

Trabajo Fin de Máster

**Control estructural de las sucesiones del Carbonífero superior-  
Pérmico inferior en la terminación suroccidental del Sinclinorio de La  
Justa-Aramil (zona central de Asturias)**

---

*Structural control of the late Carboniferous-early Permian series in the  
southwestern termination of the La Justa-Aramil synclinorium (central Asturias).*



**Paola Estensoro Zilveti**

Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Facultad de Geología, Universidad de Oviedo

Junio, 2021



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología



## Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Universidad de Oviedo



Dña. PAOLA ESTENSSORO ZILVETI, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “Control estructural de las sucesiones del Carbonífero superior-Pérmico inferior en la terminación suroccidental del Sinclinorio de La Justa - Aramil (zona central de Asturias).”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 10 de JUNIO de 2021

Fdo. PAOLA ESTENSSORO ZILVETI

El Dr. JOAQUÍN GARCÍA SANSEGUNDO, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y el Dr. NEMESIO HEREDIA CARBALLO, Científico Titular, de la Unidad de Oviedo del Instituto Geológico y Minero de España, confirman que han tutelado el trabajo “Control estructural de las sucesiones del Carbonífero superior-Pérmico Inferior en la terminación suroccidental del Sinclinorio de La Justa - Aramil (zona central de Asturias).”, realizado por Dña. PAOLA ESTENSSORO ZILVETI, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 10 de JUNIO de 2021

Fdo. NEMESIO HEREDIA CARBALLO

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer a mis directores, Joaquín García Sansegundo y Nemesio Heredia Carballo por la motivación, ayuda y orientación para realizar este trabajo. A Pedro Farias Arquer por sus consejos y apoyo durante todo el proceso. Gracias a los tres por su dedicación, y más que profesores, ser mis maestros.

A Carlos Luque, José López Gómez, Raúl de la Horra y José F. Barrenechea por su colaboración y aportaciones. Su ayuda ha sido imprescindible para la realización de este trabajo.

A mis papás y amigos por todo su apoyo.

## ÍNDICE

Resumen	2
Abstract	3
1. INTRODUCCIÓN	4
1.1 Situación geográfica	4
1.2 Contexto geológico y antecedentes	6
1.3 Objetivos	8
1.4 Metodología	8
2. RESULTADOS	9
2.1 Estratigrafía	9
2.1.1 Sucesión preorogénica y sinorogénica varisca	9
2.1.2 Sucesión preorogénica alpina	14
2.2 Estructura	18
2.2.1 Pliegues	20
2.2.2 Fallas	21
2.3 Génesis de la cuenca de San Tirso	26
3. DISCUSIÓN	26
4. CONCLUSIONES	30
5. REFERENCIAS	31
ANEXOS	
I. Mapa geológico del Sinclinorio de la Justa-Aramil (A4)	
II. Cortes geológicos (A4)	
Corte A-A´	
Corte B-B´	
Corte C-C´	
III. Versión en tamaño original del mapa y los cortes para imprimir	

## Resumen

El área de estudio se localiza en la zona central de Asturias, España. Geológicamente, la región estudiada se encuentra en la Unidad de Bodón-Ponga, perteneciente a la Zona Cantábrica del Macizo Varisco del NO peninsular y en la Cordillera Cantábrica del Orógeno Alpino Pirenaico y en ella afloran materiales del Devónico, Carbonífero, Pérmico y Cretácico. La realización de una cartografía geológica detallada ha permitido reconocer la existencia de una pequeña cuenca rellena por los materiales de la Formación San Tirso (Gzheliense-Asseliense), que afloran en un área reducida ocupando el núcleo de un sinclinorio y limitada por fallas. En la zona se ha reconocido también la existencia de un conjunto de fallas y cabalgamientos que tienen una larga historia pues en muchos casos presentan reactivaciones en relación con diferentes eventos tectónicos a lo largo de los ciclos Varisco y Alpino, ya sea a lo largo de todo su trazado o en segmentos orientados de forma favorable.

El interés de este trabajo radica en la ampliación del conocimiento que se tiene de la Formación San Tirso, teniendo como objetivo caracterizar la geometría de la cuenca donde se depositan los materiales de esta formación y analizar la relación entre la cuenca y las fallas del entorno.

Se propone un modelo transpresivo en el que un *strike-slip duplex* tardivarisco generó la cuenca en la que se depositó la Formación San Tirso. Las fallas inversas relacionadas con este *strike-slip duplex* actúan de forma secuencial propiciando la sedimentación y posterior deformación de los materiales de esta formación.



## Abstract

The studied area is located in the central part of Asturias, Spain. From the geological point of view, it is located in the Bodón-Ponga Unit, included in the Cantabrian Zone, the foreland of the Variscan Orogen in the NW of the Iberian Peninsula and in the Cantabrian Mountains of the Pyrenean Alpine Orogen. The age of the rocks in the study area includes Devonian, Carboniferous, Permian and Cretaceous. A detailed geological map allowed the recognition of a small basin filled with the sediments of San Tirso Formation (Gzhelian-Asselian) which outcrops in a small area located in the core of a Synclorium and limited by faults. The existence of a set of faults and thrusts recording a long history has also been recognized. In many cases reactivation took place in relation to different tectonic events throughout the Variscan and Alpine cycles, in the entirety of their trace or in favorably oriented segments.

The interest of this work lies in expanding the knowledge of San Tirso Formation. The aim of the study was to characterize the geometry of the basin where the sediments of this formation were deposited and to analyze the relationship between the basin and the nearby faults.

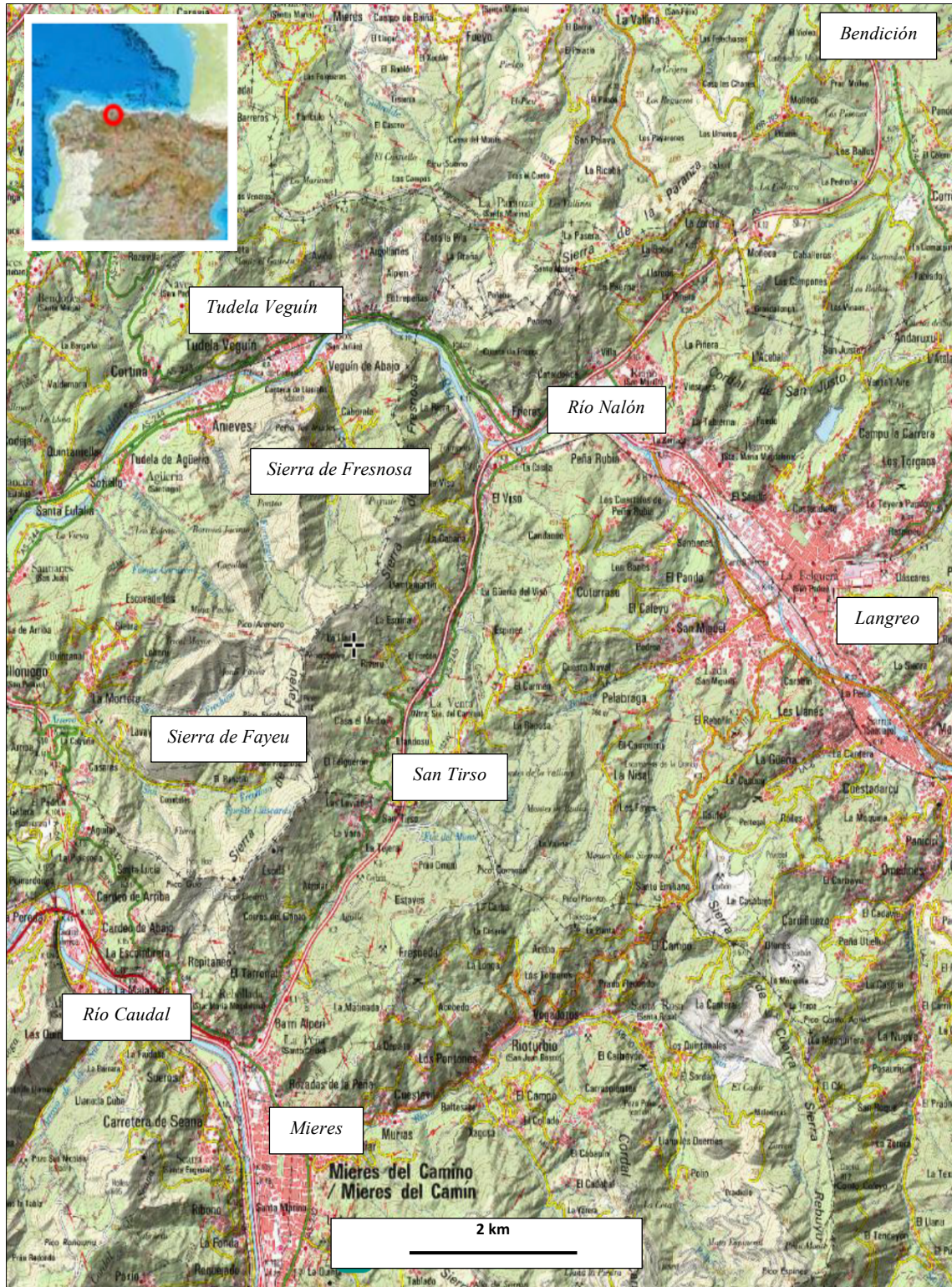
A transpressive model is proposed to explain the creation of San Tirso basin, associated to a Late-Variscan strike-slip duplex. The thrusts related to this strike-slip duplex placed in sequential way, controlling the deposition and subsequent deformation of the sediments in this formation.

## 1. INTRODUCCIÓN

### **1.1 Situación geográfica**

El área de estudio se localiza en la zona central del Principado de Asturias, España, en una franja de terreno de orientación SO-NE localizada en los municipios de Mieres, Langreo, Siero y Oviedo. Concretamente, limita al Noreste con la carretera AS-376 entre Bendición y Gargantada, al Sur con Mieres, al Oeste con Tudela Veguín y al Este con La Felguera. Se ubica en las cuencas mineras del Nalón y Caudal y sobre las cuencas hidrográficas de los ríos Caudal al sur, Nalón en el centro y Nora al norte. La escorrentía superficial en la zona es importante debido a que los materiales del sustrato tienen en general baja permeabilidad y a la alta pluviometría de la región, siendo el drenaje principal el río Nalón. Este río atraviesa la parte central de la zona estudiada con dirección NO-SE dividiéndola en dos partes, mientras que el río Caudal, afluente del anterior, limita el área por el sur (Fig. 1). La zona se encuentra atravesada en dirección NE-SO por la Autovía Minera (AS-1) que comunica Mieres con Gijón.

El relieve de la zona es relativamente abrupto, con laderas empinadas y llanuras aluviales reducidas debido a que los ríos se encuentran fuertemente encajados. Las sierras presentes en el área tienen una dirección generalizada NE-SO y la más importante es la Sierra de Fayeu, que se continúa hacia el norte en la Sierra de Fresnosa. Se trata de una pequeña sierra de dirección NE-SO localizada al oeste de la Autovía Minera, paralela a su trazado; cuya cota máxima se encuentra en el Pico Escobín o Pico Nieves, de 714 m de altitud.



**Figura 1.** Situación geográfica de la zona estudiada. Mapa tomado del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN) sobre el que se indican las principales poblaciones.



## **1.2 Contexto geológico y antecedentes**

Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada se sitúa en la Cordillera Cantábrica, originada durante la Orogenia Alpina y responsable del actual relieve. Esta es una cadena montañosa de dirección E-O que se extiende por el norte de la Península Ibérica, paralela al Mar Cantábrico por más de 400 km, siendo la prolongación occidental de los Pirineos. Las rocas que conforman la Cordillera Cantábrica, abarcan desde el Ediacariense hasta el Cenozoico y se encuentran deformadas principalmente por estructuras pertenecientes a los ciclos orogénicos Varisco y Alpino.

Los materiales que afloran en la zona de estudio tienen edades que abarcan desde el Paleozoico hasta el Mesozoico. Los paleozoicos tienen edades entre el Devónico Inferior y el Pérmico basal, presentan deformación varisca y conforman el basamento de la Cordillera Cantábrica. Los materiales variscos se encuentran cubiertos discordantemente por varias unidades de edad Pérmico inferior y otra del Cretácico Inferior, separadas entre sí por discordancias.

