

Estudio estructural del anticlinal del Basa (Cuenca de Jaca)



Ignacio Ortigosa Miranda

Directores: Antonio Casas Sainz y Teresa Román Berdiel

Trabajo de fin de grado 2021

Índice:

Resumen:.....	3
Abstract:	3
1-Objetivos:	4
2-Planteamiento:.....	4
2.1-Área de estudio:.....	4
2.2-Anticlinal de Basa:	5
3-Metodología:.....	6
3.1-Recopilación y preparación de datos:.....	7
3.2-Software utilizado y tratamiento de datos/resultados:.....	8
4-Contexto geológico:	11
4.1-Estratigrafía:.....	11
4.1.1-Margas Grises (Margas de Larrés):	11
4.1.2-Areniscas de Sabiñánigo:	12
4.1.3-Margas de Arguis/Pamplona:.....	13
4.1.4-Formación Belsué Atarés:	13
4.1.5-Grupo Campodarbe:.....	14
4.2-Contexto estructural:	15
5-Resultados:.....	16
5.1-Macroestructura:	18
5.2-Mesoestructura:.....	20
5.2.1-Fracturas, plegamientos y cabalgamientos:	20
5.2.2-Paleocorrientes y relación tectonosedimentaria:.....	22
6-Intepretación:.....	23
7-Conclusiones:	24
8-Bibliografía:	24
Anexos:.....	26
Anexo 1: Mapa geológico de la zona.....	26
Anexo 2: Corte N-S de la zona de estudio	27
Anexo 3: Mapa topográfico de la zona de estudio.....	28
Anexo 4: Representación estereográfica de los planos medidos del anticlinal de Basa.....	29
Anexo 5: Cortes realizados	30
Anexo 6: Perfil sísmico	31
Anexo 7: Modelados 3D	32
Anexo 8: Ejemplo de la figura 7 con imágenes tomadas de M. Montes Santiago (2002).....	33
Anexo 9: Columnas.....	34

Resumen:

En este trabajo se presenta una descripción en profundidad del proceso de creación del modelado 3D y la realización de un modelo estructural de la cuenca de Jaca, en el sector del anticlinal de Basa. La zona de estudio se sitúa en Yebra de Basa, comprendiendo la zona central del anticlinal, y una parte del sinclinal de Cancias y el Sinclinorio del Guarga. El trabajo parte de una revisión bibliográfica, que se fue actualizando y expandiendo a lo largo de la mayoría de las etapas del trabajo. Se continuó con trabajos de campo y estudios de imágenes de satélite, a partir de los que se ha hecho un procesamiento, revisión e interpretación de los datos, para la realización de un mapa geológico de la zona estudiada. También se ha llevado a cabo la interpretación de un perfil sísmico, un análisis detallado de la macroestructura y la realización de un corte geológico. Finalmente, se ha completado el estudio con el análisis a escala mesoestructural, a partir del estudio detallado de orientaciones de estratificación, planos de falla, y pliegues. Todo ello ha permitido la realización del modelo estructural 3D. Las herramientas informáticas utilizadas han sido Excel, Arguis, Rockworks y Stereonet. El anticlinal es un pliegue volcado hacia el sur de ángulo interflanco medio de 35°, con asimetría en la potencia de los estratos de este a oeste de la zona, que sugiere la posición del depocentro de la cuenca al Oeste de la zona estudiada, teniendo las formaciones un mayor grosor en el oeste. Se han podido diferenciar tres poblaciones de fracturas y se ha percibido un cambio en la localización del depocentro desde el Bartonense al Priabonense, a partir de los sentidos de paleocorriente, con sentido suroeste durante el Bartonense y sentido oeste en el Priabonense.

Abstract:

This Project has sought to make an in-depth description in the process of creation of the 3D model and the realization of a structural model of the Jaca basin, in the Basa anticline sector. The study area is located in Yebra de Basa, comprising the central area of the anticline, and a part of the Cancias syncline and the Guarga synclinorium. The work starts from a bibliographic review, which was updated and expanded throughout most of the stages of the work. It was continued with field work and satellite image studies, from which a processing, review and interpretation of the data has been made, for the realization of a geological map of the studied area. It also has been made an interpretation of a seismic profile, a detailed analysis of the macrostructure and a geological cut. Finally, the study has been completed with analysis at the mesostructural scale, from the detailed study of stratification orientations, fault planes and folds. All of that has allowed the realization of the structural 3D model. The software used have been Excel, Arguis, Rockworks and Stereonet. The anticline is a overturned fold to the south, with an average interflank angle of 35°, with asymmetry in the thickness of the strata from east to west of the studied zone, which suggests that the position of the depocenter of the basin is to the west of the studied area, having thicker formations to the west.

It has been possible to differentiate three populations of fractures and a change in the location of the depocenter has been perceived from Bartonian to Priabonian, from the paleocurrent direction, with a southwest direction during the Bartonian and West direction in the Priabonian.

1-Objetivos:

El objetivo general es caracterizar desde el punto de vista estructural el sector del anticlinal del Basa (situado en la cuenca de Jaca) y proponer un modelo 3D.

Para ello se han llevado a cabo los siguientes objetivos concretos:

- 1-La consecución de un mapa geológico.
- 2-La caracterización de estructuras a escala macroestructural y mesoestructural.
- 3-La determinación de la estructura en la transversal N-S del anticlinal.
- 4-La realización de una reconstrucción 3D del anticlinal.
- 5-Un seguimiento del desplazamiento del depocentro de la cuenca respecto a la zona de estudio.

2-Planteamiento:

El área de estudio se sitúa en la vertiente meridional de los Pirineos, en la Cuenca de Jaca. Es una región que se extiende en dirección este a oeste, compuesta por materiales paleógenos sintectónicos que forman en su conjunto un gran sinclinorio, dentro del cual está el anticlinal estudiado. Dentro de la Cuenca de Jaca hay numerosos estudios geológicos de diversa índole, pero no existía ningún estudio desde un punto de vista estructural que permitiera caracterizar en detalle la geometría del anticlinal del Basa.

El trabajo va a permitir avanzar en el conocimiento de la estructura de la Cuenca de Jaca, aportando un modelo 3D del sector del anticlinal de Basa basado en el estudio estructural, que aspira a representar una estructura compleja como sería un pliegue volcado, además de proponer una metodología para la representación del modelo 3D sin el uso de sondeos.

2.1-Área de estudio:

La zona de estudio se sitúa en la región norte de la Península Ibérica, dentro de la comunidad autónoma de Aragón, en la provincia de Huesca, en la comarca del Alto Gállego. Esta zona se localiza a unos 50 Km al norte de la capital de provincia de Huesca, dentro de la región de la cuenca de Jaca (Fig. 1).

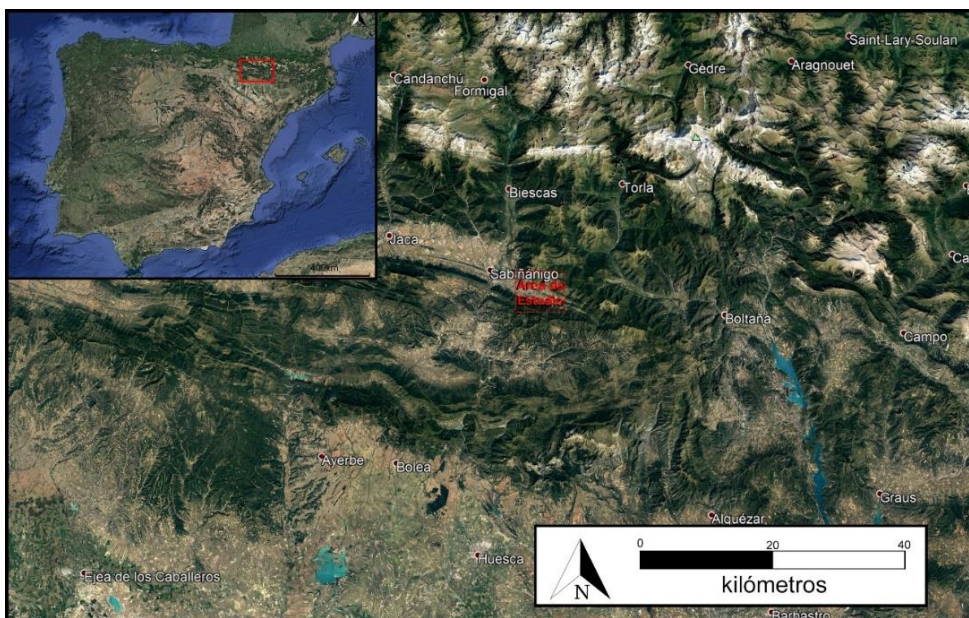


Figura 1: Foto satélite de la región de la cuenca de Jaca, con su geolocalización dentro de la Península Ibérica y el área de estudio del trabajo.

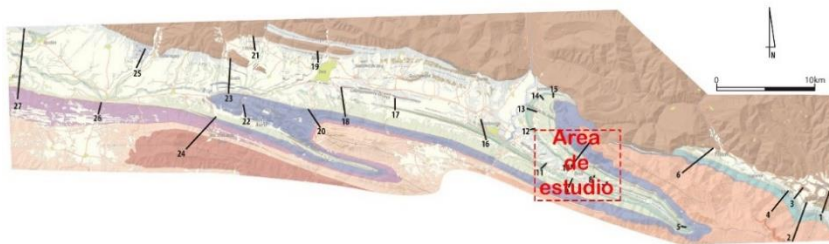


Fig. 2. Cartografía general de las secuencias deposicionales de la cuenca de Jaca. Imagen tomada de Salvador Boya Duocastella (2018).



La cuenca de Jaca está compuesta por sedimentos Eocenos-Oligocenos sinorogénicos (Fig. 2) emplazados entre las Sierras Interiores y Exteriores del Pirineo, donde hay una transición gradual de los sistemas turbidíticos del Grupo Hecho al norte, a sistemas aluviales del sinclinorio del Guarga al sur. Las Sierras Exteriores situadas al sur, están constituidas por las sierras de Guara, Gabardiella y Gratal como las principales, y sierras de menor envergadura como Santo Domingo y Loarre.

Las principales redes de drenaje de esta región son de este a oeste: el río Aragón, Lubierre, Estarrún, Osia, Aragón Subordán y Veral.

2.2-Anticlinal de Basa:

La región estudiada comprende un área de 43.2 km² (7.2km*6km). Es un área al noroeste de la provincia de Huesca, a 4.5 km al este del municipio de Sabiñánigo (fig. 3). Sus coordenadas son:

Vértice NE: 42°30'15.74"N 0°13'28.37"O / Vértice NO: 42°30'15.74"N 0°18'27.55"O

Vértice SE: 42°27'17.69"N 0°13'28.37"O / Vértice SO: 42°27'17.69"N 0°18'27.55"O

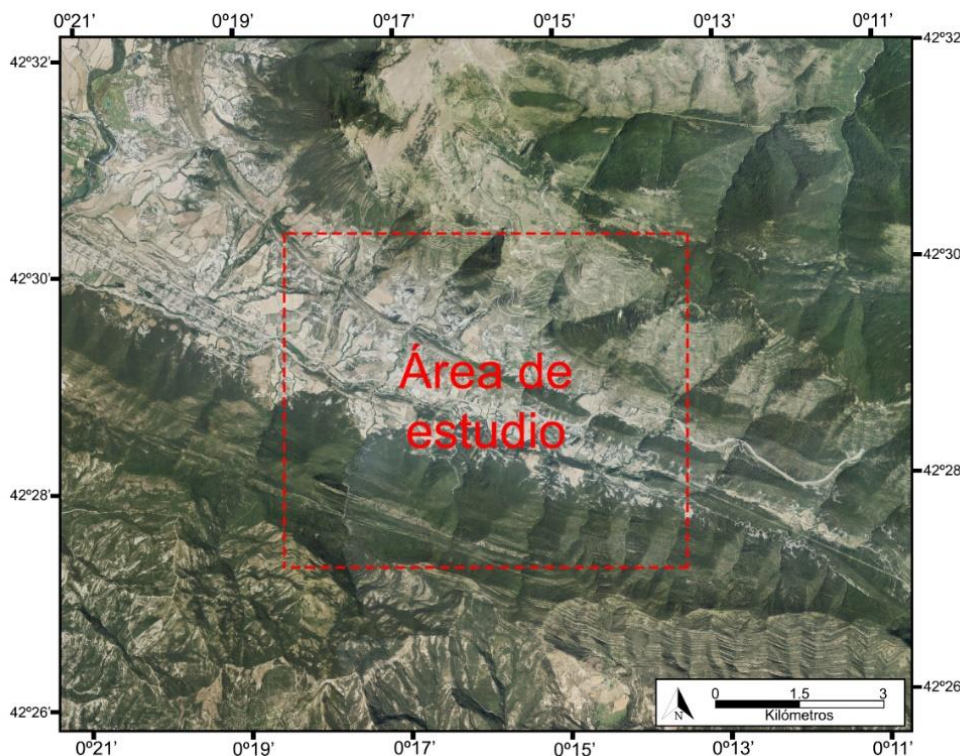


Figura 3: Imagen de satélite del área de estudio del anticlinal de Basa

La topografía en el área de estudio está muy ligada a la situación geológica del mismo. Se habla con más profundidad de este fenómeno en el apartado de contexto geológico. Se ha realizado un mapa topográfico de la zona (Fig. 4). Alcanza una altura mínima sobre el nivel del mar de 807 m en el margen oeste del núcleo del anticlinal. El valle formado por el núcleo del anticlinal tiene una ligera pendiente ascendente hacia el este de unos 4°. Este valle central surcado por el Río Basa, está limitado al norte y sur por *hogbacks* pseudoparalelos al valle, que convergen a unos 12 Km al este. El relieve norte alcanza una altura media de 1047 m, con unos 3° de inclinación ascendente hacia el este, interrumpido de oeste a este por los barrancos de Gabardué, Santa Orosia y del Pozo. El relieve sur tiene una altura media de 921 m, con una inclinación de 2° ascendente hacia el este. Este relieve es interrumpido de oeste a este, por los barrancos de Senerol, San Antón, las Gorgas, Ballarán y Valdefurno. Avanzando hacia el norte y sur de sus respectivos *hogbacks*, discurren unos valles paralelos, que actúan como transición a los abruptos relieves que se forman al norte y al sur de la región estudiada. El relieve norte tiene una altura media de 1373 m con una altura máxima de 1657 m en el Pico Punta o Mallo. En la zona estudiada, el pico de mayor altura alcanza los 1616 m, en el pico de Corona. Al este del pico, hay una inclinación descendente de 2° y al oeste, hay una inclinación descendente de 1°. El relieve sur tiene una altura media de 1268 m, con su punto de mayor altitud de 1538 m y las mismas pendientes que en el relieve norte.

