

## 17. LA SUCESIÓN PALEOZOICA DE LA REGIÓN DE TEVERGA-QUIRÓS

El itinerario que se describe a continuación, a realizar en los conejos de Teverga y Quirós, ofrece un gran interés estratigráfico ya que es posible observar, casi en su totalidad y de una manera continua, la sucesión paleozoica característica de gran parte del centro de Asturias.

La serie estratigráfica, de casi 4.000 m de espesor, tiene una edad comprendida entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Medio, abarcando un intervalo de tiempo aproximado de 210 millones de años (fig. 17.1). Existen, no obstante, algunas lagunas estratigráficas: una entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico Inferior (45 millones de años de duración), otra ocupando parte del Devónico Medio y Superior (25 millones de años) y finalmente, otras de menor importancia en el Carbonífero Inferior. Estos materiales fueron depositados principalmente en ambientes sedimentarios cercanos a la línea de costa (transicionales y marinos someros).

Esta sucesión pertenece geológicamente a la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1967). La mayor parte de ella se puede observar en la región de Teverga, perteneciente a la Unidad de La Sobia, si bien su parte superior se observa mejor en Quirós (Unidad del Aramo).

La estructura de la región de Teverga (figs. 17.2 y 17.3) se caracteriza por la presencia de cabalgamientos y pliegues, generalmente relacionados entre sí (Bastida y Gutiérrez, 1989). Los pliegues más frecuentes presentan un trazado longitudinal al de los cabalgamientos, destacando el Sinclinorio de Teverga al suroeste (Pello, 1976) y el Antiforme de Caranga al este. Este antiforme, con núcleo en la Cuarcita de Barrios, está cortado por varios cabalgamientos pertenecientes al sistema imbricado de La Sobia (Bulnes, 1995), presentando una estructura compleja; a grandes rasgos está formado por el Anticlinal de Peña Collada al oeste, y por el anticlinal complejo del Alto de Llaneces al este. Existen además varias fallas que en general son subverticales y de pequeño desplazamiento.

El recorrido idóneo para observar la geología de la región de Teverga se encuentra a lo largo de la carretera comarcal AS-228, entre las localidades de Caranga y Entrago (puntos kilométricos 19 a 28), que presenta un afloramiento casi continuo de los materiales que la forman, si bien pueden señalarse seis zonas concretas o paradas. Las dos primeras se localizan en el núcleo del antiforme, mientras las dos siguientes

PERÍODO	SUBPERÍODO		FORMACIONES
	INFERIOR	SUPERIOR	
CARBONÍFERO	MEDIO	C	Fm. San Emiliano
		B	
		A	
	INFERIOR	C	Fm. Valdeteja
		B	Fm. Barcaliente
		A	Fm. Alba
DEVÓNICO	SUPERIOR		Fm. Candamo ?
	MEDIO		Famensiense
			Frasniense
			Givetiense
	INFERIOR		Eifeliense
			Fm. Naranco
			Fm. Moniello
			Fm. Aguión
			Fm. Ferroñes
SILÚRICO	INFERIOR		Fm. Bañugues
			Lochkoviense
			Fm. Nieva
			Praguiense
			Pridoli
ORDOVÍCICO	SUPERIOR		Fm. Furada
			Ludlow
			Wenlock
			Llandovery
CÁM.	MEDIO		Fm. Formigoso
	INFERIOR		Ashgill
			Caradoc
			Llandeilo
SUPERIOR		Llanvirn	
		Arenig	
		Tremadoc	
			Capas de Getino
			Fm. Barrios
			?

Fig. 17.1. Columna estratigráfica de la sucesión paleozoica de la región de Teverga-Quirós. En blanco se representan las lagunas estratigráficas

se encuentran en el flanco inverso que une el Antiforme de Caranga con el sinclinorio de Teverga (fig. 17.2). En la región de Quirós, el recorrido se realiza por la carretera comarcal AS-229 y por la QU-4. Las formaciones que se podrán observar en cada parada están señaladas en la sucesión estratigráfica de la figura 17.4.

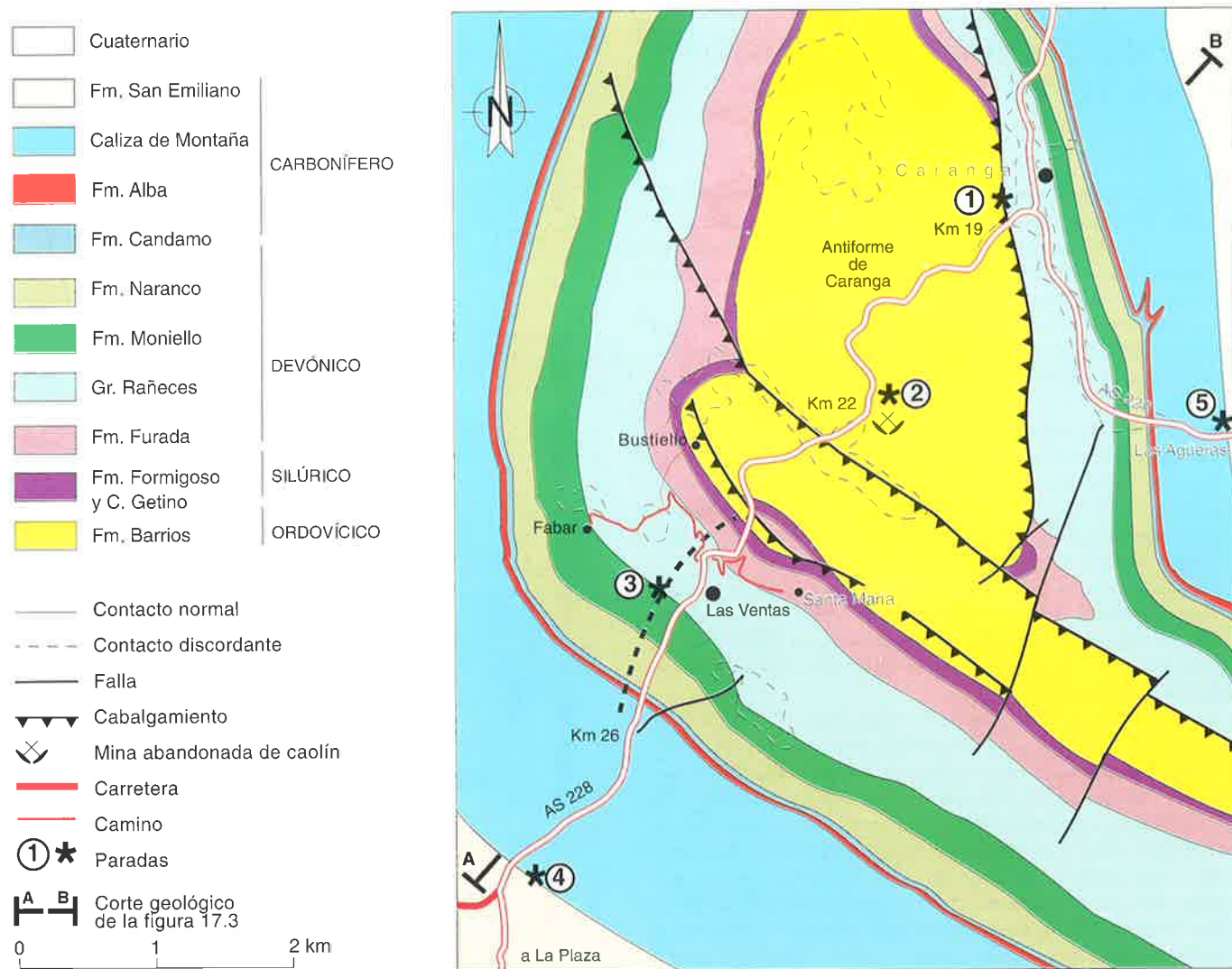


Fig. 17.2. Mapa geológico esquemático de la zona de Teverga, modificado de Pello (1976), con localización de las paradas a visitar

