncara, la cual se dispone sobre la Formación San Emiliano, probablemente en despegue cabalgado o con rampa de bajo ángulo. En este sector, situado al sur de la localidad de Casares y Cubillas de Arbás, el cabalgamiento del Collado de Rozo está cortado fuera de secuencia por otro cabalgamiento que denominaremos del Collado de Alcedo y que coloca a la sucesión westfaliense, cabalgada por la Escama de Aralla-Rozo, sobre las formaciones cámbricas de dicha escama, dando lugar al Klippe de Peñas Bermejas. Más al E, en el sector situado al norte de Buiza, el cabalgamiento del Collado de Alcedo presenta una rampa cabalgante y otra cabalgada que ascienden ambas desde los materiales westfalienses cabalgados por la Escama de Aralla-Rozo hasta la Formación Barrios de esta escama; a partir del techo de la Formación Barrios el cabalgamiento discurre como despegue por la Formación Formigoso, la cual aparece, al N de Buiza como un despegue cabalgado bajo la rampa cabalgante antes mencionada.

A partir de un área situada aproximadamente 2 km al S de la localidad de Rodiezmo, el cabalgamiento de Rozo deja de situarse sobre la Formación San Emiliano y pasa hacia el oeste a colocarse sobre la Escama de Correcilla, aunque la línea de bifurcación entre ambos cabalgamientos no es claramente visible al estar enmascarada por una falla transversal a los mismos. Desde el sur de Rodiezmo hasta el extremo oriental del mapa, sobre el cabalgamiento de Rozo se sitúan alternativamente la Formación Láncara y la parte basal de la Formación Oville, por lo que se trata esencialmente de un rellano cabalgante con pequeñas rampas que afectan exclusivamente a la Formación Láncara. Respecto a las relaciones del cabalgamiento de Rozo con los materiales cabalgados de la Escama de Correcilla, en el sector más occidental de esta escama el cabalgamiento de Rozo se sitúa sobre un rellano en la parte basal de la Formación Oville, y hacia el O presenta una rampa cabalgada que asciende hasta el Grupo La Vid, a partir de este punto hacia el E dicho cabalgamiento corta los pliegues situados sobre la rampa cabalgante del cabalgamiento de Valporquero, siendo particularmente bien visible el

truncamiento de los dos flancos del Anticlinal de la Sierra de la Tuña. Justo en el extremo oriental, el cabalgamiento de Rozo queda fosilizado por la sucesión estefaniense de la cuenca de Ciñera-Matallana.

La Escama de Aralla-Rozo presenta, al S de Villasimpliz, un importante cabalgamiento denominado de Pozo (EVERS, 1967); este cabalgamiento presenta al E del río Bernesga un rellano cabalgante, que se dispone sobre un rellano cabalgado a techo de dicho grupo.

Además de los dos pliegues que se acaban de mencionar, junto al cabalgamiento de Pozo, la Escama de Rozo presenta otros dos pliegues de dimensiones kilométricas, que vamos a denominar de Valdeagustín y de Rodiezmo. El de Rodiezmo es un antiformal que afecta también a la sucesión westfaliense de la Escama de Gayo y se sitúa sobre una rampa cabalgante de este último cabalgamiento; el de Valdeagustín es un sinclinal colocado en posición antiformal, y su traza axial coincide con la transición rellano cabalgado-rampa cabalgada del cabalgamiento de Rozo. Otros pliegues menores de escala cartográfica se desarrollan en algunos tramos del Grupo La Vid (norte de la localidad de este nombre y de las localidades de Villasimpliz, Geras, Buiza y Aralla) y en la Formación Santa Lucía al N de Ciñera; estos pliegues se desarrollan sobre una superficie de despegue situada en la base del Grupo La Vid, la cual representa un cabalgamiento basal del que surgen pequeños cabalgamientos imbricados.



LEYENDA

CUATERNARIO		Q	ALUVIAL, COLUVIONES, ETC.
CARBONIFERO SUPER.		H	MARGAS, LUTITAS Y ARENISCAS
DEVONICO	MEDIO	D_3	ARENISCAS Y PIZARRAS (F. HUERGAS)
	INFERIOR	D_2^C	CALIZAS GRISES (F STA. LUCIA)
		D_2^{Ca}	CALIZAS, PIZARRAS Y DOLOMIAS (ER. LA VID)
SILURICO		S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F SAN PEDRO)
		S_1	PIZARRAS NEGRAS (F FORMIGOSO)
ORDOVICICO		O	CUARCITAS Y ARENISCAS BLANCAS (F BARRIOS)
CAMBRICO		C_2	PIZARRAS VERDES Y ARENISCAS (F OVILLE)
		C_1	CALIZAS Y DOLOMIAS (F LANCARA)

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA
- CABALGAMIENTO
- 60 DIRECCION Y BUZAMIENTO

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1.995 / 08)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE ARAILLA – ROZO MAPA GEOLOGICO					PLANO Nº 8
DIBUJADO	FECHA: 1.995	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA: 1/ 50.000	CONSULTOR E.N. ADARO

2.- HIDROGEOLOGIA

2.1.- Límites de la Unidad

La Unidad de Aralla-Rozo, con una superficie de 105 km^2, está constituida en su mayor parte por el flanco de un sinclinal de dirección E-O, en el que los materiales más modernos son devónicos.

Los límites norte y sur de la unidad están formados, en su mayor parte, por materiales impermeables de las formaciones Oville, Barrios, Formigoso y San Pedro. En su parte central, el límties sur coincide con materiales permeables de la formación La Vid de la Unidad hidrogeológica de Abelgas-Bregón, por lo que el mismo podría ser abierto y existir una comunicación hidráulica entre ambas unidades.

Al este y oeste ambos límites se confunden (Plano nº 9).

2.2.- Características hidrogeológicas de las formaciones

En esta unidad, los acuíferos están constituidos por las formaciones Láncara y Grupo La Vid-Calizas de Santa Lucía, separadas entre sí por las formaciones inmpermeables Oville-Barrios-Luarca-Formigoso-S. Pedro.

Se trata de acuíferos calcáreos con una permeabilidad que puede variar entre límites muy amplios, en función de la densidad de la fracturación y de la karstificación de la roca almacén, tanto en sentido vertical como horizontal, por lo que en distintos puntos de un mismo acuífero calcáreo se pueden tener comportamientos hidráulicos muy diferentes, desde impermeables hasta muy permeables.

De igual manera su capacidad de almacenamiento y velocidad de circulación, pueden llegar a ser muy importantes. Esta velocidad de circulación subterránea implica, con frecuencia, modificaciones importantes de caudales en un corto espacio de tiempo, como consecuencia de una respuesta rápida a la aparición y cese de un período de lluvias.

a) Formación Láncara

Es un acuífero calcáreo-dolomítico con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable. Su pequeña superficie aflorante, espesor y características geométricas y estructurales, hace que tenga muy escasa importancia desde el punto de vista de su aprovechamiento.

b) Formaciones La Vid y Santa Lucía

Ambas formaciones constituyen un acuífero calcáreo-dolomítico único, con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable puntualmente.

La capacidad de almacenamiento de aguas subterráneas es muy elevada y su transmisividad, tanto por las fluctuaciones de su espesor saturado de agua, como por las variaciones de permeabilidad, puede tener valores muy dispares. Consecuentemente los caudales que se puedan obtener de este acuífero variarán puntualmente entre límites muy amplios.

Es el un acuífero más importante de la unidad tanto por su potencia (600-700 m) como por su superficie aflorante.

2.3.- Funcionamiento

Los acuíferos calcáreos tienen una alimentación por infiltración directa del agua de lluvia en las zonas donde las calizas se encuentran aflorando, ya que las mismas están muy karstificadas y fisuradas en superficie.

Hay que hacer mención a dos tipos de infiltración:

- Una directa por fisuras de la roca, la cual sufre una karstificación superficial y presenta un paisaje típico de lapiaz.

La acción corrosiva del agua es menor a medida que ésta tiene mayor concentración en carbonatos, por lo que en superficie están mucho más desarrollados los procesos de karstificación que en profundidad.

La circulación, fundamentalmente vertical, origina conductos verticales de gran sección a los que van a parar las aguas infiltradas en la zona de lapiaz, siempre buscando los conductos preferentes de paso de agua.

- Otra por dolinas. El agua caída en la cuenca superficial de una dolina y que no se haya infiltrado directamente, lo hará por la sima; en estas zonas se infiltrará el 100% del agua.

Los acuíferos se drenan por una serie de manantiales, algunos de ellos importantes, y por los ríos y arroyos que le atraviesan.

También puede existir una alimentación o descarga en las zonas en que se ponen en contacto dos acuíferos que tengan distinto potencial hidráulico.

2.4.- Alimentación

Se pueden considerar como aportaciones las procedentes por

infiltración directa del agua de lluvia y las entradas laterales tanto superficiales como subterráneas del agua procedente de otros acuíferos colindantes.

En el capítulo de Climatología se han representado los mapas de precipitación y lluvia útil para el período 1940/41-1982/83. Se ha elegido esta serie de años por ser la más representativa y completa, en cuanto a datos, en todas las estacioneos pluviométricas tomadas com base para la confección de los planos anteriormente citados.

La evapotranspiración real se ha obtenido por el método de Thornthwaite, a partir de estos datos se ha elaborado un mapa de iso-ETR, a partir del cual se ha calculado el valor de la evapotranspiración real anual total, y por diferencia entre la precipitación y evapotranspiración real se ha determinado la lluvia útil.

A partir de la superficie aflorante de los acuíferos y de la lluvia útil, suponiendo un coeficiente de infiltración del 25-50% para las calizas, se han obtenido los siguientes resultados de infiltración para la unidad de 5-10 hm^3/año.

2.5.- Salidas

No se poseen datos suficientes para poder calcular las salidas de este acuífero, ya que no se han realizado aforos diferenciales en los ríos que le atraviesan, debido a que los mismos son tan numerosos que estaría fuera del alcance presupuestario del estudio el poder realizarlos.

2.6.- Recursos subterráneos

En base a los valores de lluvia útil y superficie aflorante, para un coeficiente de infiltración del 25 al 50%, se ha obtenido unos recursos para toda la unidad que oscilan entre 5-10 hm^3/año.

2.7.- Reservas

El volumen de agua comprendido desde la cota de los manantiales hasta los 100 m de profundidad, para una porosidad media del 1%, es de 25 hm^3.

2.8.- Inventario de puntos de agua

Se ha realizado un inventario de puntos de agua en la unidad (en total 25 puntos), todos ellos corresponden a manantiales, sus caudales oscilan entre 0,1 y 10 l/s.

La mayor parte de los manantiales inventariados proceden de materiales detríticos con caudales, en general, inferiores a 1

l/s, raramente sobrepasan los 5 l/s y tienen fuertes variaciones estacionales, llegando algunos a secarse en verano. Solo unos pocos manantiales nacen en calizas, con unos caudales que no sobrepasan los 4 l/s.

2.9.- Hidroquímica

Se han tomado en esta unidad 4 muestras de agua.

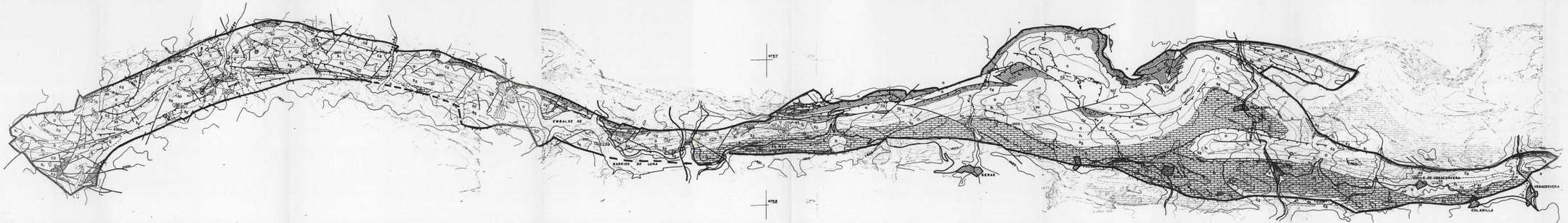
De los resultados de los análisis se deduce que las mismas tienen una facies bicarbonatada cálcica.

No se detecta en las mismas nitritos ni amoníaco, los nitratos aparecen en cantidades mínimas, 1 mg/l.

Desde el punto de vista química son aptas para consumo humano.

ANALISIS QUIMICOS

N° REGIS	SIST ACUI	FECHA TOMA	FECHA ANAL.	DQO	CL	SO4	HCO3	CO3	NO3	NA	MG	CA	K	PH	CONDUC	NO2	NH4	P2O5	SIO2
120730003	C	16-Sep-92	09-Dic-92	0.2	1	1	6	0	1	1	0	2	0	7.3	20	0.00	0.00	0.00	4.0
120730004	C	08-Oct-92	09-Dic-92	0.4	1	2	110	0	1	1	10	2	0	7.3	180	0.00	0.00	0.00	6.4
130750005	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.4	1	9	227	7	1	1	22	43	0	8.2	332	0.00	0.00	0.00	4.6
130750007	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	5	157	6	1	1	10	39	0	8.2	237	0.00	0.00	0.00	4.2



LEYENDA

CUATERNARIO		Q	ALUVIAL, COLUVIONES, ETC. (PERMEABLE POR POROSIDAD)
CARBONIFERO SUPER.		H	MARGAS, LUTITAS Y ARENISCAS (IMPERMEABLE)
DEVONICO	MEDIO	D_3	ARENISCAS Y PIZARRAS (F. HUERGAS) (IMPERMEABLE)
	INFERIOR	D_2^C	CALIZAS GRISES (F. STA. LUCIA) (PERMEABLE POR FISURACION)
		D_2	CALIZAS, PIZARRAS Y DOLOMIAS (BR. LA VIDA) (PERMEABLE POR FISURACION)
SILURICO		S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F. SAN PEDRO) (IMPERMEABLE)
		S_1	PIZARRAS NEGRAS (F. FORMIGOSO) (IMPERMEABLE)
ORDOVICICO		O	CUARCITAS Y ARENISCAS BLANCAS (F. BARRIOS) (IMPERMEABLE
CAMBRICO		C_2	PIZARRAS VERDES Y ARENISCAS (F. OVILLE) (IMPERMEABLE)
		C_1^C	CALIZAS Y DOLOMIAS (F. LANCARA) (PERMEABLE POR FISURACION)

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA
- CABALGAMIENTO
- 50 DIRECCION Y BUZAMIENTO
- LIMITE UNIDAD
- MANANTIAL

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA – LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1.991/.96)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE ARALLA – ROZO MAPA HIDROGEOLOGICO					PLANO Nº 9
DIBUJADO	FECHA 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA 1/50.000	CONSULTOR E.M. ADARO

9.- UNIDAD DE ABELGAS-BREGON

1.- GEOLOGIA

1.1.- Introducción

La zona estudiada se encuentra situada, desde el punto de vista geográfico, en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León.

El relieve es montañoso en todo el área con altitudes que oscilan, en general, entre 1.000 y 2.000 m. Ocupa parte de las cuencas de los ríos Luna, Bernesga y Torío.

La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones con marcado caracter E-O, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores, muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Estefaniense, y que presenta lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica. El Estefaniense se dispone discordante, fosilizando las superficies de cabalgamiento, aunque también está afectado por la deformación (Plano nº 10).

1.2.- Estratigrafía

La sucesión paleozoica puede considerarse dividida en dos grandes unidades; una preorogénica y otra sinorogénica. La unidad preorogénica abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Inferior y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta dos lagunas: una abarca el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) y se presenta casi generalizada; otra es de edad pre-Fameniense Superior, y su lapso de tiempo se incrementa progresivamente hacia el NE, llegando a faltar en esta escama alglunas formaciones del Devónico Superior.

De muro a techo se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.2.1.- Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)

Definida por COMTE (1938) en el valle del Porma se dispone por medio de una discordancia angular clara sobre materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (Formación Mora).

La Formación Herrería es fundamentalmente detrítica con intercalaciones carbonatadas y lutitas concentradas fundamentalmente en su parte baja y superior (Fig. 7).

ENRILE ALBIR et al. (en MARTIN PARRA, 1989) separan dentro de esta formación tres miembros:

- El miembro inferior está formado por una alternancia de cuarzoarenitas (en la base microconglomeráticas), lutitas y carbonatos, destacando la presencia de glauconita y frecuentes "ripples" de oscilación. La potencia visible es de 100 a 200 m.

- El miembro intermedio, constituido por cuarzoarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones unidireccionales. Localmente podría formar una megasecuencia granodecreciente. Tiene una potencia aproximada de 700 m.

- El miembro superior consiste en una alternancia de cuarzoarenitas, lutitas y dolomías. Corresponde a los "Capas de Transición" JULIVERT et al. (1977) y a los "Barrios Schichten" LOTZE (1961) y SDZUY (1961).

La Formación Herrería se ha interpretado en su conjunto como depósitos marinos someros (COMTE , 1959; OELE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERS, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980), con influencia mareal (LEGG en CRIMES et al., 1977). Ciertos autores piensan que algunos tramos pudieron correspnder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o inclulso fluvial trenzado? (BOSCH, 1969; MEER MOHR et al., 1981; MEER MOHR, 1983).

ARAMBURU (1989) deduce que el miembro medio se depositó probablemente en un ambiente fluvial trenzado con aportes provenientes del interior del Arco Asturiano (del E y N en general). Los miembros inferior y superior deben corresponder a ambientes marino litoral o de transición, recibiendo periódicos aportes del continente.

Su edad abarca desde el Precámbrico Superior (Vendiense) al Cámbrico Inferior.

1.2.2.- Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como "Calcaires de Láncara" para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la

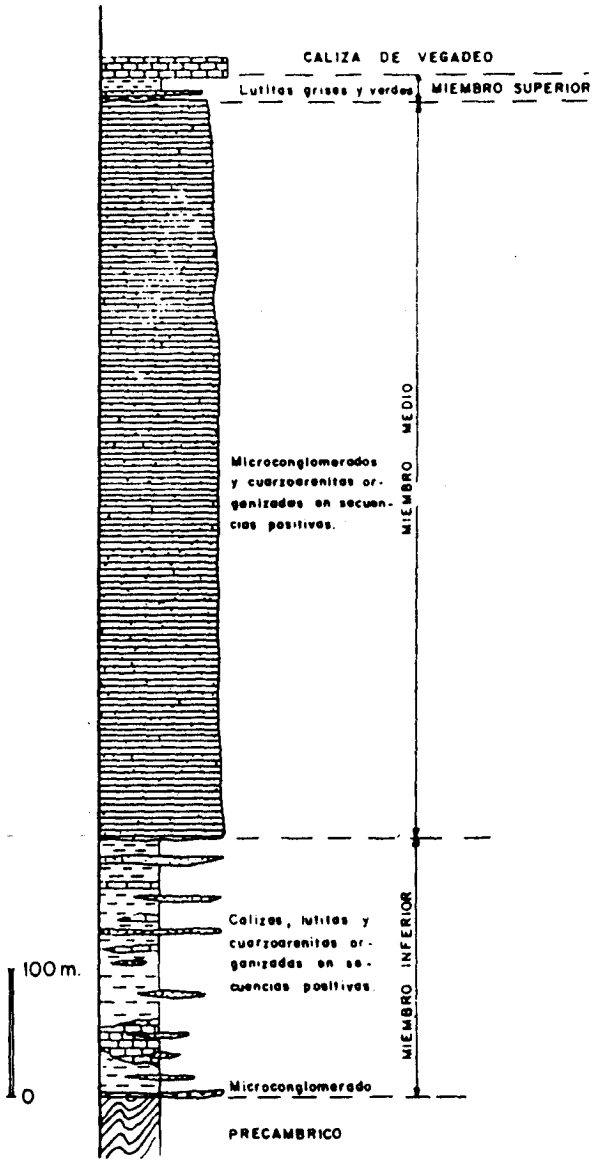


Figura 7- Columna sintética de la Formación Herrería (según MARTIN PARRA, 1989).

Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la localidad de Láncara de Luna dentro de esta zona, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa a la sucesión tipo dada por COMTE, que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia: la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

- Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con "birdeseyes".

- Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

La potencia máxima para esta Formación es de unos 150 m en la localidad de Los Barrios de Luna. Según ZAMARREÑO la sucesión es la siguiente (Fig. 8):

- El miembro inferior de Láncara consta de 90-95 m de dolomías amarillentas con abundantes laminaciones debidas a algas; alternando con estos sedimentos laminados existen intramicruditas (brechas intraformacionales) con pellets e intrapelesparitas, derivados todos ellos de la erosión de mallas de algas. Hacia la parte baja de las dolomías amarillas se presenta un nivel de estromatolitos (MEER MOHR y SCHREUDER, op. cit.), existiendo también un nivel de oolitos de escaso espesor. Por encima, 30 m de calizas con "birdeseyes" y "oncolitos".

- El miembro superior es el propio de las facies de Barrios de ZAMARREÑO (op.cit.) y tiene un espesor de 27 m, siendo característica la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

El miembro inferior corresponde a un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas.

Las calizas con birdeseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede.

Al miembro superior se le atribuye un medio de depósito más profundo, nerítico somero.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución

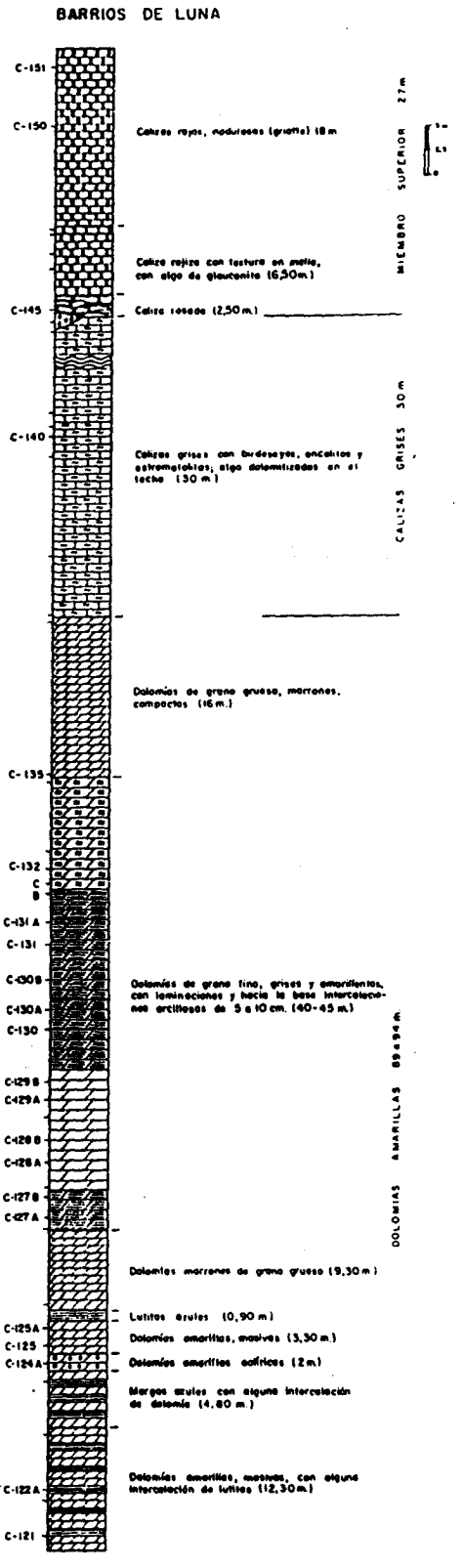


Figura 8. Columna de la Formación Láncara en la localidad de Los Barrios de Luna (ZAMARREÑO, 1972).

(OELE, op. cit.), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo (OELE, op.cit.).

Su edad es Cámbrico Inferior (miembro inferior)-Cámbrico Medio (miembro superior).

1.2.3.- Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937A, 1938, 1959) en la localidad de Oville, se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando la zona estudiada dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

- Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las "Areniscas de Símula".

- Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa. El techo es neto, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (Teichichnus, Artriophycus, Planolites).

- Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene Cruziana y Lingúlidos (ARMABURU, op.cit.).

Su potencia aumenta de E a O, en Villamanín es de unos 250 m y en Barrios de Luna de 430 m. (Fig. 9).

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca. Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, op. cit).

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (op.cit.) señala dos etapas

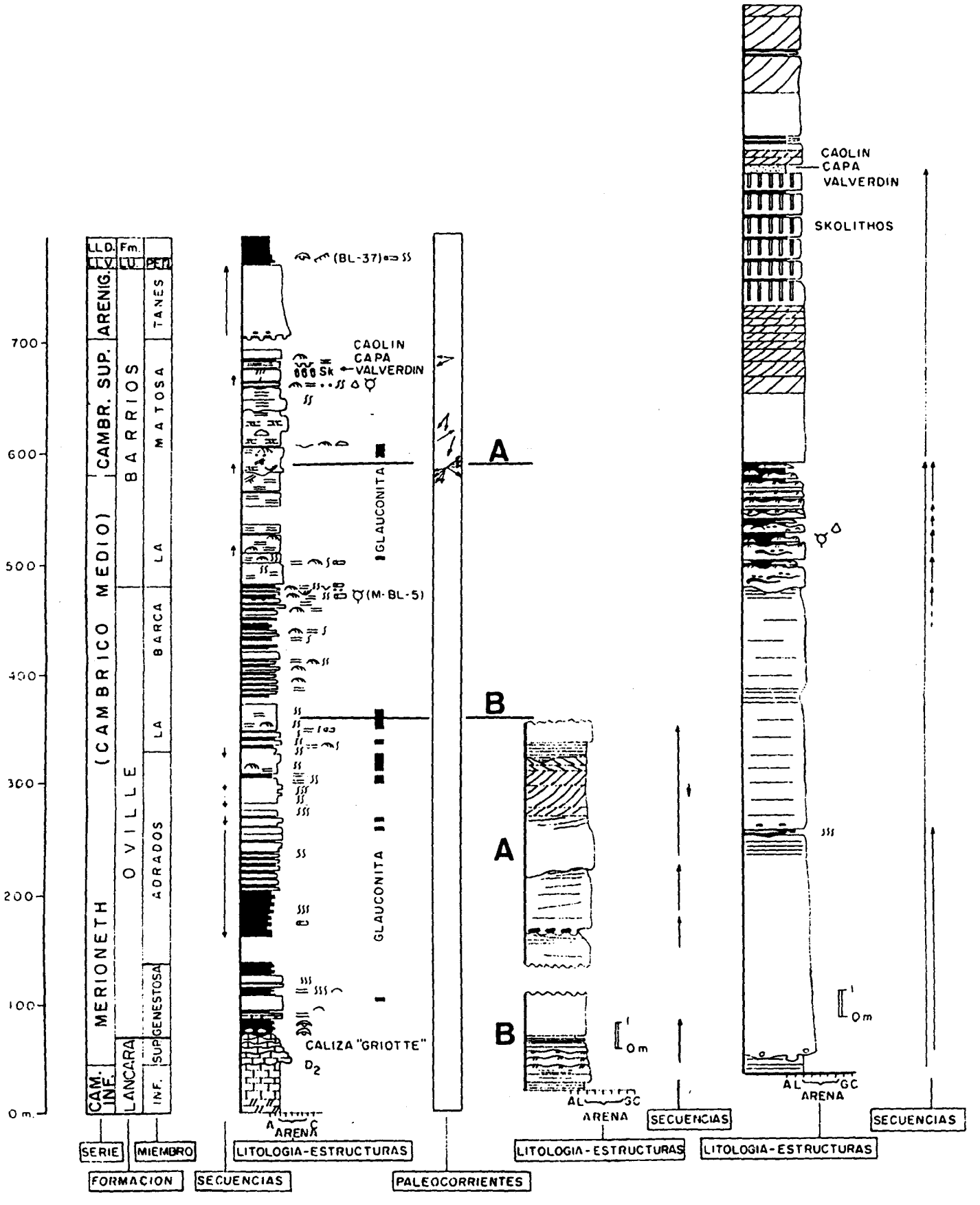


Figura 9. Columna de las Formaciones Oville y Barrios en la localidad de Los Barrios de Luna (ARAMBURU, 1989)

op.cit.), en proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

ARAMBURU (op.cit.) discrepa de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado ("braid delta") o de llanura trenzada ("braidplain delta"). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe (como ocurre dentro de esta zona).

La edad de esta formación va del Cámbrico Medio al Arenig.

1.2.5.- Formación Getino (Cámbrico Superior-Llandovery)

ARAMBURU (1989) denomina Formación Getino a una sucesión de materiales, aflorantes en los Dominios II y III entre la Formación Barrios y los materiales silúricos de la Formación Formigoso, situando el estratotipo en el pueblo de Getino. Dado su escaso espesor no se ha podido representar en la cartografía.

La sucesión con un espesor de 8,9 m ha sido descrita someramente por EVERS (1967) y VILAS (1971), quienes la sitúan en la parte baja de la Formación Formigoso.

ARAMBURU (op.cit.) interpreta estos materiales de la Formación Getino como sedimentos condensados. Los sedimentos ferruginosos tendrían un origen por alteración, probablemente subaérea, del cemento de dolomita ferrosa o de materiales volcánicos básicos, abundantes en este área, la presencia de glauconita y la intensa bioturbación indican que se trata de un ambiente marino de condiciones variables, desde litoral restringido a plataforma interna.

Su edad varía entre el Cámbrico Superio a Llandovery.

1.2.6.- Formación Luarca (Llanvirn)

Aflora al menos en una sección próxima a los Barrios de Luna, donde consta de 9,6 m de lutitas grises y negras con una rica fauna de graptolites y trilobites del Ordovícico Medio (ARAMBURU, com.personal).

En Portilla de Luna se encuentra la siguiente sucesión:

a) 80 m (82,6 m según ARAMBURU, en GUTIERREZ MARCO, 1986, Formación Luarca). Alternancia de cuarcitas, fangolitas y lutitas negras en capas de 15 a 25 cm las cuarcitas y de 5 A 60 cm las lutitas. La abundancia de detríticos gruesos disminuye hacia el techo. Las cuarcitas presentan mayor porcentaje de arcillas hacia el techo. Presentan estratificación lenticular, cruzada planar y ripples de oscilación. Las lutitas y fangolitas presentan laminación paralela, estratificación "pillow" con disyunción en bolos.

b) 3,5 m (Formación Viodo según ARAMBURU, 1989 y 10 m de potencia). Biomicrorruditas arenosas con estratificación masiva o difusa. Dolomitización y silicificación escasa.

Las Capas de Transición son consideradas como depósitos de ambiente marino somero (inter-supramareal y submareal) que evoluciona desde unas condiciones con abundantes aportes a otras de aguas tranquilas poco oxigenadas.

Su edad es Llanvirn a Llandeilo Inferior.

1.2.7.- Formación Formigoso (Llandoveriense Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937) está consituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y areniscas.

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros:

a) Pizarras del Bernesga, pizarras negras con abundante fauna de graptolites.

b) Capas de Villasimpliz, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

La sucesión forma una secuencia negativa hasta la formación suprayacente de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (op.cit.) al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio es el seguido por BOSCH (1969) quien lo sitúa bajo la primera arenisca ferruginosa.

El espesor de la formación a escala regional varía entre 50 y 200 m (TRUYOLS y JULIVERT, 1983).

Para BOSCH (1969), el medio, de profundidad no determinable, es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita).

La abunantes fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional (Llandoveriense Medio y parte más alta del Llandoveriense Inferior), la parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandoveriense Superior (TRUYOLS et al., op.cit); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior.

1.2.8.- Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense perior-Gediniense Inferior)

La Formación Furada-San Pedro aflora en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937b) en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León), observando este autor su correspondencia con la Formación Furada, definida por BARROIS (1982) en la vertiente norte (Asturias).

BOSCH (1969) en el área del Luna separa tres miembros:

- *basal: potentes areniscas rojas oolíticas.*
- *medio: alternancia de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes.*
- *superior: alternancia de cuarcitas blancas y pizarras negras.*

Estos tres miembros son reconocidos por STAALDUINEN (1973) entre los ríos Luna y Torío.

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas, siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m.

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja y que en la base son a veces conglomeráticas, areniscas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

La base de la formación ha sido tomada con distintos criterios, por una parte COMTE (op.cit.) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de areniscas ferruginosas (BOSCH, op.cit.) con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perder la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuenca; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Por su parte el techo es totalmente gradual.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967 ...), con ambientes de mar más abierto hacia el O (LLOPIS, 1967; SANCHEZ de la TORRE et al., 1984); el caracter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FUHRER, 1982; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Este último autor estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a un proceso de "rifting", asociado al cual existía un vulcanismo de tipo básico.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, op.cit.).

Su edad es Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior.

1.2.9.- Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1959) define la unidad litológica de La Vid como "Schistes et calcaires de la Vid" en el pueblo de La Vid, cuenca superior del río Bernesga. VERA (1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmin, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla, que se han diferenciado en la cartografía siempre que ha sido posible.

Las Dolomías de Felmin están formadas por dolomías grises o amarillentas, "mudstone", wackestone" y en menor medida "packstone" de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de ripples además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de ripples; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, ripples de ola y corriente, pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las Calizas de La Pedrosa son calizas y calizas margosas, "wackestone" y "packstone" fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, ripples, flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las Pizarras de Valporquero, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas.

Las Calizas de Coladilla, de base gradual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a grainstone encriníticas con superficies erosivas, laminación de ripples y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el caracter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

VERA (1988) ha reconocido espesores que van de 166 m en Barrios de Luna, a 427 m en La Vid. Propone un modelo de depósito de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatadas. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de lagoon y que

corresponden a las Dolomías de Felmin-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla.

Según GARCIA-ALCALDE et al. (1979) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniense a Siegeniense Superior; las Calizas de La Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gediniense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

1.2.10.- Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)

La formación Santa Lucía aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos. Fue definida por COMTE (1936) en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, con el nombre de "Calcaires de Santa Lucía", estableciendo el corte tipo en la carretera de Oviedo-León entre Santa Lucía y Vega de Gordón. Anteriormente esta Formación había sido definida en la vertiente Norte por BARROIS (1982) como Formación Moniello.

El espesor en el área tipo es de 240 m, no obstante oscila de E a O y de N a S de 150 a 250 m. Presenta tránsito gradual con las unidades limítrofes, siendo el techo en ocasiones neto; en los casos en que los términos superiores han sido erosionados y por encima aparecen las Areniscas de la Ermita el techo de la formación es erosivo. Se trata de una formación arrecifal (ya puesta de manifiesto esta característica por BROWER (1964) y VILAS (1971), entre otros) compuesta por calizas gris claras, algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas, de masivas a bien estratificadas, en muchas zonas presentan dolomitización secundaria. Tanto su aspecto como su contenido faunístico varían de un corte a otro, dependiendo de su posición respecto a la cuenca original.

MENDEZ BEDIA (1976) realiza un estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica, agrupando el conjunto de materiales en tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello) equivalentes a las facies diferenciadas por COO et al. (1971) (facies de birdeseyes, facies packestone y facies grainstones). Estos tres tipos de sucesiones o facies corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito de la formación tuvo lugar en una cuenca concéntrica al Arco Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermareales, con calizas de "birdeseyes", laminaciones y "mud-crack"; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y "birdeseyes" en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclásticas

con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de caracter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

La edad de la formación es Eifeliense Inferior, salvo los tramos basales, que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

1.2.11.- Formación Huergas (Eifeliense-Givetiense)

La Formación Huergas, fue definida originariamente como Arenisca y Pizarras de Huergas por COMTE (1936 a), estableciendo el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón. En la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica esta formación pasa a ser predominantemente areniscosa, conociéndose con el nombre de Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916).

El tránsito en la base es gradual con la Formación Santa Lucía, aunque supone un cambio litológico notable al predominar la sedimentación torrígena, formada por pizarras negras fixibles, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo dificulta a veces el establecimiento exacto de la base.

Su potencia oscila entre los 100 y 200 m.

BOSCH (1969) establece que la Formación Huergas se depositó en una plataforma inestable y rápidamente subsidente, sujeta a condiciones ligeramente reductoras, algo más oxidantes en las zonas más próximas a la costa con un área fuente situada al NE de la región por él estudiada (Luna-Sil).

Su edad es Eifeliense-Givetiense.

1.2.12.- Formación Caliza de Portilla (Givetiense-Frasniense)

Definida por COMTE (1936 a); este autor en 1959, señala la existencia en el Sinclilnal del Alba de un potente nivel calcáreo en la parte baja de la formación suprayacente (Formación Nocedo), al que domina Caliza de Valdoré, indicando la dificultad que conlleva a veces su separación de la Formación Portilla por encontrarse casi directamente a techo de ésta; posteriormente este nivel fue incorporado a la Formación Portilla por ADRICHEN BOOGAERT (1964); BOSCH (1969); MOHANTI (1972) y REIJERS (1972).

La división en miembros de la formación varía según se considere su extensión. Así siguiendo el criterio original de COMTE (1936 a) se pueden considerar tres miembros: el inferior y el superior estarían formados por calizas, frecuentemente arcillosas alternando con margas y pizarras; mientras, que el medio estaría formado por calizas más puras y masivas que destacan claramente en el relieve. En la acepción de BOSCHE (op.cit.) se distinguen cuatro miembros informales (miembros A a D) en la cual el miembro A correspondería al inferior de los

citados anteriormente, el B al medio y el C al superor; mientras que, el miembro D correspondería a las Calizas de Valdoré.

El techo es neto o gradual según las localidades, y ligeramente erosivo localmente. MOHANTI (op.cit.) en su estudio en el Sinclinal de Alba describe la desaparición gradual hacia el E y SE del miembro superior y de parte del miembro medio.

Su potencia varía entre, según BOSCH (1969), 100 m en el sinclinal de Abelgas y 190 m en el sinclinal de La Cueta (Fig. 10).

El significado sedimentológico y ambiental de esta formación ha sido tratado principalmente por BOSCH (op. cit.), MOHANTI (op.cit.) y REIJERS (op.cit.). Estos autores contemplan un medio sedimentario correspondiente a una plataforma marina somera con aguas claras de salinidad normal y bien oxigenadas, con grados de turbulencia variables ligados a la profundidad relativa del medio; esta profundidad relativa estaba controlada por la topografía de la superficie deposicional, determinada a su vez por la existencia de edificios arrecifales (s.l.): biostromos y biohermos cuyas crestas delimitaban un área de lagoon con sedimentación tranquila, de calizas arcillosas margas y a veces pizarras. Por delante de la barrera biogénica se desarrollaría un ambiente de plataforma somera abierta.

Su edad es Givetiense-Frasniense

1.2.13.- Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fueyo y Are-Areniscas de La Ermita). (Frasniense-Tournaisiense Inferior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades eminentemente detríticas cuyas áreas de afloramiento son bastante irregulares y restringidas, salvo para la Formación Ermita que aparece también en otras unidades de la Zona Cantábrica.

En conjunto, presentan un acusado adelgazamiento en dirección E y N.