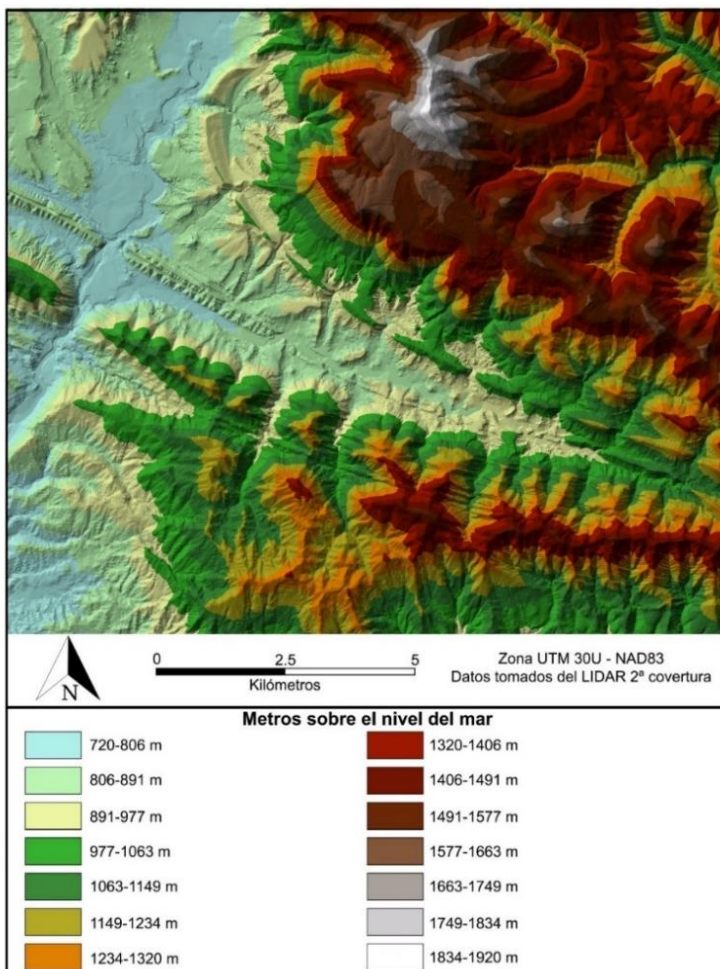


Figura 4: Mapa topográfico realizado en ArcGIS, a partir del modelo digital de elevaciones de máxima actualidad (LIDAR 2ª cobertura).

3-Metodología:

Para la realización de la modelización 3D y la caracterización estructural de la zona, se siguió el organigrama de la figura 5 basado en la metodología utilizada por Kauffman and Martin (2008), adaptado a los diferentes programas, limitaciones e información utilizada para la realización del proyecto.

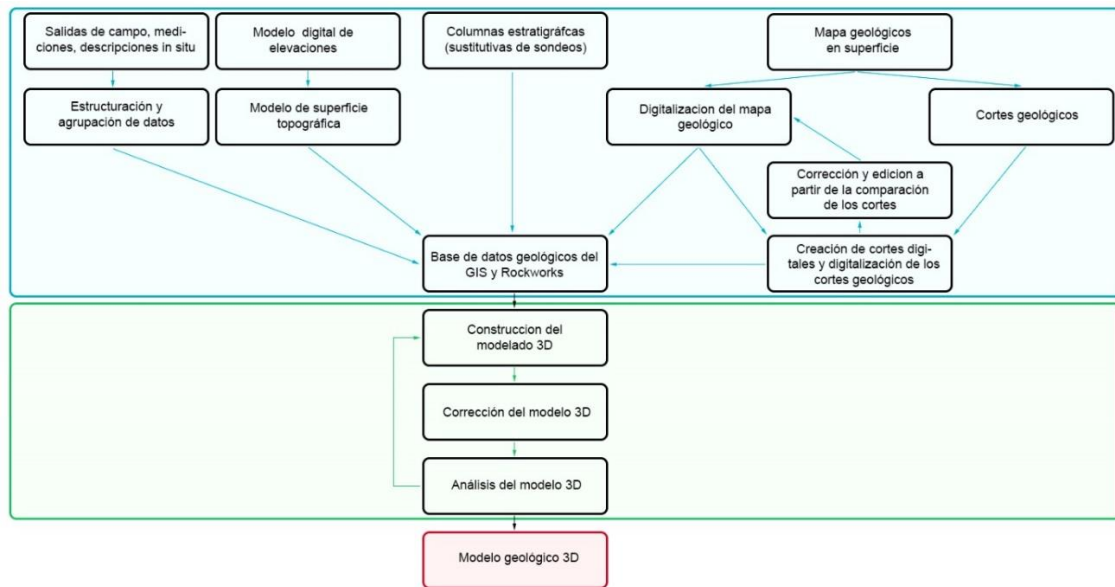


Figura 5: Organigrama de la metodología usada para la realización del modelo geológico 3D

Esta estructuración parte de una fase de recopilación y preparación de datos, donde se ha recopilado la información no solo para la realización del modelo 3D, también para la caracterización de la geometría y estructura de la zona estudiada. Se continuó con una fase de tratamiento de datos y finalmente, con toda la información necesaria para la caracterización estructural y la creación del modelo 3D, se pasó a la construcción del modelo 3D con el programa específico.

3.1-Recopilación y preparación de datos:

Al comienzo de la realización del trabajo, se dedicó tiempo a una recopilación de fuentes bibliográficas de estudios geológicos y estructurales de la región. También se necesitó hacer un estudio bibliográfico para la elaboración de modelados 3D.

Para la elaboración de mapas se han utilizado las ortofotos de máxima actualidad de la serie PNOA (2020), que se pasaron al programa ArcMap, con un DATUM ETRS89 UTM30 Europa. Este mapa fue el que se utilizó de base y sobre el que se añadió el resto de capas.

A partir del modelo digital de elevaciones LIDAR 2ª cobertura 2015, se realizó un mapa de superficie topográfica (fig. 4), en el que se midieron las alturas máximas y mínimas de la región representada en la figura y se hizo una distribución cromatográfica más amplia e intuitiva, en donde se atribuyeron colores de una gama de azules, verdes y amarillos claros a las regiones deprimidas y marrones, rojos y morados en las regiones elevadas, dejando las alturas máximas de la región con colores grises y blancos.

A partir de la ortofoto de la serie PNOA se realizó un mapa provisional geológico de la zona estudiada. Este mapa inicial era muy rudimentario con bordes difusos, que se fue perfeccionando a lo largo del trabajo.

Una vez realizado un estudio inicial bibliográfico, un mapa geológico provisional y un mapa topográfico, se procedieron a realizar las salidas de campo.

En este proyecto se hicieron un total de 10 salidas de campo en las que se midieron en primer lugar buzamientos y direcciones de los estratos, se marcaron los contactos entre formaciones geológicas y se estudiaron las paleocorrientes. Cada parada fue geolocalizada con sus coordenadas. Las paradas

se terminaron con una búsqueda de fósiles en cada formación y se documentaron en su totalidad, las mediciones y observaciones con fotografías, para posibles correcciones futuras. En caso de encontrar estructuras que permitiesen medir paleocorrientes (ripples, sole marks y estratificación cruzada en surco), se midió su cabeceo y en caso de flutes o ripples asimétricos, se dedujo el sentido de la paleocorriente. Se recopilaron datos en relación con estructuras de deformación: se midió el buzamiento y dirección de la fracturación, la orientación de plegamientos y cabalgamientos a escala pequeña/ mediana, dentro de la estructura general del anticlinal, para poder caracterizar los mecanismos de deformación de la mesoestructura y como fueron responsables de la disposición actual de los materiales. Respecto a las estructuras que permitían medir paleocorrientes, se midió la perpendicular a la dirección de los ripples, dando la dirección de paleocorriente y si eran asimétricos, se tomó el sentido de la paleocorriente. En el caso de estructuras canaliformes o flutemarks, la dirección de la paleocorriente coincidía con la de los canales y el cabeceo de los flutemarks aportó también el sentido de paleocorriente.

Estas paleocorrientes se reconstituyeron a la horizontal, para poder hacer un análisis de las mismas en su estado original de deposición.

3.2-Software utilizado y tratamiento de datos/resultados:

Para el tratamiento de datos se han utilizado diferentes programas informáticos. Los datos se recopilaron en primera instancia en un documento Excel. Durante el traspaso de datos la información se actualizó, corrigió o precisó según se consideró.

Además de recopilar en el documento Excel la información numérica (Fig. 6), se decidió hacer un documento de texto, en el que no solo se compiló la información numérica, sino que se añadían comentarios y observaciones anotadas en el campo junto con las fotos correspondientes a las paradas y medidas.

Los datos direccionales correspondientes a estratificaciones, paleocorrientes, fracturación y orientación de pliegues, fueron representados y analizados gráficamente mediante el programa Stereonet (Allmendinger et al. 2013).

A partir de los datos tomados, se realizaron las correcciones en el mapa geológico y se comenzó a digitalizarlo, corregido con cada salida de campo. Los programas que se utilizaron para la digitalización del mapa geológico (Fig. 11) de la zona fueron ArcMap y Photoshop cs9.

Parada	Coordenadas (lat/long)	Estratificación			Cabeceo	Sentido Paleocorriente	Direc. Fracturas	Buzam. Fracturas
		Strike	Dirección buzamiento (dip)	Buzamiento				
4-10	42°27'51.3"N 0°15'20.6"W	120	30	82° N			23N	
4-11	42°27'50.1"N 0°15'20.5"W	108	18	79° N				
4-11	42°27'50.1"N 0°15'20.5"W	112	22	78° N	70SW			
4-11	42°27'50.1"N 0°15'20.5"W	114	24	76° N	80SE	80E		
4-12	42°27'49.6"N 0°15'20.6"W	95	5	85° N				
4-12	42°27'49.6"N 0°15'20.6"W	96	6	83° N				
4-12	42°27'49.6"N 0°15'20.6"W	116	26	82° N		15	10S	
4-12	42°27'49.6"N 0°15'20.6"W	113	23	75° N				
4-13	42°27'46.0"N 0°15'20.9"W	95	5	77° N	35SW	10NE		
4-13	42°27'46.0"N 0°15'20.9"W	98	8	81° N				
4-14	42°27'42.8"N 0°15'23.4"W	112	22	85° N	36SW			
4-14	42°27'42.8"N 0°15'23.4"W	111	21	83° N				
4-15	42°27'41.3"N 0°15'23.8"W	115	25	82° N				
4-15	42°27'41.3"N 0°15'23.8"W	113	23	81° N		16	5N	
4-16	42°27'41.0"N 0°15'24.4"W	105	15	89° N		102	81W	
4-16	42°27'41.0"N 0°15'24.4"W	106	16	82° N		98	85E	
4-16	42°27'41.0"N 0°15'24.4"W	105	15	86° N		100	3E	
4-16	42°27'41.0"N 0°15'24.4"W	107	17	88° N		102	10W	

Figura 6: Subdivisión de los datos recogidos en el campo en una tabla Excel que incluyen Strike, dirección de buzamiento, buzamiento, cabeceo de estructuras que denoten paleocorrientes sobre los planos, el sentido de las paleocorrientes si era posible determinarlo, y la dirección y buzamiento de fracturas.

La digitalización del mapa en el programa ArcMap se abandonó a mitad de proyecto y se pasó al uso del programa Photoshop, que permitía realizar un volumen de trabajo mayor en menor tiempo y con mejores resultados.

El siguiente paso fue pasar la información al programa RockWorks. Este programa funciona representando una serie de sondeos en un modelado 3D. Al no contar con ningún sondeo, se optó por trasladar al programa la información obtenida en superficie y en cortes. Esto se consiguió creando columnas estratigráficas (representaciones de la secuencia de las formaciones) y geológicas (representaciones de las secuencias litológicas creadas con los cortes geológicos), a partir de los datos tomados en las salidas de campo y las versiones finales de los cortes parciales y estratigráficos. A partir de las columnas y los cortes parciales, tanto los digitalizados como los realizados en el campo a mano, se creó el corte del anticlinal de la figura 12. Realizar esquemas de afloramientos, tanto analógicos como digitalizados, tuvo como función principal contrastar diferencias entre ambos, lo que permitía una corrección en ambos cortes, ya que las dos plataformas tienen sus ventajas. El mapa y cortes analógicos permiten un mayor control sobre cada acción y una representación más cercana a la que el geólogo tiene en mente, pero a su vez se pierde precisión en geometría, potencias de estratos, la incapacidad de retroceso en acciones y comparación con planteamientos pasados, que sí permite el mapa y cortes digitalizados. Se observó una retroalimentación positiva entre ambas plataformas y como daba un resultado final cada vez mejor la comparación analógica/digital, se mantuvo este método durante muchas versiones hasta tener un resultado final satisfactorio.

Una vez terminada la fase de realización y corrección de cortes geológicos digitales y analógicos, se comenzó a crear un modelo estructural de la zona estudiada, a partir del cual se basará la reconstrucción 3D.

En el pasado, el procedimiento utilizado para usar el programa RockWorks, se ha fundamentado en referenciar columnas estratigráficas respecto a los materiales de la superficie y representar la columna estratigráfica en el centro de las coordenadas de la columna (Fig. 7)

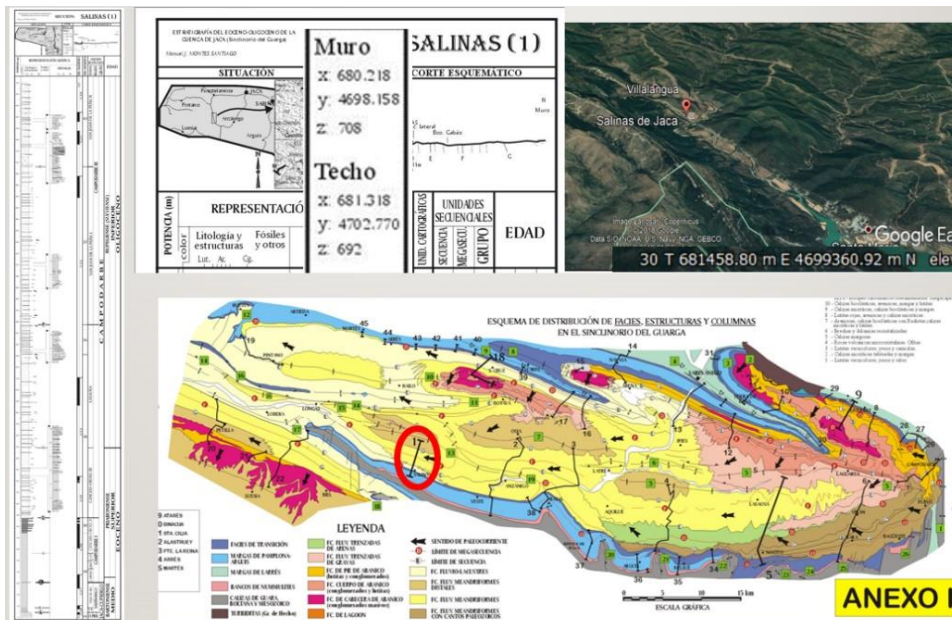


Figura 7: A la izquierda, columna estratigráfica creada a partir de los materiales aflorantes en superficie (ver su situación en el mapa geológico). La imagen de arriba en el centro, es un zoom a la información de la columna, a destacar las coordenadas de techo y base de la columna. Arriba a la derecha, una imagen tridimensional de google earth, señalando el punto central de la línea en superficie entre el techo y la base de la columna estratigráfica. Las imágenes están tomadas de Montes Santiago (2002).

El programa funciona a partir de la representación de sondeos y al no disponer de sondeos de la zona de estudio, se trabajó con varias soluciones, cada una con sus pros y sus contras.

El método de representación de columnas estratigráficas, disponiéndolas en vertical para que actúen como sondeo en el punto central de coordenadas, entre la base y el techo de la columna en

superficie, presenta el inconveniente de no representar de manera precisa la realidad. Al poner la columna como un sondeo en el punto intermedio entre las coordenadas del techo y la base de la columna en superficie, se está instruyendo al programa que la formación a techo de la columna no está en las coordenadas del techo, sino en un punto central entre techo y base a superficie. Este inconveniente, en una zona de estudio tan pequeña como la de este trabajo, hizo que no se optara por este método.

Otro problema asociado a este método es que no representa toda el área estudiada. Los límites de la representación del programa se situarán a la mitad de la columna estratigráfica y se tendría que extender la columna al doble y en el caso de que la topografía no lo permita, lo hace un método inviable. Este problema se incrementa cuanto más pequeña y compleja es la zona estudiada, ya que implica una representación más precisa de estructuras.

