

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS: ZONAS EXTERNAS VERSUS ZONAS INTERNAS.

De nuevo preparamos equipaje y elaborando una guía de campo que nos pueda venir bien para disponer de recursos docentes pensando, como profesores, que el destinatario último de estas actividades promovidas y organizadas por la AEPECT son nuestros estudiantes. Nosotros que ojeamos esta guía podemos valorar mejor que nadie el desafío que tenemos por delante: recrear en nuestra imaginación procesos geológicos complejos que duran millones de años. Algunos de esos procesos no son tan intuitivos como quisiéramos, quizás porque aparentemente no hemos tenido contacto directo con ellos. Si echamos una mirada a nuestro alrededor, y en esta excursión podremos hacerlo en diferentes escenarios tectónicos, quizás encontremos evidencias de algunos de ellos y por tanto tengamos preparada la respuesta que necesitamos para poder explicar en las aulas aquellos procesos geológicos externos e internos que forman parte de un todo: el dinamismo de nuestro planeta.

A lo largo de los últimos años hemos cientos de kilómetros visitando tres países (Marruecos, Portugal y España), observando rocas de 2 continentes (Europa y África) e incontables afloramientos en compañía de un grupo de colegas que compartimos el gusto y la inquietud de pasar unas jornadas de campo en contacto directo con la Naturaleza. El argumento está servido: buscar en las rocas esos secretos que hacen de la Geología una ciencia apasionante que nos permite viajar en el espacio y en el tiempo.

Somos conscientes que el título de esta excursión es sumamente ambicioso. En su momento pensamos es esta idea y, como tal, así quedó reflejada en la documentación que se presentó para tramitar la solicitud de un curso de formación permanente para el profesorado que tratase sobre la “Evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas: Zonas Externas vs. Zonas Internas”. El resultado final de ese proyecto es esta guía de campo, que consta de 13 paradas (o 12+1 paradas, para aquellos que sean supersticiosos). Las diferentes paradas permiten mostrar a lo largo de tres días algunas de las características geológicas de las Cordilleras Béticas en las diferentes provincias geológicas que se atraviesan desde Linares (Jaén) a Cabo de Gata (Almería). Es decir, a lo largo del recorrido que empieza en la zona de antepaís de las Cordilleras Béticas se observará la provincia del “foreland” y su cobertura, continuaremos atravesando la Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís) y nos detendremos en el frente orogénico alpino. Para posteriormente hacer observaciones a lo largo de un recorrido que nos lleve a dimensionar las características arquitectónicas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas estructuradas como mantos de cabalgamiento. El recorrido continúa por las zonas internas de la cordillera, por lo que tendremos oportunidad de atravesar cuencas intramontañosas y acercarnos al borde de una de ellas (Cuenca del Almanzora) y analizar las relaciones que tales cuencas tienen con el basamento de las mismas (Dominio de Alborán o Zonas Internas). En esta parte de la excursión descubriremos a un elemento “exótico”, las rocas de las zonas internas (en el sentido de Terreno Metamórfico exhumado recientemente y alóctono). Será el momento para recrear una parte compleja de la evolución geodinámica de las cordilleras alpinas en el extremo occidental del Mediterráneo. Y en ese sentido, se hace necesario explicar el vulcanismo del SE de Iberia y su relación con un límite de placas tectónico del que todavía nos queda mucho por descubrir.

Explicar la historia geológica de una región es complejo, pero merecerá la pena intentarlo porque seguramente descubriremos que las Cordilleras Béticas son un museo geológico excepcional, es un paraíso para enseñar y aprender de la mano de una disciplina que es integradora de todos los datos conocidos en el ámbito de la Geología Regional.

Las últimas líneas están dedicadas a cada uno de vosotros que habéis compartido esta experiencia y a las organizadoras del evento que se prestaron a echar una mano cuando más necesitábamos el apoyo de unas amigas, nos referimos a: Pepa Beiras, Maribel González de Canales y Anatere Cereceda.

A todos/as muchísimas gracias por hacer realidad este proyecto, porque es el proyecto de todos los que compartimos del 11 al 14 de octubre de 2017 unas jornadas de campo por las SE de las Cordilleras Béticas.

Parada 1: El margen norte de la Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís de las Cordilleras Béticas): discordancia entre el zócalo varisco y las coberturas sedimentarias

Situación Geográfica:

Latitud: 38.1142° / Longitud: -3.6080° / Altitud: 426 m.