En el valle del Bernesga, COMTE (1936) distinguió sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita. RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (1985) describe estas formaciones en el sinclinal de Alba, donde alcanzan el máximo espesor (500 m), con las siguientes características:

- <u>Formación Areniscas de Nocedo</u>. Constituida por areniscas con estratificación cruzada planar y abundante porosidad móldica, lutitas con estratificación flaser, esporádicas cuñas de areniscas con fuerte bioturbación y uno o varios tramos carbonatados, casi siempre originados por barras bioclásticas y canales, con estratificación "herringbone". La potencia de la

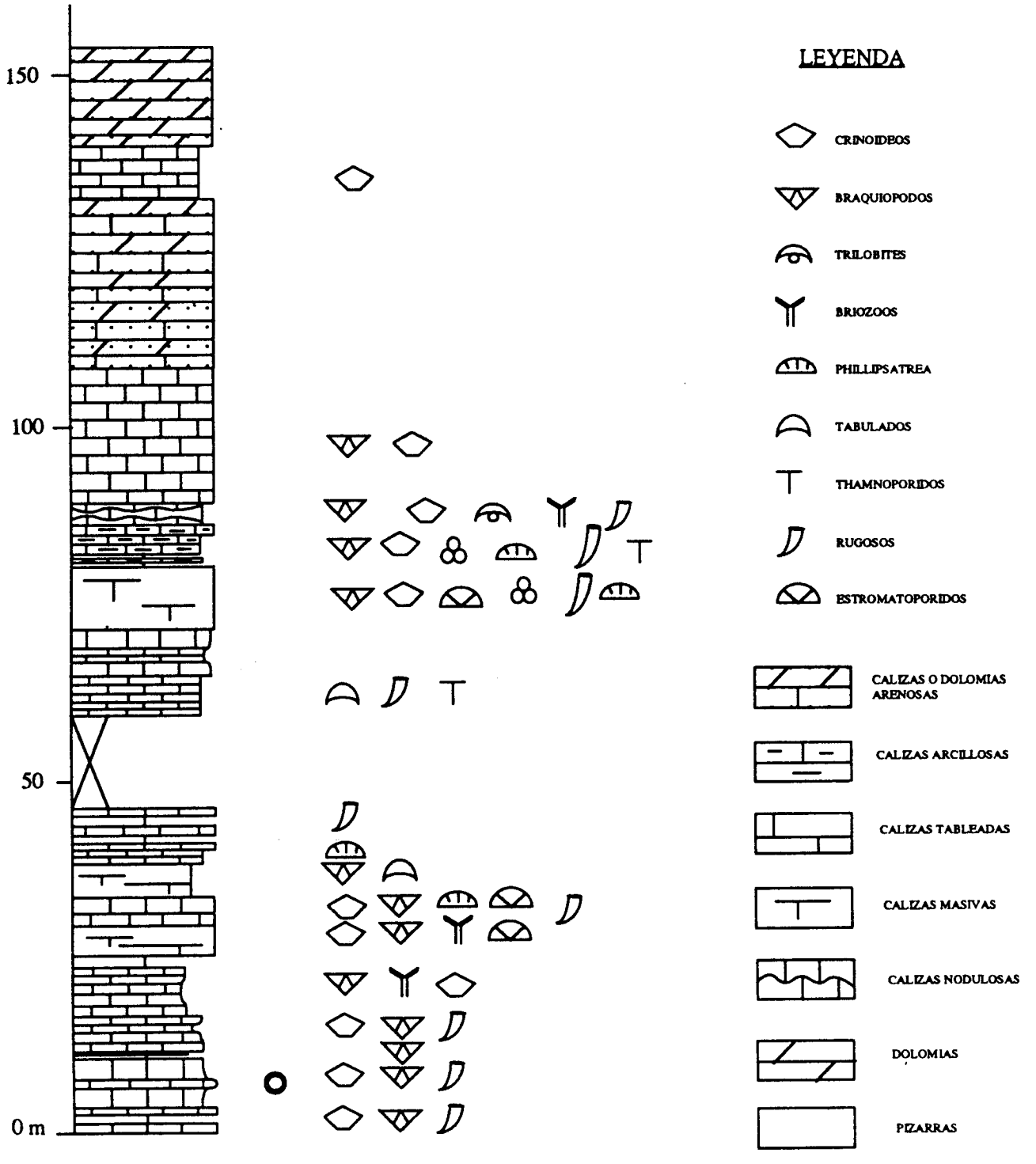


Figura 10. Columna sintética de la Formación Portilla en la localidad de Vega de Gordón, según MENDEZ BEDIA y SOTO (com. personal)

formación varía entre 270 y 300 m.

- Formación Fueyo. Solo se encuentra en el sinclinal de Alba. Está constituida por lutitas con nódulos, areniscas en estratos finos y conglomerados polimícticos de base canaliforme. Su potencia oscila entre 120 y 150 m.

- Formación Ermita. Constituida por areniscas, cuarcitas, areniscas ferruginosas y microconglomerados polimícticos, con intercalaciones de limolitas y lutitas intensamente bioturbadas y delgados lentejones de biocalcarenitas, desarrollados sobre todo hacia el techo. En los niveles groseros es frecuente la estratificación cruzada planar y en surco y la "herringbone". La potencia oscila, por término medio, entre 50 y 70 m. En Vega de Gordón y Beberino su supera los 5 m.

Respecto a la interpretación sedimantaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un caracter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de lagoon, aluviales e incluso calizos.

La Formación Fueyo representa para LEYVA et al. (op.cit.) LOEVEJIN (op.cit.), LOEVEJIN y RAVEN (op. cit.) y RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (op.cit.) la existencia de una plataforma submareal que evoluciona, en secuencia regresiva, a ambientes más someros, representando los conglomerados depósitos fluviodeltaicos o fan deltas.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un caracter regresivo y está representado por depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que pasan en zonas más externas a submareales.

En conjunto su edad oscila entre el Frasniense-Tournaisiense Inferior.

1.2.14.- Formación Baleas (Tournaisiense)

La Formación Baleas ha sido definida por WAGNER et al. (1971) estableciendo su localidad tipo en la cantera de Baleas situada al norte de la localidad de Pola de Gordón; constituye un delgado nivel de calizas detríticas, bioclásticas y a veces microconglomeráticas (COLMENERO et al. 1988) de grano grueso y generalmente recristalizadas. Su base es erosiva, existiendo una disconformidad, y el techo es normalmente neto.

Para SACHEZ DE LA TORRE et al. (1983) tiene las siguientes características generales en la localidad tipo:

- La parte inferior son calizas packstone muy bioclásticas, con disminución del tamaño de bioclastos hacia el techo (principalmente crinoideos y briozoos), algunos terrígenos, cuarzo y glauconita tamaño arena fina, y abundantes superficies estilolíticas.

- La parte media, la constituyen calizas rosadas y blancas, packstone, con crinoideos, briozoos y braquiópodos, algunos terrígenos y superficies estilolíticas.

- En la parte alta predominan las calizas blancas, packstone, con crinoideos, briozoos y braquiópodos, escasos terrígenos y frecuentes superficies estolíticas.

El espesor de esta formación en este punto es de unos 6 m.

En el área del Sinclinal de Alba, RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (op.cit.) establecen una edad Tournaisiense para esta formación.

1.2.15.- Formación Vegamián (Tournaisiense Medio-Superior)

La Formación Pizarras de Vegamián fue establecida por GINKEL (1965), si bien ya COMTE (1959) había introducido el nombre de "Couches de Vegamian". La Formación Vegamián aparece bien represenatda en la región oriental de la Zona Cantábrica, siendo un equivalente lateral de la Formación Baleas y aún de la Formación Ermita. Su espesor es, en general, muy reducido, oscilando entre 4 m y unos pocos decímetros.

Litológicamente está constituida por pizarras gris oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert, localmente aparecen delgados niveles areniscosos y lentejones carbonatados (RODRIGUEZ FERNANDEZ et al., 1983). Los límites son en general netos, si bien, el paso a la Formación Alba (Genicera) puede ser transicional.

El medio de depósito invocado para estos materiales es de una plataforma situada por debajo del nivel de ola, con baja intensidad de sedimentación y sujeta a unas condiciones sin oxígeno.

La edad de esta formación oscila entre el Tournaisiense Medio-Superior.

1.2.16.- Formación Alba (o Genicera) (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma neta unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1982) como "Mármol Griotte", por PRADO y VERNEUIL (1958) como "Caliza Griotte" y por COMTE (1959) como "Griotte de Puente de Alba" con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga). WAGNER et al. (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

Según SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1983) en la cantera Baleas

está constituida por:

- El Miembro Gorgera está constituido por calizas nodulosas rojizas de grano fino, wackstone bioclásticas, con algún nivel mudstone y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de plantónicos, ostrácodos, goniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos apareciendo algún interestrato de pizarras rojas.

- El Miembro Lavandera está constituido por radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas; hacia el techo disminuyen las radiolaritas, aumentan las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente rediolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento de sílice es predominante, disminuyendo hacia el techo.

- El Miembro Canalón consiste en una alternancia de calizas nodulosas rojas de grano fino y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es mudstone, con algunas calizas bioclásticas wackstone, de organismos plactónicos, ostrácodos, trilobites.

El tránsito a la Formación Barcaliente es gradual y corresponde a una alternancia de calizas grises y rojas de grano fino, con pizarras rojizas y verdes. Las calizas son mudstone y localmente wackestone bioclásticas, con organismos plactónicos, ostrácodos y goniatites.

La potencia de esta formación aquí es de unos 28 m, si bien, puede ser de unos pocos metros en algunas localidades.

En el sinclinal de Alba sobre la Formación Alba o Genicera no existen calizas sino que se dispone una serie terrígena (Formación Cuevas), el límite entre ambas es gradual estando constituido por un intervalo de pizarras y margas rojas, verdes y grises conocidas como "Capas de Olaja" (WAGNER et al., 1971).

Su edad comprende todo el Viseiense

1.2.17.- Formación Barcaliente (Serpujoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER et al. (1971), siendo su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera, mientras que puede ser neto o gradual bajo la Formación Valdeteja, siendo siempre neto bajo los materiales terrígenos que sustituyen a esta Formación en el Sinclinal del Pedroso. La potencia de la formación varía de forma general entre 200 y 350 m.

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramientos. Consta de calizas gris oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la

exitencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo. Texturalmente las calizas son mudstone o mudstone-wackestone, más raramente wackestone. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación; mientras que, en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m, estos niveles de brechas han sido reconocidos en otros puntos. Este nivel es lateralmente discontínuo y presenta una geometría similar a la de un canal con paredes irregulares y netas de tendencia vertical; está compuesto por una mezcla caótica de clastos angulosos y muy heterométricos tanto de caliza como de dolomía secundaria, generalmente bien estratificadas; aparecen inmersos en una matriz principalmente dolomítica.

GONZALEZ LASTRA (1978) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restrigida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje.

Para EICHMLLER (1986) las brechas son debido a procesos de inestabilidad de la plataforma, individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas, en los taludes así desarrollados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento).

Su edad varía entre Namuriense A y Namuriense B Superior.

1.2.18.- Formación Cuevas (Sinclinal de Alba)

En el Sinclinal de Alba sobre la Formación Genicera, se desarrolla la denominada Formación Cuevas definida informalmente por BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), donde se pueden distinguir tres "miembros":

a) Un Miembro basal en tránsito gradual con las "Capas de Olaja", compuesto por una alternancia de lutitas, areniscas, microconglomerados, y calizas micríticas, con estructuras típicas de facies turbidíticas.

WAGNER et al. (1971) definen formalmente el miembro basal como la Formación Olleros, situando el estratotipo en el arroyo de San Martín, con un espesor de 518,4 m. Se diferencian los siguientes tramos:

- 147 m de pizarras, limolitas y areniscas grises y verdosas, con intercalaciones de areniscas amarillentas con restos vegetales con base erosiva, son frecuentes las capas y nódulos de siderita.

- 145 m de areniscas de grano grueso a medio ordenadas en secuencias positivas, con bases erosivas de areniscas de grano muy grueso y microconglomerados.

- 218,4 m constituido por arenisca de grano grueso a medio ordenadas en secuencia positiva de base erosiva, hacia techo limos y pizarras intercaladas en niveles de menos de 10 m de margas y calizas margosas, fétidas, lajosas, muy bioturbadas. Lateralmente estos niveles pueden ser cartografiables.

- 8 m brecha de matriz margosa y clastos redondeados de hasta 2 m de diámetro, formadas por calizas micríticas y bioclásticas, en parte orientados en la matriz.

b) El segundo Miembro lo constituyen calizas tableadas muy replegadas y que WAGNER et al. (1971) identifican con la Formación Barcaliente; presentan estructuras de deslizamiento a mayor o menor escala a las que se superpone una fuerte deformación pospliegues de origen tectónico. El espesor de este tramo es variable siendo superior a los 100 m, y pudiendo llegar a los 300 m. Lateralmente (hacia el este) es sustituido por varios horizontes carbonatados con intercalaciones lutíticas.

c) El tercer Miembro está constituido por: lutitas gris oscuras en niveles de espesor varible; niveles de hasta 10 m de paraconglomerados en secuencia normal, con clastos redondeados de menos de 2 cm de cuarcita y liditas con matriz de areniscas; sublitarenitas de grano fino; niveles de calizas similares a las del miembro 2, micríticas, laminadas, bioturbaddas y en estratos de menos de 10 cm; alternancias de lutitas y litarenitas en una proporción 1:1, y niveles de litarenitas de grano fino y medio masivos, en estratos métricos. Las características litológicas y estructuras indican la continuación del relleno del surco turbidítico representado por los miembros 1 y 2.

Su edad es Namuriense A-B.

1.2.19.- Series detríticas del Sinclinal del Pedroso

En el Sinclinal del Pedroso por encima de la Formación Genicera (Miembro Canalón) y de forma gradual se pasa a la Formación Barcaliente, por encima de la cual se desarrolla una serie detrítica con un espesor de 106 m visibles, la base de esta sucesión es gradual con lutitas margosas laminadas y algunas intercalaciones de calizas micríticas gris oscuras, en estratos de hasta 10 cm. El resto de la serie está constituida por alternancias de lutitas más o menos limosas y areniscas, con base erosiva, estructuras de arrastre y erosión; dando direcciones de paleocorrientes desde el SO y O.

MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975) interpretan estos depósitos como progradación de lóbulos turbidíticos en sus partes más distales, en área de "basin plain".

Su edad es Namuriense A-B.

1.2.20.- Estefaniense: Cuenca de Ciñera-Matallana

La Cuenca de Ciñera-Matallana aparece en un gran sinclinorio de 15 km de longitud en sentido este-oeste y 5 km en el norte-

sur. La sucesión está constituida por un conjunto de materiales que alcanzan de 1.000 a 1.500 m de espesor, apareciendo discordantes (discordancia Astúrica) de WAGNER (1959, 1965) sobre el sustrato pre-Estefaniense, siendo el relleno de esta cuenca con direcciones E-O.

WAGNER y ARTIEDA (1970) y WAGNER (1971) establecen la existencia de siete paquetes en la sucesión (Fig. 11), a los que dan consistencia de formaciones, que de muro a techo son:

- ***Formación San Francisco***

Tiene un espesor de 0-400 m, con un espesor máximo en la zona este de la cuenca, en la zona oeste puede llegar a faltar, encontrándose la Formación Pastora directamente sobre el zócalo Paleozoico. Constituida por orto a paraconglomerados, calcáreos, con matriz de areniscas de grano grueso.

Las secuencias tienen de 15 a 65 m de espesor, donde el espesor de estratos y tamaño máximo de clastos decrecen hacia el techo. A techo de las secuencias pueden aparecer capas de carbón.

Todo ello parece indicar la existencia de un paleorrelieve preexistente representando esta formación depósitos de relleno de valle. HEWARD (1978) interpreta esta formación como una sucesión de abanico fluvial.

- ***Formación Pastora***

Tiene un espesor entre 85 y 200 m. El límite entre ambas formaciones viene marcado por la capa Norte de la Formación San Francisco y el Horizonte Tablizo suprayacente de la Formación Pastora que son lutitas con fauna de Leaia y Carbonita, por encima de este nivel localmente existen depósitos calcáreos fétidos. Por encima lutitas, arenas, y areniscas de grano fino con restos vegetales y localmente niveles de lutitas con fauna lacustre. En la parte superior de la formación aparecen suelos de vegetación con capas de carbón de espesor considerble, que presentan potencias máximas hacia el oeste y en el Sinclinal de Matallana. La distribución de las facies de esta formación, según WAGNER (1971), parecen corresponder a un lago central con una alineación NO-SE, que da lugar a la formación de lutitas finamente lajadas con fauna lacustre. En sus bordes se desarrollaría una facies pantanosa con la formación de carbones a partir de vegetación "in situ" y restos vegetales flotados.

- ***Formación Cascajo***

Tiene una potencia de 90-100 m compuesta por lutitas renosas y areniscas de grano fino formando una secuencia grano creciente. La base de esta formación se fija en un nivel de lutitas con Leaia, Anthraconauta, escamas de peces y plantas flotadas. El pequeño lago existente durante la formación de los carbones de la Formación Pastora fue creciendo y ensanchando los bordes pantanosos, dando lugar a sedimentos típicamente lacustres con fauna. Este nivel es muy constante a lo largo de la cuenca y sin cambio importante en las condiciones de sedimentación. Las

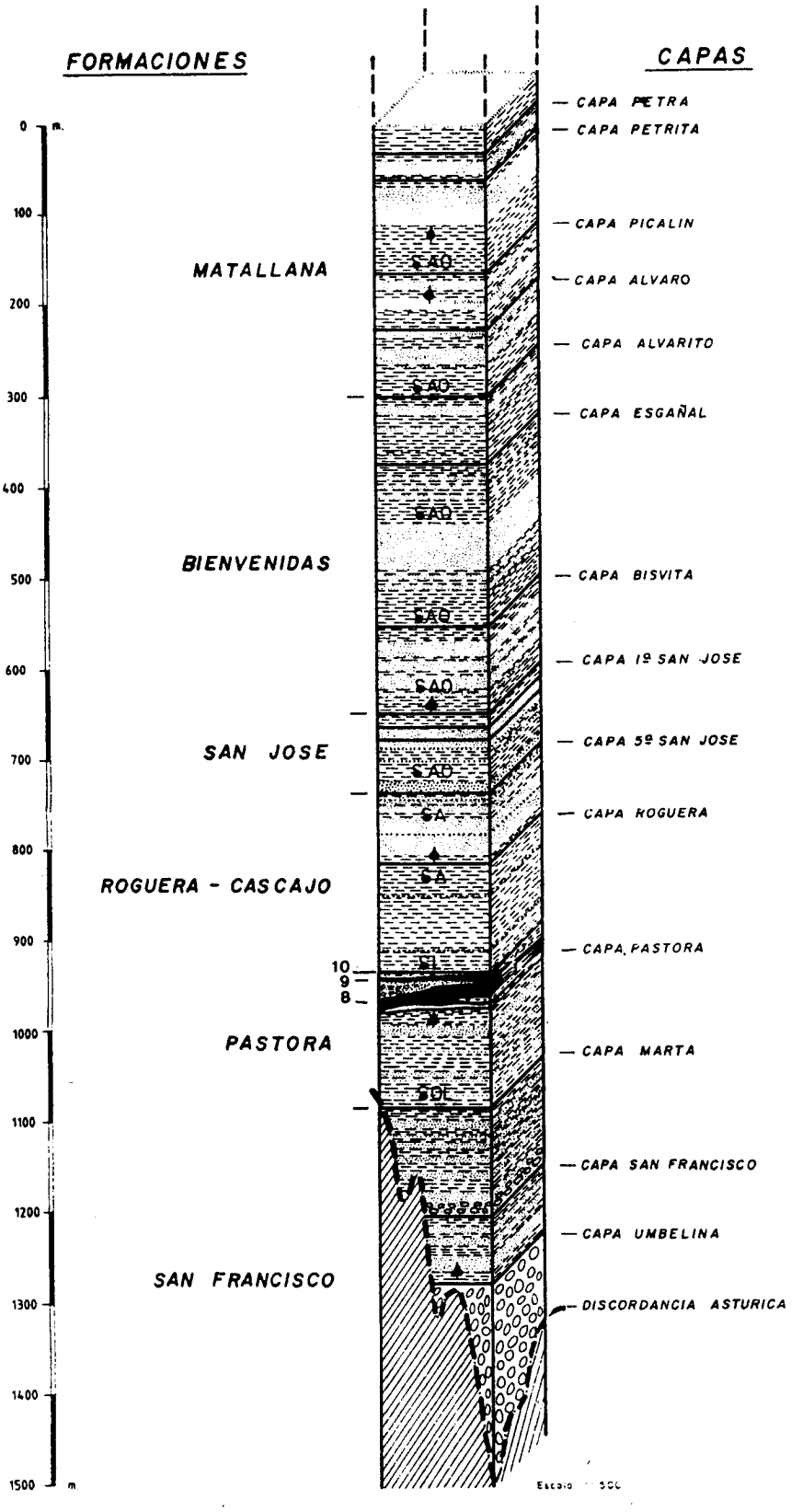


Figura 11. Columna esquemática mostrando las siete formaciones diferenciadas de la cuenca minera Ciñera-Matallana (VILLEGAS, com. personal)

areniscas hacia el techo de la formación presentan estratificación plano paralela y cruzada indicando una facies fluvial.