#### PARADA 1: PANORÁMICA GENERAL DESDE EL PUENTE DE CARANGA

Desde el puente de Caranga, en el punto kilométrico 19 y mirando hacia el noroeste, se tiene una excelente vista panorámica del flanco oriental del Antiforme de Caranga, destacando en el relieve

los bancos cuarcíticos de tonos claros de la Cuarcita de Barrios (fig. 17.5). Hacia el este, y sobre la Formación Barrios, se suceden las siguientes unidades devónicas y carboníferas: Grupo Rañeces, que está erosionado por el río Trubia y cubierto por los depósitos cuaternarios de la vega, Caliza de Moniello, Arenisca del Naranco, Caliza de Candamo, caliza *griotte* y Caliza de Montaña; estas for-

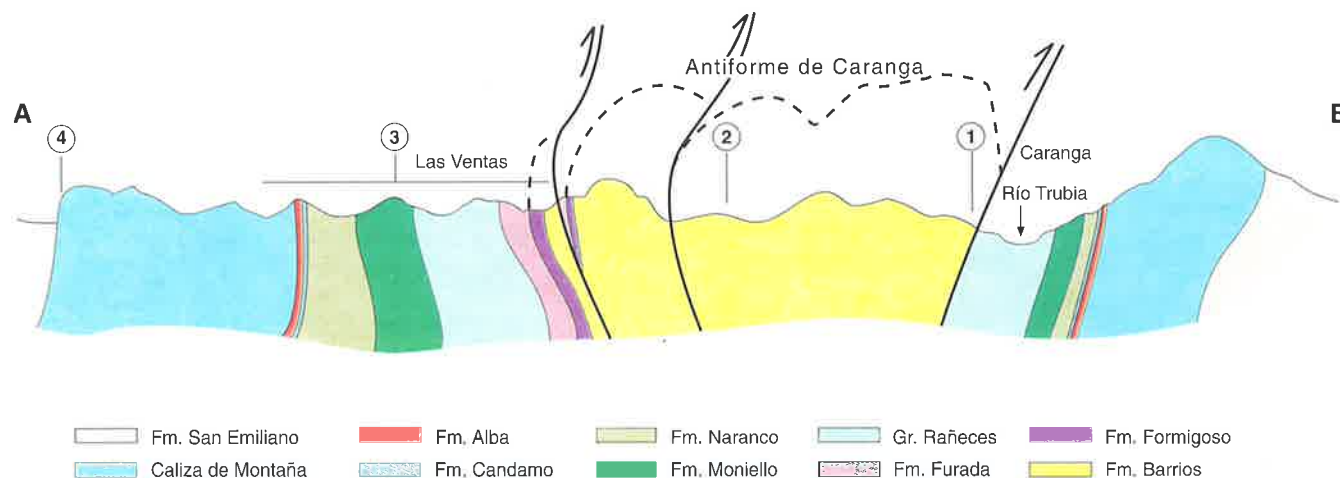


Fig. 17.3. Corte geológico correspondiente a la línea A-B de la figura 17.2. Los números corresponden a las paradas descritas en el texto

maciones están, en su mayoría, cubiertas por la vegetación, sobresaliendo en el alto los crestones calcáreos de la Caliza de Montaña.

El trayecto hacia la segunda parada y su continuación hasta la tercera, entre las localidades de Caranga y Las Ventas (fig. 17.2), tiene lugar por un desfiladero de casi 4 km de longitud que atraviesa el núcleo del antiforme, en el que se puede observar la Cuarcita de Barrios. Esta formación, de 250 m de potencia aproximadamente, presenta frecuentes cambios de buzamiento, desde capas casi horizontales a verticales, como consecuencia de los numerosos pliegues existentes.

#### PARADA 2: LAS CUARCITAS DEL ORDOVÍCICO INFERIOR

La segunda parada se sitúa en el km 22 de la carretera a Teverga, aproximadamente en la mitad del desfiladero. En ella se observan algunos aspectos particulares de la Formación Barrios, que está constituida casi exclusivamente por cuarcitas duras de color blanquecino (cuarczoarenitas cementadas por cuarzo); pertenece al Ordovícico Inferior, aunque su base puede alcanzar el Cámbrico, y fue depositada en un medio deltaico (Aramburu y García-Ramos, 1993). La serie se presenta invertida, con un buzamiento de unos 45° al noreste, destacando el gran número de diaclasas perpendiculares a la estratificación.

En esta parada pueden observarse dos buenos ejemplos de estratificación cruzada planar tabular; uno de ellos, que presenta láminas asintóticas con el muro y tangenciales en el techo, sir-

ve como «criterio de polaridad». Siguiendo por la carretera hacia la parte superior de la serie, se encuentran intercalaciones delgadas de limolitas y lutitas oscuras con gran cantidad de pistas y excavaciones orgánicas.

Justo antes de cruzar el puente, se encuentra una bocamina parcialmente derrumbada y cegada. Aquí se explotaba una capa de caolín de 59 cm de espesor y gran continuidad lateral, que sigue siendo extraído en otras localidades cercanas. En los bordes de la bocamina y en los derrubios de los alrededores, se pueden observar algunos trozos de caolín; éste, generalmente de grano fino, tiene un color grisáceo, fractura concoidea característica, y laminaciones marcadas por pirita y minerales oscuros. Corresponde a un *tonstein* de caolinita derivado de una antigua toba volcánica, cuya conservación se vio favorecida por una baja intensidad de sedimentación (García-Ramos *et al.*, 1984).

A ambos lados de la bocamina se encuentran limolitas y cuarczoarenitas con laminación cruzada de *ripples*, en las que se aprecian abundantes *Skolithos* y moldes de nódulos de pirita; estos *Skolithos*, a los que los mineros llaman «botones», sirven de guía para la localización de la capa.

#### PARADA 3: LAS FORMACIONES SILÚRICAS, DEVÓNICAS Y CARBONÍFERAS

La sucesión estratigráfica que se muestra en esta parada, situada en los alrededores del pueblo de Las Ventas, tiene una edad