En las proximidades de Linares (en la carretera A-312 que conduce hasta Arquillos) aflora el basamento varisco o zócalo hercínico (Figuras 1.1, 1.2 y 1.3). Se trata de un afloramiento de rocas ígneas (granitos de dos micas), las cuales tienen continuidad cartográfica con el batolito de los Pedroches (Zona de Ossa Morena) a lo largo de la directriz estructural NO-SE. Tal directriz es un rasgo típico en los mapas geológicos (y tectónicos) del zócalo hercínico en la sur de Iberia (véase anexos). Se trata de un afloramiento de granitos expuestos en el margen norte de la carretera (Figura 1.4). Dichas rocas representan parte del granito porfídico con biotita y cordierita que se extiende ampliamente por el valle de los Pedroches, desde la provincia de Córdoba a Badajoz. Obsérvese que en los granitos tiende a producirse un paisaje en bolos (Figura 1.4).

Sobre las rocas ígneas se encuentran los sedimentos más antiguos de la cobertura sedimentaria que se formó durante el Mesozoico (inicialmente se trataba de sedimentos continentales y detríticos durante el Triásico y, posteriormente, sedimentos carbonatados o mixtos de carácter marino durante el Jurásico y Cretácico). El contacto entre las rocas ígneas y los sedimentos detríticos es una discordancia con una orientación NE-SO y suave buzamiento hacia el SE. La discordancia marca el inicio de la sedimentación durante el Triásico en relación con los primeros estadios de “rifting” continental, hace aproximadamente 250 – 200 M.a. Las observaciones se centrarán especialmente en la base del depósito, apreciando evidencias del carácter erosivo de la discordancia y la heterometría de los fragmentos, algunos de ellos son de dimensiones decimétricas (Figura 1.5). Las rocas expuestas en el área fuente (zócalo varisco) fueron erosionadas y transportadas por sistemas fluviales y/o aluviales los cuales originarían depósitos (brechas y conglomerados) relativamente próximos al área fuente.