- Formación Roguera

Con un espesor de 60-70 m comienza con dos niveles de suelos de vegetación y alguna capa de carbón, en ocasiones explotables. Esta formación está constituida por una serie lutítica y areniscosa, con suelo de vegetación y carboneros. Esta formación presenta fuertes cambios laterales de forma que, hacia el E y S aparecen areniscas con estratificaciones cruzadas, mientras que hacia el N dominan las series lutíticas.

- Formación San José

Tiene una potencia de 75-90 m. Presenta 5 capas de carbón y 2 carboneros, con algunos carboneros menores. Estas capas desaparecen paulatinamente hacia el N. Son frecuentes las intercalaciones de lutitas lacustre con Leaia, Anthraconauta, y Estheria, de color gris oscuro casi negro.

- Formación Bienvenidas

En esta formación continúa el régimen pantanoso con intercalaciones fluviales y lacustres de la formación anterior, aunque se presentan aquí espesores mayores de areniscas de base canaliforme con restos vegetales arrastrados y conglomerados fluviales. Contiene varias capas de carbón explotadas. La potencia de esta Formación es de 350-380 m.

- Formación Matallana

Con una potencia cercana a los 300 m, consta de una alternancia de lutitas carbonosas, suelos de vegetación y carbones (localmente explotables) muy contínuos, con niveles de areniscas de grano grueso, contínuos lateralmente y de decenas de metros de espesor, internamente presentan superficies erosivas con acumulación de restos vegetales arrastrados. Existen también niveles lacustres intercalados con fauna.

La sedimentación, por tanto, es exclusivamente continental, originada en medios distales (torrencial, fluvial, lacustre). EVERS (1967) indica la existencia de pequeños ciclotemas que revelarían ritmos en la sedimentación y HEWARD (1978) ha descrito secuencias y megasecuencias a lo largo de la serie, aunque en la base la sedimentación es irregular.

Su edad es Estefaniense B.

1.2.21.- Cuaternario

Está representado en esta unidad por depósitos glaciares y fluvioglaciares, conos de deyección y depósitos aluviales.

- Los depósitos glaciares están representados por morrenas laterales y arcos morrénicos. Todos ellos están formados por

material grueso, básicamente bloques, cantos y una matriz gruesa a media. Estos depósitos enlazan con los materiales de relleno aluvial por intermedio de depósitos fluvioglaciares.

- Los depósitos fluvioglaciares están compuestos por materiales similares a los glaciares de los que se diferencian por un mayor lavado.

- Los conos de deyección son formas cónicas de gran pendiente, compuestos por bloques redondeados con matriz abundante.

- Los depósitos aluviales están constituidos por cantos redondeados englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

1.3.- Tectónica

La Escama de Abelgas-Bregón ha sido estudiada con detalle por LOPEZ-DIAZ (1984) y TOYOS (1988); su cabalgamiento basal presenta un trazado cartográfico bastante rectilíneo, con algunas pequeñas escamas que parten del mismo. En general, predominan las rampas en el bloque cabalgante y los rellanos en el cabalgado y son frecuentes, asimismo, los pliegues de escala cartográfica ligados a las rampas cabalgantes; estos pliegues pueden ser interpretados como "pliegues de compensación frontal" (ALONSO, 1987). En la mayor parte de su trazado este cabalgamiento basal representa actualmente una falla "fuera de secuencia", como lo demuestra el hecho de que corte claramente a los pliegues de compensación frontal anteriormente citados.

En su extremo oriental este cabalgamiento aparece fosilizado por la discordancia de los materiales estefanienses de la Cuenca de Ciñera-Matallana. A lo largo de todo su trazado, el cabalgamiento es siempre oblícuo a la estratificación del bloque cabalgante; los materiales más antiguos situados en este bloque pertenecen a la Formación Láncara y afloran en el sector más oriental, hacia el oeste, el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta la Formación San Pedro y desde este punto hasta el extremo occidental del mapa se sitúan alternativamente la Formación San Pedro y el Grup La Vid sobre la superficie de cabalgamiento. A lo largo de todo el bloque cabalgante se desarrolla una banda de pliegues de entre 1 y 2 km de anchura, que bordea por el Sur a la superficie de cabalgamiento; en las formaciones cambro-ordovícicas estos pliegues son de dimensiones de hasta decenas de metros y en las formaciones silúrico-devónicas los pliegues mayores alcanzan dimensiones de centenares de metros.

Respecto al bloque cabalgado el cabalgamiento de Bregón se dispone sobre un despegue situado en el techo del grupo La Vid en la mayor parte de su trazado, excepto en el sector más oriental, en donde asciende en rampa sobre la Formación Santa Lucía y aún más al E se dispone en rellano sobre las pizarras de Huergas.

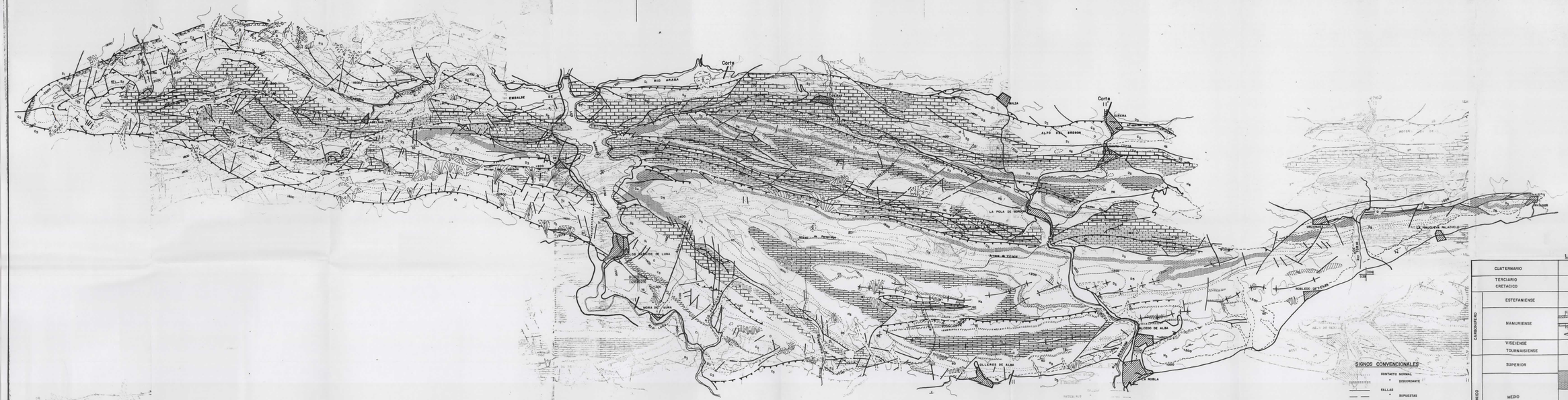
Además de la banda de pliegues ya mencionada situada sobre el cabalgamiento de Bregón, las estructuras tectónicas más

importantes situadas en el interior de la escama del mismo nombre son el cabalgamiento de Beberino, el Sinclinal del Pedroso, el Anticilinal del Alto de Sañedo y el Sinclinal de Alba.

El cabalgamiento de Beberino discurre desde el extremo occidental de la escama hasta unos 2 km al este del río Bernesga en donde queda fosilizado por la sucesión estefaniense; este cabalgamiento se dispone en rampa tanto cabalgante como cabalgada con mayor o menor ángulo a lo largo de la mayor parte de su trazado, con excepción de un tramo de despegue en la base de la Formación Santa Lucía.

El denomionado Anticlinal de Alto de Sañedo (ALVAREZ MARRON, 1985) es un antiforma vergente al N que pliega varios cabalgamientos que repiten las formaciones de Santa Lucía y La Vid; estos cabalgamientos están cortados por otros que se desarrollan en el flanco N del antiforme y que omiten parte de la sucesión perteneciente a dicho flanco (corte).

Al Sur del Sinclinal de Alba, el accidente tectónico de mayor importancia es la denominada Falla de Piedrasecha. Se trata de una falla inclinada al N, que omite parte de la sucesión devónica.



LEYENDA

CUATERNARIO	Q	ALUVIAL Y COLUVIONES
TERCIARIO CRETACICO	T	CONGLOMERADOS, ARENISCAS, LUTITAS
CARBONIFERO — ESTEFANIENSE	H_6	LUTITAS, ARENISCAS, CONGLOMERADOS Y CARBON
CARBONIFERO — NAMURIENSE	H_5	H_5 : INTERCALACIONES CALCAREAS
	H_4	H_4 : ARENISCAS, LUTITAS Y CONGLOMERADOS
	H_3	H_3 : LUTITAS Y ARENISCAS (F. OLLEROS)
		H_3 : CALIZAS MICRITICAS NEGRAS (F. BARCALIENTE)
CARBONIFERO — VISEIENSE TOURNAISIENSE	H_1	CALIZAS ROJAS NODULOSAS, LUTITAS, ...(F. ALBA)
DEVONICO — SUPERIOR	D_5	ARENISCAS, LUTITAS Y CONGLOMERADOS (F. MOECHO, PUELLO, ERMITA)
DEVONICO — MEDIO	D_4	CALIZAS GRISES (F. PORTILLA)
	D_3	PIZARRAS Y ARENISCAS (F. HUERGAS)
	D_2	CALIZAS GRISES (F. STA. LUCIA)
DEVONICO — INFERIOR	D_1	CALIZAS, DOLOMIAS Y LUTITAS (Sk: LA VID)
SILURICO	S_2	ARENISCAS ROJAS Y LUTITAS (F. SAN PEDRO)
	S_1	LUTITAS NEGRAS (F. FORMIGOSO)
ORDOVICICO	O	CUARCITAS BLANCAS (F. BARRIOS)
CAMBRICO	C_3	ARENISCAS Y LUTITAS (F. OVILLE)
		CALIZAS NODULOSAS ROJAS Y TABLEADAS (F. LANCARA)
PRECAMBRICO	C_1	CUARCITAS, LUTITAS Y DOLOMIAS (F. HERRERIAS)

SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO NORMAL
- DISCORDANTE
- FALLAS
- SUPUESTAS
- CABALGAMIENTO
- SUPUESTO
- SINCLINAL
- ANTICLINAL
- DIRECCION Y BUZAMIENTO
- FALLA NORMAL DE BAJO ANGULO
- FOTOGEOLOGIA (0°-20°, 20°-60°, 60°-90°)

CORTES GEOLOGICOS

ESCALA 1:50.000

II-II'

S.S.O. — N.N.E.

2000 / 1500 / 1000 / 500m

CN.RIOS — RIO. BERNESGA — RIO. BERNESGA — BOÑAR

I-I'

S.S.O. — N.N.E.

2000 / 1500 / 1000 / 500m

PICACHOS

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO	ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1991/93)	CLAVE
	ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE ARELGAS-BREGON MAPA GEOLOGICO	PLANO Nº 10

DIBUJADO	FECHA	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA	CONSULTOR
	1993			1/50.000	E.M. ASAMS

2.- HIDROGEOLOGIA

2.1.- Límites de la Unidad

La Unidad de Abelgas-Bregón, con una superficie de 322 km^2, está constituida en su parte oriental por dos cubetas sinclinales de dirección E-O en cuyos núcleos afloran materiales carboníferos, separados por un anticlinal fallado, mientras que en su parte occidental sólo existe una cubeta sinclinal en cuyo núcleo afloran materiales devónicos.

El límite norte de la unidad está formado, en su mayor parte, por materiales impermeables de las formaciones Oville, Barrios, Formigoso y San Pedro. Solo en su parte central el límite coincide con materiales de la formación La Vid de la Unidad hidrogeológica de Aralla-Rozo, por lo que el mismo podría ser abierto y existir una comunicación hidráulica entre ambas unidades.

El límite sur, está constituido por materiales impermeables de la formación Herrerías y materiales mesozoicos. Al oeste se pierde bajo los materiales estefaniense de la Cuenca de Villablino. Al este está limitado por materiales mesozoicos y también se pierde bajo los materiales estefanienses de la Cuenca de Ciñera-Matallana (Plano nº 11).

2.2.- Características hidrogeológicas de las formaciones

En esta unidad, los acuíferos están constituidos por las formaciones Láncara y Grupo La Vid-Calizas de Santa Lucía, separadas entre sí por las formaciones inmpermeables Oville-Barrios-Luarca-Formigoso-S.Pedro.

Se trata de acuíferos calcáreos con una permeabilidad que puede variar entre límites muy amplios, en función de la densidad de la fracturación y de la karstificación de la roca almacén, tanto en sentido vertical como horizontal, por lo que en distintos puntos de un mismo acuífero calcáreo se pueden tener comportamientos hidráulicos muy diferentes, desde impermeables hasta muy permeables.

De igual manera su capacidad de almacenamiento y velocidad de circulación, pueden llegar a ser muy importantes. Esta velocidad de circulación subterránea implica, con frecuencia, modificaciones importantes de caudales en un corto espacio de tiempo, como consecuencia de una respuesta rápida a la aparición y cese de un período de lluvias.

a) Formación Láncara

Es un acuífero calcáreo-dolomítico con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable. Su superficie aflorante pequeña, escaso espesor, y características geométricas hace que tenga muy escasa importancia desde el punto de vista de su aprovechamiento.

b) Formaciones La Vid y Santa Lucía

Ambas formaciones constituyen un acuífero calcáreo-dolomítico único, con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable puntualmente.

La capacidad de almacenamiento de aguas subterráneas es muy elevada y su transmisividad, tanto por las fluctuaciones de su espesor saturado de agua, como por las variaciones de permeabilidad, puede tener valores muy dispares. Consecuentemente los caudales que se puedan obtener de este acuífero variarán puntualmente entre límites muy amplios.

Es el un acuífero más importante de la unidad tanto por su potencia (300-700 m) como por su superficie aflorante.

c) Formación Portilla

Es un acuífero calcáreo con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable puntualmente. Con una capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas importante y una transmisividad muy variable en función de las fluctuaciones de su espesor saturado así como de su permeabilidad, por lo que, consecuentemente, los caudales que se pueden extraer de él variarán puntualmente entre límites muy amplios.

Es un acuífero mucho menos importante que el anterior tanto por su potencia (100-190 m) como por su superficie aflorante y características geométricas.

d) Formación Barcaliente

Constituye un manto acuífero con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable, puntualmente. Su capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas es elevada y su transmisividad es variable, fluctuando en función de su espesor saturado en agua y de las variaciones de permeabilidad. Consecuentemente los caudales que se pueden extraer de él variarán entre límites muy amplios.

Es un acuífero importante por su potencia (200-350 m) si bien inferior al de las formaciones La Vid-Santa Lucía debido a una menor superficie aflorante.

2.3.- Funcionamiento

Los acuíferos calcáreos tienen una alimentación por infiltración directa del agua de lluvia en las zonas donde las

calizas se encuentran aflorando, ya que las mismas están muy karstificadas y fisuradas en superficie.

Hay que hacer mención a dos tipos de infiltración:

- Una directa por fisuras de la roca, la cual sufre una karstificación superficial y presenta un paisaje típico de lapiaz.

La acción corrosiva del agua es menor a medida que ésta tiene mayor concentración en carbonatos, por lo que en superficie están mucho más desarrollados los procesos de karstificación que en profundidad.

La circulación, fundamentalmente vertical, origina conductos verticales de gran sección a los que van a parar las aguas infiltradas en la zona de lapiaz, siempre buscando los conductos preferentes de paso de agua.

- Otra por dolinas. El agua caída en la cuenca superficial de una dolina y que no se haya infiltrado directamente, lo hará por la sima; en estas zonas se infiltrará el 100% del agua.

Los acuíferos se drenan por una serie de manantiales, algunos de ellos importantes, y por los ríos y arroyos que le atraviesan.

También puede existir una alimentación o descarga en las zonas en que se ponen en contacto dos acuíferos que tengan distinto potencial hidráulico.

2.4.- Alimentación

Se pueden considerar como aportaciones las procedentes por infiltración directa del agua de lluvia y las entradas laterales tanto superficiales como subterráneas del agua procedente de otros acuíferos colindantes.

En el capítulo de Climatología se han representado los mapas de precipitación y lluvia útil para el período 1940/41-1982/83. Se ha elegido esta serie de años por ser la más representativa y completa, en cuanto a datos, en todas las estacioneos pluviométricas tomadas com base para la confección de los planos anteriormente citados.

La evapotranspiración real se ha obtenido por el método de Thornthwaite, a partir de estos datos se ha elaborado un mapa de iso-ETR, a partir del cual se ha calculado el valor de la evapotranspiración real anual total, y por diferencia entre la precipitación y evapotranspiración real se ha determinado la lluvia útil.

A partir de la superficie aflorante de los acuíferos y de la lluvia útil, suponiendo un coeficiente de infiltración del 25-50% para las calizas, se han obtenido los siguientes resultados de infiltración para la unidad de 16-32 hm^3/año.

2.5.- Salidas

Se han realizado algunos aforos dentro de la unidad en el mes de septiembre, en estiaje; no obstante debido a que algunos ríos están regulados mediante embalses los mismos no tienen gran valor para, a partir de ellos, estimar los recursos de la unidad.

Los aforos realizados han dado los siguientes resultados:

- Río Abelgas (en Abelgas) = 427 l/s.
- Río Casares (en Beberino) = 3.097 l/s.
- Río Casares (en Presa de Casares) = 1.963 l/s (entrada)
- Río Bernesga (en La Robla) = 9.593 l/s.
- Río Torío (en Matallana) = 1.168 l/s.
- Río Torío (en Getino) = 1.327 l/s (entrada).

Existen otras entradas que no han sido medidas por lo que con los datos disponibles no es posible conocer las salidas.

2.6.- Recursos subterráneos

Debido a que no han podido medirse las salidas de la unidad, los recursos han tenido que calcularse a partir de la lluvia útil.

En base a los valores de lluvia útil y superficie aflorante, para un coeficiente de infiltración del 25 al 50%, se ha obtenido unos recursos para toda la unidad que oscilan entre 16-32 hm^3/año.

2.7.- Reservas

El volumen de agua comprendido desde la cota de los manantiales hasta los 100 m de profundidad, para una porosidad media del 1%, es de 112 hm^3.

2.8.- Inventario de puntos de agua

Se ha realizado un inventario de puntos de agua en la unidad, en total 44 puntos, todos ellos corresponden a manantiales cuyos caudales oscilan entre 0,1 y 20 l/s.