Otra posible solución, es posicionar el sondeo en RockWorks, en las coordenadas a techo, así se representa de manera fidedigna la posición de las formaciones con respecto a la realidad, a cambio, el área representada viene determinada por la posición de los techos, en el ejemplo de la figura 7, todos los techos parten del centro del área estudiada, por lo que el programa representará un área muy reducida central del área total estudiada y requerirá de información adicional para representar el contorno. Este método fue el que se usó de partida en este trabajo, con un total de 7 columnas, localizadas a lo largo de las transversales habilitadas de la zona de estudio (ver anexo 9), pero se observó insuficiente para la representación de estructuras complejas. Estos métodos tienen la ventaja de que no hay interpretación por parte del geólogo y representan directamente datos tomados de la realidad, que para planicies o estructuras sin muchos matices es preferible. Es por esta ventaja, que en la realización de este modelo se intentó fundamentar las bases del modelado 3D en esta segunda metodología.

El último método aplicado que sortea la falta de sondeos, es la representación de columnas artificiales creadas a partir de cortes. Este método en caso de tener sondeos sería utilizado a modo corrector y no como fundamento para la representación de un modelado 3D, pero dado que utilizar únicamente el segundo método propuesto no era viable como fundamento para el modelo, se complementó con este. Se realizaron un total de 7 cortes (Anexo 5), distribuidos por la zona, con 2 perpendiculares a la estructura, cercanos a las rutas de campo (cortes I-I' y IV-IV'), 2 en los límites de la zona (II-II' y III-III'), y 3 paralelos al anticlinal (V-V', VI-VI' y VII-VII').

El método utilizado en este trabajo fue un tándem inicial de columnas realizadas a partir de materiales en superficie y representadas como sondeo en las coordenadas a techo de la columna y columnas virtuales a partir de cortes geológicos, en sus iteraciones finales, tras el proceso de corrección descrito anteriormente.

Las siguientes etapas corresponden a la fase de corrección del modelado 3D, seguido de un análisis del modelado 3D resultante (Fig. 5, recuadro verde) y repetición hasta conseguir el resultado deseado (ver Figs. 12 y 13 en el capítulo de resultados). Este resultado se basa en el modelo estructural que se hizo durante la creación de esquemas, mapas, cortes geológicos, análisis de datos y sus posteriores conclusiones del modelo. Con el modelo estructural ya creado, era posible corregir cada una de las iteraciones del modelo 3D, que recibieron un estudio y análisis, antes de hacer nuevos cambios.

Este proceso requiere del renderizado constante del modelo y dado que una renderización 3D conlleva mucho procesamiento y tiempo, se estuvo haciendo en la mayor parte del trabajo representaciones del modelado en forma de corte 2D.

4-Contexto geológico:

El área de estudio se sitúa al sur de los Pirineos que constituyen un orógeno asimétrico, de vergencia norte y sur, formado por un proceso subductivo, seguido de la colisión de la placa ibérica bajo la euroasiática entre el Satoniense y el Mioceno inferior (Labaume et al. 2016). Esta colisión oblicua intraplaca provocó un levantamiento orogénico sincrónico conforme chocaban las placas de este a oeste. Sus límites reales abarcan más que los geográficos (Pirineos ístmicos), extendiéndose por el este hasta la Provenza, cuyos materiales son obliterados por los Alpes y hacia el oeste, es posible encontrar estructuras pirenaicas hasta el centro del océano atlántico, limítrofes con corteza nueva generada por la dorsal oceánica (Teixell 2000).

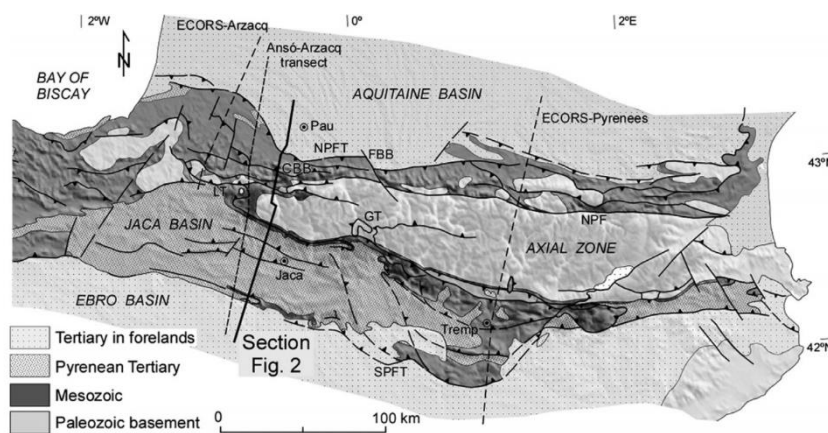


Fig. 8: Mapa simplificado de la estructura general de los Pirineos, modificado de Labaume et al. (2016).

La vertiente meridional del Pirineo se subdivide en cinco regiones, zona axial, sierras interiores, depresión media, sierras exteriores y depresión del Ebro. El Pirineo Axial está constituido por rocas paleozoicas de basamento Hercínico. La zona axial fue levantada por cabalgamientos alpinos corticales, al sur de los cuales se forma un sobreapilamiento (apilamiento antiformal) de cabalgamientos de materiales paleozoicos y mesozoicos (Roure, 1989). Más hacia el sur corresponde a la zona Surpirenaica, compuesta por una serie de cabalgamientos con un nivel de despegue en el Triásico y vergencia sur, que avanzan hasta la cuenca del Ebro.

En esta región montañosa (fig. 8) se ha estudiado una zona de la depresión media de la vertiente meridional del Pirineo. Esta región con valles de tendencia ONO-ESE, cuyos principales núcleos de población son Jaca y Sabiñánigo, caracterizada por una composición de margas y areniscas del Eoceno y conglomerados miocenos.

4.1-Estratigrafía:

4.1.1-Margas Grises (Margas de Larrés):

Los materiales más antiguos que se pueden encontrar en la zona estudiada corresponden a materiales margosos, conocidos como Fm. Margas Grises, o Fm. Margas de Larrés. Se sitúan en el valle central, correspondiendo al núcleo del anticlinal de la zona de estudio. Estas margas están datadas con foraminíferos planctónicos, por Canudo y Molina (1988) en el Luteciense superior-Bartoniense inferior, en la biozona *Truncorotaloides rhori*. Son margas de colores grises, con escasas intercalaciones arenosas (niveles turbidíticos) y slumps, más presentes hacia techo y con unas potencias centimétricas en zonas intermedias de la formación, a unas potencias decimétricas hacia

techo. Esta ganancia en niveles arenosos se traduce batimétricamente en una somerización hacia techo. Remacha et al. (1991) definen a las concreciones carbonatadas que se pueden encontrar en el valle como “nódulos de dolomicroesparita ferrosa formados en etapas diagenéticas muy precoces, que comúnmente se han visto implicados en procesos de resedimentación inmediatamente posteriores a su génesis”.

Puigdefàbregas (1975) relaciona estas margas con la cuenca turbidítica del Luteciense correspondientes a las turbiditas del grupo Hecho, que situarían a las margas en un ambiente de talud. Estas margas sufrirán una progresiva somerización a lo largo de toda su deposición hasta alcanzar el frente deltaico.

4.1.2-Areniscas de Sabiñánigo:

Estas areniscas afloran al norte y al sur de las margas grises como unos relieves subparalelos al valle, que convergen 12 km al este. La transición entre las margas grises y las areniscas de Sabiñánigo es difusa y marca un paso de ambiente de talud a uno de frente deltaico. Las areniscas de Sabiñánigo son consideradas un nivel guía, por su fácil reconocimiento de un nivel de arenisca entre dos niveles margosos (Margas grises y Margas de Arguis). Dado que la transición de las margas tanto a techo como en la base de las areniscas es tan gradual, es difícil determinar la potencia de esta formación que se aproxima a unos 170 m en la zona estudiada.

Es una secuencia granocreciente donde pasa de grano fino/medio en la base, a un grano medio/grueso en unos 20 m, a lo que le sigue un nivel de margas carbonatadas de potencia variable, seguido de un nivel arenoso de 80 m de potencia, granocreciente y estratocreciente, que pasa de grano medio en las zonas de contacto con el nivel margoso a granos medio/grueso. Hay presencia de nummulites en la base (fig. 9) y bancos de ostreidos y con gasterópodos a techo (fig. 10). Estos bancos tienen abundante glauconita (Puigdefàbregas, 1975).



Fig. 9: Bancos de nummulites situados en el segundo nivel de areniscas de la formación Areniscas de Sabiñánigo

Esta segunda serie arenosa también es estratocreciente, pasando de niveles de 0.5 m en la base a estratos arenosos de hasta 10 m en las partes superiores de las dos series arenosas granocrecientes, hay presencia de ripples de oscilación simétricos y ripples asimétricos con distintas direcciones muy bien conservados. También hay presencia de estratificación cruzada en surco.



Figura 10: Bancos de ostreidos a techo de la segunda serie arenosa de las areniscas de Sabiñánigo. Los ostreidos tienen un tamaño medio de 2 cm y uno máximo de 8 cm. La arenisca es de grano grueso y contiene un alto contenido en glauconita.

El granocrecimiento en cada serie de arena indica una somerización general y una mayor influencia continental, teniendo eventos de profundización y somerización en cada estrato, donde los materiales tendrían un movimiento progradante sobre las margas de Larrés. El estrato margoso intermedio de la formación se relaciona con un evento de profundización de los materiales, por una posible retrogradación o transgresión. Remacha y Picart (1991) ponen como dirección de avance de la progradación hacia el SO.

4.1.3-Margas de Arguis/Pamplona:

Unidad compuesta casi en su totalidad por margas de colores grises oscuros a azulados y anóxicas, con una litología en la base homogénea y compuesta exclusivamente por margas, mientras que hacia techo, hay un incremento en intercalaciones de estratos arenosos aportados por deslizamientos gravitacionales, Puigdefàbregas (1991). Estos aportes detríticos a techo indican una somerización de la unidad, que correspondería a los materiales prodeltaicos de la formación superior en la serie, Fm. Belsué Atarés (Dreyer et al., 1999).

Esta unidad aflora a ambos flancos del anticlinal, por encima de los materiales de la formación Areniscas de Sabiñánigo. Esta transición de las Areniscas de Sabiñánigo a las margas es progresiva y corresponde a un evento transgresivo de los materiales (Mangin, 1960).

La potencia de este estrato margoso es muy variable y se percibe un claro aumento de espesor hacia el oeste, alcanzando hasta más de 1000 m de grosor (Montes y Barnolas, 1991) 2 km al NO de la zona estudiada y un mínimo de 200 m a un 1 Km al este de la zona estudiada.

Hay presencia de bivalvos, briozoos, nummulites, corales y gasterópodos. Montes y Barnolas (1991) observan una distribución de dicha fauna en la vertical indicadora de una bajada de batimetría, que concuerda con la descripción de esta formación, como materiales prodeltaicos de Dreyer (1999). La profundización se observaría por la presencia de nummulites, bivalvos y briozoos en los niveles arenosos inferiores dentro de la formación, situando los sedimentos en una plataforma margosa profunda. Se apreció una somerización de los materiales a techo con la aparición de corales, algas y gasterópodos, en los niveles arenosos superiores de la formación. Estos niveles arenosos son más frecuentes hacia el este del anticlinal, que correspondería al flanco topográficamente más elevado de la plataforma durante la formación de estas unidades, también apreciable en la potencia de los estratos crecientes hacia el oeste.

4.1.4-Formación Belsué Atarés:

Correspondiente a los materiales suprayacentes a las margas de Arguis, constituidos por una alternancia de areniscas y margas Grises, con potencias métricas de estratos arenosos en la base, con un estratocrecimiento que llega a alcanzar de 10 a 20 m hacia techo. Los estratos margosos no alcanzan potencias superiores a 5 m y se observa un estratocrecimiento a lo largo de la formación.

Los estratos arenosos son granocrecientes tanto a nivel estrato como a nivel serie dentro de la formación, siendo en la base granos finos a medios y a techo de medio-gruesos a conglomerado.

Estos materiales corresponden a un entorno deltaico y son la transición de somerización de las margas de la formación inferior en la serie (Margas de Arguis) a los materiales continentales correspondientes al grupo suprayacente (Grupo Campodarbe).

Están presentes como materiales suprayacentes a las Margas de Arguis en toda la extensión de la zona estudiada. Su contacto en la base es una transición difusa de margas, con un contenido progresivamente mayor en areniscas, hasta que sus materiales indican una transición a un ambiente deltaico, donde se da el paso a la formación Belsué Atarés. La potencia de esta formación aumenta de este a oeste, donde se midieron 125 m al margen este de la zona estudiada como la potencia mínima y pasa a tener cerca de 180 m en el margen oeste.

Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco, ripples simétricos de oscilación y asimétricos, con una sola dirección de paleocorriente o varias familias de ripples asimétricas superpuestas. También se encontraron solemarks y exclusivos del techo de la formación, estructuras canaliformes. Se hallaron fósiles de bivalvos y gasterópodos y niveles con un alto contenido en ostreidos.

4.1.5-Grupo Campodarbe:

Conjunto de sedimentos compuestos principalmente por conglomerados, alternando con estratos de areniscas y lutitas de colores pardorrojizos. Corresponden a sedimentos continentales de origen fluvial o aluvial. Constituye el relleno más moderno de la cuenca de Jaca, que se localiza en el núcleo de la depresión media (Sinclinorio del Guarga) (Montes y Barnolas, 1991).

Dentro de las megasecuencias que describe Montes (2002), en la zona solo aflora la megasecuencia sedimentaria Campodarbe I. Dentro de esta secuencia sedimentaria, solo están contenidas las secuencias sedimentarias de Santa Orosia y la secuencia sedimentaria de Bailín.

Secuencia sedimentaria de Santa Orosia:

Secuencia sedimentaria constituida casi en su totalidad por conglomerados en la que se separan estratos conglomeráticos lenticulares amalgamados masivos, por capas decimétricas lutíticas de colores pardos. Se observó estratocrecimiento conforme se subía en la serie, más marcado en el flanco sur del anticlinal y granocrecimiento dentro de los estratos, y en la serie general, pasando de clastos de longitud máxima de 10 cm en la base de la secuencia, a cantos que superan el medio metro hacia techo. La secuencia también es estratocreciente, teniendo estratos decimétricos en la base, que aumentan su potencia hacia techo hasta estratos de varias decenas de metros. Esta secuencia se deposita encima de la formación Belsué Atarés a lo largo de toda la zona. En su mayoría los cantos son cuarcíticos, con la presencia excepcional de cantos carbonatados.

El espesor de la secuencia en el flanco sur es de 150 m y se mantiene su espesor de este a oeste a diferencia de las formaciones inferiores. Sin embargo, el espesor de la secuencia aumenta en el flanco norte del anticlinal, alcanzando 350 m (Montes, 2002). Montes también define el cambio brusco a techo de esta secuencia y la interpreta como sedimentos de abanico aluvial proximal, en los que el transporte se produjo periódica y episódicamente. Se pudo definir gracias a la presencia de crecimientos estromatolíticos intercalados, característicos de periodos de inactividad sedimentaria.

Facies Bailín:

Descrita por Puigdefàbregas (1975) como un cambio lateral de la secuencia sedimentaria conglomerática de Santa Orosia. Se depositan sobre la formación Belsué Atarés, pero también afloran encima de la secuencia sedimentaria de Santa Orosia. El techo de la unidad es heterocrono, dispuesto a lo largo de los diferentes cambios laterales con la formación de Santa Orosia, donde la secuencia conglomerática aparece y desaparece varias veces en la vertical de la serie. Estas facies corresponden a las regiones marginales de abanicos aluviales, con eventos de mudflow, procedentes de las secuencias conglomeráticas de Santa Orosia y formaciones superiores del grupo Campodarbe que no afloran en la zona estudiada. Estas facies están constituidas principalmente por lutitas rojas bioturbadas con estratos arenosos de potencias centimétricas a decimétricas, de grano medio/grueso a microconglomerático.