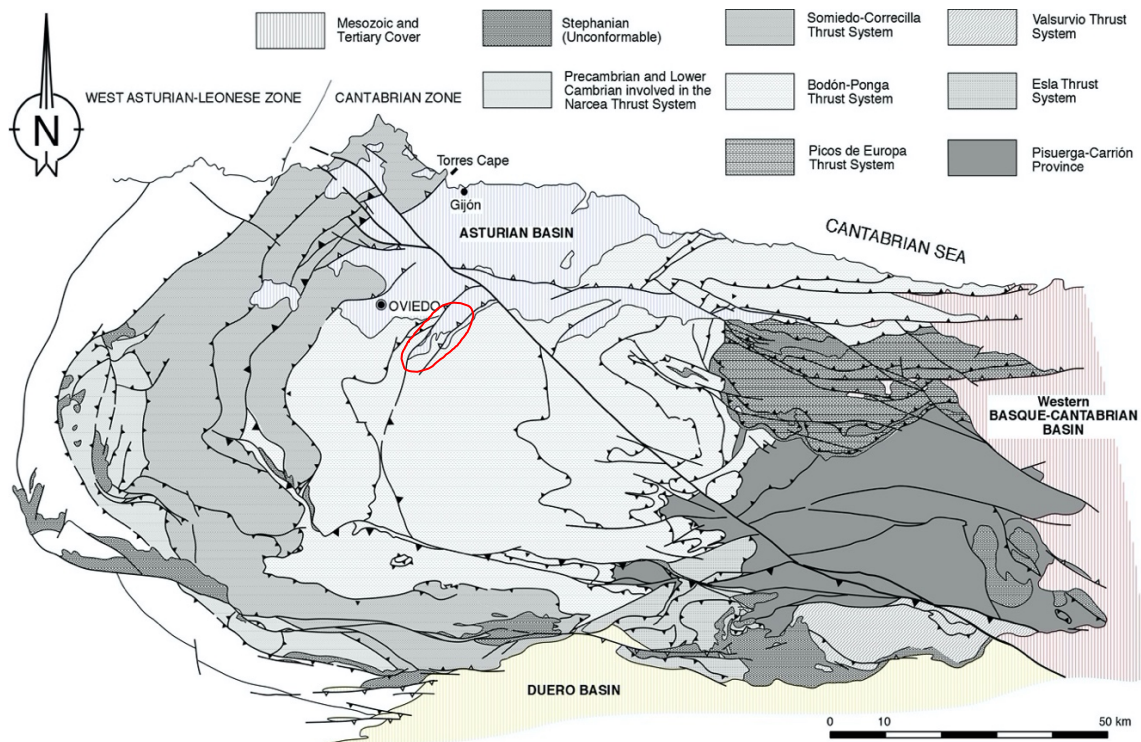
En el contexto del Orógeno Varisco, la zona estudiada se enmarca en la Zona Cantábrica (Lotze, 1945), que constituye la parte más externa de la Cordillera Varisca del sector noroeste de la Península Ibérica, la cual se formó entre el Devónico Superior y el límite Carbonífero-Pérmico. La Zona Cantábrica se corresponde con el cinturón de pliegues y cabalgamientos de dicho orógeno (Julivert *et al.*, 1971). Durante la fase extensional del Ciclo Alpino se produce la sedimentación de los materiales pérmicos y mesozoicos, los primeros en cuencas continentales estrechas y alargadas relacionadas con fallas normales próximas (López-Gómez *et al.*, 2019). La deformación que tuvo lugar durante la fase compresiva del Ciclo Alpino ocasionó el levantamiento del basamento paleozoico y de la cobertera permo-mesozoica mediante la reactivación de estructuras previas como reapretamiento de pliegues y rejuego de cabalgamientos variscos, por lo que gran parte de las estructuras de la Cordillera Cantábrica tienen su origen en el Ciclo Varisco (Pulgar *et al.*, 1999). Asimismo, en el Ciclo Alpino se produce también la reactivación de algunas fallas extensionales pérmicas y mesozoicas como fallas inversas (Alonso y Pulgar, 1995). En consecuencia, la estructura que se conoce actualmente en la Zona Cantábrica y Cordillera Cantábrica, es el resultado de la superposición de las orogenias Varisca y Alpina, entre las cuales hubo un episodio extensional que dio como resultado las cuencas permo-mesozoicas.

En su mayor parte la zona de trabajo se encuentra en el borde NO de la Cuenca Carbonífera Central (CCC), perteneciente a la Unidad de Bodón-Ponga (Alonso *et al.*, 2009) (Fig. 2). Dentro de la CCC, y siguiendo la terminología minera regional, se reconocen el Sector de Riosa-Olloniego al NO, el Sector de La Justa-Aramil en el centro y el Sector Aller-Nalón al S.

En esta área se enclava un sinclinorio de dirección SO-NE, denominado La Justa-Aramil. Este sinclinorio afecta a materiales paleozoicos, pérmicos y cretácicos; presenta algunos pliegues menores y se encuentra cortado al NO y SE respectivamente por las fallas de La Peña y La

Carrera. A partir del estudio de las mineralizaciones de Hg realizado por Luque (1985) se obtuvo que, de los yacimientos de mercurio asturianos, los que se encuentran en la zona del presente trabajo se concentran en la proximidad de las Fallas de La Peña y de La Carrera. Relacionado con la Falla de La Peña, se localiza el yacimiento de La Campa del Trave, uno de los yacimientos de mercurio explotados más importantes de Asturias.

Dentro del Sinclinorio de la Justa-Aramil, se encuentra una pequeña cuenca rellena por los materiales variscos de la Formación San Tirso. El presente trabajo se centra en el estudio de esta formación, que aflora únicamente en el núcleo del sector SO del Sinclinorio de La Justa-Aramil, dentro de las hojas geológicas a escala 1: 50.000 de Mieres (número 53) (Caride *et al.*, 1973) y Oviedo (número 29) (Beroiz *et al.* 1972). Estos materiales fueron reconocidos por primera vez por Velando *et al.* (1975), quienes incluyeron dentro de esta formación los materiales del “Pérmico rojo”, atribuidos a la Formación Acebal en el presente trabajo. Posteriormente, la edad de este conjunto litológico fue determinada con base en flora fósil como Estefaniense C tardío- Autuniense muy inferior por Laveine (en Wagner y Martínez-García, 1982). Más tarde, Martínez-García *et al.* (2001) correlacionaron la Formación San Tirso con la Formación Mestas de Con/Cavandi, de origen marino, intensamente deformada y de edad Kasimoviense tardío-Gzheliense inferior. Recientemente, López-Gómez *et al.* (2019) separaron la Formación San Tirso de la Formación Mestas de Con y definieron la Formación Acebal. Estos autores definieron la Formación San Tirso como una sucesión continental, poco deformada y discordante, de edad Gzheliense superior-Asseliense inferior, y la Formación Acebal como una secuencia volcano-sedimentaria de edad Asseliense-Sakmariense.



**Figura 2.** Esquema geológico de la Zona Cantábrica, mostrando su división en Unidades tectónicas Variscas y con la situación de la zona estudiada marcada en rojo (Modificado de Alonso *et al.*, 2009).

### **1.3 Objetivos**

El interés de este trabajo radica en la importancia que tiene la Formación San Tirso en el contexto geológico que tuvo lugar al final de la Orogenia Varisca y comienzo del Ciclo Alpino. En el presente trabajo se busca:

- 1) Caracterizar la geometría de la cuenca sedimentaria en la que se depositó la Formación San Tirso y explicar la causa de la reducida extensión de los afloramientos de esta formación.
- 2) Para ello se analizará la relación existente entre la cuenca y las fallas del entorno con una dirección coincidente con ella y se estudiará la cinemática de las fallas relacionadas con el desarrollo de la cuenca.
- 3) Por último, se propondrá un modelo de evolución para la formación de la cuenca en la que se depositó la Formación San Tirso.

### **1.4 Metodología**

La base de este trabajo ha consistido en la realización de una cartografía geológica a escala 1:25.000 del área de estudio, a partir de la cual se elaboraron tres cortes geológicos. Para la elaboración de este mapa se han revisado las cartografías geológicas a escala 1: 50.000 de Mieres y Oviedo de la Segunda Serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (Caride *et al.*, 1973 y Beroiz *et al.*, 1972), del GEODE de la Zona Cantábrica (Merino-Tomé *et al.*, 2013) y los mapas y cortes geológicos realizados por Luque (1985). La construcción del mapa geológico se ha realizado utilizando la Base Topográfica del Instituto Geográfico Nacional (IGN) a escala 1:10.000, así como las ortofotos tomadas de la misma fuente.

La digitalización del mapa geológico se realizó mediante el programa de acceso libre QGIS (versión 3.10.10), mientras que los cortes geológicos fueron delineados con el programa de dibujo Inkscape (versión 1.0 beta2).

Además, se tomaron cinco muestras de la Formación San Tirso para su datación mediante polen, cuyo estudio se encuentra en proceso, y dos muestras de la Formación Acebal y del Cretácico para su estudio mediante láminas delgadas.

## 2. RESULTADOS

### 2.1 Estratigrafía

La sucesión estratigráfica del área de estudio está formada por materiales que se incluyen en dos ciclos orogénicos: Varisco y Alpino. Las rocas del Ciclo Varisco tienen una edad paleozoica (entre el Devónico Inferior y el Pérmico basal), mientras que las rocas del Ciclo Alpino se encuentran discordantes sobre las anteriores y tienen una edad Pérmico inferior y Cretácico Inferior.

En términos generales, la sucesión paleozoica con deformación varisca presenta altos buzamientos, debido a una deformación intensa, con la excepción de los depósitos de la Formación San Tirso (Carbonífero terminal-Pérmico basal) que se encuentran poco deformados por las orogénias Varisca y Alpina. Discordante sobre los materiales variscos se encuentran las unidades correspondientes a la sucesión alpina preorogénica, constituidas por la Formación Acebal (Pérmico inferior) y los depósitos del Cretácico Inferior que, en general, presentan buzamientos moderados o se encuentran subhorizontales.

#### **2.1.1 Sucesión preorogénica y sinorogénica varisca**

La sucesión preorogénica varisca tiene un carácter fundamentalmente marino y una edad cambro-devónica en la Zona Cantábrica, aunque en la zona de estudio solo están representadas rocas del Devónico y en ella se han diferenciado las siguientes unidades litoestratigráficas:

- Grupo Rañeces. Definido por Comte (1959) como Complejo Rañeces, dicho nombre fue sustituido por Grupo Rañeces por García-Alcalde y Racheboeuf (1978). Se trata de una serie de litología variada, consta de dolomías, calizas, margas, areniscas y lutitas, en la que pueden diferenciarse hasta cuatro formaciones (García-Alcalde, 1992) pero que, en este trabajo, debido a las malas condiciones de los afloramientos y la pequeña extensión de los mismos, no han podido diferenciarse. Fue definida en los acantilados próximos al Cabo Peñas, en la costa asturiana del Mar Cantábrico. Aflora exclusivamente al NO del mapa, su edad es Devónico Inferior y sus materiales se depositaron en un medio marino somero (Vera de la Puente *et al.*, 1984; Truyols *et al.*, 1990).

- Formación Naranco. Descrita por Barrois (1880), fue atribuida, posteriormente, a distintas edades por Adaro y Junquera (1916). Delepine (1982) estableció su posición estratigráfica en el Devónico Medio. Su estratotipo se encuentra en Oviedo, cerca del área de este estudio, concretamente en la carretera que va de Oviedo al monte Naranco. Son areniscas rojo oscuro (generalmente ferruginosas) y pizarras. Esta formación aflora exclusivamente al NO del mapa.

Con la Formación Naranco termina la serie preorogénica varisca, mientras que la serie sinorogénica tiene una edad fundamentalmente carbonífera, aunque en la zona de estudio no aflora la parte más basal de dicha sucesión (Tournaisiense-Serpukhoviense más bajo). Esta sucesión es también fundamentalmente marina, haciéndose más continental hacia el techo. Dentro del Carbonífero se han diferenciado las siguientes unidades litoestratigráficas:

- *Carbonífero Carbonatado: Caliza de Montaña.* La Caliza de Montaña es un término informal utilizado por Ezquerro del Bayo (1844) que, según Wagner *et al.* (1971), comprende las formaciones Barcaliente y Valdeteja. Los estratotipos de ambas formaciones se encuentran en la rama sur de la Cordillera Cantábrica, en la Provincia de León (Hoja de Boñar, nº104), en secciones descritas por Winkler Prins (1971) en las inmediaciones del río Curueño.

La Formación Barcaliente se compone de calizas negras micríticas, fétidas, tableadas, internamente laminadas y con alto contenido en materia orgánica. La Formación Valdeteja consta de calizas bioconstruidas, de color gris claro y con frecuencia recristalizadas, mayoritariamente masivas con algunos tramos margosos estratificados en la parte inferior.

En el presente trabajo, esta unidad se localiza en la parte O de la zona estudiada y no se ha diferenciado entre las formaciones Barcaliente y Valdeteja. Al conjunto de estas calizas, de origen marino (González-Lastra, 1978; Eichmüller, 1985,1986 y Fernández, 1990), se les atribuye una edad Serpukhoviense, pudiendo alcanzar en algunos lugares la parte alta del Bashkirensis (Winkler Prins, 1968; Villa, 1982).

- *Carbonífero siliciclástico.* Incluye dos grupos estratigráficos distinguidos por Barrois (1882) que forman la mayor parte de la denominada por Julivert *et al.* (1972): Cuenca Carbonífera Central. El inferior, Grupo Lena, caracterizado por la abundancia de calizas, mientras que el superior, Grupo Sama, se caracteriza por la práctica ausencia de calizas y la presencia de numerosas capas de carbón que fueron explotadas hasta tiempos recientes.

-*Grupo Lena:* está formado por areniscas, pizarras y calizas. Estos materiales se encuentran al Oeste del mapa (Anexo I).

-*Grupo Sama:* constituido por areniscas, conglomerados, pizarras y capas de carbón explotables (Fig. 3a, b) que aflora en la mayor parte de la zona estudiada.

En el sector estudiado, se diferenció entre el Grupo Sama del Sector Riosa-Olloniego (GS1) principalmente constituido por conglomerados (conglomerados de Mieres y Olloniego) y el Grupo Sama de los sectores de la Justa-Aramil y Aller-Nalón (GS2), en donde los niveles de conglomerados son escasos (García-Loygorri *et al.*, 1971).

En el mapa geológico, el GS1 se encuentra únicamente al O de la Falla de La Peña, al norte y sur del río Nalón; por lo que la mayor parte del Grupo Sama que aflora en la zona de estudio corresponde al GS2.

Al Grupo Lena se le atribuye una edad Bashkiriense-Moscoviense y al Grupo Sama solo Moscoviense (Villa y Heredia, 1988).

Los materiales del Carbonífero siliciclástico se han depositado en un complejo sistema de abanicos aluviales costeros (fan deltas) donde el Grupo Sama corresponde a los depósitos aluviales más próximos a la línea de costa, mientras que los del Grupo Lena se depositan en un medio con mayor influencia marina (Colmenero *et al.*, 2002, Fernández *et al.*, 2004).

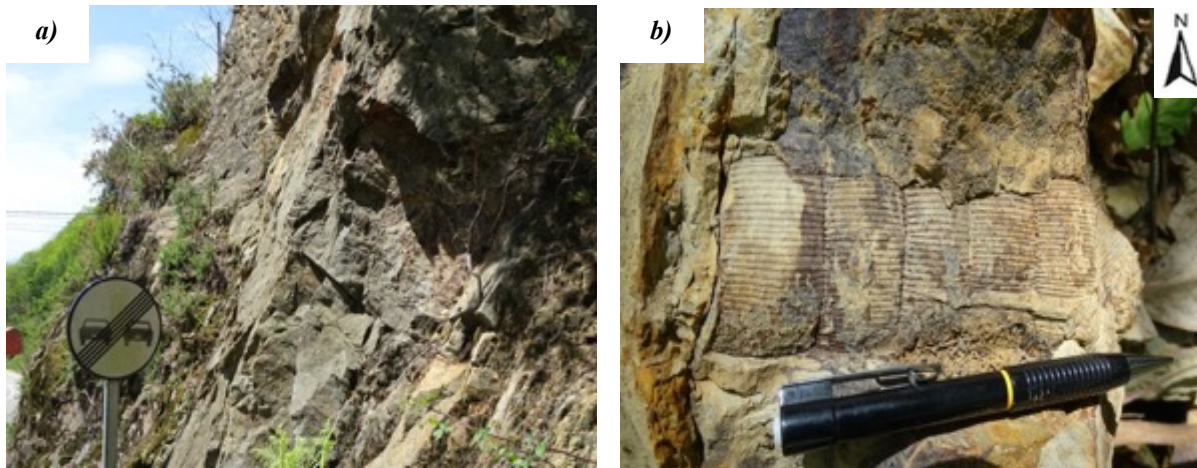


Figura 3. Aspectos de campo del Grupo Sama. a) Areniscas del Grupo Sama, b) Calamites en areniscas del Grupo Sama.