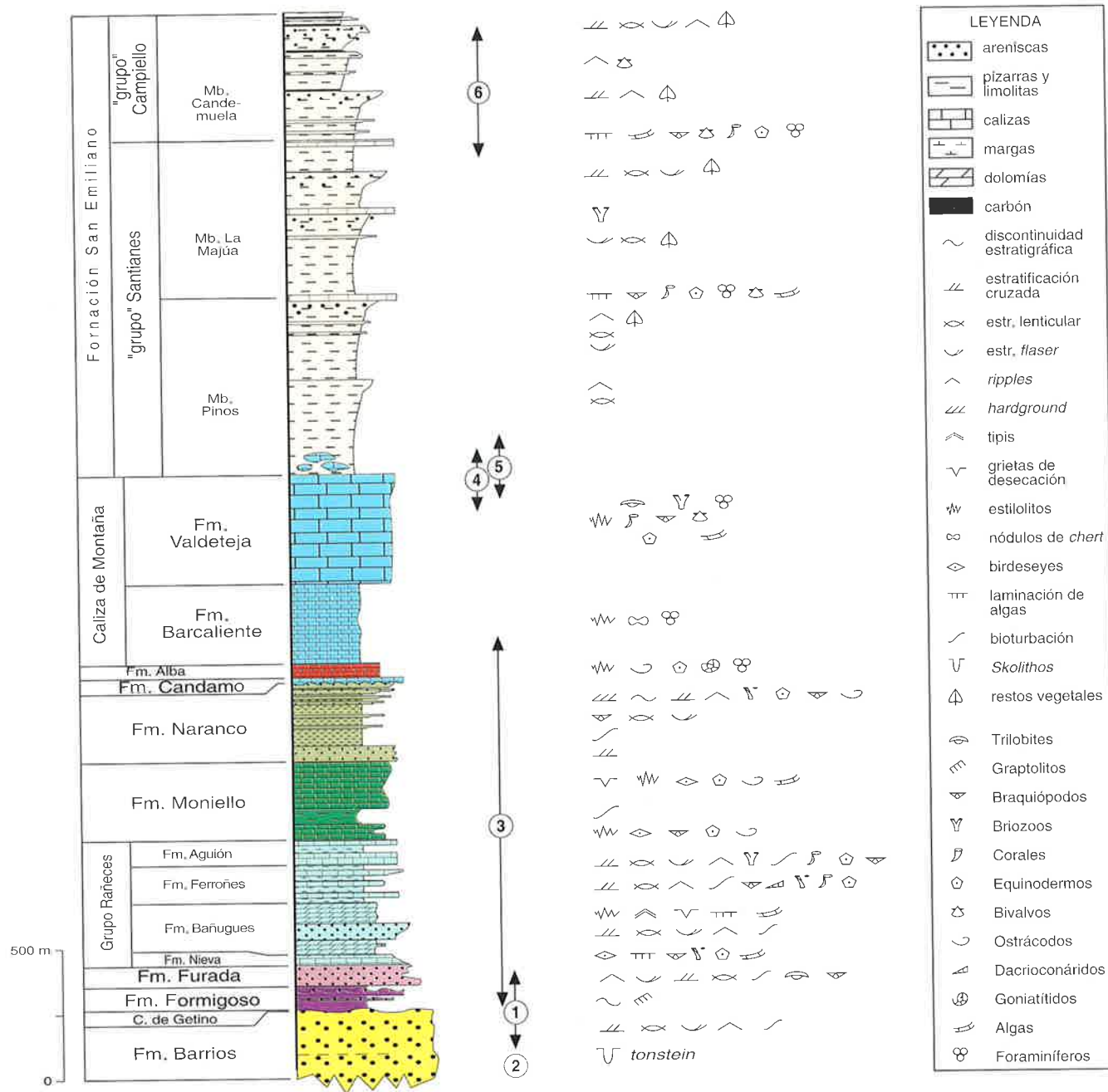


Fig. 17.4. Sucesión estratigráfica compuesta para la región de Teverga y Quirós

comprendida entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Inferior; se extiende desde el techo de la Formación Barrios (km 23,6) hasta la base de la Formación Barcaliente (km 25,6), con una disposición invertida y un buzamiento de las capas en torno a los 70° al noreste (figs. 17.6 y 17.7). En el transcurso de la visita se observarán las características generales de las formaciones presentes, destacando algunos aspectos particulares de las mismas; esta sucesión, como se podrá constatar en el siguiente capítulo, muestra algunas diferencias con la existente en la región del Cabo Peñas.

La superficie de techo de la Formación Barrios es perfectamente visible a la salida del desfiladero, ya que la unidad siguiente, «capas de Getino», se dispone en contacto neto con la anterior y presenta un relieve deprimido; esta superficie destaca como una pared limpia, casi vertical, de aspecto rugoso provocado por la existencia de *ripples* y bioturbación.

#### Las «capas de Getino»

Las «capas de Getino» están formadas por 1,8 m de lutitas bioturbadas, seguidas por areniscas glauconíticas y más adelante por areniscas y limolitas ferruginosas. La edad de estas capas es imprecisa, como se indica en el capítulo 3, estando comprendida entre el Ordovícico Inferior y la base del Silúrico; se las considera una serie condensada en su sentido más amplio, dado que suponen muy poco registro sedimentario para un gran lapso de tiempo.

En la región del Cabo Peñas, donde el Ordovícico aparece completo (véase el capítulo 18), este lapso de tiempo está representado por las formaciones Luarca y Castro, constituyendo las «capas de Getino» el equivalente lateral de aquellas.

#### Las Pizarras de Formigoso

Por encima de las «capas de Getino» se encuentra la Formación Formigoso, de edad Silúrico Inferior-Medio (Llandovery a Wenlock). Por la orilla del río se pueden observar varios tramos de pizarras negras y gris oscuro, homogéneas o ligeramente laminadas; contienen graptolitos en los niveles más bajos, algunos tramos bioturbados, e intercalaciones de areniscas en las que se aprecian formas onduladas de *ripples* en el techo de las capas, así como su laminación interna. Las intercalaciones de areniscas son más abundantes hacia la parte superior de la sucesión, de manera que se pasa gradualmente a la formación suprayacente.

Según Sánchez de la Torre *et al.* (1984), la Formación Formigoso tiene 65 m de potencia en esta localidad, depositándose en un ambiente sedimentario de plataforma marina externa de baja energía.



Fig. 17.5. Aspecto de la Formación Barrios en el flanco oriental del Antiforme de Caranga, donde se observa el Anticlinal del Alto de Llaneces

#### La Arenisca de Furada

La Formación Furada no está muy bien expuesta en la carretera, debido a la presencia de suelos y vegetación en su parte inferior, y de pequeños pliegues y fallas en la superior. Alcanza aquí un espesor mínimo de 120 m, y se depositó en un ambien-



Fig. 17.6. Vista panorámica de la sucesión entre la Cuarcita de Barrios (en primer plano) y la Caliza de Moniello al fondo, con el pueblo de Bustiello sobre la Formación Furada



Fig. 17.7. Vista panorámica de la sucesión entre la Dolomía de Bañugues, a la derecha de la fotografía, y la Caliza de Montaña, al fondo. En el centro, se diferencian los tres miembros de la Formación Moniello y el pueblo de Fabar, asentado sobre la Formación Aguión

te sedimentario de plataforma marina somera (Sánchez de la Torre *et al.*, 1984).

La base de la Arenisca de Furada se puede observar en el entorno de la presa, en donde aparecen algunos bancos potentes de areniscas ferruginosas. Los siguientes tramos están muy cubiertos por suelos y derrubios de ladera, siendo necesario tomar el camino que desde Las Ventas sube a Santa María para poder observar la parte media de la formación. Ésta se presenta en secuencias constituidas por una parte inferior de lutitas y limolitas bioturbadas, entre las que se intercalan areniscas en capas finas con laminación cruzada de *ripples*, y una parte superior formada por areniscas más potentes con estratificación cruzada planar, laminación paralela y laminación cruzada de *ripples*; ocasionalmente, estas areniscas presentan porosidad de cantos blandos y formas convexas de *megaripples*. Un buen ejemplo de estas secuencias puede verse hacia la mitad del afloramiento.

La parte superior de la formación se encuentra mejor expuesta en la carretera. En ella se pueden observar capas irregulares de areniscas ferruginosas, algunas de las cuales presentan *megaripples* y estratificaciones cruzadas, así como cantos blandos ferruginosos, fosfatados y de lutitas verdes, que llegan a formar microconglomerados, como puede verse a unos 10 m de la base del afloramiento. A continuación se encuentran unas alternancias de areniscas, limolitas y lutitas en capas tabulares, con laminación paralela y de *ripples*; aquí se puede observar cómo las areniscas

tienen cada vez más cemento carbonatado, apareciendo unos tonos grisáceos en corte fresco, de manera que pasan gradualmente a unas calizas dolomitizadas arenosas que pertenecerían ya a la primera formación del Grupo Rañeces, las Calizas de Nieva.

La edad de la Formación Furada es Silúrico Superior-Devónico Inferior (Wenlock-Lochkoviense), situándose el límite Silúrico-Devónico a 30 ó 40 m por debajo del techo de la unidad.

### El Grupo Rañeces

Dentro del Grupo Rañeces, se pueden observar los rasgos principales de las cuatro formaciones que lo componen (fig. 17.4), las cuales fueron definidas en la costa asturiana. En esta sucesión, el Grupo Rañeces posee una potencia aproximada de 500 m, encontrándose afectada por numerosos repliegues, y con características algo diferentes a las de la costa debido a cambios laterales de facies (Vera de la Puente, 1989).