4.2-Contexto estructural:

Mutti (1985) divide la cuenca Surpirenaica en tres sectores: Oriental, compuesto por sistemas fluviales, sistemas deltaicos y sistemas marinos someros; el sector central, donde se sitúa la zona estudiada, dominado por canales y lóbulos turbidíticos, y el sector occidental, caracterizado por depósitos hemipelágicos, pelágicos y turbidíticos de fondo de cuenca.

La zona axial, compuesta de materiales paleozoicos, se separa de los materiales carbonatados de plataforma del Devónico, situados al norte mediante la falla de Eaux-Chaudes que llega hasta el basamento. Al sur, se sitúan los sistemas de fallas de Monte Perdido, un sistema de fallas de cobertera con materiales de plataforma carbonatada del Cretácico superior al Ypresiense inferior (Puigdefàbregas y Souquet, 1986), que conforman las sierras interiores.

Al sur de las sierras interiores, al final del onlapamiento de las turbiditas del grupo Hecho, en el margen meridional de la plataforma carbonatada de la formación Guara comienza la cuenca de Jaca, la cual en el margen norte tiene el cabalgamiento de Oturia. La cuenca de Jaca se subdivide en 3 partes de norte a sur: cuenca turbidítica de Jaca, anticlinal de Yebra de Basa y sinclinorio de Guarga. La cuenca turbidítica de Jaca se deposita desde mediados del Ypresiense hasta el Bartonense inferior. Los materiales que componen esta cuenca están definidos como las turbiditas del grupo Hecho, que se separan de las sierras interiores por el cabalgamiento de Lakora. Estos materiales son un flysch de 4000 m de espesor, en los que se han encontrado megacapas de brechas carbonatadas provenientes tanto del sur como del norte de la cuenca turbidítica de Jaca. Las turbiditas onlapan al sur con la plataforma carbonatada de la formación Guara (Labaume et al., 1985).

Del Bartonense medio al Priabonense, la cuenca turbidítica de Jaca se fue rellenando con parte de los materiales estudiados en la zona: Margas grises, Areniscas de Sabiñánigo, Margas de Arguis y la formación Belsué Atarés. Esta deposición se produjo por una migración del depocentro de la cuenca de Jaca 45 km hacia el sur (Labaume et al, 1996). Desde el Priabonense al Chattienense, se depositaron los materiales del grupo Campodarbe, compuesto por depósitos continentales fluviales y aluviales. En el margen norte de la cuenca turbidítica se disponen el cabalgamiento de Larra y el sistema de cabalgamientos de muro de Monte Perdido. Estos cabalgamientos y el de Oturia, se unen en el cabalgamiento de Gavarnie, un cabalgamiento de basamento Hercínico que despega en rocas paleozoicas desde la zona Axial del Pirineo.

Este cabalgamiento de basamento es clave en la modelización de las estructuras situadas al sur del cabalgamiento de Oturia: Sinclinal de Cancias, Anticlinal de Yebra de Basa y Sinclinorio de Guarga. Este cabalgamiento, en su región más al sur y superficial, sufrió un evento de falla normal durante el Cenomaniense-Santonense inferior.

Al sur del manto de Gavarnie, se dispone el manto de Guara, definido por el cabalgamiento de basamento Hercínico Guara-Gédre, que no aflora. Al norte del manto de Guara, se encuentra el

sinclinal de Cancias, producido por la acomodación de los materiales trasladados por el cabalgamiento de Oturia. El flanco sur del sinclinal de Cancias corresponde a la zona norte del área estudiada, con un afloramiento casi total del grupo Campodarbe. En el perfil sísmico se puede observar que en el flanco sur se comporta como un sinclinal sin mayor deformación, mientras que en el flanco norte se acomoda con plegamientos que aumentan su magnitud conforme los estratos se aproximan al cabalgamiento de Oturia (Fig. 14).

Al sur del sinclinal de Cancias se encuentra la estructura clave en este trabajo, el anticlinal de Yebra de Basa y se explica en profundidad en el apartado Macroestructura. Al sur del anticlinal de Yebra de Basa se encuentra el sinclinorio de Guarga, compuesto por materiales replegados dominados por el grupo Campodarbe. Estos materiales al igual que el anticlinal de Basa, han sido deformados por el avance del cabalgamiento de Gavarnie, que levanta los materiales del Paleozoico-Triásico partiendo en el Luteciense, con su mayor deformación durante el periodo entre el Bartonense y Chattense, basculando la cobertera Cretácico-Eocena del sinclinal de Cancias, anticlinal de Yebra de Basa y sinclinorio de Guarga.

Al sur del sinclinorio se encuentra el cabalgamiento de Guarga, con una actividad que comienza en el Chattense. Su nivel de despegue son los materiales lutíticos del Keuper (Millán, 2006) y desplaza los materiales elevándolos y conformando las sierras exteriores en el Mioceno medio (Labaume, 2016).

5-Resultados:

En la figura 11 se observa el mapa geológico de la zona, en el que se aprecia de sur a norte, las facies Bailín situadas en el relieve meridional de la zona, con el anticlinal y sinclinal descritos en las figuras 13 y 14, con un contacto discordante en superficie con el sistema sedimentario de Santa Orosia.

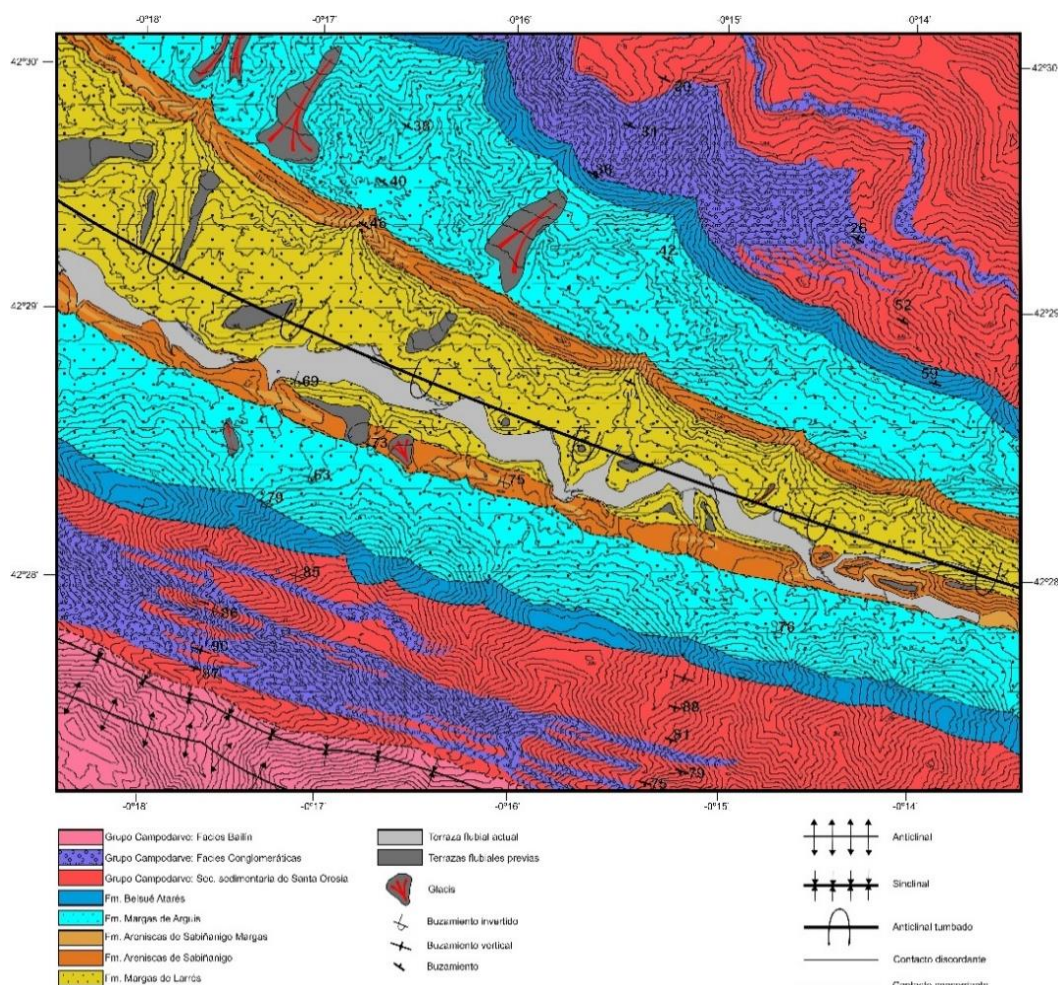


Figura 11:
Mapa
geológico
digitalizado
de la zona
estudiada

Este contacto se ha representado en la figura 12 como un paso gradual de discordante en superficie a un cambio lateral de facies conforme profundiza. En el sistema sedimentario de Santa Orosia se pueden ver varios cambios laterales a niveles conglomeráticos, que se interpretan como eventos de debris flow. Los contactos del sistema sedimentario de Santa Orosia, Fm. Belsué Atarés, Fm. areniscas de Sabiñánigo y Fm. margas Grises son concordantes y forman en el centro del mapa un gran anticlinal volcado de dirección ONO-ESE. Se han representado los glacis y terrazas fluviales conservadas. La Fm. Areniscas de Sabiñanigo se ha separado en dos tipos de litologías, para representar los niveles margosos dentro de la formación, de los cuales se encontró un solo nivel de mayor grosor en el flanco sur y dos niveles de menor potencia en el flanco norte, que conflúan en uno, en varios puntos del flanco. El relieve Norte está compuesto, casi en su totalidad, por el grupo Campodarbe, donde el sistema sedimentario de Santa Orosia tiene un cambio lateral a facies conglomeráticas hacia el NO. Volverá a aparecer otro nivel de facies conglomeráticas más al norte, después del cual ya solo se podrán encontrar en el mapa las facies del sistema sedimentario de Santa Orosia.

El corte N-S de la zona representado en la figura 12 ilustra el anticlinal volcado de la zona, con las siguientes estructuras de norte a sur: el flanco sur del sinclinal de Cancias, el anticlinal de Basa, un sinclinal y anticlinal de menor categoría paralelos al anticlinal de Basa (Fig. 12 y 14) y el comienzo del Sinclinorio del Guarga.

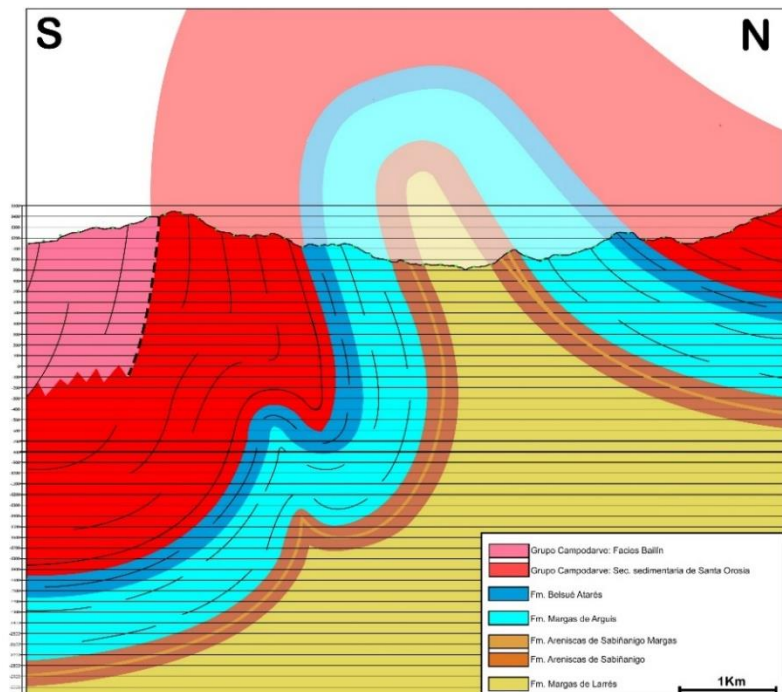


Fig. 12: Corte de la zona (ver anexo 5 I'-I'')

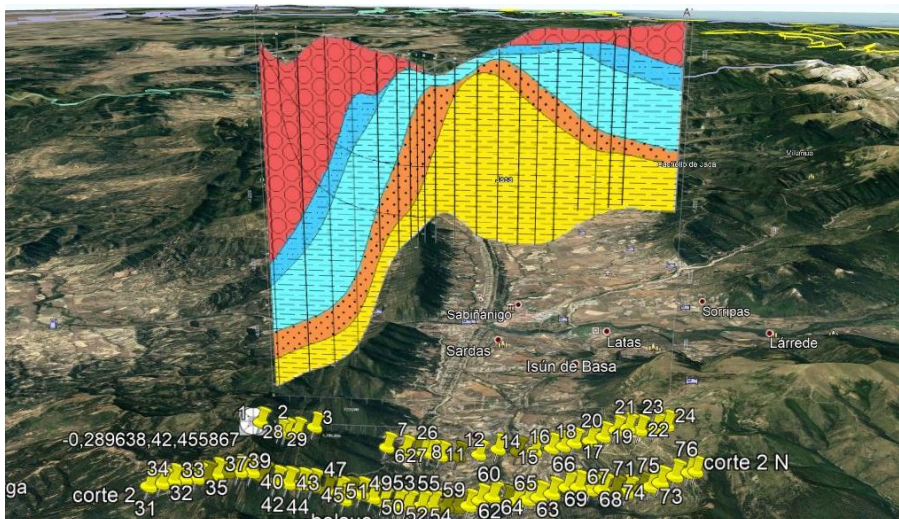


Figura 13: Corte estratigráfico generado por el programa Rockworks, sobre una foto satélite renderizada 3D con el programa Google Earth y posición de las columnas estratigráficas utilizadas para generar el corte, representadas como pinos amarillos.

Con los resultados obtenidos a partir del estudio los perfiles sísmicos JAT20-12 y JA88-05 combinados, se realizó el esquema de la figura 13 en el que puede interpretarse la presencia del

anticlinal en el relieve inferior de la zona estudiada, pero debido a lo poco que afecta este anticlinal en superficie, no se pudo confirmar su presencia hasta observarlo en la foto aérea del barranco de Senerol (Fig. 15) y en el barranco de San Antón.

El perfil sísmico ayudó a estimar la profundidad a la que transiciona el anticlinal de Basa al sinclinorio del Guarga y afianzó el modelo del flanco sur del sinclinal de Cancias hecho por cortes geológicos. También se pudo ver onlapamiento en la Fm. Areniscas de Sabiñanigo, margas de Arguis y en el grupo Campodarbe, que se representa en la figura 14 como líneas azules. Este onlapamiento de los estratos en las Areniscas de Sabiñanigo sugiere una deformación sintectónica de los materiales a partir del Bartonense.

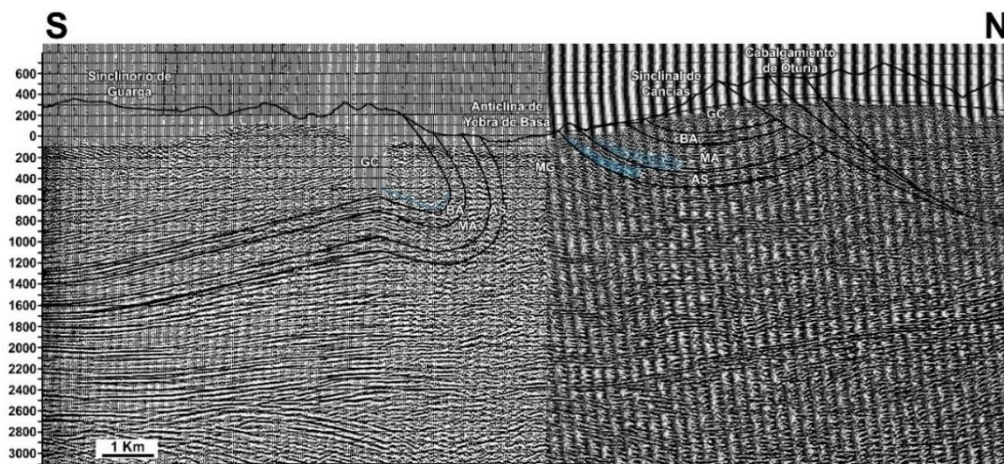


Figura 14: Perfil sísmico de reflexión que combina los perfiles JAT12-20 y JA88-05, tomados de la página oficial del IGME. Las unidades litoestratigráficas sigladas en el perfil son GC: Grupo

Campodarbe, BA: Formación Belsué Atarés, MA: Formación Margas de Arguis, AS: Formación Areniscas de Sabiñanigo y MG: Formación de Margas Grises. Se representa la topografía por donde se pasaron las balizas en la realización de los perfiles sísmicos y las estructuras dentro de la zona de estudio y las perimetrales. La escala utilizada fue la provista por los perfiles JAT12-20 y JA88-05, con una velocidad de homogeneidad de 4000m/s.