La mayor parte de los manantiales inventariados proceden de rocas detríticas, tienen caudales pequeños, generalmente < 1 l/s, no sobrepasando ninguno los 5 l/s, tienen fuertes variaciones estacionales, llegando a secarse en verano.

El resto de los manantiales (40%) nacen en calizas, tienen caudales superiores a los anteriores, pudiendo llegar a los 20 l/s.

2.9.- Hidroquímica

Se han tomado en esta unidad 6 muestras de agua.

De los resultados de los análisis se deduce que las mismas tienen una facies bicarbonatada cálcica.

No se detecta en las mismas nitritos ni amoníaco, los nitratos aparecen en cantidades mínimas, inferiores a 1 mg/l.

Desde el punto de vista química son aptas para consumo humano.

ANALISIS QUIMICOS

N° REGIS	SIST ACUI	FECHA TOMA	FECHA ANAL.	DQO	CL	SO4	HCO3	CO3	NO3	NA	MG	CA	K	PH	CONDUC	NO2	NH4	P2O5	SIO2
120770001	C	11-Sep-92	09-Dic-92	0.3	1	5	105	0	2	2	10	19	0	7.7	175	0.00	0.00	0.00	5.1
120770004	C	11-Sep-92	09-Dic-92	0.3	1	2	4	0	0	1	0	2	0	7.7	14	0.00	0.00	0.00	6.3
130830003	C	22-Sep-92	09-Dic-92	0.4	9	6	265	0	0	4	8	74	0	7.6	406	0.00	0.00	0.00	18.4
130830006	C	22-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	7	160	0	1	2	5	45	0	7.9	249	0.00	0.00	0.06	10.1
130840002	C	23-Sep-92	09-Dic-92	0.3	2	14	240	0	0	1	6	70	0	7.8	348	0.00	0.00	0.00	9.1
130840003	C	23-Sep-92	09-Dic-92	0.5	3	10	250	0	0	3	7	70	0	7.9	360	0.00	0.00	0.00	13.6


Corte I-I'
Corte II-II'
RIO NARCEA
RIO BERNESGA
LA MOLA DE ALBA
LOS BARRIOS DE LUNA
PUENTE DE ALMUZARA
VILLAMANIN
VILLAOBISPO DE OTERO
VILLAMANDOS
VILLAMANIN
VILLAOBISPO DE OTERO
VILLAMANDOS
PALACIO
PALACIO
PALACIO

10.- UNIDAD DE FORCADA

1.- GEOLOGIA

1.1.- Introducción

La zona estudiada se encuentra situada, desde el punto de vista geográfico, en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León.

El relieve es montañoso en todo el área con altitudes que oscilan, en general, entre 1.000 y 2.000 m. Ocupa parte de las cuencas de los ríos Torío, Curueño y Porma.

La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones con marcado caracter E-O, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores, muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Westfaliense, con varias lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica (Plano nº 12).

1.2.- Estratigrafía

La sucesión paleozoica abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Superior y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta una laguna que abarca desde el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) hasta el Devónico Superior (Frasniense).

De muro a techo se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.2.1.- Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)

Definida por COMTE (1938) en el valle del Porma se dispone por medio de una discordancia angular clara sobre materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (Formación Mora).

La Formación Herrería es fundamentalmente detrítica con intercalaciones carbonatadas y lutitas concentradas fundamentalmente en su parte baja y superior.

ENRILE ALBIR et al. (en MARTIN PARRA, 1989) separan dentro de esta formación tres miembros:

- <u>El miembro inferior</u> está formado por una alternancia de cuarzoarenitas (en la base microconglomeráticas), lutitas y carbonatos, destacando la presencia de glauconita y frecuentes "ripples" de oscilación. La potencia visible es de 100 a 200 m.

- <u>El miembro intermedio</u>, constituido por cuarzoarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones unidireccionales. Localmente podría formar una megasecuencia granodecreciente. Tiene una potencia aproximada de 700 m.

- <u>El miembro superior</u> consiste en una alternancia de cuarzoarenitas, lutitas y dolomías. Corresponde a los "Capas de Transición" JULIVERT et al. (1977) y a los "Barrios Schichten" LOTZE (1961) y SDZUY (1961).

La Formación Herrería se ha interpretado en su conjunto como depósitos marinos someros (COMTE , 1959; OELE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERS, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980), con influencia mareal (LEGG en CRIMES et al., 1977). Ciertos autores piensan que algunos tramos pudieron correspnder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o inclulso fluvial trenzado? (BOSCH, 1969; MEER MOHR et al., 1981; MEER MOHR, 1983).

ARAMBURU (1989) deduce que el miembro medio se depositó probablemente en un ambiente fluvial trenzado con aportes provenientes del interior del Arco Asturiano (del E y N en general). Los miembros inferior y superior deben corresponder a ambientes marino litoral o de transición, recibiendo periódicos aportes del continente.

Su edad abarca desde el Precámbrico Superior (Vendiense) al Cámbrico Inferior.

1.2.2.- Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como "Calcaires de Láncara" para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la localidad de Láncara de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla), fuera de esta zona, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa a la sucesión tipo dada por COMTE, que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia, la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros que es más objetiva y refleja

las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

- Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con "birdeseyes".

- Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

En el Manto de Bodón (Unidad de La Sobia-Bodón) el miembro inferior pertenece a la facies de Arintero, localidad situada en el área del Pto. de Vegarada. Esta facies se distingue de la facies de Barrios (ZAMARREÑO, 1972), en que las calizas grises con "birdeseyes" están ausentes, con lo que todo el miembro inferior está formado por dolomías, predominantemente laminadas por algas.

El miembro superior se presenta en la facies de Barrios, definida en la Unidad de Somiedo-Correcilla, caracterizada por la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

En la ventana tectónica de Cueto-Negro está ausente el nivel de calizas rojas nodulosas (MARCOS, 1968), por lo que el nivel de pizarras verdes con trilobites de la Formación Oville se apoya directamente sobre los niveles dolomíticos.

Su potencia es de 60 a 140 m.

El miembro inferior corresponde a un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas.

Las calizas con birdeseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede (Unidad de Somiedo).

Al miembro superior se le atribuye un medio de depósito más profundo, nerítico somero.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución (OELE, op. cit.), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo (OELE, op.cit.).

Su edad es Cámbrico Inferior (miembro inferior)-Cámbrico Medio (miembro superior).

1.2.3.- Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937, 1938, 1959) en la localidad de Oville, se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando la zona estudiada dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

- Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las "Areniscas de símula".

- Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa. El techo es neto, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (Teichichnus, Artriophycus, Planolites).

- Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene Cruziana y Lingúlidos (ARMABURU, op.cit.).

La potencia de esta serie es de 250 a 270 m.

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca. Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, op. cit).

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (op.cit.) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva.

ARAMBURU propone un sistema deltaico trenzado o de llanura deltaica trenzada.

La edad de esta formación es Cámbrico Medio.

1.2.4.- Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

La Formación Barrios fue definida por COMTE (1937a, 1959)

con el nombre de "Quarzites de Barrios", en el pueblo de Barrios de Luna. Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente.

ARAMBURU (op.cit.) separa, al igual que en la Formación Oville, cinco dominios en la Zona Cantábrica con características litoestratigráficas, espesor y facies diferentes. En los afloramientos del Dominio N de León distingue tres miembros en base a la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación:

- Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta.

- Miembro Ligüeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (fuera del área estudiada), despareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

- Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el E) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación oville (en el O) por una discontinuidad mayor.

Su espesor medio es de 300 a 400 m, aumentando de O a E.

Son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen:

a) bajo la forma de delgados (30 cm) niveles de caolín, Capa Valverdín, son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico.

b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación.

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, op.cit.), en proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

ARAMBURU (op.cit.) discrepa de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado ("braid delta") o de llanura trenzada ("braidplain delta"). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe (como ocurre dentro de esta zona).

La edad de esta formación va del Cámbrico Medio al Arenig.

1.2.5.- Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fueyo y Areniscas de La Ermita). (Frasniense-Tournaisiense Inferior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades eminentemente detríticas cuyas áreas de afloramiento son bastante irregulares y restringidas, salvo para la Formación Ermita que aparece también en otras unidades de la Zona Cantábrica.

En conjunto, presentan un acusado adelgazamiento en dirección E y N.

En el valle del Bernesga, COMTE (1936) distinguió sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita, de las que en la Unidad de Somiedo-Correcilla solo se presentan las Areniscas de Nocedo y las Areniscas de la Ermita.

En la serie del Puerto de la Cubilla las Areniscas del Devónico Superior poseen un espesor de 31,20 m y se apoyan de forma erosiva sobre las calizas de la "Formación Caldas". Litológicamente son areniscas, cuya matriz arcillosa se encuentra en su mayor parte teñida por óxidos de hierro y en las que la separación entre los diversos estratos se hace mediante contactos erosivos irregulares. En ellas abundan las estratificaciones cruzadas en surco de pequeña escala, estratificación flaser, pequeños cantos blandos arcillosos y sobre todo en la mitad inferior de la serie, las pistas y burrows. Superpuestos a estas estructuras primarias, aparecen estructuras debidas a difusión de óxidos de hierro (anillos y bandas de "Liesegang").

En la serie de Caldas de Luna las Areniscas poseen un espesor muy reducido (0,5 a 2,2 m) y se encuentran rellenando cavidades de origen kárstico en el techo de las calizas de la Formación Caldas. Son areniscas calcáreas con abundantes fragmentos arcillosos litificados y cantos de areniscas ferruginosas. En el techo de ellas separadas por un contacto erosivo se encuentran las calizas detríticas de la Formación Baleas, las cuales también poseen abundantes clastos arcillosos y de areniscas ferruginosas dispersos en ellas.

La serie de Camplongo está caracterizada porque las Areniscas poseen un espesor aproximado de 3 m y se apoyan sobre las calias y dolomías de La Vid; litológicamente son areniscas amarillentas de grano fino, muy fosilíferas.

La serie de Millaró está caracterizada porque las areniscas del Devónico Superior están apoyadas sobre el Grupo La Vid mediante un contacto irregular (¿hard-ground?), tienen un espesor de 5,8 m y prácticamente en su totalidad son cuarcitas muy

compactas de grano fino, con estratos paralelos discontínuos y frecuentes niveles de porosidad móldica, únicamente, cerca del techo aparece estratificación cruzada en surco de migración de ripples.

Respecto a la interpretación sedimantaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un caracter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de lagoon, aluviales e incluso calizos.

La Formación Fueyo representa para LEYVA et al. (op.cit.) LOEVEJIN (op.cit.), LOEVEJIN y RAVEN (op. cit.) y RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (op.cit.) la existencia de una plataforma submareal que evoluciona, en secuencia regresiva, a ambientes más someros, representando los conglomerados depósitos fluviodeltaicos o fan deltas.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un caracter regresivo y está representado por depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que pasan en zonas más externas a submareales.

En conjunto su edad oscila entre el Frasniense-Tournaisiense Inferior.

1.2.6.- Formación Baleas (Tournaisiense)

La Formación Baleas ha sido definida por WAGNER et al. (1971) estableciendo su localidad tipo en la cantera de Baleas situada al norte de la localidad de Pola de Gordón; constituye un delgado nivel de calizas detríticas, bioclásticas y a veces microconglomeráticas (COLMENERO et al. 1988) de grano grueso y generalmente recristalizadas. Su base es erosiva, existiendo una disconformidad, y el techo es normalmente neto.

El espesor que alcanza esta formación en el flanco S del Anticlinal de Villasecino es de 2-3 m y consta de calizas bioclásticas recristalizadas, de color gris claro, en la parte baja con vetas rojizas. El tamaño de grano, grueso en la base, disminuye hacia el techo.

En el área del Sinclinal de Alba, RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (op.cit.) establecen una edad Tournaisiense para esta formación.

1.2.7.- Formación Vegamián (Tournaisiense Medio-Superior)

La Formación Pizarras de Vegamián fue establecida por GINKEL (1965), si bien ya COMTE (1959) había introducido el nombre de "Couches de Vegamian". La Formación Vegamián es un equivalente lateral de la Formación Baleas y aún de la Formación Ermita. Su espesor es, en general, muy reducido; oscilando entre 4 m y unos pocos centímetros. En la localidad tipo tiene 15 m de potencia.

Litológicamente está constituida por pizarras grises oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert, localmente aparecen delgados niveles areniscosos y lentejones carbonatados (RODRIGUEZ FERNANDEZ et al., 1983). Los límites son en general netos, si bien, el paso a la Formación Alba (Genicera) puede ser transicional.

El medio de depósito invocado para estos materiales es de una plataforma situada por debajo del nivel de ola, con baja intensidad de sedimentación y sujeta a unas condiciones anóxicas. RAVEN (1983) considera que estas condiciones se habrían producido, tras una transgresión, en las zonas más profundas de la plataforma carbonatada y en sus áreas adyacentes.

En base a los trabajos de HIGGINS et al. (1964), WAGNER et al. (1971), HIGGINS (1971, 1974) y RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (1983) la edad de esta formación se ha datado como Tournaisiense Medio-Superior.

1.2.8.- Formación Alba (o Genicera) (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma neta unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1982) como "Mármol Griotte", por PRADO y VERNEUIL (1958) como "Caliza Griotte" y por COMTE (1959) como "Griotte de Puente de Alba" con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga). WAGNER et al. (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

Según SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1983) en la cantera Baleas está constituida por:

- <u>El Miembro Gorgera</u> está constituido por calizas nodulosas rojizas de grano fino, wackstone bioclásticas, con algún nivel mudstone y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de plantónicos, ostrácodos, goniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos apareciendo algún interestrato de pizarras rojas.

- <u>El Miembro Lavandera</u> está constituido por radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas; hacia el techo disminuyen las radiolaritas, aumentan las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente rediolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento de sílice es predominante, disminuyendo hacia el techo.

- <u>El Miembro Canalón</u> consiste en una alternancia de calizas nodulosas rojas de grano fino y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es mudstone, con algunas calizas bioclásticas wackstone, de organismos plactónicos,

ostrácodos, trilobites.

El tránsito a la Formación Barcaliente es gradual y corresponde a una alternancia de calizas grises y rojas de grano fino, con pizarras rojizas y verdes. Las calizas son mudstone y localmente wackestone bioclásticas, con organismos plactónicos, ostrácodos y goniatites.

La potencia de esta formación aquí es de unos 28 m, si bien, puede ser de unos pocos metros en algunas localidades.

En el sinclinal de Villasecino no se encuentra en muchas secciones el Miembro Lavandera.

Su edad comprende todo el Viseiense

1.2.9.- Formación Barcaliente (Serpujoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER et al. (1971), siendo su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera, mientras que puede ser neto o gradual bajo la Formación Valdeteja, siendo siempre neto bajo los materiales terrígenos que sustituyen a esta Formación en el Sinclinal del Pedroso. La potencia de la formación varía de forma general entre 200 y 350 m.

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramientos. Consta de calizas gris oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la exitencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo. Texturalmente las calizas son mudstone o mudstone-wackestone, más raramente wackestone. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación; mientras que, en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m, estos niveles de brechas han sido reconocidos en otros puntos como en el Sinclilnal de Villasecino. Este nivel es lateralmente discontínuo y presenta una geometría similar a la de un canal con paredes irregulares y netas de tendencia vertical; está compuesto por una mezcla caótica de clastos angulosos y muy heterométricos tanto de caliza como de dolomía secundaria, generalmente bien estratificadas; aparecen inmersos en una matriz principalmente dolomítica.

GONZALEZ LASTRA (1978) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restrigida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje.

Para EICHMLLER (1986) las brechas son debido a procesos de inestabilidad de la plataforma, individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas, en los taludes así desarrollados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento).

Su edad varía entre Namuriense A y Namuriense B Superior.

1.2.10.- Formación Valdeteja (Bashkiriense)

La Formación Valdeteja definida por WAGNER et al. (1971) aparece sobre la Formación Barcaliente en todos los afloramientos. La geometría de la formación, lenticular a escala cartográfica con base plana y techo monticular, ilustra claramente la diacronía de su techo, observándose su paso lateral a los materiales detríticos. El espesor de la Formación Valdeteja va a variar grandemente, incluso en distancias del orden de algunos kilómetros. Su espesor máximo en el área puede llegar a los 1.000 m.

Litológicamente esta formación está constituida por calizas grises claras masivas con algunos intervalos más estratificados e intervalos margosos. Dado el carácter lenticular de los intervalos masivos, la sucesión vertical varía de unos puntos a otros, con lo que no es posible dar una sucesión general válida para toda la formación. EICHMULLER (1985, 1986) señala que está compuesta por un amplio abanico de depósitos calcáreos: "boundstone" de algas y más raramente de corales, correspondientes a los cuerpos masivos lenticulares ("mud mounds" y "reef mounds" según este autor); calizas ("mudstone" a "graintone") bioclásticas y fosilíferas, oolíticas, peloidales, oncolíticas; espiculitas y depósitos de brechas calcáreas.

RIDING (en WAGNER et al., 1971) y RIDING (1979) señaló el caracter bioconstruido (masas arrecifales o bancos) de parte de los depósitos de esta formación, correspondiente a un medio somero y con una tasa de sedimentación alta. EICHMULLER (1985) considera que la formación constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno. Diferencia distintos ambientes desde lagoon ("grainstone" de peloides "wackestone" de oncoides, estromatolitos y "mudstones" con seudomorfos de evaporitas), cuenca de intra-plataforma (calizas oscuras y tableadas: "wackestones" de espículas con "slumps") y plataforma marina abierta con construcciones algales ("mounds").

Dentro de un contexto sinorogénico, la aparición de estas plataformas carbonatadas aisladas es atribuida por este autor a un incremento en la subsidencia de la plataforma tipo Barcaliente, dinámica que ya se observa en la parte alta de aquella formación y que daría lugar a una diferenciación en zonas hundidas sujetas a sedimentación basinal y zonas elevadas, donde se desarrollarían las plataformas carbonatadas.

La edad de la base de la formación es considerada isócrona (TRUYOLS et al., 1982) y se sitúa en el Namuriense A-B. El techo de la formación es, en cambio, fuertemente diacrónico, y oscila entre el Bashkiriense Inferior y el Superior (TRUYOLS et al.,

op.cit. y TRUYOLS et al., 1984).

1.2.11.- Formación San Emiliano (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

En la Unidad de la Sobia-Bodón, sobre y lateralmente a la Formación Valdeteja, aflora una sucesión terrígena con intercalaciones calcáreas y capas de carbón más o menos abundantes. Esta sucesión conforma las llamadas "cuencas carboníferas" de Teverga y San Emiliano, y su prolongación hacia el E de la Unidad de la Sobia-Bodón, donde forma una banda que se extiende desde Villafeliz y Truébano hasta el área de Valdeteja en el E. En el área de San Emiliano BROUWER y GINKEL (1964) denominaron a esta sucesión Formación San Emiliano. Posteriormente, y en el mismo área, la formación fue definida de modo formal por BOWMAN (1980, 1982), quien separó en ella tres miembros: Pinos, La Majúa y Candemuela.

En el área de San Emiliano, la formación, según BOWMAN (op.cit.), constituye una potente (1.800 m) sucesión detrítica con intervalos calcáreos y algunas capas de carbón en la parte alta. Las proporciones relativas entre terrígenos y carbonatos llevaron a la distinción de los tres miembros mencionados. La sucesión es la siguiente:

- Miembro Pinos: Su espesor es posiblemente mayor de 300 m, está formado por pizarras negras homogéneas con briznas vegetales y fauna dispersa y ocasional. En la parte baja engloban endolistolitos derivados de la Formación Valdeteja, que localmente son muy abundantes y algunos exolistolitos de procedencia no determinada. Dentro de esta sucesión pizarrosa, y con una distribución vertical más amplia, aparecen niveles de turbiditas tanto calcáreas como terrígenas. Finalmente, en la parte superior del miembro las pizarras pasan a limolitas bioturbadas con fauna dispersa y con delgadas intercalaciones arenosas de bases netas, y a 20 m del techo, un nivel lenticular de calizas con algas filoides.