#### Las Calizas de Nieva

Las Calizas de Nieva, de tan sólo unos 50 m de espesor, están constituidas en su mayoría por calizas arenosas y bioclásticas dolomitizadas de color gris oscuro; tienen un tamaño de grano de arena fina, laminaciones onduladas y una débil bioturbación. Es interesante observar, si se dispone de una lupa de campo, el paso gradual desde las areniscas dolomíticas de la formación anterior a las calizas arenosas y posteriormente a las bioclásticas; a veces es posible ver, si no han sido borrados por la dolomitización, fragmentos de braquiópodos, briozoos y especialmente de crinoideos. En esta zona se pueden observar también varias fallas y diversos pliegues.

Por el camino de Santa María, estas mismas calizas adquieren un buzamiento en torno a los 20°, presentando además un color beige-amarillento, típico de la dolomita alterada, debido a la mayor permanencia de este afloramiento a los efectos de la meteorización.

Las Calizas de Nieva tienen una edad Devónico Inferior (Lochkoviense-Praguiense) y su ambiente sedimentario corresponde, en esta zona, a una plataforma marina somera.

#### La Dolomía de Bañugues

Continuando por la carretera se encuentra, después de cruzar un arroyo, la Formación Bañugues. En esta zona, la Dolomía de Bañugues está constituida por tres miembros bien diferenciados: el inferior y superior son dolomíticos y el medio es siliciclástico. Pertenece al Devónico Inferior (Praguiense) y se depositó en un ambiente sedimentario de llanura de mareas carbonatada, sobre la que se produce localmente un importante aporte de material siliciclástico (Sánchez de la Torre *et al.*, 1984).

El miembro inferior, de 47 m de potencia, está formado por dolomías micríticas de tonos grises en corte fresco y de gris claro a beige en las zonas meteorizadas, dispuestas en capas tabulares con un buzamiento en torno a los 45°; entre ellas se intercalan margas y lutitas oscuras. Abundan las laminaciones paralelas y onduladas, encontrándose también cantos blandos aplanados y laminaciones orgánicas (estromatolitos); en la parte superior aparecen, además, dolomías arenosas con laminaciones de *ripples* de corriente y de oleaje, en las que se pueden apreciar algunas excavaciones orgánicas. Este miembro se encuentra expuesto, con las mismas características, al principio del camino a Santa María.

El miembro medio, de 71 m de espesor, está constituido casi exclusivamente por areniscas beige y rojizas de grano medio a fino, que se disponen en capas generalmente tabulares con estratificación cruzada planar en cuña, laminación paralela, laminación cruzada de *ripples* de corriente y, en ocasiones, laminación de *ripples* de oleaje. También se encuentra expuesto en el camino anteriormente mencionado (fig. 17.2). Sin embargo, si se quiere observar con más detalle el miembro siliciclástico, hay que cruzar el río Teverga y seguir el camino que sube a Fabar, por el que aflora hasta la desviación a Bustiello, en donde la serie continúa invertida con un buzamiento de 70°: al comienzo de la primera curva a la izquierda se pueden contemplar bancos de areniscas beige (cuarzoarenitas), de hasta 2 m de espesor, alternando con capas más delgadas de areniscas ferruginosas. Las primeras presentan estratificación cruzada planar, visible en el primer metro, y laminación paralela; en las segundas se aprecia laminación paralela y cruzada. En las areniscas beige se podrán observar cantos blandos, estratificaciones cruzadas en surco y laminaciones cruzadas de *ripples*, mientras que en las areniscas ferruginosas aparecen buenos ejemplos de estratificación *flaser*, pistas orgánicas, moldes de grietas de desecación que sirven como criterio de polaridad (fig. 17.8) y *ripples* de ola e interferencia con formas rectas, sinuosas y bifurcadas, que en ocasiones tienen las crestas aplanadas (fig. 17.9).

El miembro superior de la formación no aflora en la carretera, pero puede contemplarse por el camino de Fabar, bien al principio, donde no está muy bien expuesto, o a partir de la desviación a Bustiello; en este último punto se puede observar un depósito cuaternario de ladera con cantos angulosos parcialmente cementados, costras carbonatadas y rizoconcreciones. Este miembro, de 69 m de espesor, se reconoce fácilmente por su aspecto tableado y por el típico color beige amarillento de meteorización; está formado principalmente por dolomías micríticas, entre las que se intercalan dolomías oolíticas y arenosas, brechas y margas dolomíticas, lutitas, etc., finalizando con 3 m de dolo-



Fig. 17.8. Moldes de grietas de desecación rellenos de arenisca en el muro de una capa, Miembro medio de la Formación Bañugues

mías recristalizadas masivas y sacaroideas. Todo el miembro superior presenta una gran variedad de estructuras sedimentarias, propias de facies sub, inter y supramareales. Abundan las laminaciones paralelas, onduladas, de *ripples* de corriente y de oleaje; también, con bastante frecuencia, se encuentran moldes de cristales de evaporitas (yeso y/o anhidrita), indicando la existencia de condiciones áridas en estos ambientes. De forma más



Fig. 17.9. Moldes de ripples rectilíneos en el muro de una capa de arenisca, Miembro medio de la Formación Bañugues

esporádica, se observan laminaciones orgánicas, superficies erosivas, estratificaciones cruzadas, deslizamientos (*slumps*) asociados a las brechas dolomíticas y pequeños tipis en las margas.

#### *Las Calizas y Pizarras de Ferroñes*

La tercera formación del Grupo Rañeces, Calizas y Pizarras de Ferroñes o de La Ladrona (García Alcalde, 1992), puede observarse por este mismo camino o por la carretera, aunque aquí está más recubierta por la vegetación. En esta localidad alcanza unos 100 m de espesor, y se depositó en un ambiente sedimentario de plataforma marina somera, afectada episódicamente por tempestades. Perteneció al Devónico Inferior (Emsiense).

Litológicamente está constituida por una alternancia de lutitas, margas y calizas margosas fosilíferas, propias de ambientes tranquilos; entre ellas se encuentran capas de calizas bioclásticas generadas por la acción de corrientes litorales, olas y tempestades. Presentan, en general, un contenido paleontológico rico y variado con braquiópodos, equinodermos, corales laminares y ramosos, briozoos, dacrioconáridos, etc.

La parte inferior de la formación, visible en el camino de Fabar, muestra una disposición horizontal debido a la existencia de un pliegue de arrastre. En ella se encuentran lutitas y margas fosilíferas bioturbadas, con algunas intercalaciones de calizas bioclásticas; estas calizas llegan a formar acumulaciones de hasta 9 m de potencia, como se observa en las inmediaciones de la capilla, pudiendo apreciarse en ellas una cierta orientación de los bioclastos en láminas cruzadas, granoclasificación inversa y estilolitos.

Pasada la ermita, la serie continúa con el mismo tipo de alternancias; entre ellas resaltan las calizas bioclásticas, ya que son rocas más duras, constituyendo acumulaciones originadas por tempestades («tempestitas») o por olas y corrientes litorales («barras»). En las primeras, dispuestas en capas delgadas de color gris, se pueden apreciar cantos blandos alargados y grandes braquiópodos orientados paralelamente a la estratificación, que llegan a constituir lumaquelas. En las segundas, de grano grueso y tonos grises o rojizos, es posible observar granoclasificación inversa, estratificación cruzada planar y en surco, cantos blandos y fragmentos de braquiópodos, crinoideos, corales y briozoos.

Capas con estas mismas características se encuentran en el talud de la carretera de Teverga, enfrente de la desviación a Fabar, donde hay un pequeño pliegue de arrastre; por otra parte, aquí es difícil seguir la sucesión, debido a la existencia de repliegues, fallas y un fuerte diaclasado casi perpendicular a la estratificación; sin embargo, es interesante observar la presencia de varias geodas con un cemento de calcita en diente de perro.