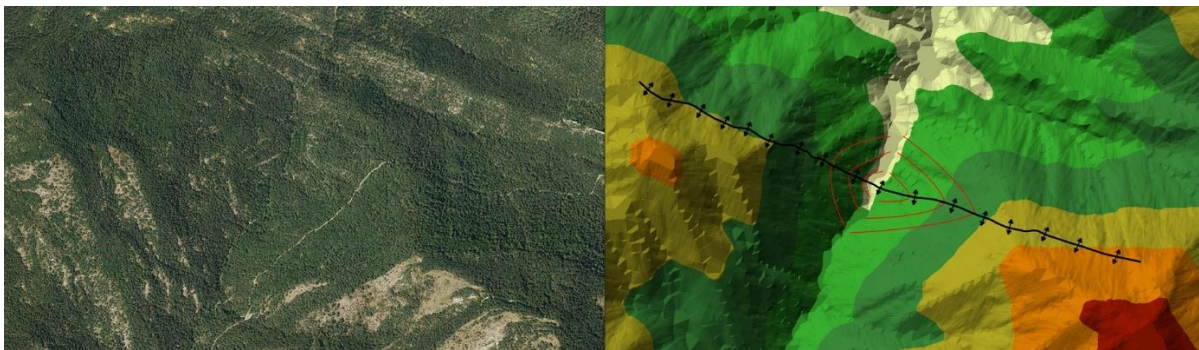


Figura 15: Foto aérea del barranco de Senerol en donde se observan las capas plegadas formando un anticlinal dentro del grupo Campodarbe.

5.1-Macroestructura:

La macroestructura de la zona estudiada contiene el margen sur del sinclinal de Cancias, el anticlinal de Yebra de Basa y el margen norte del sinclinorio de Guarga. Las tres estructuras se disponen con dirección ONO a ESE.

El sinclinal de Cancias está situado en la sierra de Cancias, que está constituido casi en su totalidad por el grupo Campodarbe. Los buzamientos del margen sur del sinclinal parten de 45° y van decreciendo de forma gradual hacia el NE. Las formaciones del flanco norte del anticlinal de Basa están poco deformadas y bien conservadas, que permiten observar onlapamiento en el perfil sísmico, indicando una deposición sintectónica de materiales desde finales del Luteciense/comienzos de Bartonense hasta mediados del Rupeliense. Dentro de este perfil se intuyen posibles replegamientos en la zona próxima al cabalgamiento de Gavarnie, en el flanco norte del sinclinal. El cabalgamiento de Gavarnie tiene un basamento Hercínico y parte de este cabalgamiento aflora como

el cabalgamiento de Oturia, dispuesto directamente al norte del sinclinal de Cancias, siendo éste el bloque inferior del cabalgamiento.

El anticlinal de Yebra de Basa es un pliegue volcado de ángulo interflanco apretado, con el flanco sur invertido cuyo eje de pliegue esta inclinado hacia el este. El eje del anticlinal tiene una inmersión de 18° al este, con dirección 106° (Fig. 16). La amplitud del ángulo interflanco tiene una tendencia de reducción hacia el oeste, aunque su ángulo interflanco mínimo de 32° se sitúa en un punto intermedio entre el centro y el margen oeste de la zona. El ángulo de amplitud máximo es de 37°, y se localiza en el margen este de la zona.

Figura 16: Representación gráfica de los planos de estratificación medidos mediante el programa Stereonet. Área verde, planos del flanco norte del anticlinal y área roja corresponde a los planos medidos en el flanco sur del anticlinal.

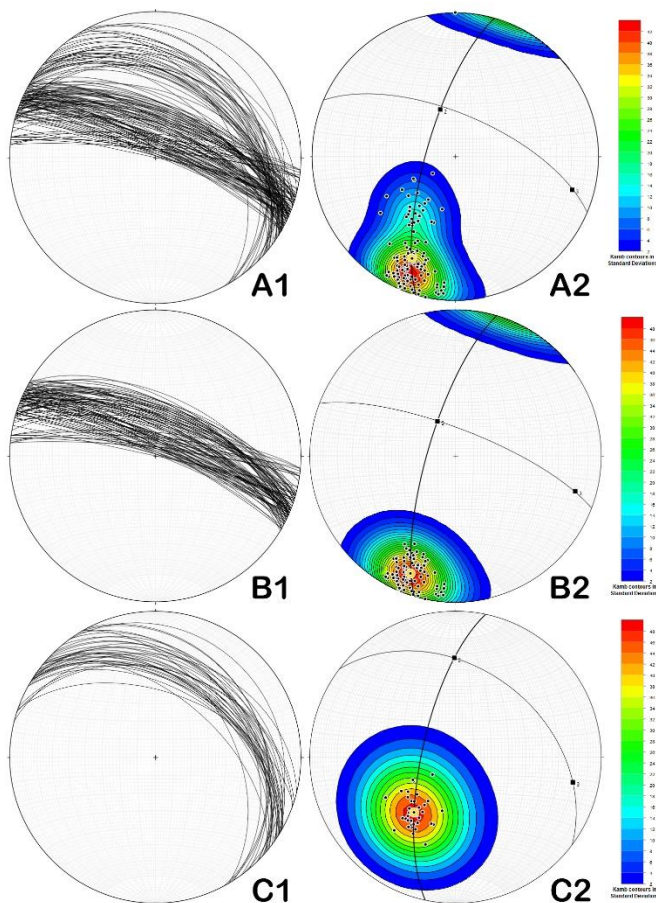
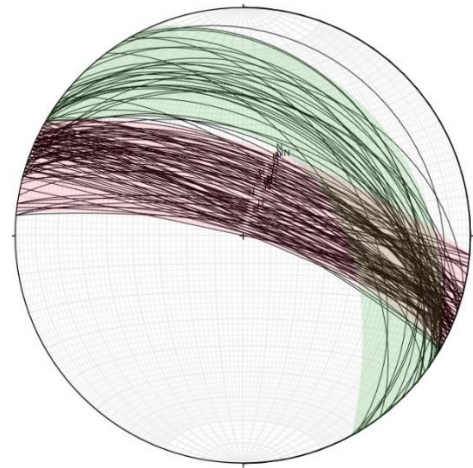


Figura 17: Representación gráfica a partir de los datos de la figura 17. Las dos estereográficas superiores (A1 y A2) corresponden a los planos de ambos flancos del anticlinal de Basa, las dos estereográficas intermedias (B1 y B2), corresponden a los planos del flanco sur del anticlinal, y las dos estereográficas inferiores (C1 y C2) corresponden a los planos del flanco norte del anticlinal. Se ha calculado la dirección de movimiento del pliegue (ciclográfica que mejor se ajusta a la distribución de los polos en A2) el eje del pliegue (punto 3 en A2) y el plano axial (línea que contiene 2 y 3 en A2), se ha realizado un diagrama de densidad de los polos de los planos y se ha calculado el vector medio de Fisher para cada flanco (marcado como un punto amarillo en B2 y C2).

En la figura 17 se puede observar como cada flanco del anticlinal tiene una familia de polos clara y diferenciada. El diagrama de densidad de polos muestra como el flanco sur presenta las isolíneas de densidad más juntas y por tanto los datos más agrupados, con menor variación de buzamiento, mientras que el flanco norte tiene un diagrama de densidad más amplio, por la curvatura y el mayor cambio de buzamiento en el flanco norte del anticlinal, que se tradujo en el corte de la figura 11 con un cambio de buzamiento a mayor profundidad en el flanco sur. La estereográfica A2 corresponde a los polos de todos los planos medidos del anticlinal. El vector de Fisher de esta figura, es el polo del plano medio de todos los planos del anticlinal, y dicho plano medio es el plano axial del anticlinal.

La separación entre los planos del vector de Fisher de la estereográfica B2 y C2 nos da un ángulo interflanco medio de 35°.

A partir de toda la información recopilada, se ha realizado la representación del modelado 3D de la zona estudiada en la figura 18, con dos modelos diferentes, un modelo geológico que representa el anticlinal volcado de Basa, a cambio de perder mucha resolución, y el modelo estratigráfico, que no representa un anticlinal volcado por las limitaciones del programa Rockworks, que no es capaz de procesar sondeos cuando hay más de una formación igual en la vertical y representa el flanco inverso del anticlinal volcado como un flanco cercano a la vertical.

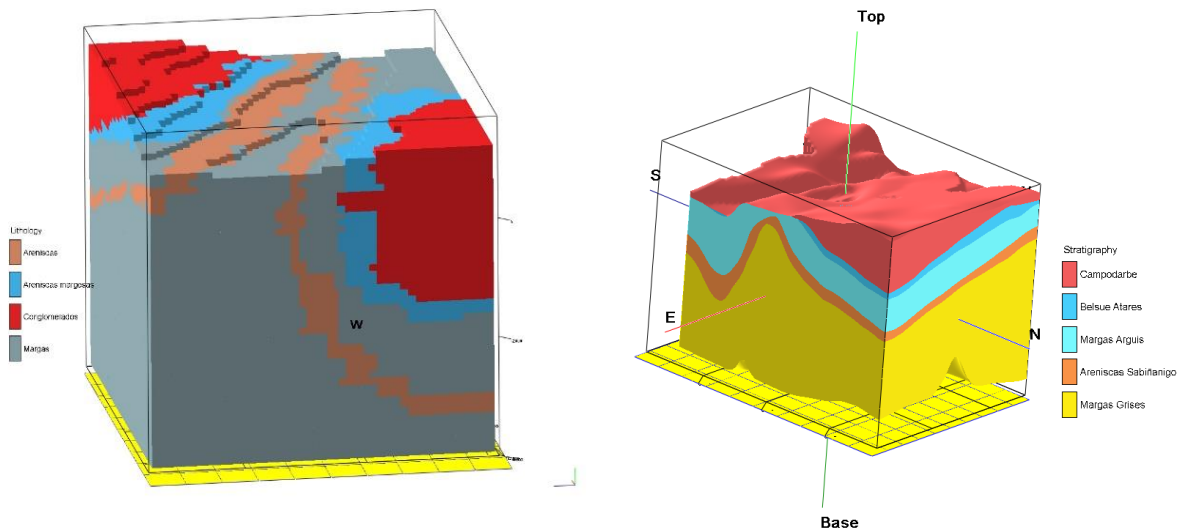


Figura 18: Modelo 3D geológico (a la izquierda) y modelo 3D estratigráfico (a la derecha).

5.2-Mesoestructura:

Los datos tomados se clasifican en tres grupos: Planos de fracturas, plegamientos de escala mesoestructural y paleocorrientes que ayudarán a determinar las relaciones tectónicas/sedimentación.

Las fracturas se han encontrado en la Fm. Areniscas de Sabiñánigo, Fm. Belsué Atarés y en los niveles conglomeráticos dentro del grupo Campodarbe. Estas formaciones presentan los materiales más frágiles, mientras que la Fm. Margas Grises, Fm Margas de Arguis, constituidas por los niveles margosos situados entre las Areniscas de Sabiñánigo y del grupo Campodarbe, presentan un comportamiento plástico, y es donde se encuentran la mayoría de los plegamientos.

5.2.1-Fracturas, plegamientos y cabalgamientos:

Se han caracterizado tres poblaciones de fracturas con orientación diferente (Fig. 19):

- 1- La población de fracturas representadas en azul corresponde a una fracturación paralela a la dirección del anticlinal, con buzamiento similar al de los planos de estratificación, pero en sentido opuesto (Fig. 19).

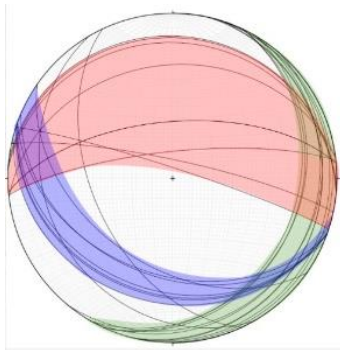
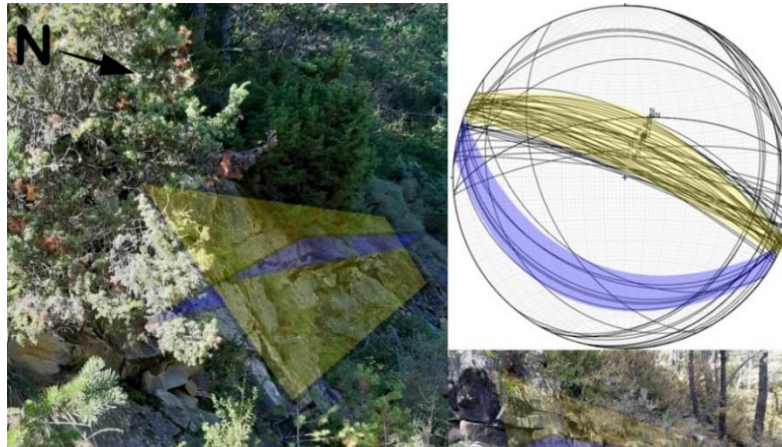


Fig. 19: Proyección estereográfica de las tres poblaciones de fracturas reconocidas dentro de la zona estudiada.

Figura 20: Proyección estereográfica de los planos de falla (azul) y los planos de estratificación (amarillo) y una representación sobre fotos tomadas en la formación Areniscas de Sabiñánigo (foto izda.)



- 2- La población de fracturas representadas en rojo, tiene buzamientos variables, desde muy altos, buzamientos de 77°, a buzamientos muy bajos de solo 16°. Aparecen en menor cantidad que las otras poblaciones de fracturas (Fig. 21)

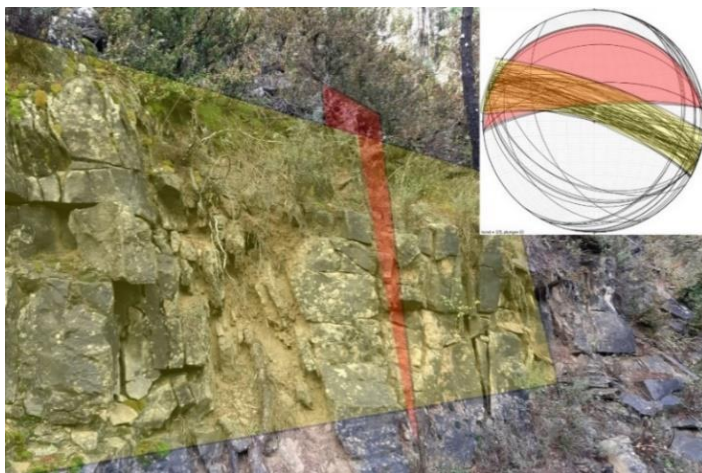


Fig. 21: Proyección estereográfica de los planos de fracturas (rojo) y los planos de estratificación (amarillo) y una representación sobre fotos tomadas en la Fm. Belsué Atarés

La población verde es transversa a la dirección del anticlinal y subhorizontal con buzamiento hacia el este.