- El Miembro La Majúa, de 1.050 m de espesor, está formado por una alternancia rítmica de intervalos terrígenos con ocho niveles calcáreos importantes. Los intervalos terrígenos forman típicas secuencias negativas desde pizarras con fauna marina hasta areniscas, a veces canalizadas; en la parte alta del miembro, y a techo de los intervalos terrígenos, aparecen algunas capas de carbón. Las calizas presentan un variado abanico de facies, siendo las más frecuentes las calizas ("wackestone" y "packstone") bioclásticas y las calizas con algas, principalmente del género "Donezella", que en muchos ejemplos llegan a formar construcciones ("mounds"). Se han identificado en este miembro dos superficies de despegue, una situada en su base y otra en la parte media.

- El Miembro Candemuela tiene 500 m de espesor mínimo y su techo está cubierto discordantemente por los materiales estefanienses de la cuenca de Teverga-Puerto Ventana, por lo que representa los niveles más altos visibles de la formación. La complicación

tectónica que presentan sus materiales dificulta la obtención de una serie general para este miembro. De un modo general, está formado por depósitos terrígenos organizados en secuencias tanto positivas como negativas. Las capas de carbón son aquí más frecuentes que en el Miembro La Majúa, si bien su calidad es baja y su espesor reducido. Por el contrario, los niveles calcáreos son delgados y discontínuos y el abanico de facies que presentan es más restringido que en el caso de las calizas del Miembro La Majúa.

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante desde un medio de cuenca profunda-talud, hasta un medio marino somero y finalmente deltaico (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, op.cit.).

La etapa de sedimentación de cuenca profunda y talud constituye el primer estadio en la historia sedimentaria de la Formación San Emiliano y viene representada por el Miembro Pionos en su área tipo. Su importancia es desigual de unas localidades a otras, como consecuencia de la existencia de diferencias en la tasa de subsidencia y en las características de los márgenes de la cuenca a lo largo de la extensión de la misma (BOWMAN, 1980, 1985), dado el contexto sinorogénico en el que se encuadra esta formación.

Los sistemas deltaicos reflejan la progradación de ambientes fluviales sobre la costa, así como sus migraciones laterales. Son solamente identificables en el área tipo de la formación donde constituyen buena parte de los miembros La Majúa y Candemuela; en el resto de los afloramientos no han podido ser caracterizados, quizás debido a las condiciones de afloramiento. La aparición de capas de carbón registra la existencia de momentos en los que existían condiciones favorables al desarrollo de la vegetación, con un acuifero de agua dulce. Su presencia se produce principalmente en las llanuras deltaicas y en relación con islas-barrera, en la parte alta del Miembro La Majúa y, sobre todo, en el Miembro Candemuela.

La Formación San Emiliano refleja un período de relleno de una cuenca sedimentaria que ya se habría iniciado durante el Namuriense Inferior con la sustitución de las calizas nodulosas de la parte alta de la Formación Alba por las secuencias condensadas de las capas de Olaja (BOWMAN, 1980, 1985, SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1983 a, b).

En los afloramientos del Manto de Bodón, la edad de la base de la formación varía según MOORE et al. (op.cit.) entre el Namuriense B Superior (Viadangos de Arbás) y el Westfaliense A Inferior (Villanueva de la Tercia). La caliza masiva tiene en su base una edad Bashkiriense Superior a Bashkiriense terminal (VILLA, en FERNANDEZ, 1990), mientras que su techo da una edad Vereisky y Westfaliense A (HORVATH, 1985; VILLA et al., 1988). Por su parte, los niveles más altos que afloran han proporcionado una edad Vereisky Superior y Westfaliense B (HORVATH, op.cit.; VILLA et al., op.cit.).

1.2.12.- Cuaternario

Está representado por depósitos aluviales y glaciares.

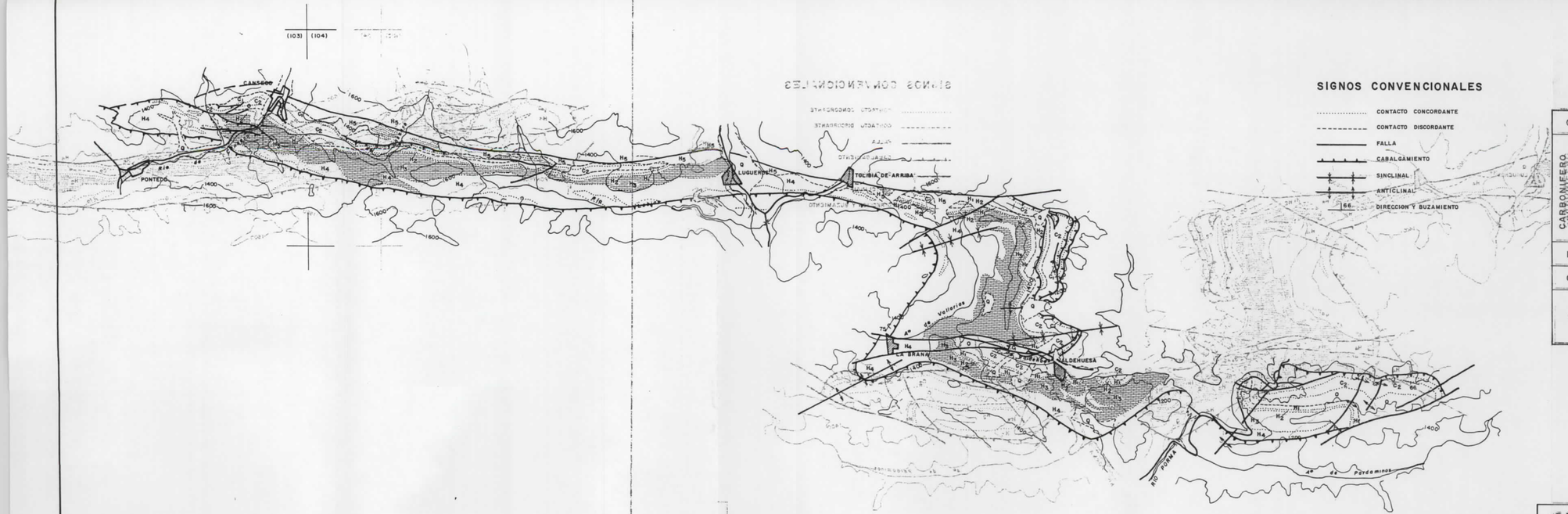
Los depósitos aluviales están constituidos por cantos redondeados englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

Los depósitos glaciares son de tipo morrénico, ocupan áreas elevadas y generalmente aparecen removilizados y transformados en coluviones de ladera, si bien conservan todavía gran parte de las características glaciares.

Derrubios de ladera, constituidos por fragmentos de materiales rocosos con fuerte angulosidad formando amplios conos.

1.3.- Tectónica

Es la escama más septentrional de la Unidad de Sobia-Bodón. La superficie de cabalgamiento es paralela a la base de la Formación Láncara aunque hacia el oeste el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta la sucesión carbonífera, además existen tramos (zona entre Lugueros y Tolibia) en que el frente cartográfico se complica al coincidir con el trazado de la falla de León. En la zona entre Rucayo y Valdehuesa se observa que el frente se divide en varias escamas complicándose su trazado además por el plegamiento y las fracturas posteriores. Por delante del frente cartográfico de la escama de Forcada, en la zona del pantano del Porma y aislados en el autóctono del Carbonífero de la Cuenca Central afloran, con una geometría de cubeta, dos "klippes" que por sus sucesiones estratigráficas se pueden relacionar claramente con la escama de Foracada. A pesar de las deformaciones posteriores, que han producido un rejuego de la superficie de despegue y un recabalgamiento de un "klippe" sobre otro se puede deducir un desplazamiento mínimo para la escama de Forcada del orden de los 15 km.



SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO CONCORDANTE
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA
- CABALGAMIENTO
- SINCLINAL
- ANTICLINAL
- 66 DIRECCION Y BUZAMIENTO

LEYENDA

CUATERNARIO	Q_c	ALUVIAL Y DERRUBIOS DE LADERA
CARBONIFERO – ESTEFANIENSE	$H_{5,3}$	CONGLOMERADOS, ARENISCAS, LUTITAS Y CARBON
CARBONIFERO – WESTFANIENSE	H_4	H_4 PIZARRAS Y CALIZAS (F. S. EMILIANO)
	H_3	H_3 CALIZAS MASIVAS (F. VALDETEJA)
CARBONIFERO – NAMURIENSE	H_2	CALIZAS TABLEADAS OSCURAS (F. BARCALIENTE)
CARBONIFERO – VISIEIENSE TOURNAISIENSE	H_1	CALIZAS ROJAS Y PIZARRAS (F. ALBA-VEGAMIAN-VALEAS)
DEVONICO	D	ARENISCAS (F. ERMITA)
ORDOVICICO	O_1	CUARCITAS BLANCAS (F. BARRIOS)
CAMBRICO	C_2	ARENISCAS Y PIZARRAS (F. OVILLE)
	C_1	CALIZAS Y DOLOMIAS (F. LANCARA)
	V	ROCAS VOLCANICAS

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1.991/93)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE FORCADA MAPA GEOLOGICO					PLANO N.º 12
DIBUJADO	FECHA 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA 1/50.000	CONSULTOR E.N. ADARO

2.- HIDROGEOLOGIA

2.1.- Límites de la Unidad

La Unidad de Forcada tiene una superficie de 21 km^2. Los límites norte y este están constituidos por los materiales impermeables del Estefaniense y del Grupo Lena. Su límite sur son los matriales impermeables de la formación Herrería. Al oeste los límites norte y sur se confunden (Plano nº 13).

2.2.- Características hidrogeológicas de las formaciones

En esta unidad, los acuíferos están constituidos por las formaciones Láncara y Barcaliente-Valdeteja, separadas entre sí por las formaciones inmpermeables Oville-Barrios-Formigoso-Furada (San Pedro)-Areniscas del Devónico Superior-Baleas-Vegamián-Alba.

Se trata de acuíferos calcáreos con una permeabilidad que puede variar entre límites muy amplios, en función de la densidad de la fracturación y de la karstificación de la roca almacén, tanto en sentido vertical como horizontal, por lo que en distintos puntos de un mismo acuífero calcáreo se pueden tener comportamientos hidráulicos muy diferentes, desde impermeables hasta muy permeables.

De igual manera su capacidad de almacenamiento y velocidad de circulación, pueden llegar a ser muy importantes. Esta velocidad de circulación subterránea implica, con frecuencia, modificaciones importantes de caudales en un corto espacio de tiempo, como consecuencia de una respuesta rápida a la aparición y cese de un período de lluvias.

a) Formación Láncara

Es un acuífero calcáreo-dolomítico con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable. Su superficie aflorante, espesor y características geométricas hace que tenga muy escasa importancia desde el punto de vista de su aprovechamiento.

b) Formación Barcaliente-Valdeteja

Constituye un manto acuífero con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable, puntualmente. Su capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas es muy elevada y su transmisividad es variable, fluctuando en función de su espesor saturado en agua y de las variaciones de permeabilidad. Consecuentemente los caudales que se pueden extraer de él variarán entre límites muy amplios.

Es el único acuífero importante de esta unidad por su potencia (> 1.000 m) y su superficie aflorante.

2.3.- Funcionamiento

Los acuíferos calcáreos tienen una alimentación por infiltración directa del agua de lluvia en las zonas donde las calizas se encuentran aflorando, ya que las mismas están muy karstificadas y fisuradas en superficie.

Hay que hacer mención a dos tipos de infiltración:

- Una directa por fisuras de la roca, la cual sufre una karstificación superficial y presenta un paisaje típico de lapiaz.

La acción corrosiva del agua es menor a medida que ésta tiene mayor concentración en carbonatos, por lo que en superficie están mucho más desarrollados los procesos de karstificación que en profundidad.

La circulación, fundamentalmente vertical, origina conductos verticales de gran sección a los que van a parar las aguas infiltradas en la zona de lapiaz, siempre buscando los conductos preferentes de paso de agua.

- Otra por dolinas. El agua caída en la cuenca superficial de una dolina y que no se haya infiltrado directamente, lo hará por la sima; en estas zonas se infiltrará el 100% del agua.

Los acuíferos se drenan por una serie de manantiales, algunos de ellos importantes, y por los ríos y arroyos que le atraviesan.

También puede existir una alimentación o descarga en las zonas en que se ponen en contacto dos acuíferos que tengan distinto potencial hidráulico.

2.4.- Alimentación

Se pueden considerar como aportaciones las procedentes por infiltración directa del agua de lluvia y las entradas laterales tanto superficiales como subterráneas del agua procedente de otros acuíferos colindantes.

En el capítulo de Climatología se han representado los mapas de precipitación y lluvia útil para el período 1940/41-1982/83. Se ha elegido esta serie de años por ser la más representativa y completa, en cuanto a datos, en todas las estacioneos pluviométricas tomadas com base para la confección de los planos anteriormente citados.

La evapotranspiración real se ha obtenido por el método de Thornthwaite, a partir de estos datos se ha elaborado un mapa de

iso-ETR, a partir del cual se ha calculado el valor de la evapotranspiración real anual total, y por diferencia entre la precipitación y evapotranspiración real se ha determinado la lluvia útil.

A partir de la superficie aflorante de los acuíferos y de la lluvia útil, suponiendo un coeficiente de infiltración del 25-50% para las calizas, se han obtenido los siguientes resultados de infiltración para la unidad de 4-8 hm^3/año.

2.5.- Salidas

No se poseen datos suficientes para poder calcular las salidas de este acuífero, ya que debido a sus pequeñas dimensiones no se han hecho aforos diferenciales en los ríos que le atraviesan.

2.6.- Recursos subterráneos

Debido a que no se han realiado aforos, los recursos se han estimado a partir de la lluvia útil.

En base a los valores de lluvia útil y superficie aflorante, para un coeficiente de infiltración del 25 al 50%, se ha obtenido unos recursos para toda la unidad que oscilan entre 4-8 hm^3/año.

2.7.- Reservas

El volumen de agua comprendido desde la cota de los manantiales hasta los 100 m de profundidad, para una porosidad media del 1%, es de 15 hm^3.

2.8.- Inventario de puntos de agua

Se ha realizado un inventario de puntos de agua en la unidad, un total de 9 puntos, todos ellos corresponden a manantiales cuyos caudales oscilan entre 1 y 5 l/s.

El 50% de los manantiales inventariados proceden de calizas, no se secan en verano; el resto de manantiales proceden de rocas detríticas, tienen fuertes variaciones estacionales y llegan, incluso, a secarse en verano.

2.9.- Hidroquímica

Se han tomado en esta unidad 3 muestras de agua.

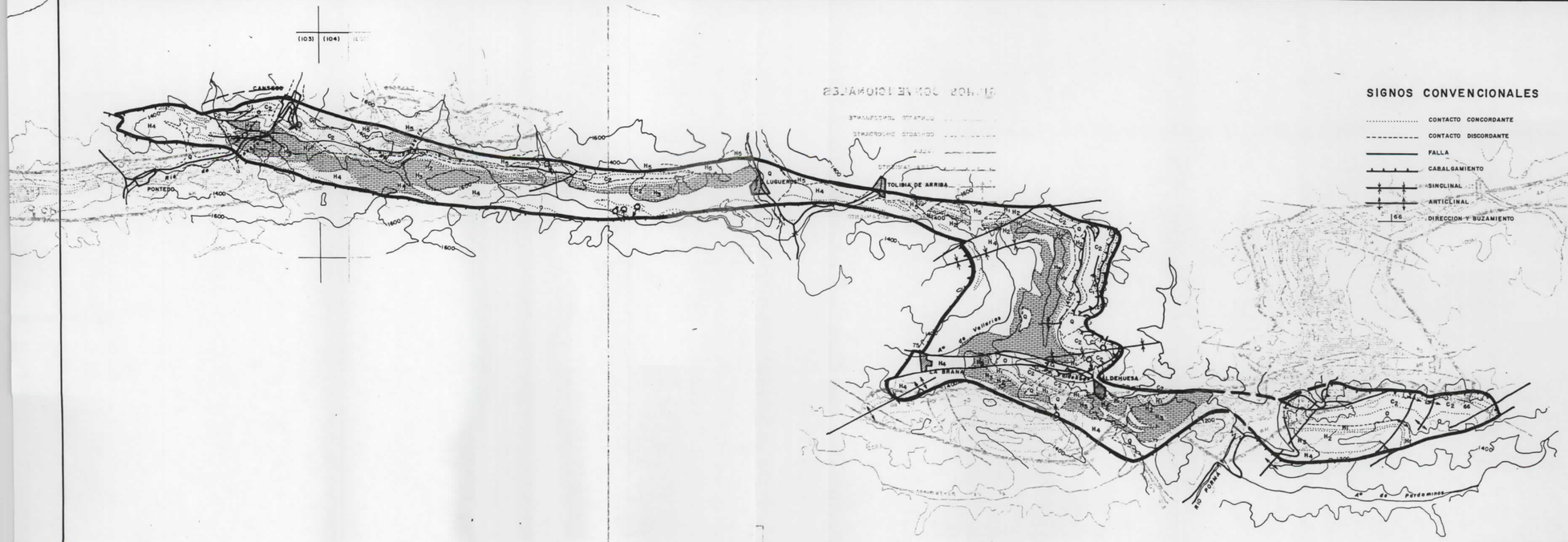
De los resultados de los análisis se deduce que las mismas tienen una facies bicarbonatada cálcica.

No se detecta en las mismas nitritos ni amoníaco, los nitratos aparecen en cantidades mínimas, 1 mg/l.

Desde el punto de vista química son aptas para consumo humano.

ANALISIS QUIMICOS

Nº REGIS	SIST ACUI	FECHA TOMA	FECHA ANAL.	DQO	CL	SO4	HCO3	CO3	NO3	NA	MG	CA	K	PH	CONDUC	NO2	NH4	P2O5	SIO2
130740002	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.4	1	15	179	7	1	2	15	41	0	8.2	315	0.00	0.00	0.00	5.1
140710002	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	9	146	0	1	1	6	40	0	8.1	221	0.00	0.00	0.00	5.5
140730004	C	12-Sep-92	09-Dic-92	0.4	1	7	123	5	1	1	4	38	0	8.2	203	0.00	0.00	0.00	4.9


(103)
(104)
CARSEDO
PONTEDO
TOLIBIA DE ARRIBA
LUGUEROS
LA BRAÑA
VALDENUESA
Valporquero
Valporquero
Polvoso
Polvoso
Polvoso

11.- UNIDAD DE GAYO

1.- GEOLOGIA

1.1.- Introducción

La zona estudiada se encuentra situada, desde el punto de vista geográfico, en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León.

El relieve es montañoso en todo el área con altitudes que oscilan, en general, entre 1.000 y 2.000 m. Ocupa parte de las cuencas de los ríos Luna, Bernesga, Torío, Curueño y Porma.

La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones con marcado caracter E-O, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores, muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Westfaliense, con varias lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica (Plano nº 14).

1.2.- Estratigrafía

La sucesión paleozoica abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Superior y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta dos lagunas: una abarca el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) y se presenta casi generalizada; otra es de edad pre-Fameniense Superior, y su lapso de tiempo se incrementa progresivamente hacia el NE, llegando a faltar algunas formaciones del Devónico Medio y Superior.