Hacia la parte superior de la formación aparecen unos 15 m de margas con braquiópodos y de calizas bioclásticas grises a

rojizas, en las que se pueden observar algunas colonias de corales laminares.

#### *Las Calizas y Margas de Aguión*

El paso a las Calizas y Margas de Aguión es gradual, pudiendo reconocerse porque la tonalidad se va haciendo predominantemente rojiza, aumentan las colonias de corales y briozoos y las calizas son fundamentalmente encriníticas. Esta formación está constituida aquí por unos 170 m de calizas bioclásticas y fosilíferas, lutitas y margas; su edad es Devónico Inferior (Emsiense) y se depositó en un ambiente de plataforma marina somera a litoral con desarrollo de *megaripples* y barras bioclásticas.

En el camino de Fabar afloran, aproximadamente, los 75 primeros metros de la formación; el resto se halla cubierto por el pueblo y la vegetación. Aquí se pueden observar varios bancos de calizas encriníticas con estratificación cruzada planar, granoclasificación inversa, cantos blandos, estilolitos y formas convexas de *megaripples*; en estos bancos se aprecia un cambio de coloración desde tonos grises, en las capas inferiores, a rojizos en las superiores, causado por la micritización y oxidación de los fragmentos de equinodermos poco después de su sedimentación. Estas calizas se encuentran sobre lutitas, y forman la parte superior de secuencias generadas por la migración de barras calcareníticas litorales. Cerca ya del pueblo, se encuentran margas y lutitas rojizas con gran cantidad de fauna (braquiópodos, crinoideos, briozoos, corales laminares y ramosos, etc.).

En la carretera de Teverga tan sólo es posible observar los 30 primeros metros de la Formación Aguión; en ellos se aprecian algunas secuencias semejantes a las descritas anteriormente, destacando, en la parte inferior, la presencia de margas rojizas con crinoideos, briozoos y corales laminares que producen, en ocasiones, una laminación ondulada muy irregular.

#### *La Caliza de Moniello*

Continuando unos 300 m por la carretera aparecen, en la curva siguiente, las calizas grises de la Formación Moniello, de edad devónica inferior-media (Emsiense-Eifeliense). La Caliza de Moniello constituye una serie más compacta y resistente a la erosión que el Grupo Rañeces, por lo que sobresale en el relieve; en esta sucesión alcanza unos 300 m de espesor, se depositó mayoritariamente en ambientes inter y supramareales, y se puede dividir en tres miembros:

En el miembro inferior, de 70 m de espesor, pueden observarse buenos ejemplos de calizas micríticas con birdeseyes, laminación paralela y fósiles; los birdeseyes varían en tamaño y textura (irregular o laminada), y están rellenos de un cemento espariti-



co, resaltando como puntos oscuros entre la micrita; los fósiles son más bien escasos, pudiendo encontrarse algunos restos de crinoideos, corales y briozoos. También es posible observar, en este miembro, abundantes estilolitos paralelos a la estratificación.

El miembro medio, de 73 m de potencia, posee una litología margoso-calcárea que da lugar a una depresión en el relieve, estando cubierto en su mayor parte.

En el miembro superior, de 163 m de espesor, vuelve a haber un gran desarrollo de calizas con birdeseyes, y la estratificación se hace más masiva que en el inferior. A la entrada del túnel de la carretera, se encuentran unos 3 m de calizas micríticas con colonias de corales y briozoos, seguidas por calizas micríticas laminadas con bioclastos dispersos; rodeando el túnel pueden observarse facies similares a las vistas en el primer miembro, con birdeseyes, estilolitos paralelos a la estratificación y frecuentes poros rellenos por un cemento blanco de calcita, que resaltan entre la caliza gris. A la salida del túnel aparecen unos 9 m de lutitas, margas y calizas margosas bioclásticas, con algunas capas de calizas encriníticas que destacan por su coloración rojiza; finalmente se pasa de nuevo a calizas grises, semejantes a las anteriores.

### La Arenisca del Naranco

Después de un pequeño tramo no visible, la sucesión continúa con una nueva formación siliciclástica, Arenisca del Naranco, que está formada por unos 300 m de areniscas ferruginosas y cuarzoarenitas, con intercalaciones de limolitas y pizarras grises y verdosas. La Formación Naranco pertenece al Devónico Medio (Eifeliense-Givetense), y se depositó en un ambiente sedimentario litoral y marino somero, con desarrollo de barras y canales (García-Ramos, 1978).

En los primeros 30 m de la formación, más arenosos, pueden verse varios ejemplos de estratificación cruzada planar, y su típico aspecto listado en bandas de diferente color; estas diferencias se deben a la distinta composición de las láminas: si predomina el cuarzo, tienen un color blanquecino o gris claro; si hay hematites, formando sobre todo una película alrededor de los granos, adquieren tonos rojizos; si existe clorita, presentan colores verdosos; etc. Con frecuencia, se observa también porosidad dispersa de cantos blandos, y una intensa bioturbación en las superficies de techo de las capas. De vez en cuando, hay secuencias granocrecientes originadas por la construcción y migración de las barras, pudiendo conservarse, en el techo de las capas, formas convexas de *megaripples* con *ripples* sobrepuestos.

A continuación se encuentran alternancias de lutitas, limolitas y areniscas en una serie de afloramientos discontinuos. En la curva siguiente, y aproximadamente hacia la mitad de la for-

mación, aparecen unas capas muy rojas de oolitos ferruginosos que son bien visibles con una lupa de campo, presentando además nódulos de siderita; en estas capas se puede observar un buen ejemplo de estratificación cruzada planar. En otros términos arenosos se observan moldes de *ripples* con diferentes formas (sinuosos, rectos, lingüoides, etc.) que destacan en las superficies de techo de algunas capas.

Continuando unos 80 m por la carretera, y pasado un tramo no visible, se llega al afloramiento siguiente que está constituido por lutitas, limolitas y areniscas semejantes a las del resto de la formación; estas últimas dominan en la parte central del afloramiento.

### La Caliza de Candamo

Sobre la Formación Naranco, aparentemente concordante con ella y con un contacto neto, se encuentra en esta sucesión la Formación Candamo. Entre ambas formaciones existe una importante laguna estratigráfica, detectándose también unas ligeras irregularidades erosivas.

Esta laguna, que presenta una amplitud diferente según la zona considerada (fig. 2.6), está ligada al cambio en la sedimentación que tuvo lugar a finales del Devónico. En esta época, la bajada del nivel del mar, bien por causas climáticas (véase el capítulo 4) o tectónicas (relacionadas quizás con el comienzo de la Orogenia Varisca), provocó la erosión de las unidades depositadas anteriormente, erosión que alcanzó niveles más bajos hacia el este de Asturias (en dirección al área madre), siendo nula o mínima hacia el oeste (hacia el exterior del Arco Astúrico). Así, la unidad más alta del Devónico Superior, Areniscas de la Ermita, que está constituida por facies marinas muy someras e incluso continentales aluviales, reposa sobre unidades cada vez más antiguas a medida que nos desplazamos hacia el oriente de Asturias, llegando a ponerse en contacto con las calizas cámbricas de la Formación Láncara, como puede verse en el puerto de San Isidro.

Este hecho, considerado a escala regional, pone de manifiesto la existencia de una discordancia cartográfica, no detectada en las secciones individuales (donde parece una paraconformidad), la cual pasaría hacia el centro de la cuenca (oeste de Asturias) a una superficie de continuidad correlativa.

Un nuevo ascenso del nivel del mar sumerge la amplia plataforma asturiana a profundidad variable, dando lugar a una sedimentación carbonatada; en un principio, se producen frecuentes removilizaciones, mezclándose los fragmentos bioclásticos con los sedimentos siliciclásticos de la etapa anterior, pasando a continuación a una sedimentación netamente carbonatada (Caliza de Candamo). En ocasiones, como ocurre en esta sec-

ción, falta la Formación Ermita, encontrándose directamente la Formación Candamo sobre la superficie de erosión.