Únicamente en algunos planos aislados se han identificado estrías, por lo que no ha sido posible realizar un estudio de

paleoesfuerzos.

Cabalgamientos y plegamientos:

Se encontraron estructuras compresivas en forma de plegamientos y cabalgamientos (Fig. 22) en las formaciones detríticas. Esas estructuras comparten la dirección de las macroestructuras de la zona estudiada, lo que permite interpretar que se formaron sincrónicamente con la estructura principal en el avance del cabalgamiento de Gavarnie.



Figura 22: cabalgamiento en rocas con una población de fracturas subhorizontales correspondientes a las representadas en verde (Fig.19). Esta foto fue tomada en la formación Belsué Atarés.

Figura 23: Plegamiento de las areniscas de Sabiñanigo en el flanco sur del anticlinal

Se han hallado escasos plegamientos y deformaciones plásticas fuera de los niveles margosos. Una excepción es la figura 23, donde se observa un estrato arenoso plegado, perdiendo buzamiento, y ganando una mayor inversión. Los replegamientos observados en los niveles margosos son compactos y presentes solo en el flanco sur. Alcanzan dimensiones métricas y la dirección de las charnelas coincide con la de la estructura general.



5.2.2-Paleocorrientes y relación tectonosedimentaria:

Las paleocorrientes de la zona se han incluido en el apartado estructural por su importancia en la reconstrucción de las relaciones de tectonosedimentarias y la evolución de la cuenca. El estudio de estas paleocorrientes ha constado de la medición de ripples, estructuras canaliformes y flutemarks. Estas estructuras solo se han hallado en la Fm. Areniscas de Sabiñanigo, Fm. Belsué Atarés y escasas dentro del grupo Campodarbe. Para conocer las paleocorrientes se midió la dirección de los ripples y se apuntó la perpendicular en caso de ser ripples asimétricos o de media luna (Fig. 24), también se apuntó el sentido de la paleocorriente. Los flutemarks también aportaron sentidos de paleocorrientes y en los canales hallados solo se anotó la dirección de la paleocorriente. Por último, se reconstituyeron los planos a su estado de deposición para saber la paleocorriente real.

Los ripples simétricos son más abundantes en los estratos superiores de la Fm. Belsué Atarés y en la Fm. Areniscas de Sabiñanigo. En el grupo Campodarbe y en las Fm. Belsué Atarés y areniscas de Sabiñanigo, se encontraron ripples asimétricos. El resto de estructuras se hallaron exclusivamente en las Areniscas de Sabiñanigo.

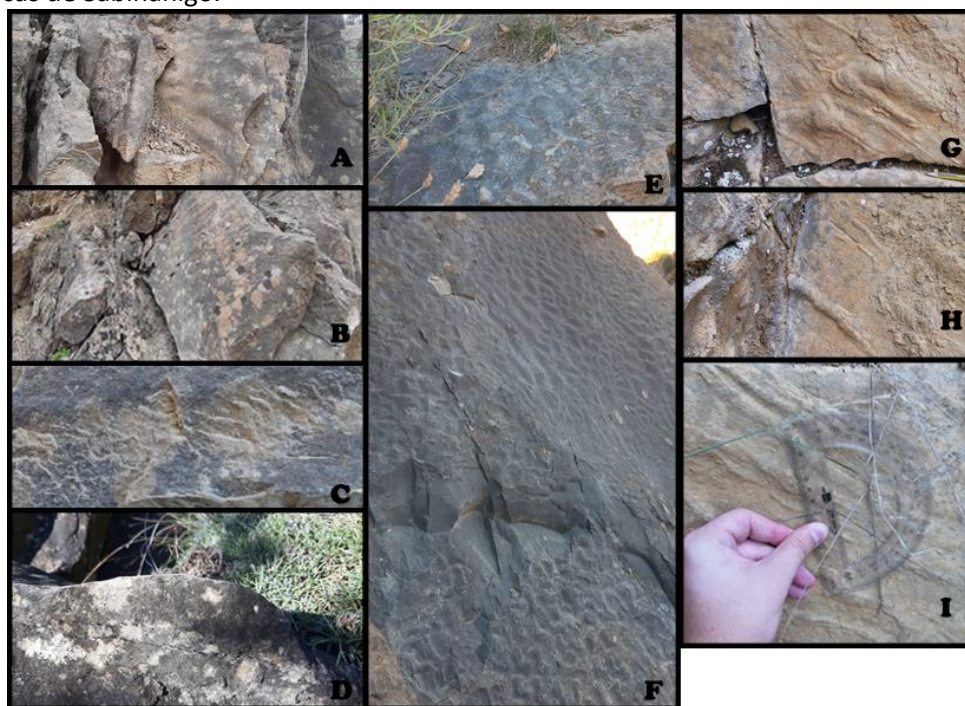


Figura 24: A-D: ripples asimétricos, en donde A-B-D pertenecen a la formación areniscas de Sabiñanigo y C a la formación Belsué Atarés. E: Dos familias de ripples superpuestas de paleocorrientes pseudoperpendiculares. F: Ripples de media luna. G-H-I: Flutemarks

Los datos revelan que dentro de la Fm. Areniscas de Sabiñánigo las paleocorrientes son bimodales, con una paleocorriente principal de sentido SO y una secundaria con sentido SE (Fig. 25). En la Fm. Belsué Atarés se observa un cambio de dirección de la paleocorriente hacia el oeste, que comparte la bimodalidad de las Areniscas de Sabiñánigo, aunque no tan pronunciada. Por último, las paleocorrientes del grupo Campodarbe tienen un sentido oeste. La progresión del sentido de las paleocorrientes del SO al O, ha sido fundamental en la localización relativa del depocentro de la cuenca, y la reconstrucción estructural de la zona (incremento de potencia de los estratos con la proximidad al depocentro de la cuenca).

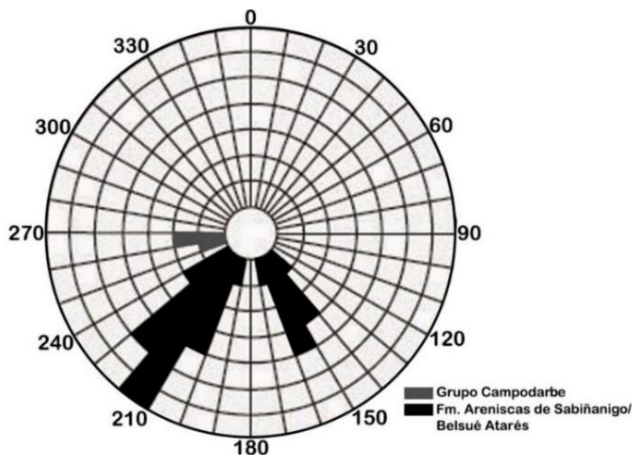


Figura 25: Paleocorrientes reconstituidas en la horizontal de la zona, divididas en grupo Campodarbe (gris), con un sentido de paleocorriente oeste y Fm. Areniscas de Sabiñánigo y Fm. Belsué Atarés (negro), con sentido SO y SE.

6-Intepretación:

El onlapamiento de estratos observado en el perfil sísmico en las formaciones Areniscas de Sabiñánigo, Belsué Atarés y el Grupo Campodarbe, sugiere una deposición sintectónica de los materiales junto con la formación del anticlinal de Basa, entre el Bartoniense hasta el Rupeliense-Chatiense.

La actividad del cabalgamiento de Gavarnie, coincide con el intervalo de formación del anticlinal de Basa. Además, el avance del cabalgamiento de Gavarnie coincide con la dirección de acortamiento del anticlinal de Basa, NE-SO.

Por estos motivos se ha deducido que el anticlinal de Basa se formó en gran parte por el avance del cabalgamiento de Gavarnie. Este cabalgamiento de basamento Hercínico aflora al norte de la zona estudiada como el cabalgamiento de Oturia. El periodo durante el que se formó el anticlinal de Basa, y por ende, el avance del cabalgamiento de Oturia, comprende entre el Bartoniense y el Chatiense.

La variación de potencias de las formaciones a lo largo de la cuenca se debe a un depocentro situado en el margen occidental de la cuenca, creando un ratio de deposición desigual a ambos lados de la cuenca.

El nivel con una mayor variación de potencia por desigualdad en el ratio de sedimentación a ambos lados de la cuenca son las margas de Arguis, que quintuplica su potencia en el margen Oeste. Este nivel actúa como nivel acomodador de las deformaciones sufridas por el anticlinal. Al tener una mayor potencia en el margen occidental de la zona estudiada, admite una mayor deformación plástica que el flanco oriental. Esto da lugar a un progresivo cambio en el ángulo interflanco, que se abre hacia el este. La proximidad de la charnela del anticlinal de Basa con la superficie, aumenta hacia el este, al haberse deformado menos los materiales.

En la figura 18, en la estereográfica A2, la dirección del vector de Fisher corresponde con el eje de máximo acortamiento, perpendicular a la dirección del anticlinal.

Las paleocorrientes reafirman la situación del depocentro de la cuenca al oeste de la zona de estudio (Fig. 24). Hubo una migración del depocentro hacia el norte durante la formación del anticlinal, desplazándose del SO durante el Bartoniano, al oeste en el Priaboniano.

7-Conclusiones:

The study area includes the Margas Grises, Areniscas de Sabiñánigo, Margas de Arguis and Belsué Atarés formations and Campodarbe group. They are formations that were syntectonically deposited whose depocenter was located during the Bartonian to the SW, and while the Yebra de Basa overturned anticline was being formed, this depocenter moved north till Priabonian-Rupelian, remaining to the west of the studied area, making the formations gain thickness in the direction of the depocenter. The depocenter on the west limb causes an asymmetry in the thickness of the strata in the zone, increased on the west, and a more horizontal hinge on the west margin of the anticline. The measured paleocurrent also support the SW location of the depocenter. There have been differentiated three fracture populations in the area. The Rockworks program is a very useful and versatile tool, but it is not suitable for representing complex structures with the same stratum appearing in the vertical more than once, but its geological representation allows the representation of more complex structures, despite its lower resolution representation.

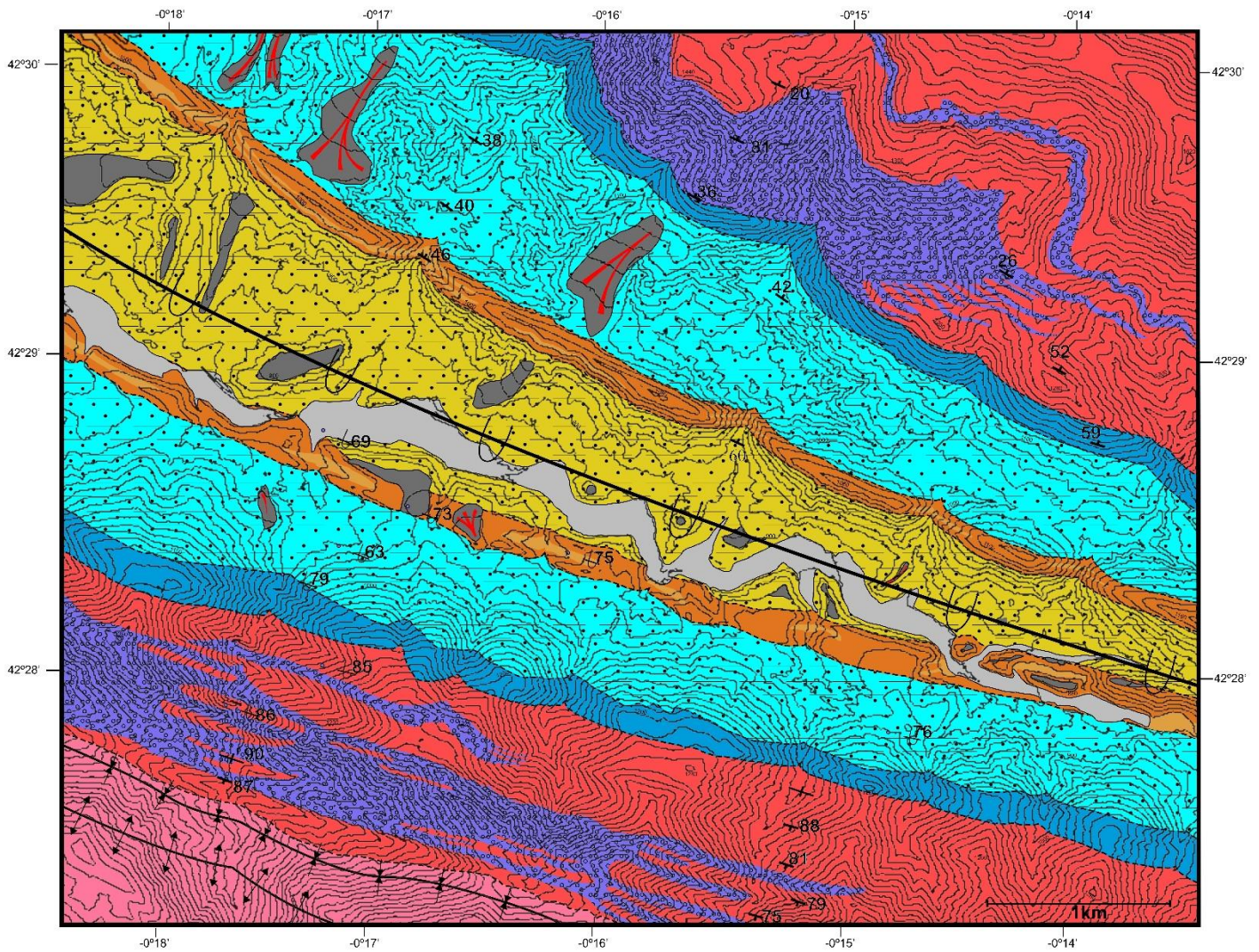
8-Bibliografía:

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C. y Fisher, D. (2013). Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge Univ. Press.
- Canudo, J.I. y Molina, E. (1988). Biocronología de foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo Aragonés): Eoceno medio y superior. In: II Congreso Geológico de España, Granada. Comunicaciones, 1, 273–276.
- Centro Nacional de Información Geográfica (en línea). Ortofoto PNOA Máxima Actualidad (fecha de consulta: 24/11/2020). Disponible en: <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp#>
- Dreyer, Corregidor, Arbues, Puigdefàbregas (1999). Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. 127-169 p.
- Gil Peña, I., Montes Santiago, M.J., Barnolas Cortinas, A., García Ruiz, M. J., Peña Monné, J. L., Martí Bono, C., Gómez Villar, A. (1996). Memoria de la Hoja nº 177 (Sabiñánigo). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME. Depósito legal: M-34101-2012. ISBN: 978-84-7840-876-4. NIPO: 728-12-006-9. Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG)
- Instituto Geográfico Nacional (en línea). Visor 3D (Fecha de consulta: 27/11/2020). Disponible en: <http://www.ign.es/3d-stereo/>
- Kauffman and Martin, (2008) Reprint of “3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines” [Comput. Geosci. 34 (2008) 278–290].
- Labaume, P., F. Meresse, M. Jolivet, A. Teixell, y A. Lahfid. (2016): Tectono-thermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: an example from the south Pyrenean thrust belt: Tectonics.