- Formación San Tirso. Esta formación fue definida por Velando *et al.* (1975) en el pueblo de San Tirso, dentro de la zona estudiada, aunque se incluían en esta formación depósitos de edad pérmica que yacen discordantemente sobre ésta. Recientemente López-Gómez *et al.* (2019) definen la Formación San Tirso como una sucesión continental, ligeramente deformada y conformada por areniscas, conglomerados de cantos calcáreos angulosos y lutitas con pequeñas capas de carbón (carboneros) interestratificadas en la parte basal (Fig. 4), sobre la que se apoya discordantemente la sucesión volcano-sedimentaria de la Formación Acebal, perteneciente al Pérmico inferior.

La Formación San Tirso aparece únicamente en un pequeño afloramiento alargado y estrecho, de dirección NE-SO, en la parte sur del Sinclinorio La Justa-Aramil y se encuentra discordante sobre el resto del Paleozoico. Las rocas de esta unidad se encuentran suavemente plegadas, con buzamientos muy bajos que aumentan hacia los flancos del sinclinorio.

En el campo se observan lutitas (tanto carbonosas como arcillosas), limolitas, areniscas de grano grueso, margas, conglomerados con clastos milimétricos calcáreos sin redondear y estructuras diagenéticas como nódulos y raíces dentro de los sedimentos (Fig. 5 y Fig. 6a, b). Su espesor mínimo, medido en los cortes A-A' y B-B' (Anexo II), es de unos 225 metros en el núcleo del sinclinorio.

## Fm. San Tirso (Sinclinorio de la Justa - Aramil)

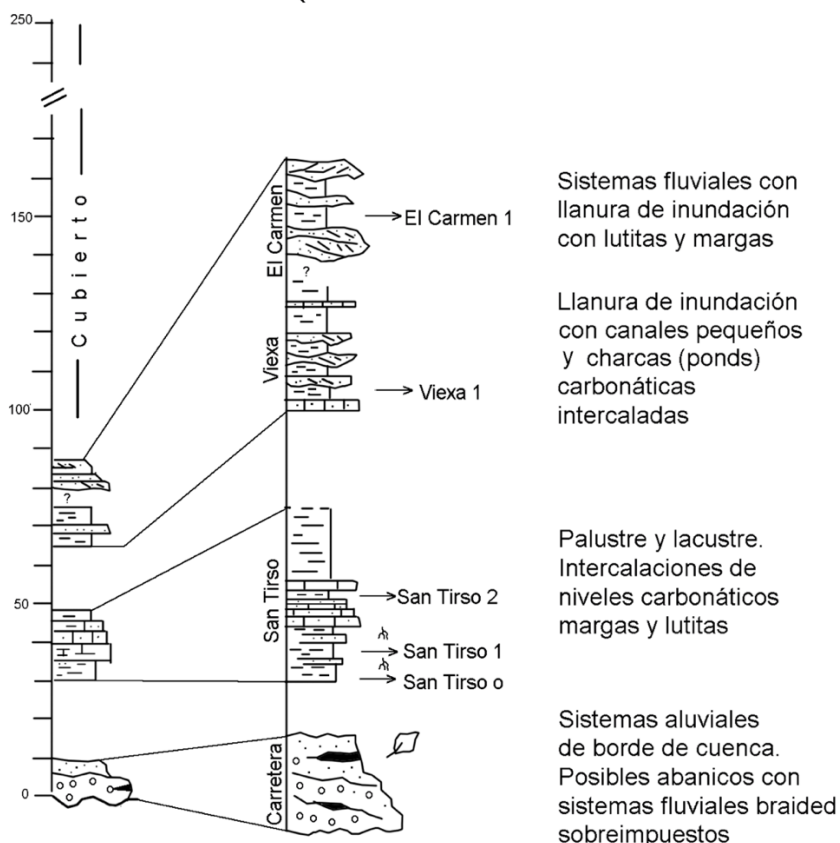
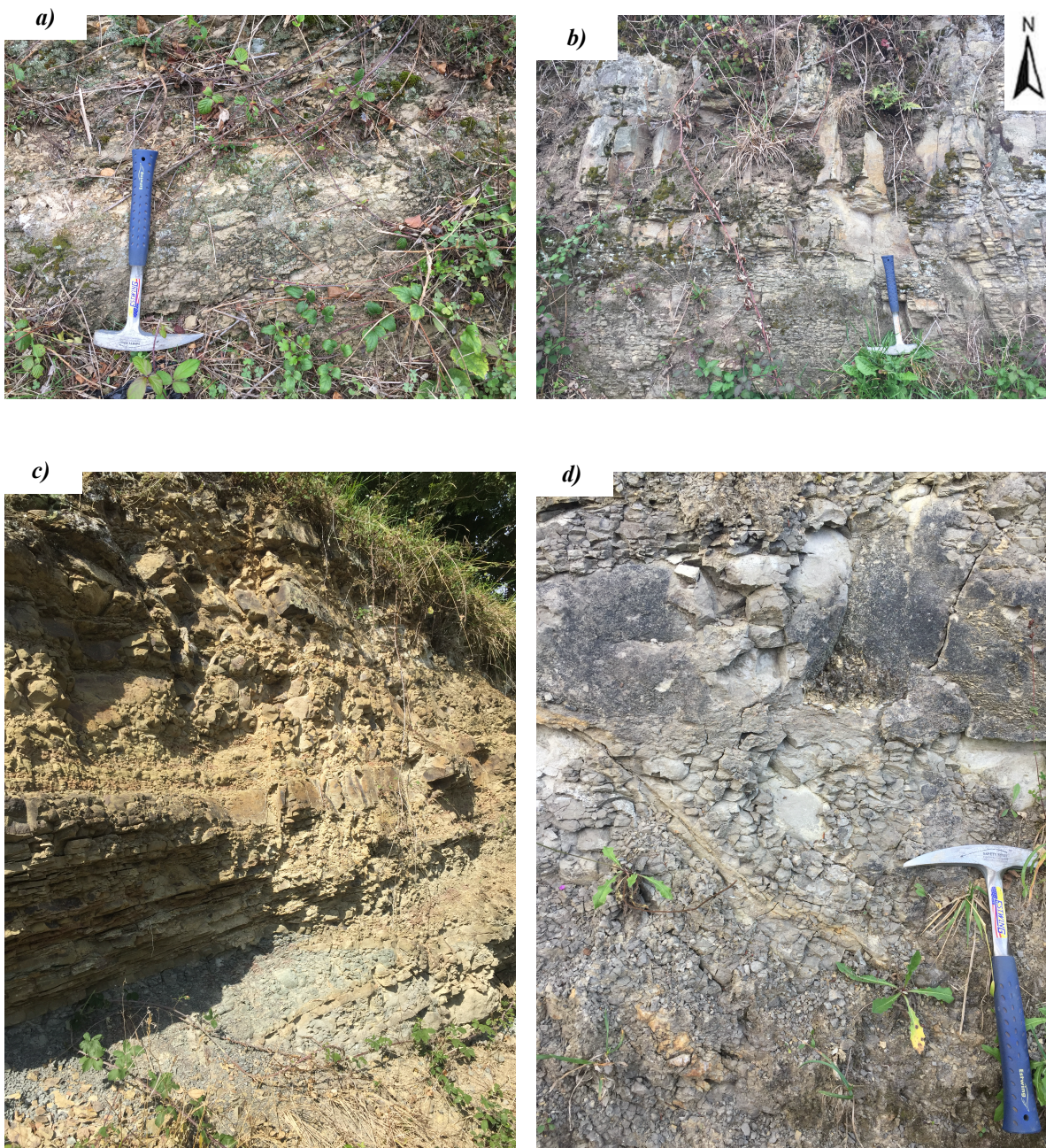


Figura 4. Columna estratigráfica de la Formación San Tirso (López-Gómez, com. per.).

Velando *et al.* (1975) y Gervilla *et al.* (1978) atribuyen esta formación al Estefaniense-Pérmico, basándose en la flora obtenida en algunos carboneros de su parte inferior y a la presencia de depósitos piroclásticos intercalados con lutitas, areniscas y conglomerados calcáreos en su parte superior; lo que significa que estos autores incluyeron la suprayacente Formación Acebal dentro de esta unidad. Laveine (en Wagner y Martínez-García, 1982), atribuye una edad de Estefaniense C tardío- Autuniense muy inferior, a partir de un conjunto muy variado de flora encontrado en la parte basal de la Formación San Tirso. Finalmente, López-Gómez *et al.* (2019) atribuyen una edad de Carbonífero tardío- Pérmico inferior basal (Gzheliense superior-Asseliense inferior) a la Formación San Tirso, quedando claramente separada de la Formación Acebal.

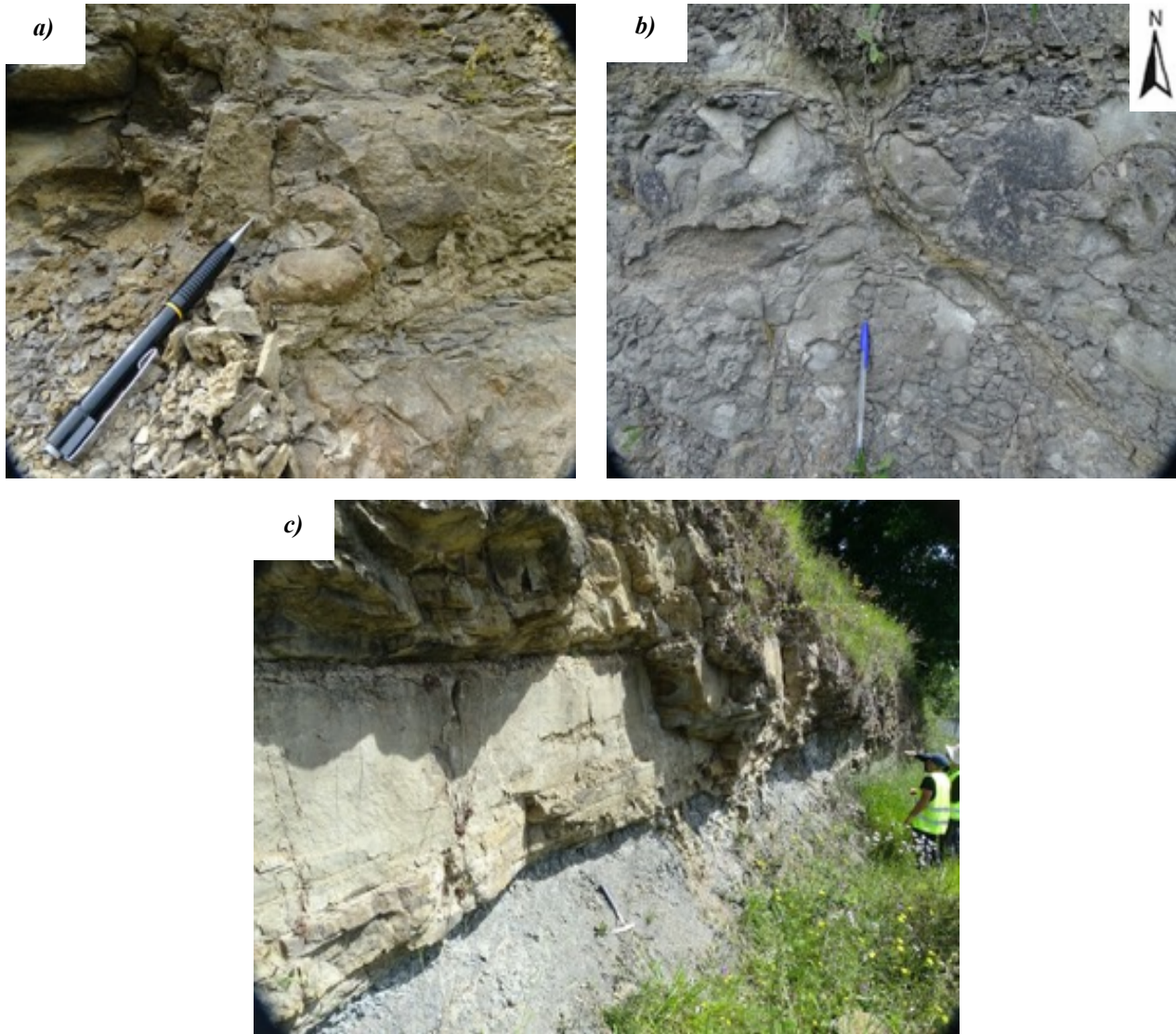
Wagner y Martínez-García (1982) concluyen que la flora estudiada se depositó, probablemente, cerca de su lugar de crecimiento, en un clima húmedo y cálido. Mientras que López-Gómez *et al.* (2019) interpretan que los materiales de la Formación San Tirso se depositaron en una cuenca intramontañosa, pequeña y aislada. Los depósitos que se identificaron, muestran una migración desde depósitos areniscosos y conglomeráticos en la parte inferior y que contienen capas de carbón, hacia una secuencia de grano más fino hacia techo, donde predominan los depósitos lutítico-limolítico de tonos grises. En estos tramos superiores se intercalan algunos

niveles de colores más rojizos y delgados niveles arenosos, cada vez más escasos que en conjunto afloran mal. De manera general, parece que en la Formación San Tirso se observa el tránsito desde un ambiente sedimentario aluvial distal, húmedo y que favorece el depósito de algunas capas de carbón, hacia un ambiente palustre, aún más distal, en el que predominan las estructuras de decantación y sobre el que progradan pequeños canales arenosos con estratificaciones planares y cruzadas (Fig. 6c) que también contienen megaripples de cresta recta. Hacia techo, aunque aflora mal, la secuencia parece claramente granodecreciente y podría estar representada por depósitos lacustres finos de tipo *playa-lake*, relacionados con un ambiente más árido, en el que son cada vez más frecuentes las capas de color rojo, probablemente relacionadas con exposiciones subaéreas prolongadas.