La base de la Caliza de Candamo, visible a la entrada del túnel, está formada por medio metro de calizas rojizas encriníticas, en las que es posible observar algunos fragmentos de braquiópodos. El resto de la formación, de 10 m de espesor, está constituido por calizas bioclásticas blanquecinas que se disponen en capas delgadas, ondulantes y bastante continuas; entre ellas puede haber niveles lutíticos. En estas calizas es posible diferenciar fragmentos de braquiópodos, briozoos, ostrácodos y sobre todo equinodermos, a veces de gran tamaño, así como abundantes estilolitos paralelos a la estratificación. Su ambiente sedimentario es de plataforma marina somera.

En la Caliza de Candamo se encuentra el límite Devónico-Carbonífero; la fauna de conodontos recogida en esta sucesión indica que los 9 m basales pertenecen al Fameniense (Menéndez Álvarez, 1991), mientras que su techo es ya Tournaisiense, siendo posible la existencia de una laguna estratigráfica dentro del Tournaisiense.

### La Formación Alba

Seguidamente y de forma neta, se dispone la Formación Alba o «caliza *griotte* carbonífera», siendo conocida también por otras denominaciones, al igual que ocurre con la formación anterior (véase el capítulo 5). Destaca inmediatamente por su coloración rojiza, encontrándose bastante bien expuesta tanto en la carretera como en la cantera abandonada contigua; en Asturias, es frecuente encontrar canteras que explotan estas calizas, siendo muy apreciadas en la construcción por su vistosidad y facilidad para obtener lajas.

En esta sección, la Formación Alba está formada por 55 m de calizas micríticas nodulosas y tableadas, con abundantes estilolitos, entre las que se intercalan margas y lutitas. En la boca norte del túnel, situada hacia la parte media de la formación, se encuentra un nivel muy llamativo de calizas silicificadas, pizarras y radiolaritas de color rojo oscuro. La parte superior es semejante a la inferior; sin embargo, al coincidir con la cantera, se encuentran expuestos muchos de los planos de capa, pertenecientes siempre a la base, que permiten observar algunas de las características más relevantes de la formación. Destacan las superficies de aspecto rugoso, correspondientes a *hardgrounds* incipientes, en las que se pueden ver crinoideos, goniátidos, nódulos, pistas, excavaciones y perforaciones orgánicas. Rodeando el túnel y ya hacia el techo, aparecen calizas micríticas grises tableadas, con intercalaciones de margas verdosas y rojizas, que pasan gradualmente a la Formación Barcaliente.

La Formación Alba se depositó en un ambiente sedimentario de plataforma marina, algo más profunda que la anterior, en la que predominó la sedimentación condensada. Su edad es Carbonífero Inferior abarcando, según Menéndez Álvarez (1991) para esta localidad, desde el Viseense al Namuriense A; este mismo autor encuentra en su base faunas removilizadas pertenecientes al Fameniense y al Tournaisiense.

### La Formación Barcaliente (parte inferior de la Caliza de Montaña)

La Formación Barcaliente junto con la siguiente, Formación Valdeteja, constituyen una potente sucesión calcárea que se conoce informalmente con el nombre de «Caliza de Montaña». La Caliza de Montaña destaca en el paisaje por presentar un relieve alto, dando lugar al desfiladero que finaliza cerca de Entrago.

La Formación Barcaliente está representada por unos 300 m de calizas micríticas, a veces dolomitizadas, de olor fétido y color gris oscuro a negro; la parte media es masiva y la inferior y superior tableadas. Contiene escasa fauna (principalmente foraminíferos), algunos tramos con laminación fina paralela a suavemente ondulada, y ocasionales niveles y nódulos de *chert*. Pertenece al Carbonífero Inferior (Namuriense A), y se depositó en una plataforma marina somera restringida de baja energía y con escasa oxigenación.

En esta parada, resulta de especial interés la observación de la parte inferior de la formación, destacando el aspecto de estas calizas (tamaño de grano, color, olor), que se disponen en capas tabulares delgadas, finamente laminadas.

### PARADA 4: EL TECHO DE LA CALIZA DE MONTAÑA (CARBONÍFERO)

Esta parada se localiza en el punto kilométrico 27 de la carretera de Teverga, aproximadamente a la salida del desfiladero de la Caliza de Montaña. En esta zona se pueden observar las características de la Formación Valdeteja, comparándolas con las de la formación anterior, y el cambio brusco que se produce en el relieve coincidiendo con las primeras capas de la Formación San Emiliano.

Por otra parte, en esta parada es interesante observar también la existencia de zonas y cavidades cársticas, que presentan en ocasiones rellenos cuaternarios a base de cantos rodados, procedentes de antiguos aluviones del río.

Además, subiendo un poco por la pista que se encuentra a la izquierda de la carretera, puede observarse un depósito cuater-

nario de ladera, formado por cantos de calizas muy angulosos y mal calibrados que se disponen en una matriz arcillosa.

### La Formación Valdeteja (parte superior de la Caliza de Montaña)

La Formación Valdeteja se encuentra constituida por unos 400 m de calizas bioclásticas de color gris claro a beige, con algunas intercalaciones margosas; destaca inmediatamente por su aspecto masivo, como se puede ver en los crestones de la margen izquierda del río. El contenido paleontológico es abundante y está formado por foraminíferos, crinoideos, lamelibranquios, braquiópodos, corales, algas, trilobites, briozoos, etc. Llama la atención el contraste entre las calizas de la Formación Barcaliente y estas calizas de tonos claros, con bioclastos de gran tamaño que se disponen en capas ondulantes de hasta 3 m de espesor, con un buzamiento en torno a los 90°, frecuentemente atravesadas por diaclasas subhorizontales. La Formación Valdeteja se depositó en un ambiente sedimentario de plataforma marina somera bien oxigenada, y presenta una edad, en esta sucesión, correspondiente al Namuriense B (Leyva *et al.*, 1985).

### La Formación San Emiliano

A la salida del desfiladero y directamente sobre la Formación Valdeteja, se encuentra la Formación San Emiliano, constituida predominantemente por pizarras y areniscas con algunas intercalaciones de calizas y capas de carbón, que son explotadas en los alrededores de Entrago. En esta zona alcanza cerca de los 1.900 m de espesor, se depositó en un ambiente marino relativamente profundo a litoral, y su edad abarca desde la parte más alta del Namuriense B (Fernández, 1993) hasta el Westfaliense A-B (Leyva *et al.*, 1985). Por desgracia, las condiciones de afloramiento de la Formación San Emiliano son bastante precarias en los alrededores de Teverga, encontrándose normalmente cubierta por la vegetación; no obstante, en esta parada se pueden ver, desde la carretera, algunos tramos pizarrosos por la margen izquierda del río.

#### PARADA 5: CONTACTO ENTRE LAS FORMACIONES VALDETEJA Y SAN EMILIANO

Para poder observar las características de la Formación San Emiliano hay que desplazarse al concejo de Quirós, en la Unidad del Aramo (fig. 17.10). En esta unidad, la Formación San Emiliano tiene un espesor semejante al que presenta en Teverga, y al igual que allí, se depositó en un ambiente que pasa de marino relati-

vamente profundo en la base, a somero y litoral con capas de carbón en su parte superior; su base presenta una ligera diacronía con respecto a esta última localidad, estando su edad comprendida entre el Namuriense C y el Westfaliense A-B en la zona de Quirós (véase el capítulo 5).

Desde el pueblo de Caranga, localizado al inicio de esta excursión, se sigue por la carretera comarcal AS-229 hacia Bárzana de Quirós. En el cierre de la presa de Las Agüeras se puede observar el techo de la Formación Valdeteja en contacto con el Miembro Pinos, que forma la base de la Formación San Emiliano. Este miembro está formado por limolitas oscuras con intercalaciones de capas areniscosas de carácter turbidítico, capas finas de conglomerados calcáreos, y ocasionales cantos y bloques, también calcáreos, aislados entre las limolitas; estas características indican una sedimentación relativamente profunda, con los fragmentos calcáreos procedentes de la erosión de la Caliza de Montaña, que en algunos lugares próximos forman olistolitos.