De muro a techo se han diferenciado las siguientes formaciones:

1.2.1.- Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como "Calcaires de Láncara" para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la

localidad de Láncara de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla), fuera de esta zona, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa a la sucesión tipo dada por COMTE, que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia, la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

- Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con "birdeseyes".

- Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

En la Escama de Gayo (Unidad de La Sobia-Bodón) el miembro inferior pertenece a la facies de Barrios, formada por dolomías amarillentas con laminaciones de algas a las que se superponen calizas grises con "birdeseyes".

El miembro superior se presenta en la facies de Barrios, caracterizada por la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

Su potencia es de unos 60 m.

El miembro inferior corresponde a un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas.

Las calizas con birdeseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede (Unidad de Somiedo).

Al miembro superior se le atribuye un medio de depósito más profundo, nerítico somero.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución (OELE, op. cit.), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo (OELE, op.cit.).

Su edad es Cámbrico Inferior (miembro inferior)-Cámbrico Medio (miembro superior).

1.2.2.- Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937, 1938, 1959) en la localidad de Oville, se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando la zona estudiada dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

- Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las "Areniscas de símula".

- Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa. El techo es neto, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (Teichichnus, Artriophycus, Planolites).

- Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene Cruziana y Lingúlidos (ARMABURU, op.cit.).

La potencia de esta serie es de 250 a 270 m.

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca. Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, op. cit).

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (op.cit.) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva.

ARAMBURU propone un sistema deltaico trenzado o de llanura deltaica trenzada.

La edad de esta formación es Cámbrico Medio.

1.2.3.- Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

La Formación Barrios fue definida por COMTE (1937a, 1959)

con el nombre de "Quarzites de Barrios", en el pueblo de Barrios de Luna. Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente.

ARAMBURU (op.cit.) separa, al igual que en la Formación Oville, cinco dominios en la Zona Cantábrica con características litoestratigráficas, espesor y facies diferentes. En los afloramientos del Dominio N de León distingue tres miembros en base a la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación:

- Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta.

- Miembro Ligüeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (fuera del área estudiada), despareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

- Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el E) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación oville (en el O) por una discontinuidad mayor.

Su espesor medio es de 300 a 400 m, aumentando de O a E.

Son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen:

a) bajo la forma de delgados (30 cm) niveles de caolín, Capa Valverdín, son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico.

b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación.

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, op.cit.), en proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

ARAMBURU (op.cit.) discrepa de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado ("braid delta") o de llanura trenzada ("braidplain delta"). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe (como ocurre dentro de esta zona).

La edad de esta formación va del Cámbrico Medio al Arenig.

1.2.4.- Formación Formigoso (Llandoveriense Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937) está consituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y areniscas.

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros:

a) Pizarras del Bernesga, pizarras negras con abundante fauna de graptolites.

b) Capas de Villasimpliz, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

La sucesión forma una secuencia negativa hasta la formación suprayacente de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (op.cit.) al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio es el seguido por BOSCH (1969) quien lo sitúa bajo la primera arenisca ferruginosa.

El espesor de la formación no supera los 120 m.

Para BOSCH (1969), el medio, de profundidad no determinable, es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita).

La abunantes fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional (Llandoveriense Medio y parte más alta del Llandoveriense Inferior), la parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandoveriense Superior (TRUYOLS et al., op.cit); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior.

1.2.5.- Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior)

La Formación Furada-San Pedro aflora en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937b) en la

vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León), observando este autor su correspondencia con la Formación Furada, definida por BARROIS (1982) en la vertiente norte (Asturias).

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas, oscilando los espesores entre 80 y 150 m.

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja y que en la base son a veces conglomeráticas, areniscas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

La base de la formación ha sido tomada con distintos criterios, por una parte COMTE (op.cit.) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de areniscas ferruginosas (BOSCH, op.cit.) con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perder la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuenca; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Por su parte el techo es totalmente gradual.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967 ...), con ambientes de mar más abierto hacia el O (LLOPIS, 1967; SANCHEZ de la TORRE et al., 1984); el caracter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FUHRER, 1982; SUAREZ de CENTI, op.cit.). Este último autor estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a un proceso de "rifting", asociado al cual existía un vulcanismo de tipo básico.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, op.cit.).

Su edad es Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior.

1.2.6.- Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1959) define la unidad litológica de La Vid como "Schistes et calcaires de la Vid" en el pueblo de La Vid, cuenca superior del río Bernesga. VERA (1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmin, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla, que se han diferenciado en la cartografía siempre que ha sido posible.

Las <u>Dolomías de Felmin</u> están formadas por dolomías grises

o amarillentas, "mudstone", wackestone" y en menor medida "packstone" de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de ripples además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de ripples; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, ripples de ola y corriente, pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las Calizas de La Pedrosa son calizas y calizas margosas, "wackestone" y "packstone" fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, ripples, flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las Pizarras de Valporquero, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas.

Las Calizas de Coladilla, de base grdual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a grainstone encriníticas con superficies erosivas, laminación de ripples y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el caracter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

En esta zona su espesor no sobrepasa los 100 m, faltando los términos superiores.

VERA (1988) propone un modelo de depósito de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatadas. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de lagoon y que corresponden a las Dolomías de Felmin-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla.

Según GARCIA-ALCALDE et al. (1979) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniense a Siegeniense Superior; las Calizas de La Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gediniense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

1.2.7.- Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)

La formación Santa Lucía aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos. Fue definida por COMTE (1936) en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, con el nombre de "Calcaires de Santa Lucía", estableciendo el corte tipo en la carretera de Oviedo-León entre Santa Lucía y Vega de Gordón. Anteriormente esta Formación había sido definida en la vertiente Norte por BARROIS (1982) como Formación Moniello.

El espesor en el área tipo es de 240 m, no obstante en esta escama sólo aflora al SE de la misma con una potencia de 15 m.

MENDEZ BEDIA (1976) realiza un estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica, agrupando el conjunto de materiales en tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello) equivalentes a las facies diferenciadas por COO et al. (1971) (facies de birdeseyes, facies packestone y facies grainstones). Estos tres tipos de sucesiones o facies corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito de la formación tuvo lugar en una cuenca concéntrica al Arco Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermareales, con calizas de "birdeseyes", laminaciones y "mud-crack"; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y "birdeseyes" en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclásticas con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de caracter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

La edad de la formación es Eifeliense Inferior,salvo los tramos basales que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior , siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

1.2.8.- Formación Pizarras de Huergas (Eifeliense-Givetiense)

La Formación Pizarras de Huergas, fue definida originariamente como Areniscas y Pizarras de Huergas por COMTE (1936), estableciendo el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón. En la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica esta formación pasa a ser predominantemente areniscosa, conociéndose con el nombre de Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916).

El tránsito en la base es gradual con la Formación Santa Lucía, aunque supone un cambio litológico notable al predominar la sedimetación terrígena, formada por pizarras negras flexibles, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo

dificulta a veces el establecer con exactitud su base.

En esta escama, donde sólo aflora al SE de la misma, su potencia no sobrepasa los 15 m.

BOSCH (1969) establece que la Formación Huergas se depositó en una plataforma inestable y rápidamente subsidente, sujeta a condiciones ligeramente reductoras, algo más oxidantes en las zonas más próximas a la costa.

La edad de esta formación es Eifeliense-Givetiense.

1.2.9.- Areniscas del Pizarras de Huergas Formación Ermita). (Frasniense-Tournaisiense Inferior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades eminentemente detríticas cuyas áreas de afloramiento son bastante irregulares y restringidas, salvo para la Formación Ermita que aparece también en otras unidades de la Zona Cantábrica.

En conjunto, presentan un acusado adelgazamiento en dirección E y N.

En el valle del Bernesga, COMTE (1936) distinguió sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita, de las que en esta escama solo se presentan las Areniscas de la Ermita.

Dentro de la localidad de Getino en la Escama de Gayo las Areniscas tienen un espesor de 12 m, se apoyan erosivamente sobre el Grupo La Vid, Calizas de Santa Lucía o Pizarras de Huergas, y, litológicamente, son areniscas calcáreas, localmente ferruginosas de grano fino a medio, hacia el techo con fauna de equinodermos y braquiópodos, siendo comunes estratificación cruzada planar y superficies erosivas.

Respecto a la interpretación sedimantaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un caracter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de lagoon, aluviales e incluso calizos.

La Formación Ermita tiene para todos los autores un caracter regresivo y está representado por depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que pasan en zonas más externas a submareales.

En conjunto su edad oscila entre el Frasniense-Tournaisiense Inferior.

1.2.10.- Formación Baleas (Tournaisiense)

La Formación Baleas ha sido definida por WAGNER et al. (1971) estableciendo su localidad tipo en la cantera de Baleas

situada al norte de la localidad de Pola de Gordón; constituye un delgado nivel de calizas detríticas, bioclásticas y a veces microconglomeráticas (COLMENERO et al. 1988) de grano grueso y generalmente recristalizadas. Su base es erosiva, existiendo una disconformidad, y el techo es normalmente neto.

El espesor que alcanza esta formación es de 2 a 9 m.

Su edad es Tournaisiense.

1.2.11.- Formación Vegamián (Tournaisiense Medio-Superior)

La Formación Pizarras de Vegamián fue establecida por GINKEL (1965), si bien ya COMTE (1959) había introducido el nombre de "Couches de Vegamian". La Formación Vegamián es un equivalente lateral de la Formación Baleas y aún de la Formación Ermita. Su espesor es, en general, muy reducido; oscilando entre 4 m y unos pocos centímetros. En la localidad tipo tiene 15 m de potencia.

Litológicamente está constituida por pizarras grises oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert, localmente aparecen delgados niveles areniscosos y lentejones carbonatados (RODRIGUEZ FERNANDEZ et al., 1983). Los límites son en general netos, si bien, el paso a la Formación Alba (Genicera) puede ser transicional.

El medio de depósito invocado para estos materiales es de una plataforma situada por debajo del nivel de ola, con baja intensidad de sedimentación y sujeta a unas condiciones anóxicas. RAVEN (1983) considera que estas condiciones se habrían producido, tras una transgresión, en las zonas más profundas de la plataforma carbonatada y en sus áreas adyacentes.

En base a los trabajos de HIGGINS et al. (1964), WAGNER et al. (1971), HIGGINS (1971, 1974) y RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (1983) la edad de esta formación se ha datado como Tournaisiense Medio-Superior.

1.2.12.- Formación Alba (o Genicera) (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma neta unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1982) como "Mármol Griotte", por PRADO y VERNEUIL (1958) como "Caliza Griotte" y por COMTE (1959) como "Griotte de Puente de Alba" con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga). WAGNER et al. (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

Según SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1983) en la cantera Baleas (corte tipo) está constituida por:

- *El Miembro Gorgera está constituido por calizas nodulosas rojizas de grano fino, wackstone bioclásticas, con algún nivel mudstone y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de plantónicos, ostrácodos, goniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos apareciendo algún interestrato de pizarras rojas (5 m).*

- *El Miembro Lavandera está constituido por radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas; hacia el techo disminuyen las radiolaritas, aumentan las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente rediolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento de sílice es predominante, disminuyendo hacia el techo (4 m).*

- *El Miembro Canalón consiste en una alternancia de calizas nodulosas rojas de grano fino y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es mudstone, con algunas calizas bioclásticas wackstone, de organismos plactónicos, ostrácodos, trilobites (13 m).*

El tránsito a la Formación Barcaliente es gradual y corresponde a una alternancia de calizas grises y rojas de grano fino, con pizarras rojizas y verdes. Las calizas son mudstone y localmente wackestone bioclásticas, con organismos plactónicos, ostrácodos y goniatites (7 m).

La potencia de esta formación aquí es de unos 29 m, si bien, puede ser de unos pocos metros en algunas localidades.

Su edad comprende todo el Viseiense

1.2.13.- Formación Barcaliente (Serpujoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER et al. (1971), siendo su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera, mientras que puede ser neto o gradual bajo la Formación Valdeteja, siendo siempre neto bajo los materiales terrígenos que sustituyen a esta Formación en el Sinclinal del Pedroso. La potencia de la formación varía de forma general entre 200 y 350 m.

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramientos. Consta de calizas gris oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la exitencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo. Texturalmente las calizas son mudstone o mudstone-wackestone, más raramente wackestone. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación; mientras que, en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (brecha del Porma,

REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m, estos niveles de brechas han sido reconocidos en otros puntos. Este nivel es lateralmente discontínuo y presenta una geometría similar a la de un canal con paredes irregulares y netas de tendencia vertical; está compuesto por una mezcla caótica de clastos angulosos y muy heterométricos tanto de caliza como de dolomía secundaria, generalmente bien estratificadas; aparecen inmersos en una matriz principalmente dolomítica.

GONZALEZ LASTRA (1978) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restrigida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje.

Para EICHMLLER (1986) las brechas son debido a procesos de inestabilidad de la plataforma, individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas, en los taludes así desarrollados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento).

Su edad varía entre Namuriense A y Namuriense B Superior.

1.2.14.- Formación Valdeteja (Bashkiriense)

La Formación Valdeteja definida por WAGNER et al. (1971) aparece sobre la Formación Barcaliente en todos los afloramientos. La geometría de la formación, lenticular a escala cartográfica con base plana y techo monticular, ilustra claramente la diacronía de su techo, observándose su paso lateral a los materiales detríticos. El espesor de la Formación Valdeteja va a variar grandemente, incluso en distancias del orden de algunos kilómetros. Su espesor es de 700 m, lateralmente puede perder rápidamente potencia al se sustituida por la Formación San Emiliano, como ocurre al oeste de esta escama.

Litológicamente esta formación está constituida por calizas grises claras masivas con algunos intervalos más estratificados e intervalos margosos. Dado el carácter lenticular de los intervalos masivos, la sucesión vertical varía de unos puntos a otros, con lo que no es posible dar una sucesión general válida para toda la formación. EICHMULLER (1985, 1986) señala que está compuesta por un amplio abanico de depósitos calcáreos: "boundstone" de algas y más raramente de corales, correspondientes a los cuerpos masivos lenticulares ("mud mounds" y "reef mounds" según este autor); calizas ("mudstone" a "graintone") bioclásticas y fosilíferas, oolíticas, peloidales, oncolíticas; espiculitas y depósitos de brechas calcáreas.

RIDING (en WAGNER et al., 1971) y RIDING (1979) señaló el caracter bioconstruido (masas arrecifales o bancos) de parte de los depósitos de esta formación, correspondiente a un medio somero y con una tasa de sedimentación alta. EICHMULLER (1985) considera que la formación constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno. Diferencia distintos ambientes desde lagoon ("grainstone" de peloides

"wackestone" de oncoides, estromatolitos y "mudstones" con seudomorfos de evaporitas), cuenca de intra-plataforma (calizas oscuras y tableadas: "wackestones" de espículas con "slumps") y plataforma marina abierta con construcciones algales ("mounds").

Dentro de un contexto sinorogénico, la aparición de estas plataformas carbonatadas aisladas es atribuida por este autor a un incremento en la subsidencia de la plataforma tipo Barcaliente, dinámica que ya se observa en la parte alta de aquella formación y que daría lugar a una diferenciación en zonas hundidas sujetas a sedimentación basinal y zonas elevadas, donde se desarrollarían las plataformas carbonatadas.

La edad de la base de la formación es considerada isócrona (TRUYOLS et al., 1982) y se sitúa en el Namuriense A-B. El techo de la formación es, en cambio, fuertemente diacrónico, y oscila entre el Bashkiriense Inferior y el Superior (TRUYOLS et al., op.cit. y TRUYOLS et al., 1984).

1.2.15.- Formación San Emiliano (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

Sobre y lateralmente a la Formación Valdeteja, aflora una sucesión terrígena con intercalaciones calcáreas y capas de carbón más o menos abundantes. En el área de San Emiliano BROUWER y GINKEL (1964) denominaron a esta sucesión Formación San Emiliano. Posteriormente, y en el mismo área, la formación fue definida de modo formal por BOWMAN (1980, 1982), quien separó en ella tres miembros: Pinos, La Majúa y Candemuela (Oeste de la zona estudiada).

En el área de San Emiliano, la formación, según BOWMAN (op.cit.), constituye una potente (1.800 m) sucesión detrítica con intervalos calcáreos y algunas capas de carbón en la parte alta. Las proporciones relativas entre terrígenos y carbonatos llevaron a la distinción de los tres miembros mencionados. La sucesión es la siguiente:

- <u>Miembro Pinos:</u> Su espesor es posiblemente mayor de 300 m, está formado por pizarras negras homogéneas con briznas vegetales y fauna dispersa y ocasional. En la parte baja engloban endolistolitos derivados de la Formación Valdeteja, que localmente son muy abundantes y algunos exolistolitos de procedencia no determinada. Dentro de esta sucesión pizarrosa, y con una distribución vertical más amplia, aparecen niveles de turbiditas tanto calcáreas como terrígenas. Finalmente, en la parte superior del miembro las pizarras pasan a limolitas bioturbadas con fauna dispersa y con delgadas intercalaciones arenosas de bases netas, y a 20 m del techo, un nivel lenticular de calizas con algas filoides.

- <u>El Miembro La Majúa</u>, de 1.050 m de espesor, está formado por una alternancia rítmica de intervalos terrígenos con ocho niveles calcáreos importantes. Los intervalos terrígenos forman típicas secuencias negativas desde pizarras con fauna marina hasta areniscas, a veces canalizadas; en la parte alta del miembro, y

a techo de los intervalos terrígenos, aparecen algunas capas de carbón. Las calizas presentan un variado abanico de facies, siendo las más frecuentes las calizas ("wackestone" y "packstone") bioclásticas y las calizas con algas, principalmente del género "Donezella", que en muchos ejemplos llegan a formar construcciones ("mounds"). Se han identificado en este miembro dos superficies de despegue, una situada en su base y otra en la parte media.

- El Miembro Candemuela tiene 500 m de espesor mínimo y su techo está cubierto discordantemente por los materiales estefanienses de la cuenca de Teverga-Puerto Ventana, por lo que representa los niveles más altos visibles de la formación. La complicación tectónica que presentan sus materiales dificulta la obtención de una serie general para este miembro. De un modo general, está formado por depósitos terrígenos organizados en secuencias tanto positivas como negativas. Las capas de carbón son aquí más frecuentes que en el Miembro La Majúa, si bien su calidad es baja y su espesor reducido. Por el contrario, los niveles calcáreos son delgados y discontínuos y el abanico de facies que presentan es más restringido que en el caso de las calizas del Miembro La Majúa.

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante desde un medio de cuenca profunda-talud, hasta un medio marino somero y finalmente deltaico (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, op.cit.).

La etapa de sedimentación de cuenca profunda y talud constituye el primer estadio en la historia sedimentaria de la Formación San Emiliano y viene representada por el Miembro Pionos en su área tipo. Su importancia es desigual de unas localidades a otras, como consecuencia de la existencia de diferencias en la tasa de subsidencia y en las características de los márgenes de la cuenca a lo largo de la extensión de la misma (BOWMAN, 1980, 1985), dado el contexto sinorogénico en el que se encuadra esta formación.

Los sistemas deltaicos reflejan la progradación de ambientes fluviales sobre la costa, así como sus migraciones laterales. Son solamente identificables en el área tipo de la formación donde constituyen buena parte de los miembros La Majúa y Candemuela; en el resto de los afloramientos no han podido ser caracterizados, quizás debido a las condiciones de afloramiento. La aparición de capas de carbón registra la existencia de momentos en los que existían condiciones favorables al desarrollo de la vegetación, con un acuifero de agua dulce. Su presencia se produce principalmente en las llanuras deltaicas y en relación con islas-barrera, en la parte alta del Miembro La Majúa y, sobre todo, en el Miembro Candemuela.