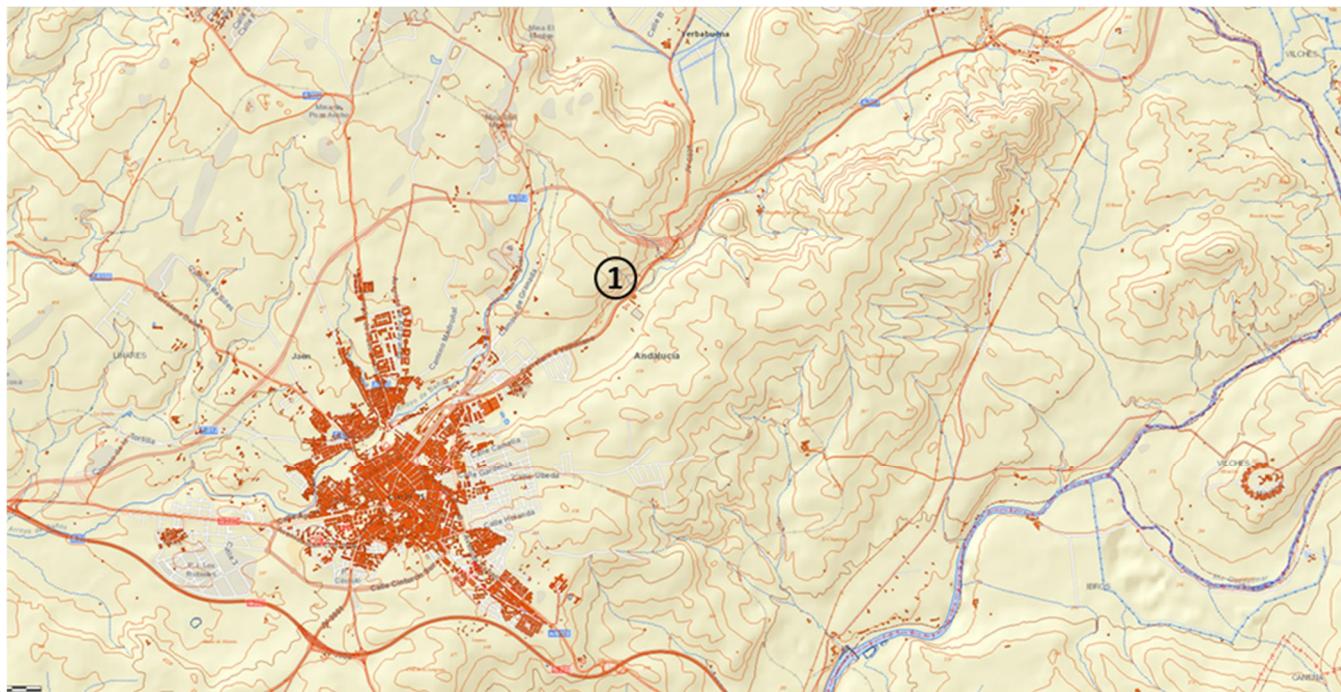


Figura 1.1. Localización geográfica de la parada 1 en un mapa topográfico. Observe que la organización del relieve es aproximadamente NE-SO, de tal manera que la carretera de Linares (en la parte izquierda del mapa) a Arquillos, sigue un trazado paralelo a la estructuración del valle.

La mayoría de los sedimentos triásicos, en esta zona, presentan facies “buntsandstein” y “muschelkalk”. Tales sedimentos se caracterizan bien en el paisaje debido al intenso color rojizo, los cuales representan la expresión de la cobertura tabular (figuras 1.2 y 1.3). Es decir, sedimentos sin deformación alpina significativa que no se vieron afectados por el cinturón de pliegues y cabalgamientos que observaremos en el resto de paradas programadas para este día.

Los diferentes tipos de litologías condicionan el tipo de erosión que se desarrolla en la superficie topográfica actual (véase las figuras 1.1, 1.2 y 1.3). Las partes más altas del relieve al norte de la carretera suelen coincidir con zonas planas en relación con la organización tabular de los sedimentos. Los sedimentos neógenos de la Cuenca del Guadalquivir se observan en las partes más altas de los relieves que hay al sur de la carretera. Se trata de sedimentos arcillosos y arenosos de edad Messiniense.