**Figura 5.** Aspectos de campo de la Formación San Tirso. a) Margas al E de Candaneo, b) Areniscas en las inmediaciones de Cuturrasú, c) y d) Areniscas, margas y lutitas al NO de San Tirso.





**Figura 6.** Aspectos de campo de la Formación San Tirso. a) Estructura diagenética, raíces dentro de los sedimentos, b) Estructura diagenética, nódulos dentro de los sedimentos, c) Pequeños rellenos de canales sobre estructuras de decantación.

### 2.1.2. Sucesión preorogénica alpina

En la zona de estudio la sucesión preorogénica alpina está formada por los depósitos continentales pérmicos, volcánicos y sedimentarios, de la Formación Acebal y los depósitos siliciclásticos, marino-continentales, del Cretácico Inferior.

- *Formación Acebal*. Esta formación fue descrita por López-Gómez *et al.* (2019) por primera vez cerca del pueblo de El Acebal (Siero, Asturias). Está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas, conglomerados con cantos predominantes de carbonato, areniscas de grano medio a grueso y lutitas, donde predominan los tonos rojizos con algunos términos de color verdoso, que presentan una variación lateral de espesor importante. Esta unidad se encuentra discordante sobre la Formación San Tirso (en el mapa geológico se observa la discordancia en

Sierrallana) o directamente sobre el basamento Paleozoico (cortes A-A', B-B'). A su vez, discordante sobre ella se encuentra el Cretácico (corte C-C').

En el mapa geológico se observan afloramientos al norte y al sur del río Nalón, siendo los del Norte los que presentan una mayor extensión. Al Sur del río Nalón, solo se encuentran pequeños afloramientos discordantes sobre la Formación San Tirso y sobre el Grupo Sama.

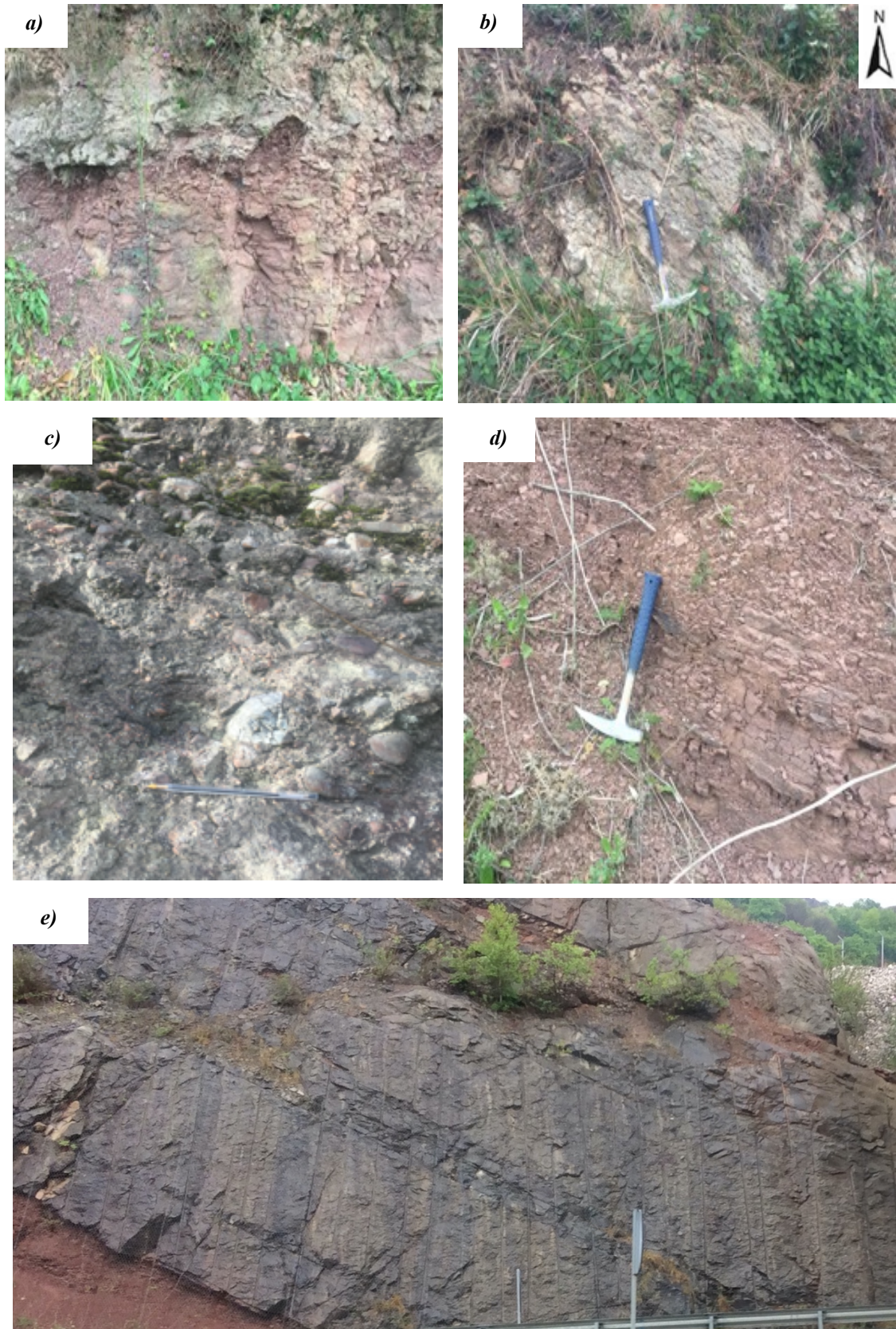
En la zona de estudio esta formación está constituida fundamentalmente por conglomerados polimícticos centimétricos en la base, arcillas rojizas (Fig. 7a, d, e) con paquetes de areniscas grises y blancas decimétricas intercalados (Fig. 8a) que, en algunos casos, son conglomeráticas y presentan laminación cruzada posiblemente por ser relleno de canales (Fig. 8b-d).

Hacia techo de la Formación Acebal aparecen areniscas y algunas lutitas de tonos oscuros (Fig. 7b, c y Fig. 8d) que indican el tránsito hacia la Formación Sotres suprayacente. Esta última unidad fue descrita cerca de Sotres (E de Asturias) como depósitos volcanoclásticos, calizas oscuras y lutitas negras (Martínez-García 1981; Wagner y Martínez-García, 1982). La Formación Sotres no se observa en la zona de estudio, pero sí aflora más al norte, cerca de Villaviciosa (Wagner y Martínez-García, 1982). A partir del corte C-C' se deduce un espesor mínimo para la Formación Acebal de 175 metros.

López-Gómez *et al.* (2019) interpretan que la Formación Acebal se depositó durante el Asseliense-Sakmariense (Cisuraliense) en cuencas intramontañosas de pequeño tamaño y aisladas, bajo un clima árido y limitadas por fallas normales activas. Con el desarrollo de estas cuencas se asocia un magmatismo calcoalcalino representado por las intercalaciones volcánicas y vulcano-sedimentarias. Según López-Gómez *et al.* (2019), los depósitos volcánicos y volcanoclásticos se acumularon durante diferentes pulsos. La interrupción de dichos pulsos permitió el desarrollo de pequeños sistemas fluviales tipo *braided*, con mezcla de gravas y arenas, y grandes depósitos de llanura aluvial donde se desarrollaron raíces y paleosuelos.

- Cretácico Inferior. En el mapa geológico (véase Anexo I), se observa que el Cretácico aflora al norte y sur del río Nalón, siendo al Norte donde los afloramientos presentan una mayor extensión. En general, esta unidad presenta bajos buzamientos y se encuentra discordante sobre todas las unidades infrayacentes.

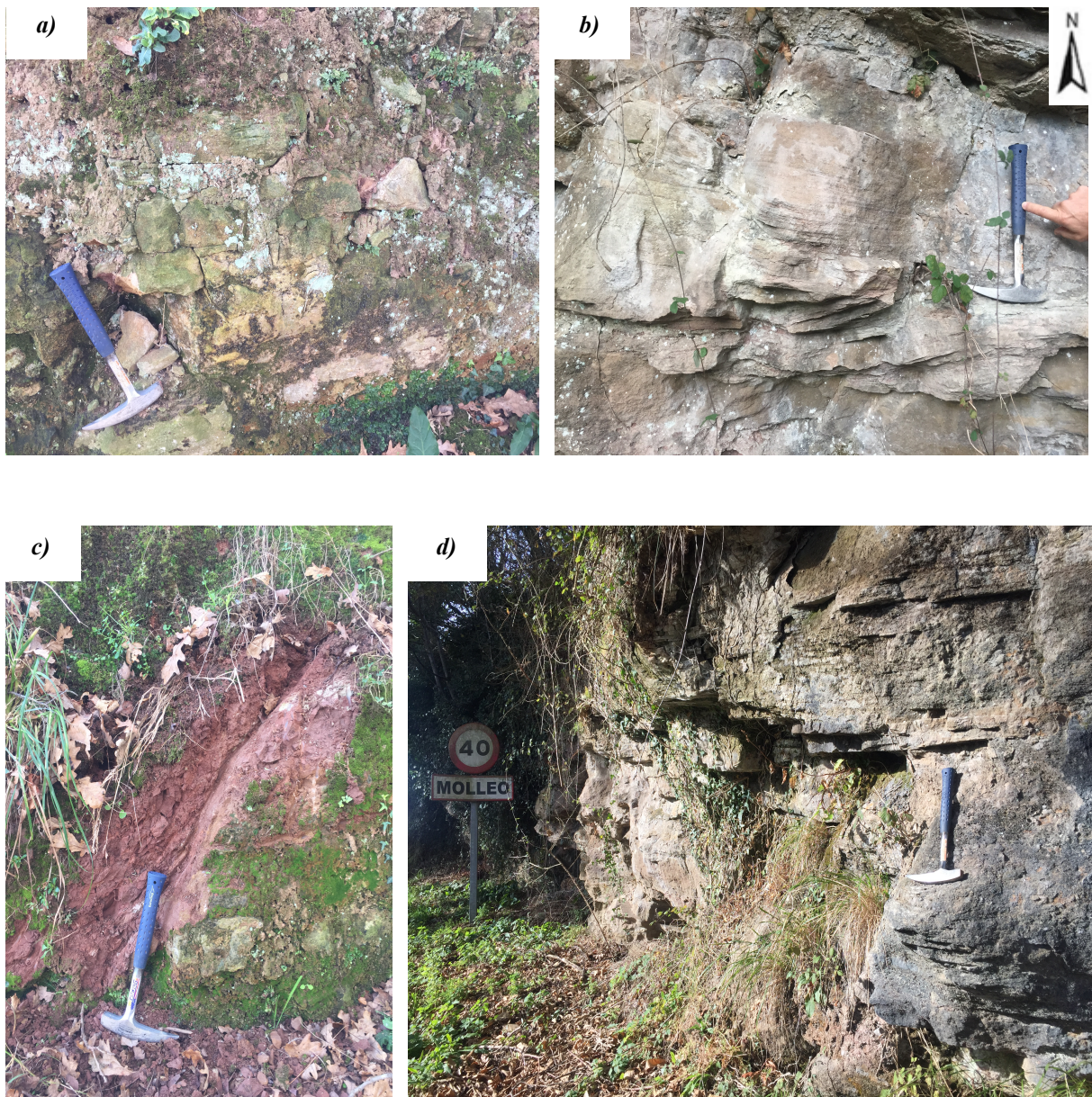
En el campo, esta unidad se caracteriza por la presencia de conglomerados, más comunes hacia su parte basal, y niveles de lutitas, a veces arenosas, y areniscas de grano medio a grueso que contienen restos vegetales carbonizados. La serie suele tener tonos claros, grises, blancos y amarillentos, pero en algunos casos, los conglomerados y algunas arenas adquieren color rojizo. En las proximidades de Molledo, Rotriz y al sur de Tablado existen canteras en las que se explotan algunos niveles de estos conglomerados (Fig. 9a, b). La sucesión Cretácica tiene un espesor mínimo de 250 metros calculado sobre el corte B-B'.



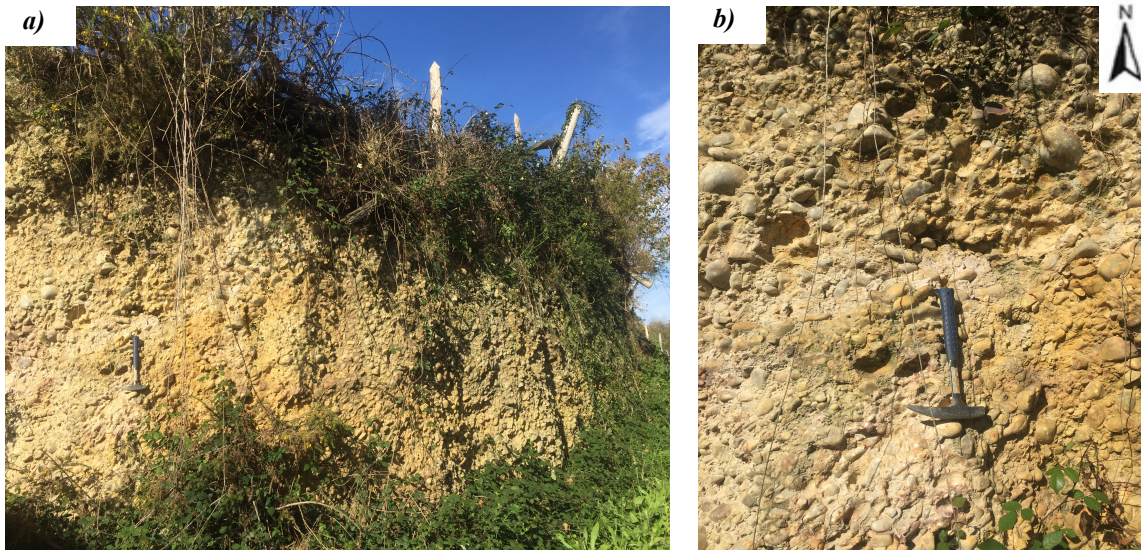
**Figura 7.** Aspectos de campo de la Formación Acebal (Pérmico). a) Arcillas rojizas en los alrededores de Grandalonga, b) Areniscas y algunas lutitas en las inmediaciones de La Zorera, c) Areniscas y algunas lutitas de colores oscuros al NE de Lloredo, d) Arcillas rojizas en los alrededores de los túneles de Riaño, e) Conglomerados de la parte basal en la boca S de los túneles de La Zorera (AS I).