La Formación San Emiliano refleja un período de relleno de una cuenca sedimentaria que ya se habría iniciado durante el Namuriense Inferior con la sustitución de las calizas nodulosas de la parte alta de la Formación Alba por las secuencias condensadas de las capas de Olaja (BOWMAN, 1980, 1985, SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1983 a, b).

En esta escama, la edad de la base de la formación varía según MOORE et al. (op.cit.) entre el Namuriense B Superior (Viadangos de Arbás) y el Westfaliense A Inferior (Villanueva de la Tercia). La caliza masiva tiene en su base una edad Bashkiriense Superior a Bashkiriense terminal (VILLA, en FERNANDEZ, 1990), mientras que su techo da una edad Vereisky y Westfaliense A (HORVATH, 1985; VILLA et al., 1988). Por su parte, los niveles más altos que afloran han proporcionado una edad Vereisky Superior y Westfaliense B (HORVATH, op.cit.; VILLA et al., op.cit.).

1.2.16.- Cuaternario

Está representado por depósitos aluviales y glaciares.

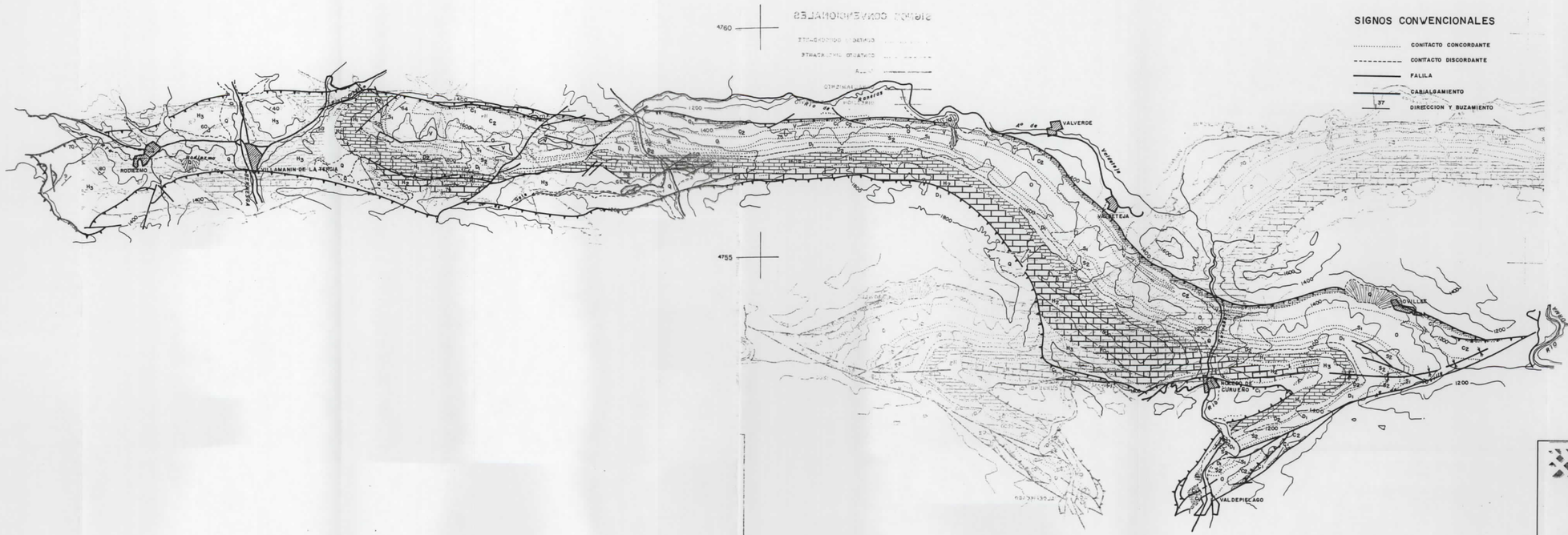
Los depósitos aluviales están constituidos por cantos redondeados englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

Los depósitos glaciares son de tipo morrénico, ocupan áreas elevadas y generalmente aparecen removilizados y transformados en coluviones de ladera, si bien conservan todavía gran parte de las características glaciares.

1.3.- Tectónica

Es la escama más meridional de la Unidad de La Sobia-Bodón.

En su parte oriental, el Cabalgamiento de Gayo muestra un rellano cabalgante de la Formación Láncara, que se dispone sobre el flanco sur del Sinclinal de Cármenes (EVERS, 1967), desarrollado en la sucesión westfaliense del bloque cabalgado. Hacia el O, el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta los materiales westfalienses, rampa que se dispone también sobre el Sinclinal de Cármenes y más al O sobre un conjunto de pliegues situados entre Barrio de la Tercia y el río Bernesga. Sobre la rampa cabalgantes se desarrolla un anticlinal, cuya traza axial se acaba junto al cabalgamiento en la transición rampa-rellano. Al O del río Bernesga, el cabalgamiento de Gayo discurre entre materiales westfalienses. Entre dicho río y la localidad de Rodiezmo el cabalgamiento parece disponerse paralelamente a la estratificación de los bloques cabalgante y cabalgado; al oeste de dicha localidad muestra una fuerte rampa cabalgante y más al oeste empalma con el cabalgamiento de Rozo. Sobre dicha rampa se desarrolla un antiforme que pliega el cabalgamiento de Rozo.



SIGNOS CONVENCIONALES

- CONTACTO CONCORDANTE
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA
- CABALGAMIENTO
- 37 DIRECCION Y BUZAMIENTO

LEYENDA

CUATERNARIO		Q	ALUVIAL Y CONOS DE DEYECCION
CARBONIFERO	WESTFALIENSE	H_3 / H_2	H_3 LUTITAS, ARENISCAS, CONGLOMERADOS Y CALIZAS (F. EMILIANO) H_2 CALIZAS CLARAS MASIVAS (F. VALDETEJA)
	NAMURIENSE	H_1	CALIZAS MICRITICAS NEGRAS, FETIDAS, TABLEADAS (F BARCALIENTE)
	VISEIENSE TOURNAISIENSE	H_2	CALIZAS ROJAS NODULOSAS, RADIOLANTES (F. ALBA) ARENISCAS Y MICROCONGLOMERADOS (F ERMITA)
DEVONICO	FRASNIENSE	D_1	PIZARRAS, CALIZAS Y DOLOMIAS (BR. LA VID)
	EMSIENSE SIEGINIENSE GEDINIENSE	S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F. S. PEDRO)
SILURICO	SUPERIOR	S_1	PIZARRAS NEGRAS (F. FORMIGOSO)
	INFERIOR		
ORDOVICICO		O	ARENISCAS CUARCITICAS (F. BARRIOS)
CAMBRICO	SUPERIOR MEDIO	C_2	PIZARRAS VERDES, LUTITAS Y ARENISCAS (F. OVILLE)
	INFERIOR	C_1	CALIZAS Y DOLOMIAS (F.LANCARA)
		V	ROCAS VOLCANOCLASTICAS

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS EN ASTURIAS, CASTILLA—LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1990/92)					CLAVE
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE GAYO MAPA GEOLOGICO					PLANO Nº 14
DIBUJADO	FECHA 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA 1/ 50.000	CONSULTOR E.N. ADARO

2.- HIDROGEOLOGIA

2.1.- Límites de la Unidad

La Unidad de Gayo tiene una superficie de 46 km^2.

Los límites norte y este lo constituyen los materiales impermeables de la formación San Emiliano y en algunos puntos los permeables de la formación Valdeteja, de la Unidad de Bodón, por lo que en los mismos el límite podría ser abierto y existir una comunicación hidráulica entre ambos acuíferos.

Los límites sur y este lo constituyen los materiales, impermeables y permeables, de las unidades de Correcillas y Aralla-Rozo (Plano nº 15).

2.2.- Características hidrogeológicas de las formaciones

En esta unidad, los acuíferos están constituidos por las formaciones Láncara, Grupo La Vid-Calizas de Santa Lucía y Barcaliente-Valdeteja, separadas entre sí por las formaciones inmpermeables Oville-Barrios-Formigoso-Furada y Areniscas del Devónico Superior-Baleas-Vegamián-Alba.

Se trata de acuíferos calcáreos con una permeabilidad que puede variar entre límites muy amplios, en función de la densidad de la fracturación y de la karstificación de la roca almacén, tanto en sentido vertical como horizontal, por lo que en distintos puntos de un mismo acuífero calcáreo se pueden tener comportamientos hidráulicos muy diferentes, desde impermeables hasta muy permeables.

De igual manera su capacidad de almacenamiento y velocidad de circulación, pueden llegar a ser muy importantes. Esta velocidad de circulación subterránea implica, con frecuencia, modificaciones importantes de caudales en un corto espacio de tiempo, como consecuencia de una respuesta rápida a la aparición y cese de un período de lluvias.

a) Formación Láncara

Es un acuífero calcáreo-dolomítico con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable. Su superficie aflorante, espesor y características geométricas hace que tenga muy escasa importancia desde el punto de vista de su aprovechamiento.

b) Formaciones La Vid y Santa Lucía

Ambas formaciones, constituyen un acuífero calcáreo-

dolomítico único, con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable, puntualmente.

Dada su escasa superficie aflorante, potencia y características geométricas, su importancia como acuífero aprovechable es escasa.

c) Formación Barcaliente-Valdeteja

Constituye un manto acuífero con permeabilidad por fisuración y karstificación muy variable, puntualmente. Su capacidad de almacenamiento en aguas subterráneas es elevada y su transmisividad es variable, fluctuando en funcióno de su espesor saturado en agua y de las variaciones de permeabilidad. Consecuentemente los caudales que se pueden extraer de él variarán entre límites muy amplios.

Es el único acuífero importante tanto por su potencia (1.000 m) como por su superficie aflorante.

2.3.- Funcionamiento

Los acuíferos calcáreos tienen una alimentación por infiltración directa del agua de lluvia en las zonas donde las calizas se encuentran aflorando, ya que las mismas están muy karstificadas y fisuradas en superficie.

Hay que hacer mención a dos tipos de infiltración:

- Una directa por fisuras de la roca, la cual sufre una karstificación superficial y presenta un paisaje típico de lapiaz.

La acción corrosiva del agua es menor a medida que ésta tiene mayor concentración en carbonatos, por lo que en superficie están mucho más desarrollados los procesos de karstificación que en profundidad.

La circulación, fundamentalmente vertical, origina conductos verticales de gran sección a los que van a parar las aguas infiltradas en la zona de lapiaz, siempre buscando los conductos preferentes de paso de agua.

- Otra por dolinas. El agua caída en la cuenca superficial de una dolina y que no se haya infiltrado directamente, lo hará por la sima; en estas zonas se infiltrará el 100% del agua.

Los acuíferos se drenan por una serie de manantiales, algunos de ellos importantes, y por los ríos y arroyos que le atraviesan.

También puede existir una alimentación o descarga en las zonas en que se ponen en contacto dos acuíferos que tengan distinto potencial hidráulico.

2.4.- Alimentación

Se pueden considerar como aportaciones las procedentes por infiltración directa del agua de lluvia y las entradas laterales tanto superficiales como subterráneas del agua procedente de otros acuíferos colindantes.

En el capítulo de Climatología se han representado los mapas de precipitación y lluvia útil para el período 1940/41-1982/83. Se ha elegido esta serie de años por ser la más representativa y completa, en cuanto a datos, en todas las estaciones pluviométricas tomadas com base para la confección de los planos anteriormente citados.

La evapotranspiración real se ha obtenido por el método de Thornthwaite, a partir de estos datos se ha elaborado un mapa de iso-ETR, a partir del cual se ha calculado el valor de la evapotranspiración real anual total, y por diferencia entre la precipitación y evapotranspiración real se ha determinado la lluvia útil.

A partir de la superficie aflorante de los acuíferos y de la lluvia útil, suponiendo un coeficiente de infiltración del 25-50% para las calizas, se han obtenido los siguientes resultados de infiltración para la unidad de 5-10 hm^3/año.

2.5.- Salidas

No se poseen datos suficientes para poder calcular las salidas de este acuífero, ya que los aforos realizados en los ríos que le atraviesan no han sido suficientes para calcular los mismos.

2.6.- Recursos subterráneos

Debido a que no se han realizado suficientes aforos diferenciales, los recursos se han estimado a partir de la lluvia útil.

En base a los valores de lluvia útil y superficie aflorante, para un coeficiente de infiltración del 25 al 50%, se ha obtenido unos recursos para toda la unidad que oscilan entre 5-10 hm^3/año.

2.7.- Reservas

El volumen de agua comprendido desde la cota de los manantiales hasta los 100 m de profundidad, para una porosidad media del 1%, es de 24 hm^3.

2.8.- Inventario de puntos de agua

Se ha realizado un inventario de los principales puntos de agua en la unidad, en total 14 puntos, todos ellos corresponden a manantiales cuyos caudales oscilan entre 0,1 y 10 l/s.

La mayor parte de los manantiales inventariados proceden de calizas, siendo los mismos los de mayor caudal, no se secan en verano. El resto de manantiales procedentes de rocas detríticas tienen menor caudal, generalmente no sobrepasan 1 l/s, tienen fuertes variaciones estacionales y llegan, incluso, a secarse en verano.

2.9.- Hidroquímica

Se han tomado en esta unidad 4 muestras de agua.

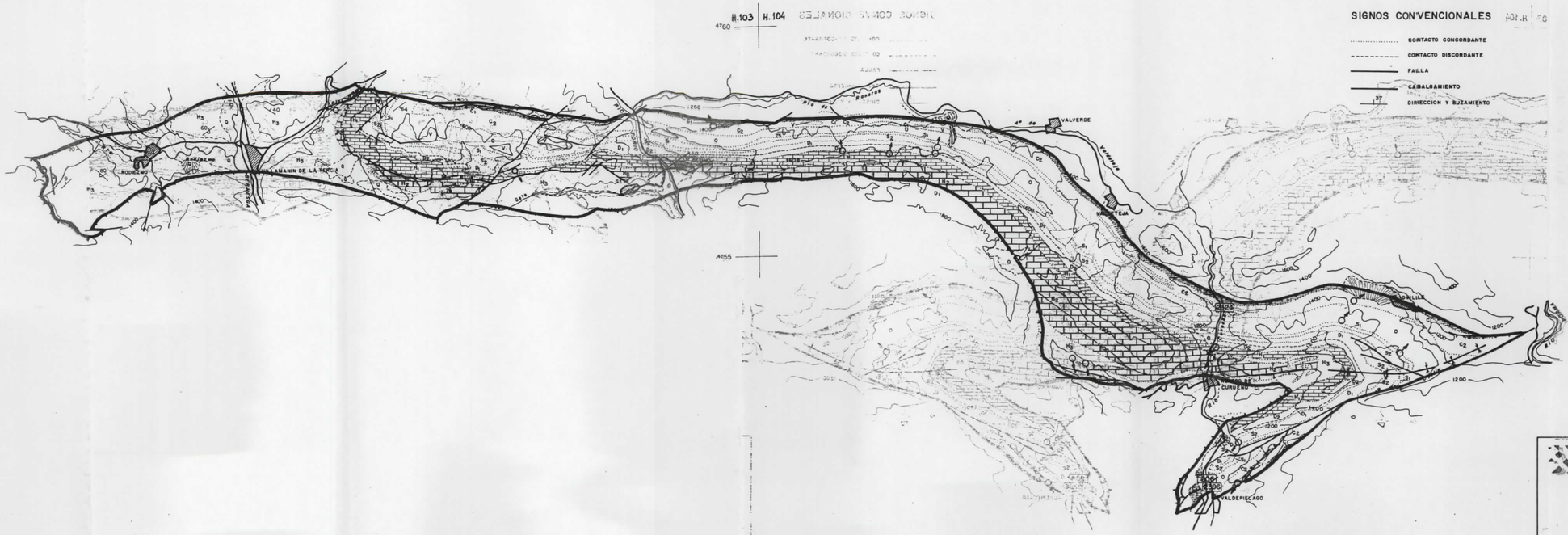
De los resultados de los análisis se deduce que las mismas tienen una facies bicarbonatada cálcica.

No se detecta en las mismas nitritos ni amoníaco, los nitratos aparecen en cantidades mínimas, inferiores a 2 mg/l.

Desde el punto de vista química son aptas para consumo humano.

ANALISIS QUIMICOS

Nº REGIS	SIST ACUI	FECHA TOMA	FECHA ANAL.	DQO	CL	SO4	HCO3	CO3	NO3	NA	MG	CA	K	PH	CONDUC	NO2	NH4	P2O5	SIO2
130730009	C	14-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	8	267	0	0	1	29	48	0	8.0	320	0.00	0.00	0.00	6.1
140760003	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.4	2	8	121	5	2	0	5	39	0	8.2	205	0.00	0.00	0.00	3.6
140760004	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.2	2	9	117	2	1	1	7	31	0	8.2	191	0.00	0.00	0.00	8.3
140760009	C	25-Sep-92	09-Dic-92	0.1	1	3	129	0	1	1	10	25	0	8.0	185	0.00	0.00	0.00	7.2



LEYENDA

CUATERNARIO		Q	ALUVIAL Y CONOS DE DEYECCION (PERMEABLE POR POROSIDAD)
CARBONIFERO	WESTFALIENSE	H_3	H_3 LUTITAS, ARENISCAS, CONGLOMERADOS Y CALIZAS (F. EMILIANO).
	NAMURIENSE	H_2	H_2 CALIZAS CLARAS MASIVAS (F. VALDETEJA) (IMPERMEABLE). (PERMEABLE POR FISURACION)
		H_1	CALIZAS MICRITICAS NEGRAS, FETIDAS, TABLEADAS (F BARCALIENTE) (PERMEABLE POR FISURACION)
	VISEIENSE TOURNAISIENSE	H_2	CALIZAS ROJAS NODULOSAS, RADIOLANTES (F. ALBA) (SEMIPERMEABLE) ARENISCAS Y MICROCONGLOMERADOS (F ERMITA) (IMPERMEABLE)
DEVONICO	FRASNIENSE	D_1	PIZARRAS, CALIZAS Y DOLOMIAS (GR. LA VID) (PERMEABLE POR FISURACION)
	EMSIENSE SIEGINIENSE GEDINIENSE		
SILURICO	SUPERIOR	S_2	ARENISCAS FERRUGINOSAS (F. S. PEDRO) (IMPERMEABLE)
	INFERIOR	S_1	PIZARRAS NEGRAS (F FORMIGOSO) (IMPERMEABLE)
ORDOVICICO		O	ARENISCAS CUARCITICAS (F. BARRIOS) (IMPERMEABLE)
CAMBRICO	SUPERIOR	C_2	PIZARRAS VERDES, LUTITAS Y ARENISCAS (F. OVILLE) (IMPERMEABLE)
	MEDIO		
	INFERIOR	C_1	CALIZAS Y DOLOMIAS (F LANCARA) (PERMEABLE POR FISURACION)

V_1 ROCAS VOLCANOCLASTICAS

LIMITE UNIDAD

MANANTIAL

206 AFORO (CAUDAL L/S)

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

PROYECTO: ACTUALIZACION INFRAESTRUCTURA HIDROGEOLOGICA Y VIGILANCIA DE ACUIFEROS (EN ASTURIAS, CASTILLA-LEON, CANTABRIA, PAIS VASCO Y RIOJA (1998/99))					CLAVE:
ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOS ACUIFEROS DE LA VERTIENTE SUR DE LA CORDILLERA CANTABRICA UNIDAD DE GAYO MAPA HIDROGEOLOGICO					PLANO Nº 15
DIBUJADO	FECHA: 1.993	COMPROBADO	AUTOR	ESCALA: 1/50.000	CONSULTOR E.N. ADARO