#### PARADA 6: PARTE SUPERIOR DE LA FORMACIÓN SAN EMILIANO (MIEMBRO CANDEMUELA)

Continuando por la AS-230 hasta llegar a Santa Marina, se atraviesa el Miembro La Majúa, que no está bien expuesto a lo largo de la carretera. Desde aquí, por la carretera QU-4 en dirección a Lindes existen, en el flanco oriental del Sinclinal del Collado del Oro (fig. 17.10), varios afloramientos discontinuos de la parte baja y media del Miembro Candemuella, cuyas capas buzan hacia el oeste-noroeste entre 30° y 50°. Este miembro está formado por una superposición de ciclos sedimentarios de origen deltaico, a menudo culminados por capas de carbón explotadas tanto en galería como en cielo abierto. Estos ciclos pueden agruparse en dos tipos: los del primer tipo (fig. 17.11, n.º 2 y 3), con espesores entre 20 y 40 m (fig. 17.11, n.º 1), están formados por progradación deltaica sobre una plataforma marina abierta, y pueden asociarse a canales distributarios o a barras; los del segundo tipo tienen menor espesor, entre 5 y 10 m, y corresponden a los rellenos de «bahías interdistributarias» en la plataforma deltaica. Aunque en el techo de ambos tipos de ciclos pueden encontrarse capas de carbón, éstas son más frecuentes e importantes en el segundo.

Pueden visitarse tres cortes que, por su longitud, muestran materiales representativos del Miembro Candemuella. El primer corte, en el que afloran sus niveles más bajos, se encuentra aproximadamente en el km 5,6 de la carretera; cubre un espesor de 170 m de sucesión, y en él se distinguen dos tramos principales. El primer tramo, que ocupa aproximadamente el tercio inferior, es domi-

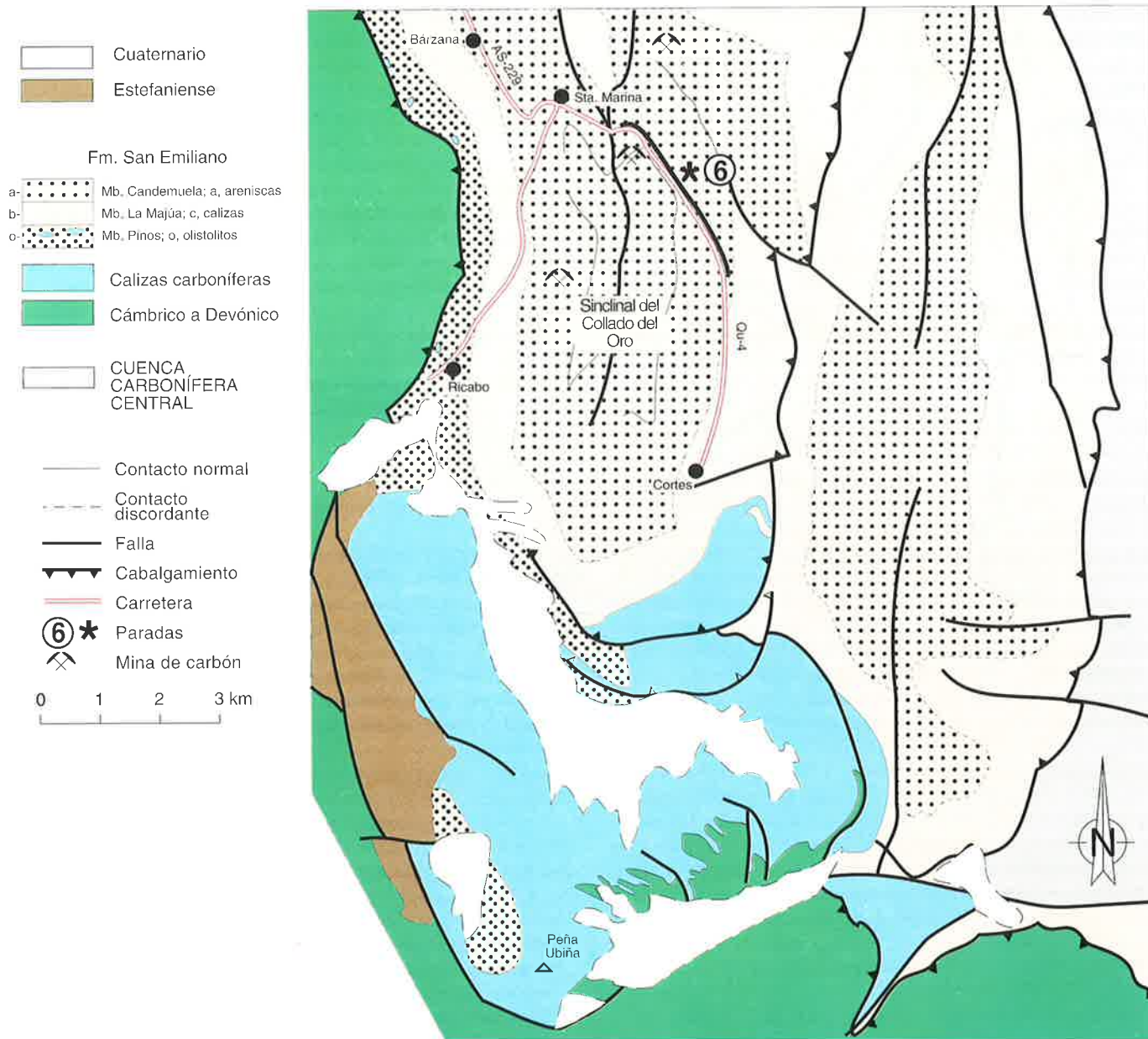


Fig. 17.10. Esquema geológico de la zona de Quirós, basado en Fernández (1993)