En la zona estudiada, se atribuye una edad Cretácico Inferior a esta unidad, puesto que nunca afloran los niveles carbonatados característicos del Cretácico Superior.

González Fernández *et al.* (2004), diferencia dos tramos del Cretácico Inferior, uno inferior conglomerático y el superior arenoso. El ambiente sedimentario para el tramo inferior corresponde a lóbulos de abanicos aluviales mientras que el superior se ha interpretado como de ambientes litorales. En este trabajo, debido a la calidad de los afloramientos, no se han podido distinguir estos tramos del Cretácico Inferior en la cartografía geológica, los cuales sí se han diferenciado en sectores próximos.



**Figura 8.** Aspectos de campo de la Formación Acebal (Pérmico). a) Arcillas rojas con paquetes de areniscas de espesor decimétrico, b) Con laminación cruzada, posiblemente por relleno de canales, c) Falla poniendo en contacto materiales pérmicos en ambos bloques, d) Areniscas grises de la Formación Acebal, muy similares a las del Cretácico.



**Figura 9.** Aspectos de campo de los conglomerados del Cretácico. a) Al S de Tablado, en la Cuesta de San Justo, b) Detalle de los conglomerados cretácicos.

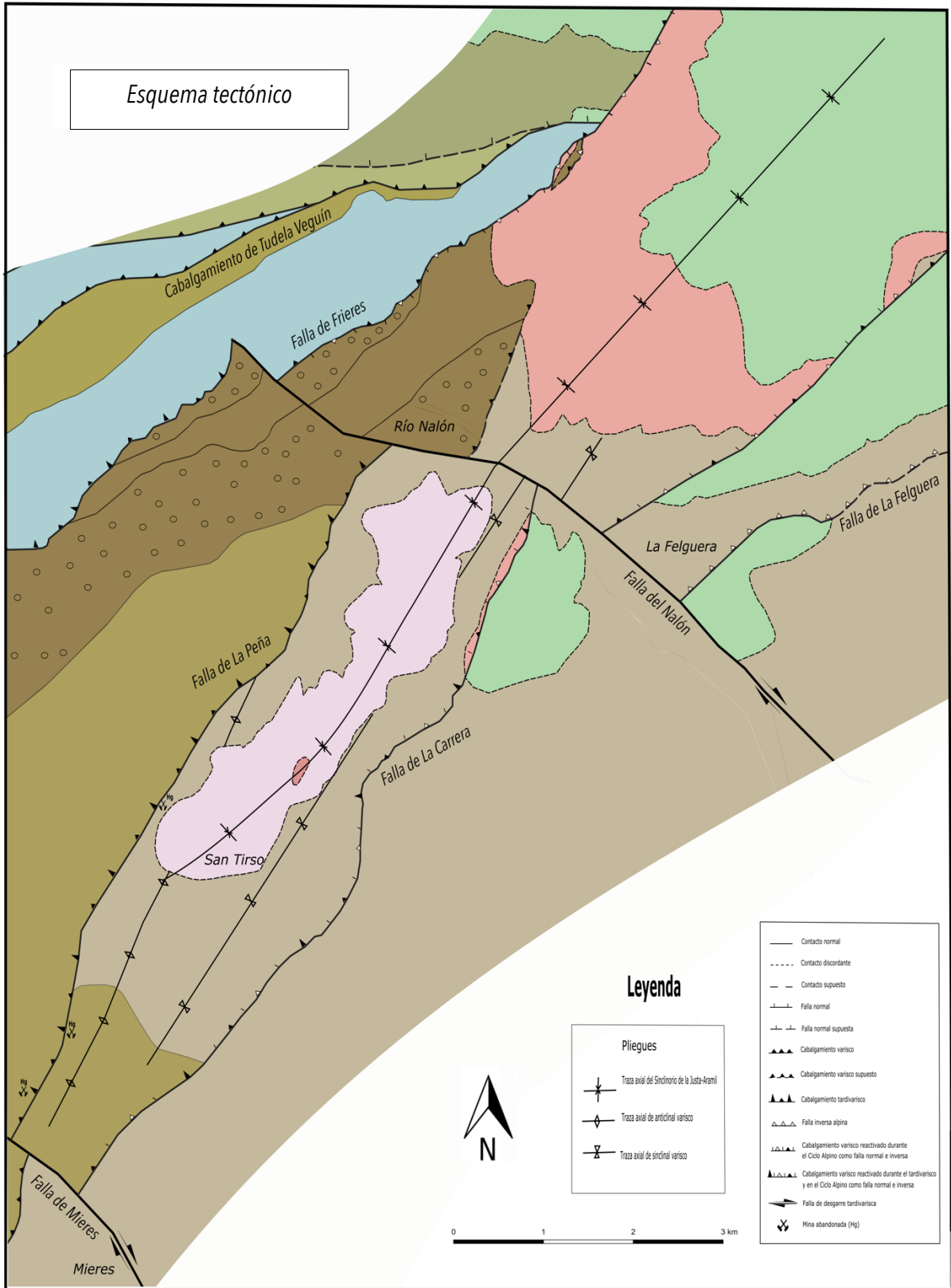
## **2.2 Estructura**

La estructura de la zona de estudio se caracteriza por la existencia de pliegues y varios sistemas de fallas y cabalgamientos. Como se verá, las estructuras muestran en general una historia cinemática compleja, ya que se han generado a lo largo de varios episodios de deformación y, en varios casos, se han reactivado en segmentos orientados de forma favorable. Estos episodios se corresponden con tres eventos tectónicos reconocibles a escala regional en la Cordillera Cantábrica occidental, esto es:

- Compresión varisca
- Extensión mesozoica
- Acortamiento alpino

Julivert *et al.* (1971) describen tres principales sistemas de fallas que afectan a los materiales mesozoicos y cenozoicos a escala regional: uno de dirección NE-SO, otro NO-SE y un tercero E-O. En la zona estudiada, las fallas de Frieres, de La Peña y La Carrera pertenecen al sistema de dirección NE-SO y las fallas del Nalón y de Mieres al de dirección NO-SE (Fig. 10). Además, en la zona estudiada se reconocen cabalgamientos variscos de dirección NE-SO. De modo general, en el presente trabajo se empleará el término “falla” para referirse a todas estas estructuras sin tener en cuenta su cinemática y reactivaciones.

La cartografía geológica realizada pone en evidencia que varias de las fallas presentes delimitan el área de distribución de algunas de las unidades de rocas reconocidas, concretamente las formaciones San Tirso y Acebal (Gzheliense-Pérmico) y por tanto han jugado un papel esencial en la generación de las cuencas en las que se depositaron los sedimentos que dieron lugar a estas formaciones.



**Figura 10.** Esquema tectónico de la zona estudiada.

### 2.2.1 Pliegues

Los principales pliegues reconocibles en la zona estudiada se encuentran entre las fallas de La Peña y La Carrera. Se trata de dos tipos distintos de pliegues: los que afectan únicamente a las unidades inferiores al Kasimoviense de la CCC y el Sinclinorio de La Justa-Aramil, que afecta a todas las formaciones presentes en la zona.

#### Pliegues que afectan a las unidades pre-kasimovienses

Estos son un par de pliegues, anticlinal y sinclinal, adyacentes a las fallas de La Peña y de La Carrera y que afectan a los materiales del Grupo Sama (GS2) y del Grupo Lena. Se trata de pliegues abiertos, el anticlinal con un ángulo entre flancos de unos  $105^\circ$  medido en los cortes realizados y el sinclinal de unos  $150^\circ$  medidos en el corte C-C'.

La traza axial del anticlinal tiene una dirección general NNE-SSO que sigue aproximadamente el trazado de la Autovía Minera (AS I) y es cortada por la Falla de la Peña a la altura de El Caleyón, mientras que el sinclinal tiene una traza axial de dirección aproximada NE-SO, con continuidad hasta el sector más septentrional del mapa. En los cortes geológicos se observa cómo, hacia el Norte, la charnela de ambos pliegues se va desplazando progresivamente hacia el NO.

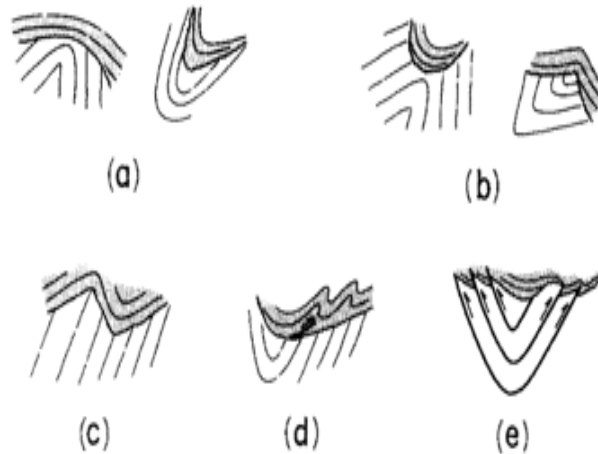
#### Sinclinorio de la Justa-Aramil

Se trata de varios pliegues con una traza axial de dirección NE-SO que se desarrollan en las formaciones San Tirso y Acebal y en los materiales del Cretácico.

En los cortes geológicos se observa que el ángulo entre flancos del sinclinorio es diferente para los materiales de las distintas edades, siendo el pliegue más abierto en los materiales más modernos. En el corte C-C' el ángulo entre flancos es de  $160^\circ$  en el Cretácico y en el Pérmico mientras que, en la Formación San Tirso, el ángulo entre flancos es de  $150^\circ$  medido en el corte B-B' y de  $140^\circ$  en el A-A'. Este aspecto podría interpretarse asumiendo que el sinclinorio se empieza a formar cuando se deposita la Formación San Tirso, reapretándose posteriormente, ya en tiempos alpinos, cuando afecta también a los materiales pérmicos y cretácicos. En los cortes A-A' y B-B', se distingue que, en la terminación SE de los afloramientos de la Formación San Tirso, existe un pequeño y suave anticlinal como pliegue menor.

Por otra parte, en el corte A-A', se observa que los pliegues que se encuentran en la zona de estudio no son homoaxiales. En este sentido, la traza axial del Sinclinorio de La Justa-Aramil, situada en los materiales de la Formación San Tirso, coincide con la traza axial del anticlinal que afecta a los grupos Lena y Sama. Este hecho puede ser interpretado como consecuencia de

un reapretamiento del anticlinal mediante un mecanismo de cizalla paralela a las capas, que genera un sinclinal en las capas de la unidad superior, de acuerdo con el modelo propuesto por Alonso (1989) (Fig. 11b izquierda).



**Figura 11.** Tomado y modificado de Alonso (1989). El caso del presente trabajo, b) izquierda, sinforme sobre antiforme, cuando las capas del conjunto inferior se reaprietan por mecanismos de cizalla paralela a las capas.

### 2.2.2 Fallas

En el mapa geológico se observa un conjunto de fallas y cabalgamientos de dirección general NE-SO y otro de dirección NO-SE.

#### *Fallas de dirección NO-SE*

##### Falla del Nalón

La Falla del Nalón es cartografiada y descrita por primera vez en este trabajo. Cruza completamente el área de estudio, dividiéndola en dos bloques, siendo el cauce del río Nalón coincidente con su trazado.

Esta falla tiene un rumbo NO-SE, que se interrumpe en el extremo NO del mapa, a la altura de Frieres, de forma que no desplaza al cabalgamiento de Tudela Veguín (ver esquema tectónico en Fig.10). En el mapa, se interpreta que la falla cambia de rumbo conectándose con la Falla de Frieres, que se describirá más adelante. Afecta a los materiales del Paleozoico, Pérmico y Cretácico, así como a todas las fallas y cabalgamientos de rumbo NE-SO, que en su mayoría son desplazados por ella con movimiento aparente de desgarre dextro. Cuando la Falla del Nalón pasa a tener una dirección NE-SO, reactiva el segmento occidental de la Falla de Frieres con movimiento de falla inversa, poniendo la Caliza de Montaña, que se encuentra brechificada en el contacto con dicha falla, sobre el Grupo Sama (GS1).



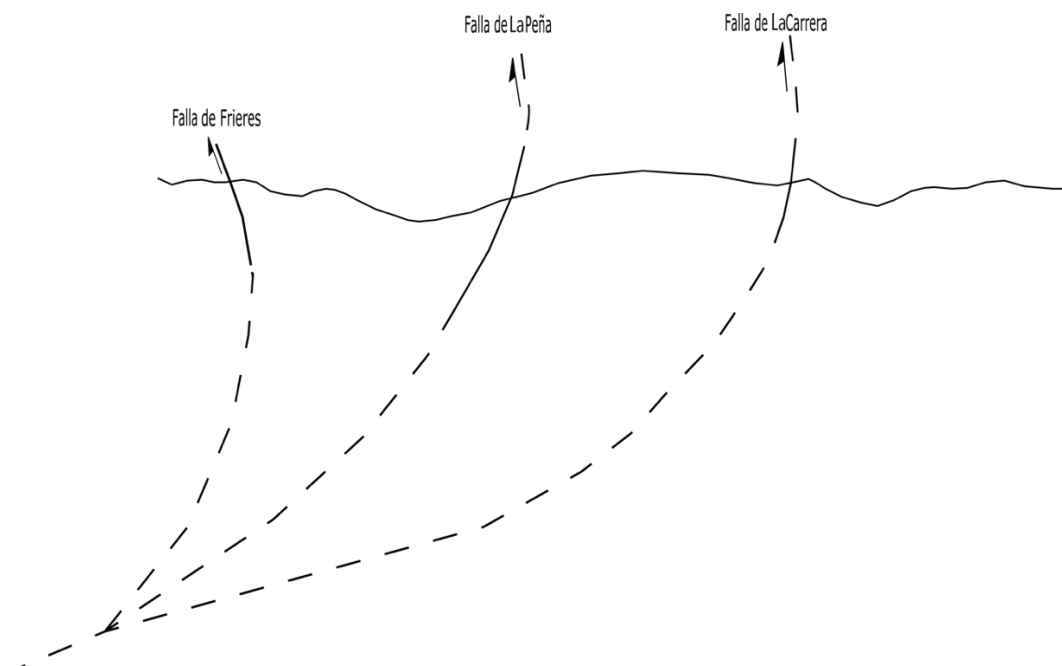
Como se observa en el mapa geológico, la Falla del Nalón constituye el límite NE de los afloramientos de la Formación San Tirso, de modo que en su bloque N el Pérmico se dispone discordante sobre el Carbonífero pre-kasimoviense, mientras que en el S se apoya, al menos en parte, sobre la propia Formación San Tirso. De este modo, la Falla del Nalón ha debido tener una influencia directa en la sedimentación de la Formación San Tirso en su bloque Sur, previamente a la sedimentación del Pérmico. Este aspecto podría explicarse admitiendo una edad pre-Pérmico para la falla y asumiendo que su movimiento no fue de desgarre puro, sino que tuvo una componente oblicua con elevación del bloque N. Por otra parte, y como se explicará más adelante, en ambos bloques de la Falla del Nalón existe diferente número de fallas normales e inversas desarrolladas durante el Ciclo Alpino.