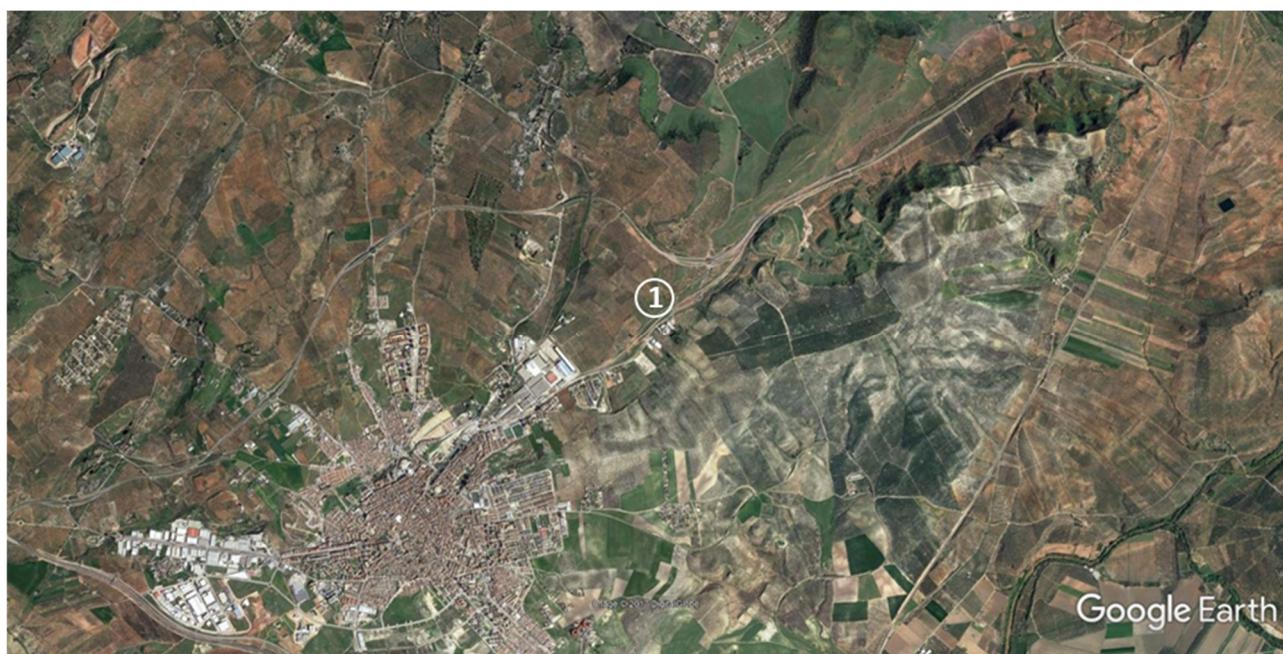


Figura 1.2. Localización geográfica de la parada 1 en una imagen aérea capturada con Google-Earth. Se observa un afloramiento de sedimentos neógenos de la cuenca del Guadalquivir (tonos crema) rodeados por materiales triásicos (de color rojizos). La orientación de los afloramientos es esencialmente NE-SO.

Fallas normales con orientaciones NE-SO y NO-SE se observan en las cartografías geológicas regionales (Figura 1.3). Una de las familias de fallas más importantes en este sector de la cuenca son las de dirección NE-SO, como por ejemplo, la falla cuya traza cartográfica es paralela a la carretera Linares – Arquillos, en el tramo que estamos observando. Dicha falla es de tipo normal, y hunde el bloque suroriental (bloque de techo). Los sedimentos neógenos se encuentran en el bloque hundido de esta falla (Figura 1.3).

El resto de observaciones en esta parada se completan con una panorámica de los depósitos neógenos sobre los materiales triásicos. La cobertura sedimentaria en esta parte de la península Ibérica nos recordará rasgos observados anteriormente por algunos de nosotros en Niebla y Ayamonte, e incluso aquellos excepcionales afloramientos al norte del Cabo San Vicente en Portugal. Merece la pena recordar que la orientación de esta misma discordancia entre Ayamonte y Niebla es también NE-SO. También en la provincia de Huelva la cuenca del Guadalquivir está basculada hacia el SE.

El desplazamiento hasta las siguientes paradas (en los alrededores de Jaén capital) permitirá ilustrar en el propio paisaje y con ayuda de los mapas geológicos regionales las características geológicas más importantes de la Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís) en esta transversal de la Cordillera

Bética. Merece la pena observar que al sur de la llanura de inundación del Río Guadalquivir destacan en el paisaje unos relieves suavemente alomados de dirección E-O, por ejemplo en la zona de Mengíbar. Dichos relieves se corresponden principalmente con margas que incluyen cantos y bloques de grandes dimensiones de litologías diversas. Se trata de los afloramientos más septentrionales de las unidades olistostómicas en esta transversal.