- Labaume, SECURET, M. y SEYVE, C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4, 661-685.
- Mangin, J. P., 1960, Le Nummulitique Sud-Pyreneaen à l'ouest de l'Aragón: *Pirineos*, v. 51-58, p. 79-83.
- Millán Garrido, Oliva Urcia, Pocoví Juan (2006). La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centrooccidental). *Geogaceta*, v. 40, p. 35-38.
- Montes Santiago, A. Barnolas Cortinas (1991). Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 210 (Yebra de Basa). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME. Depósito legal: M-34101-2012. ISBN: 978-84-7840-877-1. NIPO: 728-12-006-9. Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG).
- Montes Santiago MJ (2002) Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca. Sinclinorio del Guarga. Tesis doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 365p.
- Mutti, Remacha, E. Séguret, M. y Sgavetti, M. Rosell, J. Valloni, R Y Zamorano, M. (1985). Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Echo Group turbidite systems, south-central Pyrenees.
- Puigdefàbregas, C., (1975), La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca: 1-188 p.
- Puigdefàbregas, C., and P. Souquet (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Puigdefàbregas, C., J. A. Muñoz, y J. Verges, 1991, Trusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees: p. 247-254.
- Remacha Grau, E., Picart, J., & Oms Llobet, J. O. (1991). La arenisca de Sabiñánigo inferior y su relación con el Canal del Rapitán. La secuencia de Jaca 4. In *Comunicaciones. I Congreso del grupo Español del Terciario* (1 ed., pp. 283-285).
- Remacha, E., y J. Picart, 1991, El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica, in Libro Guía Excursión no8, Congreso Español del Terciario: p. 116.
- Roure, F., Choukroune, P., Berasteguy, X., Muñoz, J., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Segurat, M., Camara, P., Deramond, J. (1989): ECORS Deep seismic data and balanced cross-section; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41-50
- Salvador Boya Duocastella (2018). El sistema deltaico de la Arenisca de Sabiñánigo y la continentalización de la cuenca de Jaca. Tesis doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 207 p.
- Teixell, A. (2000): Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288, 54-65.

Anexos:

Anexo 1: Mapa geológico de la zona

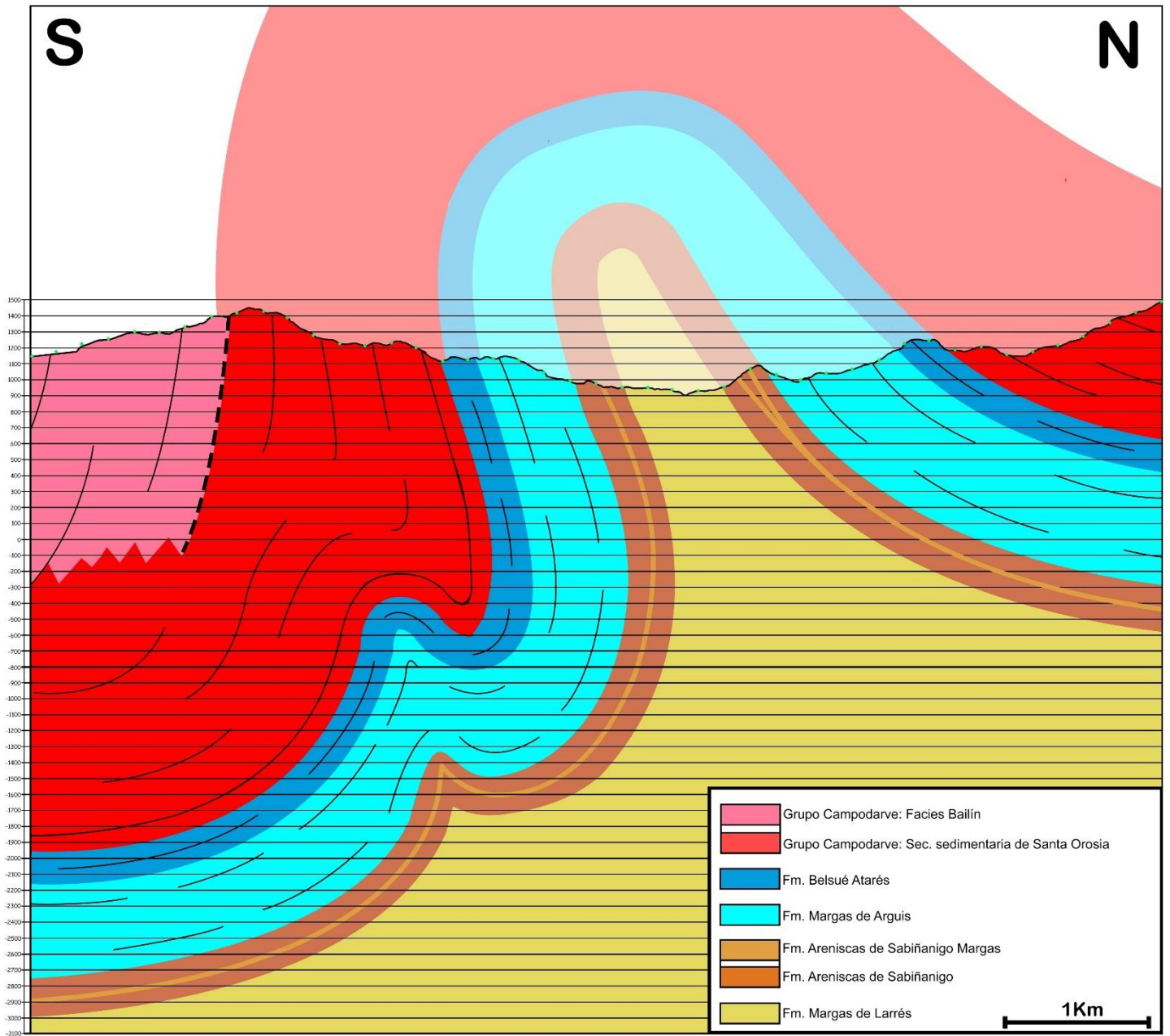


- Grupo Campodarve: Facies Bailín
- Grupo Campodarve: Facies Conglomeráticas
- Grupo Campodarve: Sec. sedimentaria de Santa Orosia
- Fm. Belsué Atarés
- Fm. Margas de Arguis
- Fm. Areniscas de Sabiñanigo Margas
- Fm. Areniscas de Sabiñanigo
- Fm. Margas de Larrés

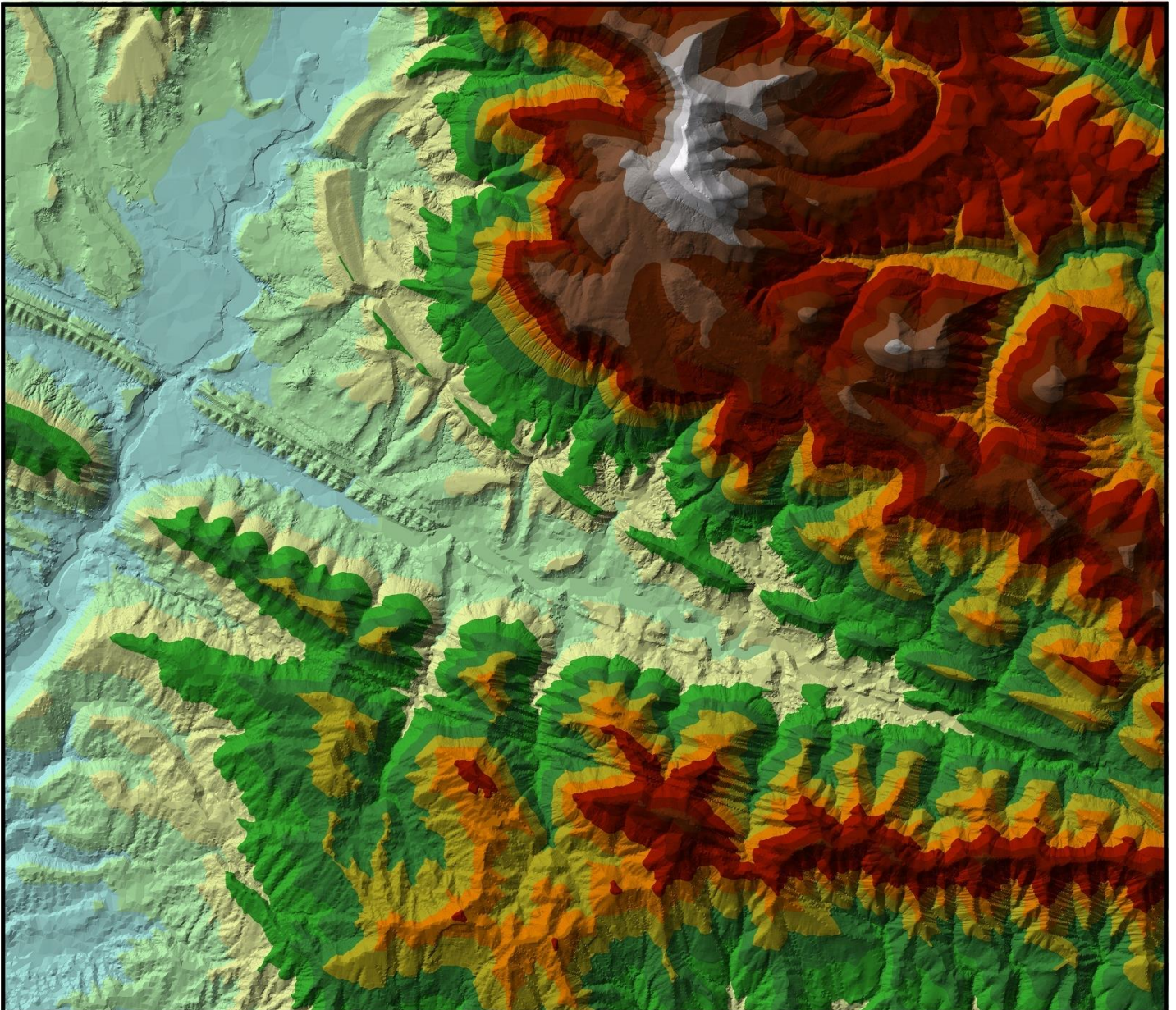
- Terraza fluvial actual
- Terrazas fluviales previas
- Glacis
- Buzamiento invertido
- Buzamiento vertical
- Buzamiento

- Anticlinal
- Sinclinal
- Anticlinal tumbado
- Contacto discordante
- Contacto concordante

Anexo 2: Corte N-S de la zona de estudio


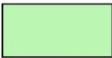









Anexo 3: Mapa topográfico de la zona de estudio

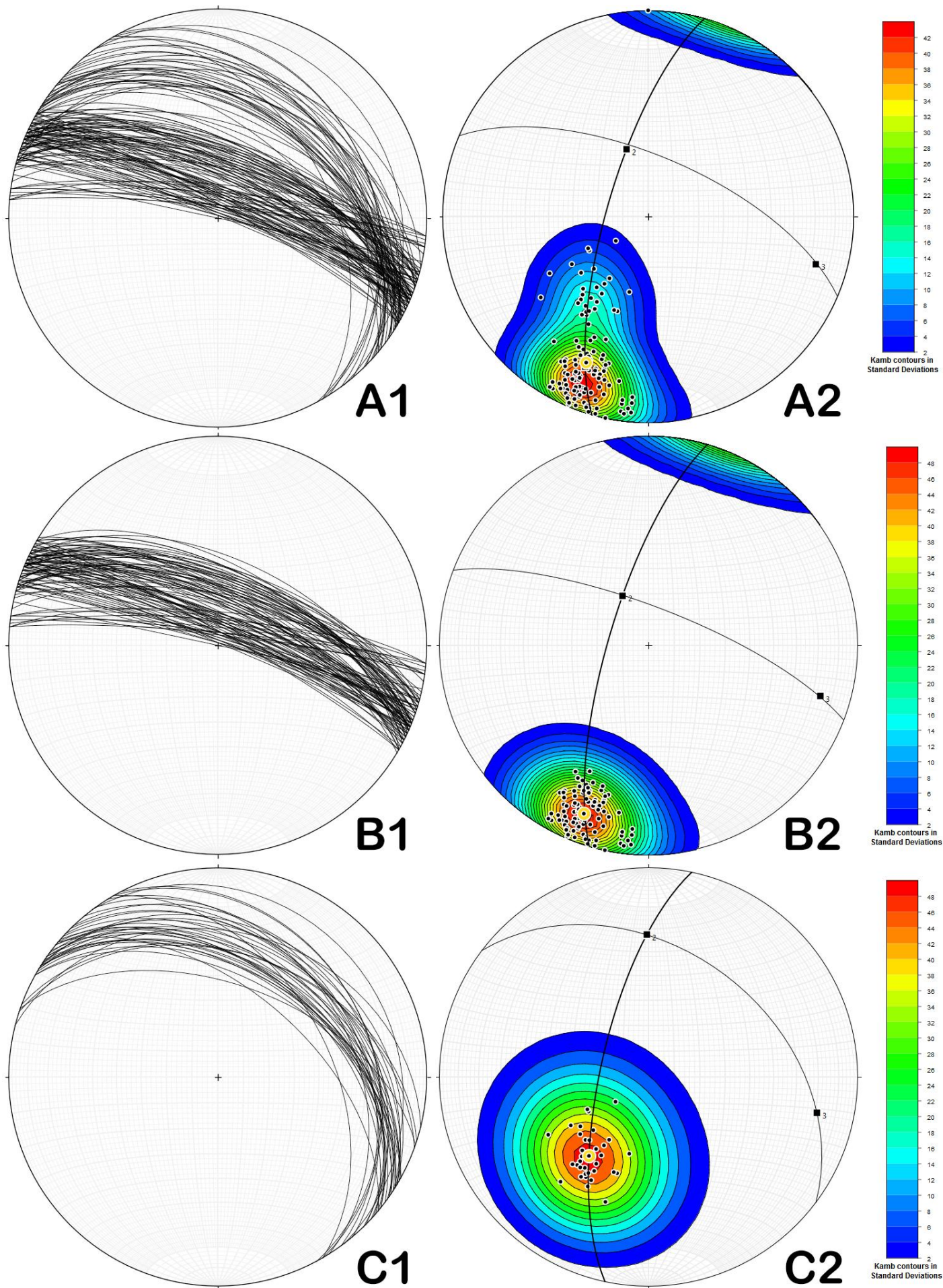


Zona UTM 30U - NAD83
Datos tomados del LIDAR 2ª cobertura

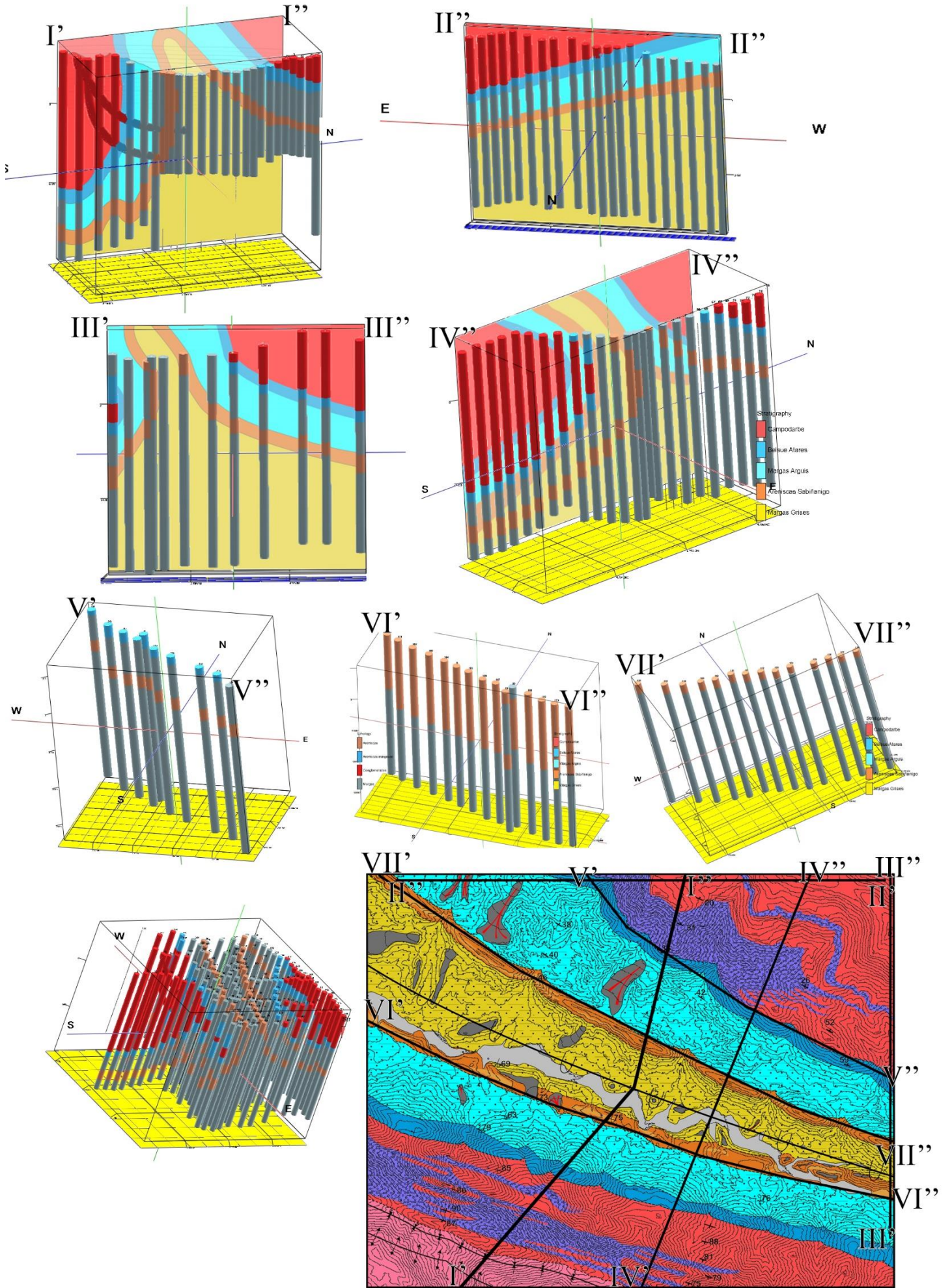
Metros sobre el nivel del mar

	720-806 m		1320-1406 m
	806-891 m		1406-1491 m
	891-977 m		1491-1577 m
	977-1063 m		1577-1663 m
	1063-1149 m		1663-1749 m
	1149-1234 m		1749-1834 m
	1234-1320 m		1834-1920 m