### Falla de Mieres

La Falla de Mieres (Velandó *et al.*, 1975) aparece en el extremo SO de la zona de estudio afectando a los materiales del Grupo Lena y del Grupo Sama (GS2). Al igual que la Falla del Nalón, tiene un rumbo NO-SE, y su movimiento es de desgarre dextro.

### **Fallas de dirección NE-SO**

Entre las fallas que siguen esta dirección destacan las fallas de Frieres, de La Peña y de La Carrera, las cuales deben unirse en profundidad, formando un sistema imbricado de cabalgamientos de geometría lítrica (Fig. 12).



**Figura 12.** Interpretación de la posición de las fallas de Frieres, La Peña y La Carrera tomadas del corte B-B'. En línea discontinua se ha añadido la posible prolongación de dichas fallas, mostrando su unión en profundidad y su cambio de inclinación.

### Cabalgamiento de Tudela Veguín

Al NO del mapa se encuentra el Cabalgamiento de Tudela Veguín (ver esquema tectónico en Fig.10) que afecta a los materiales del Devónico, Grupo Lena, Caliza de Montaña y Cretácico. Al SO de su trazado superpone la Caliza de Montaña al Grupo Lena, al NE pone la Formación Naranco sobre el Grupo Lena y la Caliza de Montaña y en su extremo más oriental pone en contacto el Cretácico y la Caliza de Montaña. Se trata por tanto de un cabalgamiento varisco que, en su sector más oriental se reactiva como falla normal durante la extensión mesozoica hundiendo el bloque N. Esta falla normal se prolonga hacia el oeste con rumbo E-O.

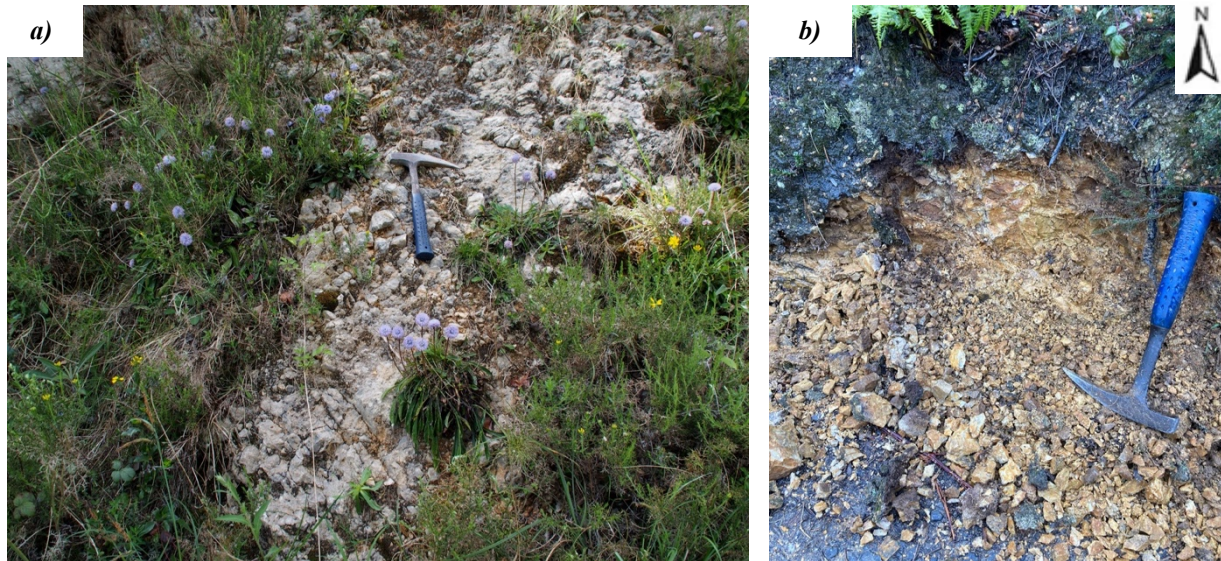
### Falla de Frieres

La Falla de Frieres se encuentra a lo largo de todo el mapa siguiendo una dirección NE-SO, con un buzamiento de  $83^\circ$  al NO medido en el corte B-B', llegando incluso a invertirse en el corte C-C' con un buzamiento de  $83^\circ$  hacia el SE. Afecta a los materiales del Grupo Rañeces, Caliza de Montaña, Grupo Sama (GS1), Pérmico y Cretácico.

La Falla de Frieres es considerada en trabajos previos (Merino-Tomé *et al.*, 2013) como un cabalgamiento varisco en todo su trazado pues afecta a materiales paleozoicos poniendo la Caliza de Montaña (Formaciones Barcaliente y Valdeteja) sobre el Grupo Sama (GS1). Sin embargo, esta falla debe tener una larga historia de reactivaciones en diferentes momentos, tal como se deduce de la lectura del mapa geológico y como ya se puso de manifiesto en el capítulo anterior, ya que compensa el movimiento de desgarre de la Falla del Nalón.

En efecto, en el bloque norte de la Falla del Nalón, la Falla de Frieres, junto con la de La Carrera, han condicionado la sedimentación de los materiales pérmicos, pues al NO de la primera y al SE de la segunda estos materiales no aparecen, encontrándose el Cretácico discordante sobre el Devónico y el Carbonífero. De este modo, en el bloque norte de la Falla del Nalón, la Falla de Frieres pone en contacto, en un pequeño segmento de su trazado, el Pérmico con la Caliza de Montaña y con el Devónico, lo que indica que se trata de una falla normal (ver Mapa Geológico y corte C-C'). Sin embargo, en el extremo septentrional de su trazado, esta Falla pone en contacto materiales pérmicos sobre cretácicos, poniendo de manifiesto su reactivación posterior como falla inversa alpina, elevando el bloque oriental sobre el occidental. En los cortes se observa que los materiales del Cretácico son cortados con un alto ángulo en este sector por la Falla de Frieres. El salto de esta falla no se puede calcular pues no existen elementos en el mapa que permitan determinarlo.

A lo largo del trazado de esta falla se han encontrado rocas de falla, concretamente cataclasitas de varios metros de espesor (Fig.13a, b).

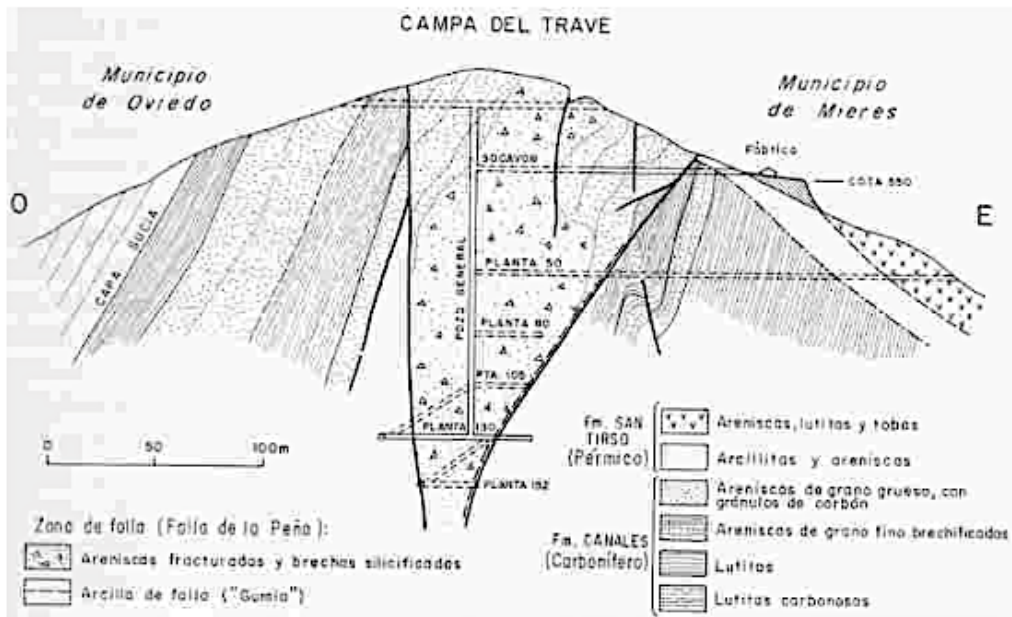


**Figura 13.** Cataclasitas de la Falla de Frieres. a) Desarrollada sobre la Caliza de Montaña al S del río Nalón, b) Desarrollada sobre el Grupo Rañeces, al N de dicho río.

### Falla de La Peña

La Falla de La Peña es conocida desde antiguo y separa las unidades de los sectores Riosa-Olloniego y la Justa-Aramil (Velando *et al.*, 1975) con un rumbo aproximado N30E y con una inclinación de unos 50° al NO (ver cortes geológicos A-A' y B-B'). Su traza es desplazada por la Falla del Nalón, y en su bloque norte llega a unirse con la Falla de Frieres bajo los afloramientos del Pérmico. Por esta razón, y porque afecta únicamente a materiales paleozoicos de los grupos Lena y Sama (GS1 y GS2), la Falla de La Peña debe considerarse un cabalgamiento varisco en todo su trazado. La importancia del desplazamiento varisco de esta falla queda evidenciada porque superpone el Grupo Lena sobre el Grupo Sama. Además, la falla acerca las facies proximales con conglomerados del Grupo Sama (Sector Riosa-Olloniego) con las facies más distales del mismo grupo.

Sin embargo, en el segmento comprendido entre las fallas del Nalón y de Mieres, asociada a la Falla de La Peña se encuentra una zona de falla que alcanza los 100 m de ancho y que ya fue descrita por Luque (1985) (Fig.14). La zona de falla está formada por rocas de naturaleza cataclástica y a ella se asocian mineralizaciones de sulfuros y de mercurio (Velando *et al.*, 1975). Estas características son indicativas de una reactivación de la falla en este segmento. Por otra parte, la Formación San Tirso se ubica en el bloque SE de este segmento de la Falla de La Peña y, como se observa en los cortes geológicos, el flanco NO del sinclinal de La Justa-Aramil en estos materiales ha sido sin duda desplazado por esta falla. Esto permite deducir una reactivación de la falla durante el Asseliense inferior (edad del techo de la Formación San Tirso y de la base de la Formación Acebal), al menos en este segmento. El desplazamiento mínimo estimado de esta reactivación, calculado en el corte A-A', es de unos 215 m.



**Figura 14.** Yacimiento de La Campa del Trave. Se muestra la zona de falla de la Falla de La Peña (Tomado de Luque, 1985).

### Falla de La Carrera

Con un rumbo NE-SO, la Falla de La Carrera cruza todo el mapa, con un buzamiento de  $68^\circ$  al NO en el corte A-A', de  $83^\circ$  al NO en el B-B' y de  $77^\circ$  al NO en el C-C'. En el bloque sur de la Falla del Nalón, esta falla es paralela a la Falla de La Peña, mientras que en el bloque norte el trazado de ambas diverge ligeramente.

Como se mencionó con anterioridad, junto con la Falla de Frieres situada al N de la Falla del Nalón, esta falla delimita los afloramientos de la Formación Acebal, por lo que entre ambas han controlado los límites de una cuenca pérmica. En el caso de la Falla de La Carrera, su carácter sinsedimentario durante el Pérmico se evidencia por el hecho de que, en su bloque oriental, no aparecen los materiales de la Formación Acebal (Anexos I y II). Por tanto, esta falla funcionó como falla directa en todo su trazado. Por otra parte, la falla superpone el Carbonífero y el Pérmico sobre los materiales cretácicos con un alto ángulo tanto al norte como al sur de la Falla del Nalón. En los cortes geológicos se observa que la reactivación como falla inversa durante el Ciclo Alpino supone un salto mínimo, calculado en los materiales cretácicos, de 125 m en el corte A-A', 335 m en el corte B-B' y 225 m en el corte C-C'. Este salto es mucho menor del que se observa cuando la falla afecta a los materiales pre-kasimovienses, por lo que la Falla de la Carrera debe ser considerada en su origen como un cabalgamiento varisco.

### Falla de La Felguera

Por otra parte, al SE del mapa, en el bloque NE de la Falla del Nalón y sin continuidad en el bloque SO, se encuentra una falla inversa originada durante el Ciclo Alpino que superpone el

Grupo Sama (GS2) sobre el Cretácico. Este hecho debe interpretarse admitiendo que la Falla de Nalón se reactivó durante la compresión alpina como una estructura lateral que produjo la compartimentación de la deformación.