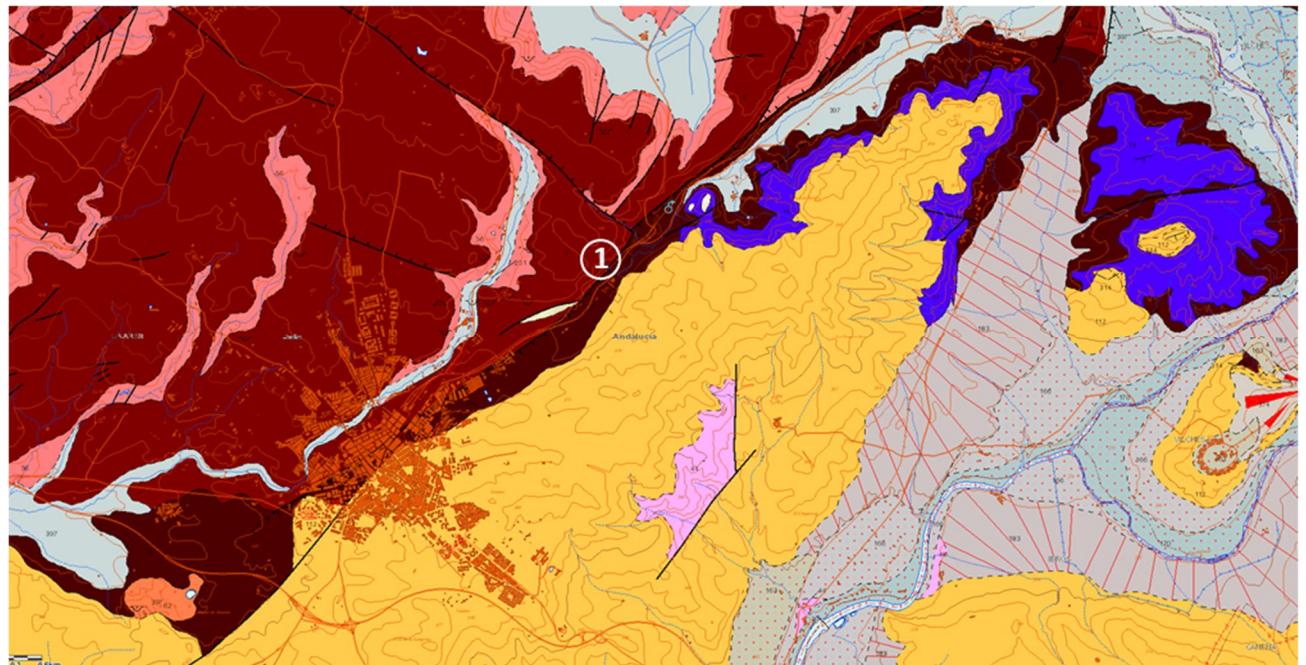


Figura 1.3. Mapa geológico de Linares y alrededores, a largo de la carretera a Arquillos. Los materiales representados por colores rojos son los sedimentos triásicos y del Guadalquivir (tonos crema) rodeados por materiales triásicos (de color rojizos). La orientación de los afloramientos es esencialmente NE-SO.



Figura 1.4. Izquierda: Panorámica desde la parada 1, los relieves en primer plano se corresponden con el zócalo varísco y en las partes topográficamente más bajas –coincidiendo con la carretera- los sedimentos triásicos. En los relieves del fondo se observan los sedimentos neógenos. Derecha: Afloramiento de granitos alterados en los que se ha desarrollado el típico paisaje en bolos.

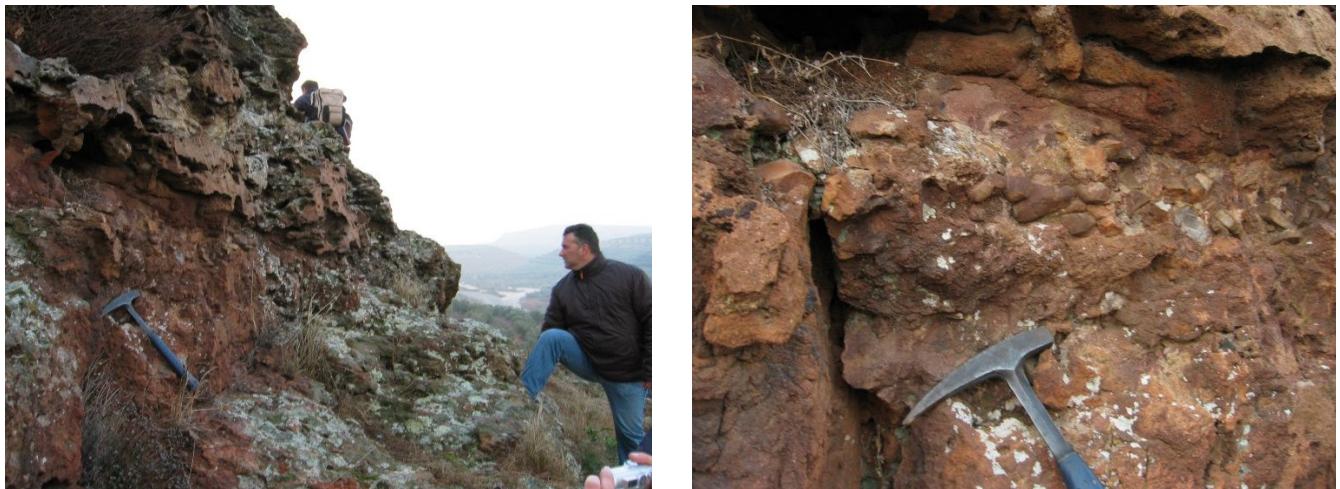


Figura 1.5. Izquierda: Aspecto de campo de los afloramientos correspondientes a sedimentos triásico Derecha: Detalle de la brecha basal, obsérvese que se trata de fragmentos decimétricos, angulares, imbricados y fuertemente cementados por una matriz con alto contenido en hierro. La alteración del hierro tiñe el afloramiento con ese tono rojizo característico.