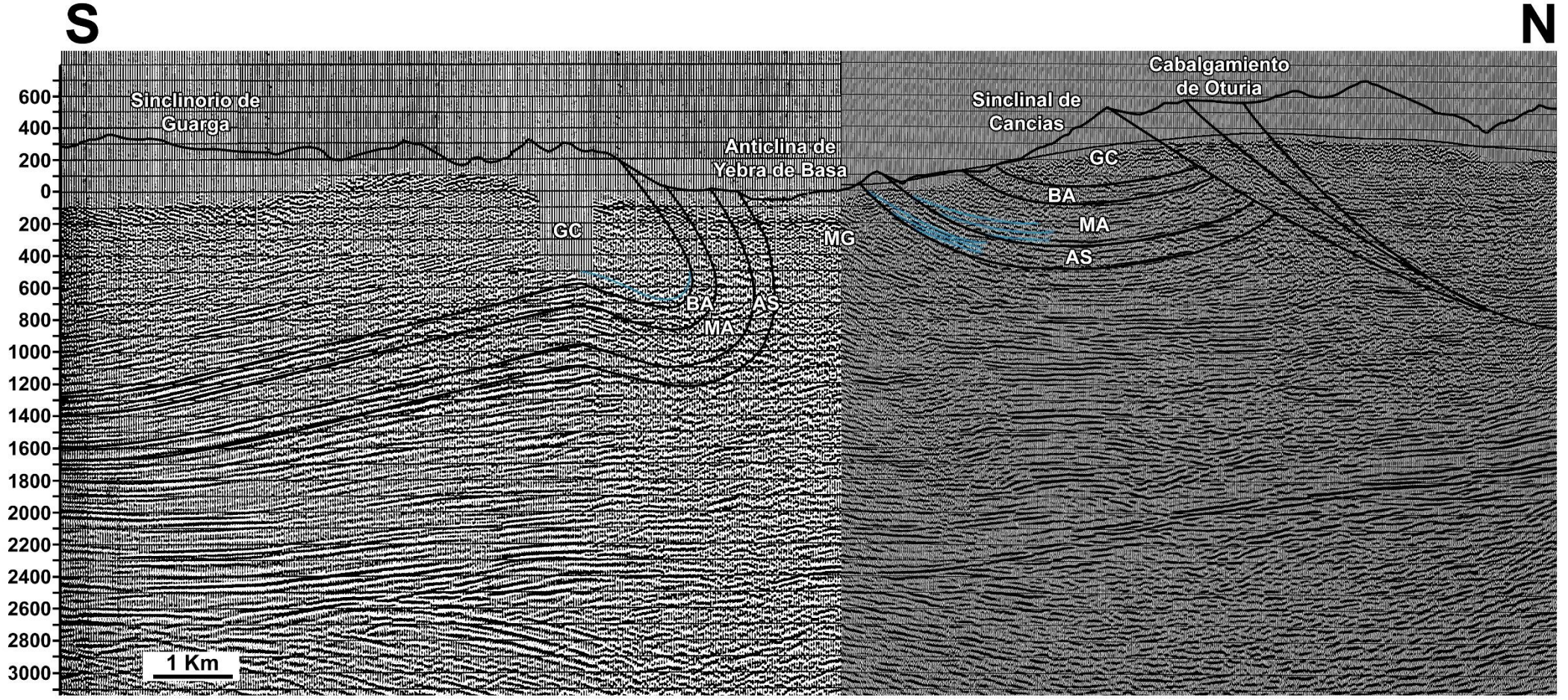
Anexo 4: Representación estereográfica de los planos medidos del anticlinal de Basa



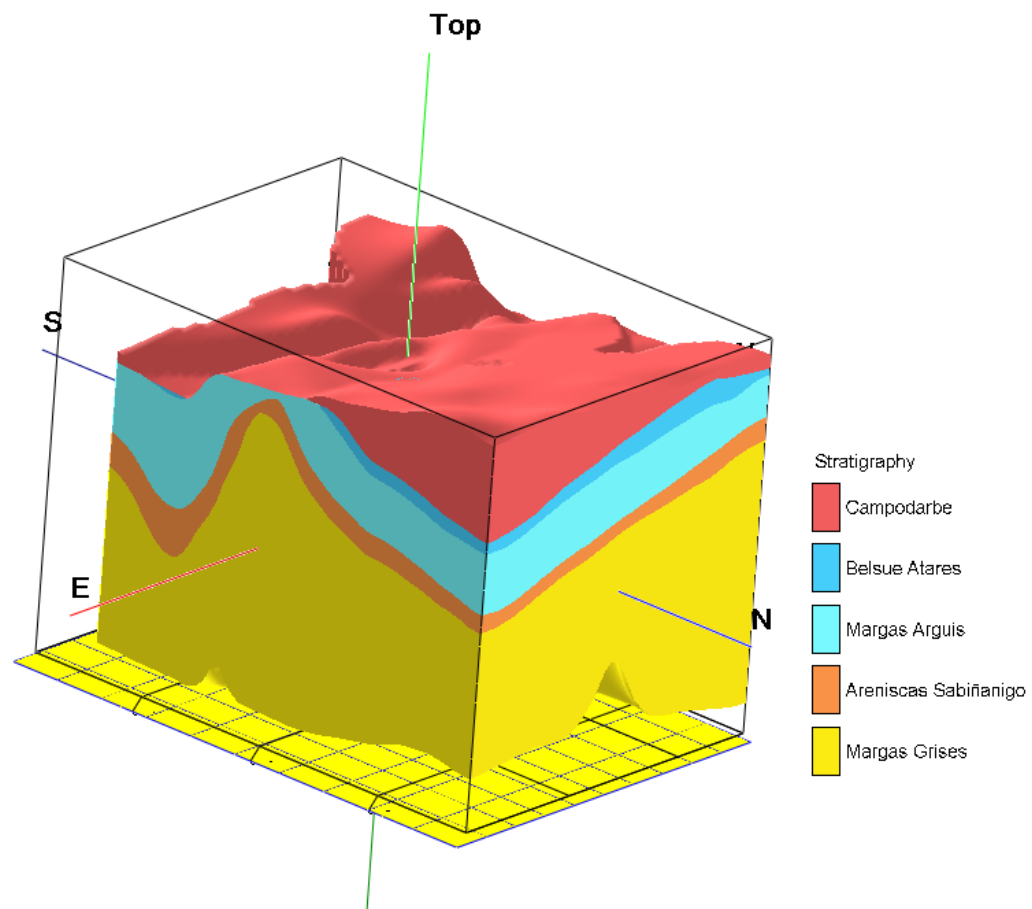
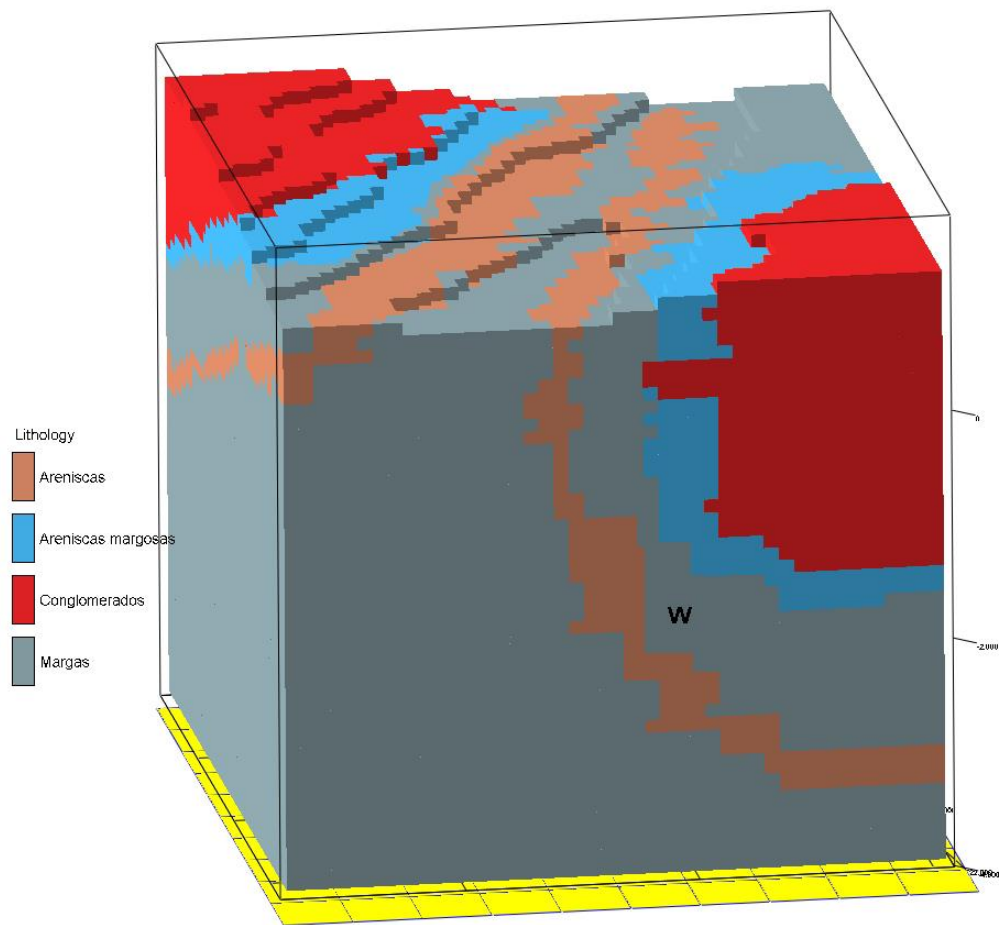
Anexo 5: Cortes realizados



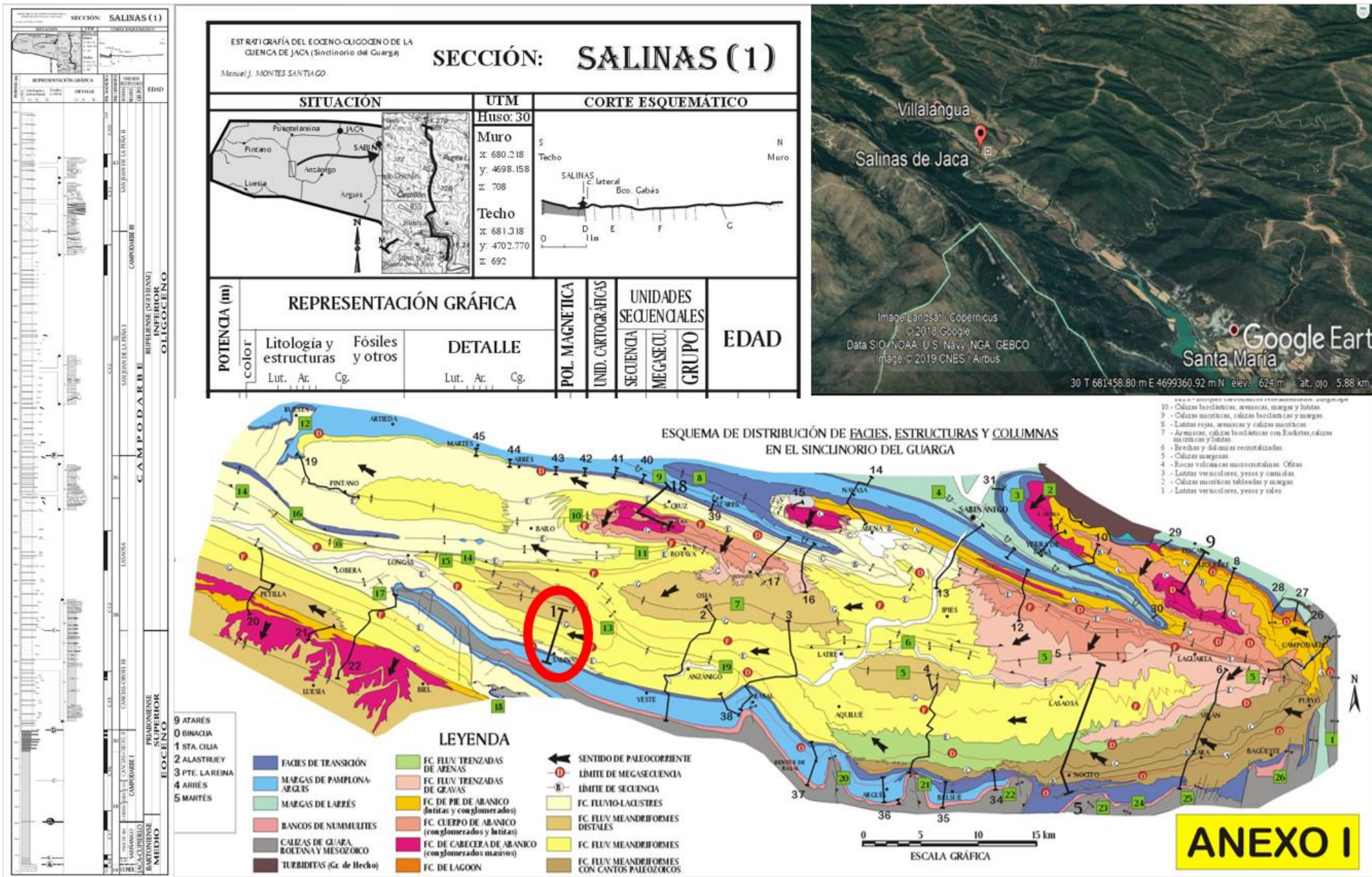
Anexo 6: Perfil sísmico



Anexo 7: Modelados 3D



Anexo 8: Ejemplo de la figura 7 con imágenes tomadas de M. Montes Santiago (2002)



Anexo 9: Columnas