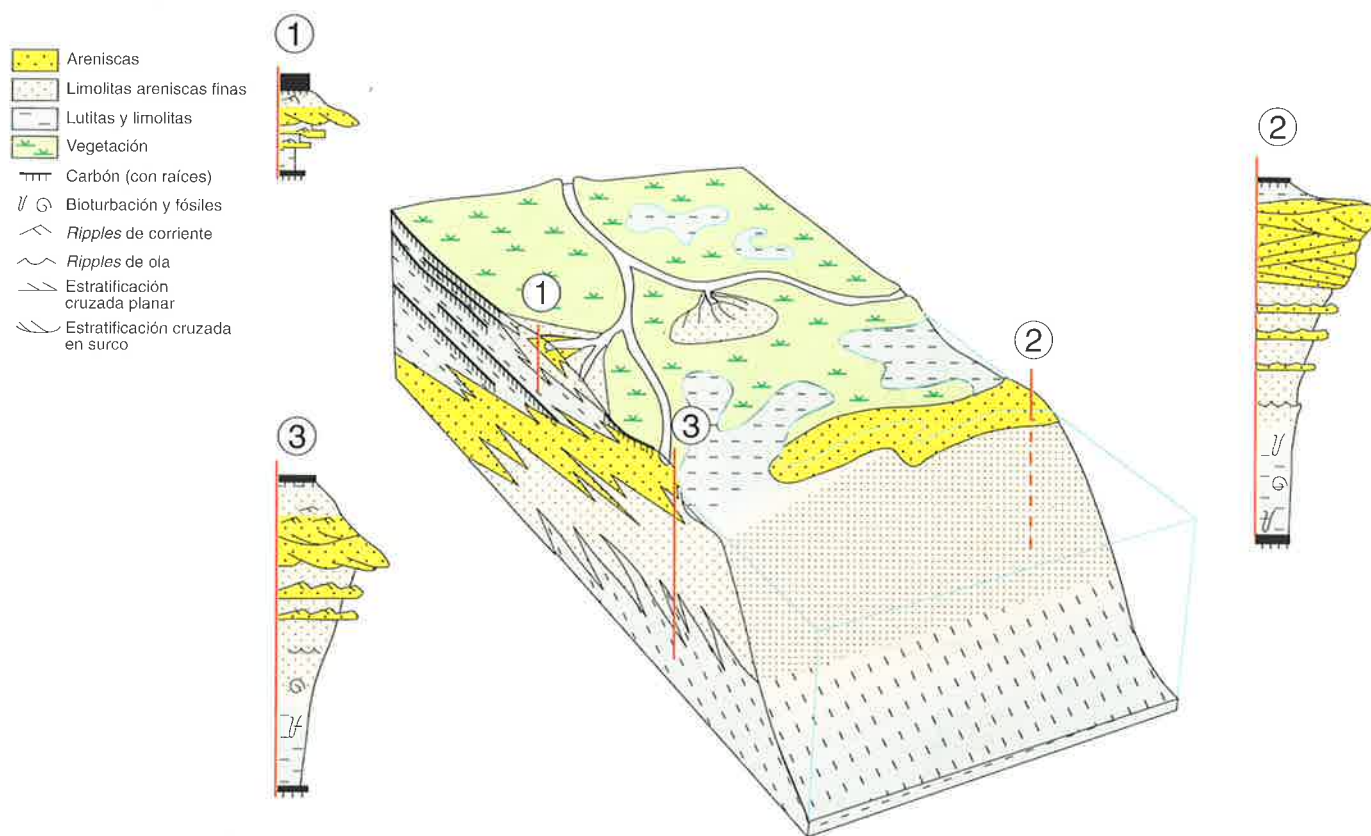


Fig. 17.11. Dibujo esquemático del crecimiento de un delta con representación de los ciclos sedimentarios más característicos; en el Miembro Candemuella de la Formación San Emiliano, cada ciclo está formado por una secuencia granocreciente seguida de otra granodecreciente, y están separados entre sí por capas de carbón, por lo que reciben el nombre de «ciclotemas». 1, ciclotema de relleno de bahía entre distributarios en la plataforma deltaica. 2, ciclotema formado por la progradación deltaica, asociado a una barra. 3, ciclotema formado por la progradación deltaica, asociado a un canal

nantemente lutítico y consta de dos secuencias granocrecientes de espesor decamétrico (fig. 17.11, n.º 2 y 3), desde lutitas con fauna marina hasta areniscas litareníticas con laminaciones de *ripples* y estratificaciones cruzadas, originadas por la progradación deltaica; la secuencia inferior termina en areniscas con estratificaciones cruzadas planares y *megaripples* (fig. 17.11, n.º 2) que corresponden a la progradación de una barra, mientras la secuencia superior culmina en depósitos areniscosos que rellenan un antiguo canal, con llamativos fragmentos de troncos fósiles en su base (fig. 17.11, n.º 3). A continuación se desarrolla un segundo tramo, caracterizado por la abundancia de areniscas respecto a las lutitas; corresponde a un ambiente de llanura deltaica (fig. 17.11,

n.º 1) con depósitos de canales (areniscas) entre los que se intercalan otros predominantemente lutíticos formados por delgadas secuencias granocrecientes (5-10 m) de bahías. En este segundo tramo es frecuente la aparición de capas de carbón que se desarrollan tanto sobre los depósitos canalizados como sobre las secuencias de bahía; en todos los casos las capas de carbón aparecen desarrolladas sobre paleosuelos con raíces.

El segundo corte, de 175 m de espesor, se encuentra en el km 4 de la carretera. El corte comienza por un tramo de areniscas correspondientes al relleno de un canal (parte superior de la figura 17.11, n.º 3), a cuyo techo aparecen dos capas de carbón con sus correspondientes paleosuelos. Por encima, la sucesión está formada domi-

Fig. 17.12. Capa de carbón del techo de un ciclo deltaico en la parte alta del Miembro Candemuela de la Formación San Emiliano. Techo hacia la izquierda. Obsérvese el contacto neto con las areniscas del siguiente ciclo



nantemente por lutitas, que pertenecen a la parte inferior de los ciclos 2 y 3 de la figura 17.11. Entre ellas se intercalan areniscas de varios tipos: litarenitas con estratificaciones cruzadas y laminaciones paralelas y de *ripples*, que en ocasiones están parcialmente deformadas por carga; litarenitas en capas finas con un alto grado de bioturbación y abundante fauna de braquiópodos, y areniscas más puras (sublitarenitas a cuarciarenitas) con laminaciones de *ripples* de ola. Por encima de estas alternancias, que se encuentran formando varios ciclos deltaicos incompletos, aparece un ciclo completo culminado por una capa de carbón. Finalmente, los últimos metros del corte constan principalmente de areniscas que rellenan antiguos canales, entre las que se intercalan capas de carbón (parte superior de los ciclos 1 y 3 de la figura 17.11).

El tercer corte se sitúa en el km 2,6 de la carretera, tras haber dejado atrás la desviación a la localidad de Cienfuegos. Este corte muestra una sucesión de 70 m de espesor; en su mitad basal se desarrolla una secuencia negativa desde lutitas con fauna marina hasta litarenitas con estratificaciones cruzadas y laminaciones paralelas y de *ripples* de corriente y ola que culmina en una capa de carbón (fig. 17.11, n.º 2). Sobre ella aparece un cuerpo areniscoso que erosiona parcialmente la capa de carbón (fig. 17.12), y varios ciclos, de espesor en torno a los 5 m, que terminan casi siempre en capas de carbón

(fig. 17.11, n.º 1). La sección finaliza en un potente tramo de areniscas correspondiente al relleno de un canal distributivo.

Carmen Vera de la Puente y Carlos Salvador González

#### BIBLIOGRAFÍA

- Aramburu, C. y García-Ramos, J. C. (1993): «La sedimentación cambroordovícica de la Zona Cantábrica (NO de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 19: 45-73.
- Bastida, F. y Gutiérrez, G. (1989): «Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 18: 117-125.
- Bulnes Cudeiro, M. T. (1995): *La estructura geológica del Valle del Trubia (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis doctoral, Univ. Oviedo.
- Fernández, L. P. (1993): «La Formación San Emiliano (Carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 19: 97-122.
- García-Alcalde, J. L. (1992): «El Devónico de Santa María del Mar (Castrillón, Asturias, España)». *Rev. Esp. Paleont.*, 7 (1): 53-79.
- García-Ramos, J. C. (1978): «Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 10: 195-247.
- García-Ramos, J. C., Aramburu, C. y Brime, C. (1984): «Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain)». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 14: 27-33.
- Julivert, M. (1967): «La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 1: 59-76.
- Leyva, F., Granados, L. F., Solovieva, M. N., Reitlinger, E. A., Martínez Díaz, C., Laveine, J. P., Loboziak, S., Bousmiche, C., Candilier, A. M. y Horvath, V. (1985): «La estratigrafía del Carbonífero Medio en el sector central de la unidad estructural de la Sobia-Bodón (Cuencas de Quirós-Tevera)». *Actas X Congr. Inter. Stratigr. Geol. Carbonif.*, Madrid (1983), 1: 213-230.
- Menéndez Álvarez, J. R. (1991): *Conodontos del Carbonífero Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis doctoral, Univ. Oviedo, 283 pp.
- Pello, J. (1976): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000*. Hoja n.º 52 (Proaza). IGME, Madrid.
- Sánchez de la Torre, L., Vera de la Puente, C., Suárez de Centi, C. y Águeda Villar, J. A. (1984): «Facies y ambientes sedimentarios del Silúrico y Devónico Inferior en la región Central de Asturias». *Publ. Geol.*, Univ. Aut., Barcelona, 20: 57-71.
- Vera de la Puente, C. (1989): «Revisión litoestratigráfica de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-Leonesa)». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 18: 53-64.