Parada 2: Estructuras tectónicas en el frente orogénico alpino y las unidades olistostómicas de las Cordilleras Béticas.

Situación Geográfica:

Latitud: 37.6808° / Longitud: -3.6257° / Altitud: 582 m.

A través de la autovía A-44 (Autowía Sierra Nevada – Costa Tropical), en la salida 59 coincidiendo con el área de servicio “El Oasis”, es posible acceder a la carretera A-324: La Cerradura – Huelma.

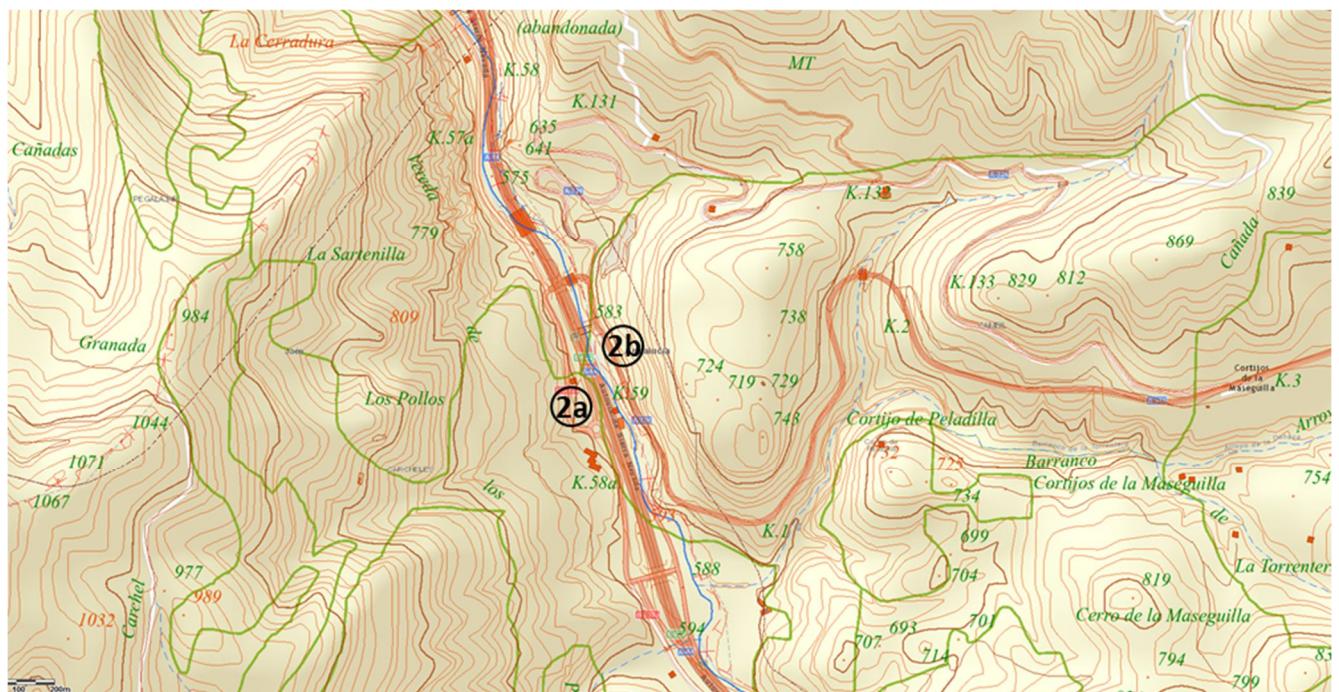


Figura 2.1. Localización de la parada 2 en el mapa topográfico, obsérvese que las partes altas de los relieves tienen altitudes que varían entre 750 m y alrededor de 1.050 m.

Las observaciones se centran en los alrededores del área de servicio y en las proximidades del kilómetro cero de dicha carretera. Esta parada permite hacer observaciones muy interesantes en relación con el estilo tectónico de las deformaciones que afectan a los materiales triásicos que afloran en esta zona.