### **2.3 Génesis de la cuenca de San Tirso**

En la Orogenia Varisca era común el transporte y elevación de grandes láminas de roca por los cabalgamientos, lo cual originaba flexiones en el antepaís, recibiendo las cuencas formadas por dicha flexión el aporte de miles de metros de sedimentos. Sin embargo, la cuenca de San Tirso, al ser de pequeño tamaño y relleno, debe de estar asociada a un menor relieve. Además, como se ha visto anteriormente, el origen de esta cuenca debe situarse en una zona de carácter transpresivo, en relación con la reactivación del cabalgamiento varisco de Frieres en un entorno de *strike-slip* limitado por las fallas del Nalón y Mieres. En este sentido, se propone el siguiente modelo evolutivo para la Formación San Tirso:

- Al reactivarse el segmento de la Falla de Frieres situado entre la Falla del Nalón y la de Mieres, se forma un relieve en el bloque superior NO de dicha falla que constituye el área fuente de los sedimentos que son transportados hacia el SE; al mismo tiempo, en su bloque inferior, al SE, se generó una flexión cortical suficiente como para poder albergar la pequeña cuenca de San Tirso (Fig. 15, 1). La Falla del Nalón actúa, por lo tanto, como falla de desgarre dextro con componente oblicua, levantando el bloque septentrional del mapa (N del Nalón), lo cual impide el depósito de los materiales de la Formación San Tirso en este bloque.

- En una segunda etapa se reactiva la Falla de La Peña, cortando la cuenca de San Tirso (Fig.15, 2). En la zona estudiada, los materiales de la Formación San Tirso se corresponden únicamente a las facies distales, que se preservan sobre el bloque inferior de la Falla de La Peña. Las facies proximales de la Formación San Tirso debieron situarse sobre el bloque superior elevado por dicha falla, siendo posteriormente erosionadas.

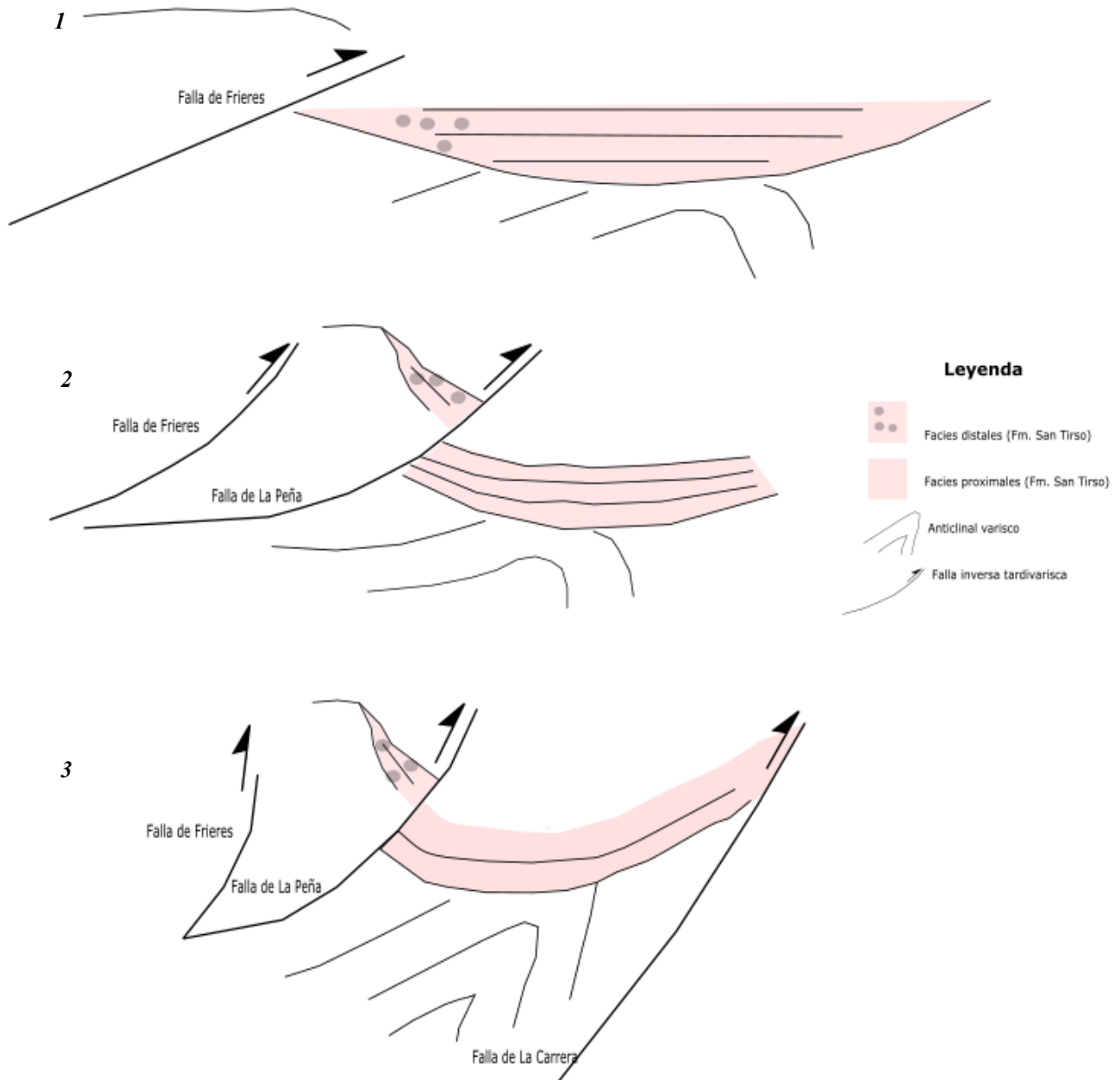
-Por último, la cuenca de San Tirso es plegada en un sinclinal al reactivarse la Falla de La Carrera (Fig. 15, 3).

### **3. DISCUSIÓN**

A partir de la descripción realizada hasta el momento, se puede proponer un modelo de evolución tectónica de la zona estudiada desde finales del Carbonífero hasta el Cenozoico, o lo que es lo mismo, desde finales de la Orogenia Varisca hasta la Orogenia Alpina:

-Las primeras estructuras reconocidas en la zona corresponden a pliegues y cabalgamientos variscos que afectan exclusivamente a las rocas pre-kasimovienses. Estas estructuras tienen un rumbo NE-SO y presentan una vergencia generalizada hacia el SE. La

importancia de estos cabalgamientos variscos queda evidenciada en el Cabalgamiento de La Peña, que produce la superposición del Grupo Lena sobre el Grupo Sama y el acercamiento de áreas paleogeográficas alejadas, de modo que, las facies proximales y distales del Grupo Sama quedan en contacto. Algunos de los cabalgamientos variscos pueden llegar a encontrarse invertidos debido a las estructuras posteriores, como es el caso del Cabalgamiento de Frieres.



**Figura 15.** Esquema del modelo evolutivo propuesto para la cuenca de San Tirso.

-Las siguientes estructuras en formarse corresponden a dos fallas de desgarre de dirección NO-SE: las fallas del Nalón y de Mieres. Los segmentos de los cabalgamientos variscos delimitados por estas fallas se reactivan como fallas inversas en esta segunda etapa, adquiriendo una dirección oblicua más norteada que el resto de estructuras variscas. Esta reactivación produce un sistema imbricado de cabalgamientos constituido por las fallas de Frieres, La Peña y La Carrera. Las fallas de desgarre y estas fallas inversas constituyen un *strike-slip duplex* (Woodcock y Fischer, 1986) donde los cabalgamientos reactivados convergerían en profundidad, verticalizándose hacia arriba (Fig.16). En relación con la reactivación de los cabalgamientos variscos, se genera una cuenca sedimentaria asociada en la que se depositaron los sedimentos continentales de la Formación San Tirso (Fig.15); lo cual indica que la edad de estos cabalgamientos y de las fallas de desgarre asociadas está comprendida entre el Gzheliense superior y la parte baja del Asseliense. Los modelos de formación de cuencas en entornos de *strike-slip* se relacionan de modo general en la bibliografía con cuencas de tipo *pull-apart*, correspondientes a regímenes transtensivos. En el caso de la cuenca de San Tirso, se trata de un *strike-slip duplex* relacionado con un régimen transpresivo (Fig. 16).

La Formación San Tirso se deposita en un sistema aluvial distal y/o pantanoso de muy poca profundidad. Las facies proximales de esta formación debieron situarse hacia el NO sobre el bloque superior de la Falla de La Peña. La estructura responsable de la formación de esta cuenca podría haber sido, por lo tanto, el segmento de la Falla de Frieres reactivado entre las Fallas del Nalón y Mieres, de acuerdo con el esquema que se propone en la figura 15.

Los otros límites de la cuenca de San Tirso se corresponden con las fallas del Nalón al NE y de Mieres al SO.

En relación con el emplazamiento de los cabalgamientos asociados al *strike-slip duplex* se inicia la formación del Sinclinorio de La Justa-Aramil, desarrollado sobre la Formación San Tirso. En este evento, por debajo de la Formación San Tirso se produce el reapretamiento de los pliegues variscos. Asociada a las fallas inversas de este evento, tiene lugar una fracturación frágil, que en el caso de la Falla de La Peña puede alcanzar más de 100 m de ancho.

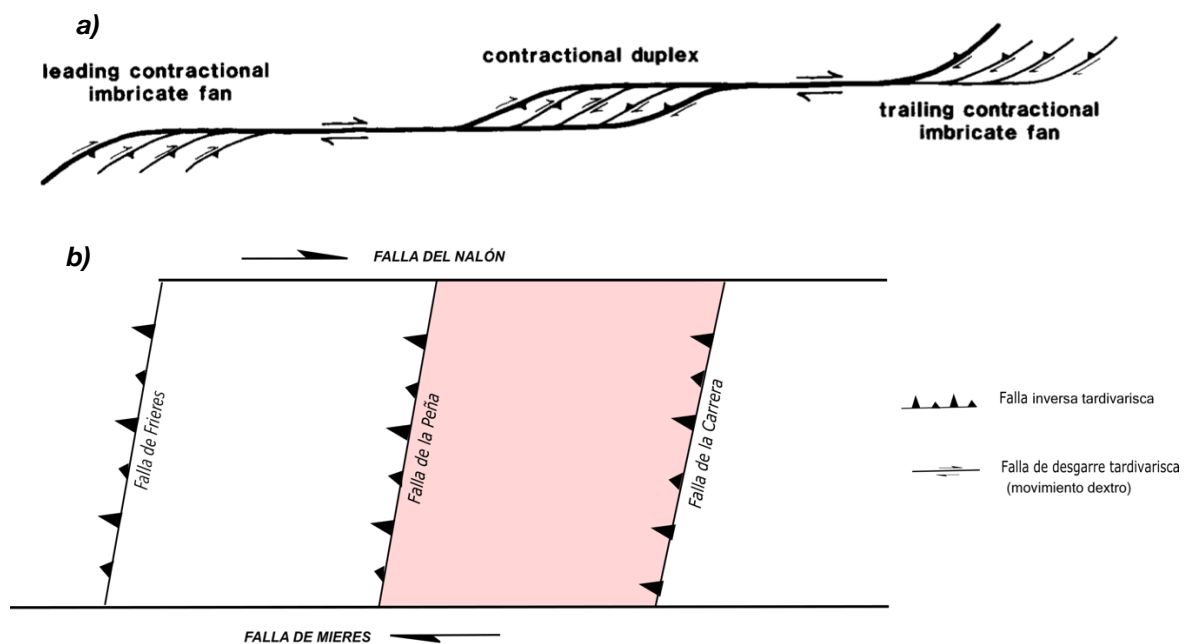
Por otra parte, el rumbo y cinemática de estas fallas es coincidente con la Falla de Ventaniella, considerada como una estructura tardivarisca por Arthaud y Matte (1977).

-Posteriormente al desarrollo de las estructuras tardivariscas tiene lugar un episodio extensional que se manifiesta en la zona de estudio por la instalación de fallas normales que reactivan estructuras previas, definiendo una cuenca donde se depositó la Formación Acebal. Esta formación se depositó en un *graben* al N de la Falla del Nalón y en un *semigraben* entre esta falla y la de Mieres. Los límites del *graben* septentrional corresponden con la Falla de Frieres en el NO y la Falla de La Carrera en el SE. Por su parte, el *semigraben* está limitado al SE por la Falla de La Carrera. Esto implica que la Falla del Nalón tardivarisca debió reactivarse como falla de transferencia durante la extensión pérmica, con una cinemática contraria a la que tuvo en la etapa tardivarisca. En relación con este episodio extensional, tiene lugar un

magmatismo de signatura calcoalcalina representado por las rocas volcánicas que se encuentran en la Formación Acebal (López-Gómez *et al.*, 2019). En relación con este episodio magmático, tuvo lugar un proceso hidrotermal que produjo las mineralizaciones de mercurio que se alojaron en la fracturación asociada a la Falla de La Peña y en menor medida en la de La Carrera (Luque, 1985).

-Este proceso extensional continua durante el Mesozoico con el depósito de los materiales del Cretácico Inferior. La reactivación del cabalgamiento varisco de Tudela Veguín en su extremo más nororiental representa un ejemplo de fallas normales de esta época.

-Por último, durante el Cenozoico, tuvo lugar la compresión alpina que según diversos autores comienza en el entorno de la zona de estudio durante el Eoceno superior (Pulgar *et al.*, 1999., Martín-González y Heredia, 2011). Las estructuras alpinas de este último episodio de deformación corresponden a fallas inversas y pliegues asociados. En esta época se termina de formar el Sinclinorio de La Justa-Aramil, reapretando el sinclinal de la Formación San Tirso y plegando suavemente la Formación Acebal y los materiales del Cretácico Inferior. El Sinclinal de La Justa-Aramil es una estructura desarrollada entre el cabalgamiento alpino de La Carrera y el retrocabalgamiento alpino de Frieres. La Falla de La Felguera es otra estructura de esta misma edad. Durante la compresión alpina, la Falla del Nalón debió de actuar como una estructura lateral, lo que queda evidenciado por el diferente número, cinemática y distribución de los cabalgamientos alpinos a ambos lados de la falla. Los cabalgamientos alpinos presentan en la zona de estudio un desplazamiento de escasas centenas de metros.



**Figura 16.** Strike slip duplex. a) Sistema idealizado de un strike slip duplex dextro (Woodcock y Fischer, 1986), b) Se muestra el strike slip duplex formado en la zona de estudio por las fallas de Frieres, La Peña y La Carrera (en orden de izquierda a derecha). En rosa, la posición en la que afloran los materiales de la Formación San Tirso.



#### 4. CONCLUSIONES

-Se ha cartografiado por primera vez la Formación San Tirso, que tiene una edad situada en el tránsito entre el Carbonífero y el Pérmico (Gzeliense superior-Asseliense basal) y se dispone discordante sobre materiales carboníferos pre-kasimovienses. Asimismo, se ha cartografiado un conjunto de estructuras con una historia evolutiva compleja que abarca los ciclos Varisco y Alpino.

-La caracterización de las fallas variscas permite diferenciar un imbricado de cabalgamientos de rumbo NE-SO y transporte tectónico kilométrico hacia el SE que son afectados por dos fallas de desgarre dextro de dirección NO-SE: las fallas del Nalón y Mieres. Estas fallas reactivan los cabalgamientos variscos situados entre ellas, formando un *strike-slip duplex*.

-Se propone un modelo evolutivo para la génesis de la cuenca donde se depositó la Formación San Tirso, en relación con las mencionadas estructuras de desgarre en un régimen transpresivo. Dicho modelo permite acotar la edad de las fallas tardivariscas a unos pocos millones de años en el límite Carbonífero-Pérmico (entre el Gzeliense superior y la parte baja del Asseliense). Las fallas del *strike-slip duplex* actúan de forma secuencial, de forma que la Falla de Frieres produce la flexión cortical necesaria para generar la cuenca de San Tirso mientras que la Falla del Nalón levanta el bloque N impidiendo el depósito de estos materiales allí. Posteriormente, la Falla de La Peña corta a esta cuenca, que finalmente es plegada en sinclinal en relación con el emplazamiento de la Falla de La Carrera.

-Durante el Ciclo Alpino se producen fallas normales permo-mesozoicas que se forman por la reactivación de fallas variscas, las cuales controlan el depósito de los materiales pérmicos y en menor medida los del Cretácico Inferior. Al final del Ciclo Alpino, durante el Cenozoico, tiene lugar la Orogenia Alpina que en la zona de estudio da lugar a un acortamiento moderado, producido por cabalgamientos y pliegues asociados muy abiertos, como el Sinclinal de La Justa-Aramil.

## 5. REFERENCIAS

- Adaro de L., Junquera, G. (1916): Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, Criaderos de Hierro de España, t. 2, 1 vol. texto, 35 figs., 12 láms., 610 pp., 1 vol., 10 láms. Madrid.
- Alonso, J.L. (1989): Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170: 57-77.
- Alonso, J.L., Pulgar, J. A. (1995): La estructura de la Zona Cantábrica. En *Geología de Asturias* (Bastida, F y Aramburu C, eds.). España, 103-112.
- Alonso, J.L., Marcos, A., y Suárez, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 4: 451-473.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Barrois, C. (1880): Memoria sobre el terreno Cretáceo de la Cuenca de Oviedo. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* Vol 7, pp. 114-115, láms. 1-3, París.
- Barrois, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord. Lille*. T. IV, 379 p.
- Beroiz, C., Pignatelli, R., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J., Giannini, G., Gervilla, M. (1972): Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja nº 29 (Oviedo). En: Segunda serie MAGNA-Primera edición. *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*, Madrid.
- Caride, C., Marcos, A., Gervilla, M., Ortuño, G., Velando, F. (1973): Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja nº 53 (Mieres). En: Segunda serie MAGNA-Primera edición. *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*, Madrid.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Heredia, N. y González, F. (2002): Carboniferous. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W y Moreno, T, eds.). Geol. Soc. London, 93-116.
- Comte, P. (1959): Recherches sur le terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Instituto Geológico y Minero de España*, 60: 1-440, Madrid.

- Delepine, G. (1982): Sur l'âge des grés du Naranco (Asturies). *C.R. Ac. Sci. Paris*, t. 187: 239-241, París.
- Eichmüller, K. (1985): Die Valdeteja Fm: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13: 45-155.
- Eichmüller, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, 97: 590-607.
- Ezquerro del Bayo, J. (1844): Basaltos. *Semanario Pintoresco Español*. Madrid.
- Fernández, L.P. (1990): *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de la Región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 322 p.
- Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Barba, P., Colmenero, J.R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Salvador, C., Sánchez de Posada, L.C., Villa, E., Merino-Tomé, O., Motis, K. (2004): La sucesión sinorogénica de la Zona Cantábrica. En *Geología de España*. (Vera, J.A., ed.). SGE-IGME. Madrid, 34-42.
- García-Alcalde, J.L y Racheboeuf, P.R. (1978): Nouveaux brachiopodes Chonetacea du Dévonien de la Cordillère Cantabrique (Nord Ouest de l'Espagne). *Geobios*, 11 (6): 835-865.
- García-Alcalde, J.L. (1992): El Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica. *Convenio IGME-IGA. Paleontología*. Informe nº3, Oviedo.
- García-Loygorri, A., Ortuño, G., Caride, C., Gervilla, M., Greber, Ch. y Feys, R. (1971): El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología*, 3: 101-150.
- Gervilla, M., Beroiz, C., Pignatelli, R., Baron, J.E., Coma, C., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J., Giannini, G. (1978): Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), 29 (Oviedo) *Instituto Geológico y Minero de España*, 1-64.
- González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M., García Ramos, J.C. (2004): Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajos de Geología*, 24: 43-80.
- González-Lastra, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 10: 249-265.

- Julivert, M., Ramirez del Pozo, J. and Truyols, J. (1971): Le reseau de failles et la ciuverture post-hercynienne dam les Asturies. En: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. (J. Debyser, X. Le Pichon y L. Montardet, eds.). Publications de l'Institute Français du Pétrole, Technip, 2: 3.1-3.34.
- Julivert, M., Marcos, A. y Truyols, J. (1972): L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, 4: 1-7.
- López-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Diez, J.B., Borruel-Abadia, V., Pedreira, D., García-Sanseguno, J., Farias, P., Gale, C., Lago, M., Ubide, T., Fernandez-Viejo, G., Gand, G. (2019): New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, 188: 249-271.
- Lotze, F. (1945): Einige problema der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, nº 6, 1-12. Berlín. (Traducido por J.M. Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica). *Publ. Extr. Geol. Esp.*, T. V: 43-58.
- Luque, C. (1985): *Las mineralizaciones de mercurio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 1531 p.
- Martínez-García, E. (1981): El Paleozoico de la Zona Cantábrica oriental. *Trabajos de Geología*, 11: 95–127.
- Martínez-García, E., Wagner, R.H., Gand, G., Villa, E., Alegre-Mateo, M.T. (2001): Permian of the Cantabrian Mountains (Asturias and Cantabria, NW Spain) and its tectonic significance. En: *XV Annual Field Meeting of the Association de Géologues du Permien (AGP)*, p. 1–64 Oviedo, España.
- Martín-González, F., Heredia, N. (2011): Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37 (2): 103-120.
- Merino-Tomé, Ó., Suárez Rodríguez, Á., Alonso, J.L. (2013): Mapa Geológico Digital Continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). Mapa Geológico Digital Continuo de España. Sistema de Información Geológica Continua (SIGECO). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Pulgar. J. A., Alonso, J.L., Espina, R. G., Marín, J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.

- Truyols, J., Arbizu, M.A., Garcia-Alcalde, J.L., García Lopez, S., Mendez Bfda, I., Soto, F., Truyols Massoni, M. (1990): Stratigraphy of the Asturian-Leonese Domain. En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer R.D. y Martínez-García, E eds.). Springer Verlag, 10- 19.
- Velando, F., Castelló, R., Orviz, F., Ortuño, G., Caride, C., Gervilla, M., Fernández-Pello, J., Obis, A. (1975): Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n° 53 (Mieres). En: Segunda serie MAGNA-Primera edición. *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*. Madrid, 36 p.
- Vera de la Puente, C., Martín-Llaneza, J. y Colmenero, J.R. (1984): Estudio sedimentológico de algunos bancos carbonatados presentes en la serie moscoviense de Coballes-Tanes (Región de Mantos, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 14: 45-52.
- Villa, E. (1982): Foraminíferos de la Formación Valdeteja (Carbonífero, NW de España) en su área tipo. *Rev. Esp. Microp.*, 14: 63-72.
- Villa, E. y Heredia, N. (1988): Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, 99: 757-769.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. F., Riding, C. E. (1971): Litostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain. *Trabajos de Geología*, 4: 603-663.
- Wagner, R.H., Martínez-García, E. (1982): Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Peninsula. *Trabajos de Geología*, 12: 273-287.
- Winkler Prins, C.F. (1968): Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain). Systematics, stratigraphy and paleoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43: 41-126.
- Winkler Prins, C.F. (1971): The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño valle, León), with a note on Leonardophyllum leonense sp. Nov. by. E. de *Trabajos de Geología*, 4: 677-686.
- Woodcock, N.H., Fischer, M. (1986): Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8: 725-735.

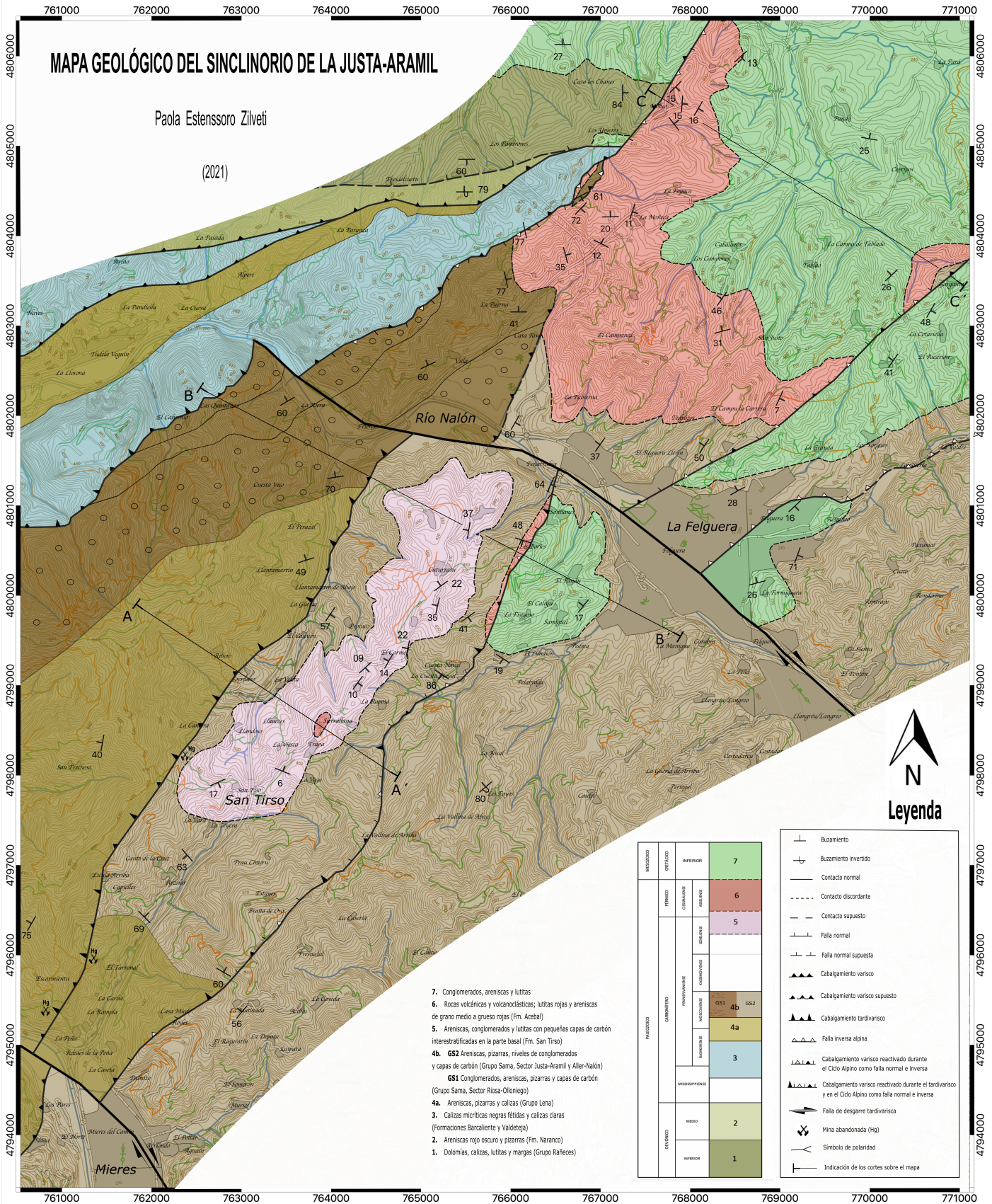
## **ANEXOS**

# ANEXO I

## MAPA GEOLÓGICO DEL SINCLINORIO DE LA JUSTA-ARAMIL

Paola Estenssoro Zilveti

(2021)



7. Conglomerados, areniscas y lutitas
6. Rocas volcánicas y volcanoclásticas; lutitas rojas y areniscas de grano medio a grueso rojas (Fm. Acebal)
5. Areniscas, conglomerados y lutitas con pequeñas capas de carbón interestratificadas en la parte basal (Fm. San Tirso)
- 4b. 652 Areniscas, pizarras, niveles de conglomerados y capas de carbón (Grupo Sama, Sector Justa-Aramil y Aller-Nalón)
- 651 Conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón (Grupo Sama, Sector Riosa-Olloniego)
- 4a. Areniscas, pizarras y calizas (Grupo Lena)
3. Calizas micríticas negras fétidas y calizas claras (Formaciones Barcaliente y Valdetaja)
2. Areniscas rojo oscuro y pizarras (Fm. Naranco)
1. Dolomías, calizas, lutitas y margas (Grupo Rañeces)

Estratigráfico	Medio	Paleozoico	
		Carbonífero	Permiano
Superiores	Medio	4a	6
		4b	7
	Inferiores	3	5
		2	1

- Buzamiento
- Buzamiento invertido
- Contacto normal
- - - Contacto discordante
- - - Contacto supuesto
- Falla normal
- Falla normal supuesta
- ▲▲▲ Cabalgamiento varisco
- ▲▲▲ Cabalgamiento varisco supuesto
- ▲▲▲ Cabalgamiento tardivarisco
- ▲▲▲ Falla inversa alpina
- ▲▲▲ Cabalgamiento varisco reactivado durante el Ciclo Alpino como falla normal e inversa
- ▲▲▲ Cabalgamiento varisco reactivado durante el tardivarisco y en el Ciclo Alpino como falla normal e inversa
- ▲▲▲ Falla de desgarre tardivarisca
- ⊗ Mina abandonada (Hg)
- Símbolo de polaridad
- Indicación de los cortes sobre el mapa



NO