En primer lugar, obsérvese que la altitud de estos afloramientos es mayor que la altura citada para la parada previa coincidiendo con el margen norte de la cuenca de antepaís. A partir del mapa topográfico (Figura 2.1) se puede observar las características del relieve. Obsérvese que *la autovía está construida paralelamente a un valle con forma de V. El perfil transversal del valle es asimétrico, y el fuerte encajamiento del mismo evidencia la juventud del relieve. El encajamiento reciente del río está en relación con el levantamiento tectónico de la región, estamos en una zona orogénica. Al este de la autovía se observan antiguas superficies de erosión que coinciden con las partes más altas de los relieves en ese sector (las altitudes varían entre 750 y 860 m). En la parte occidental del mapa topográfico, al otro lado de la autovía, los relieves se caracterizan por una mayor pendiente y una altitud más acusada, alcanzando en algunos puntos valores superiores a 1.070 m.*

Es importante advertir que en esta parada los afloramientos están situados en el bloque de techo del cabalgamiento asociado al frente alpino de las Cordilleras Béticas. Se trata de una de las fallas inversas más importantes de la cordillera. En concreto, la falla de despegue puede describirse como un cabalgamiento ciego, es decir, la falla no está expuesta en superficie, no hay un afloramiento conocido de la falla en la propia superficie topográfica; si bien, ha sido identificado el despegue en perfiles sísmicos y se dispone con una suave pendiente (buzamiento) hacia el Sur. En general, las unidades tectónicas se trasladan por encima del citado despegue desde el Sur hacia el Norte. Cada lámina tectónica es un manto de cabalgamiento formado por las rocas mesozoicas y cenozoicas. Es decir, las paleocoberteras sedimentarias están despegadas, dado que se han trasladado hacia la zona de antepaís ("foreland") quedando apiladas formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos.

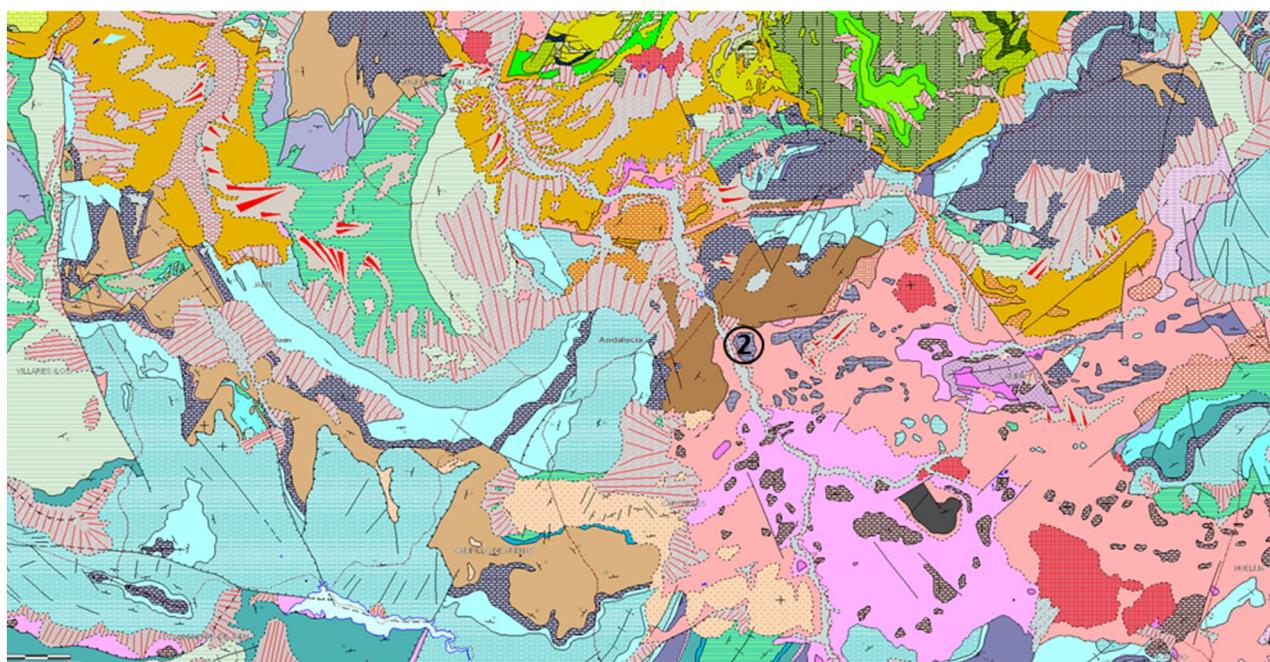


Figura 2.2. Mapa geológico al Sureste de Jaén. Los sedimentos cuaternarios que cruzan de norte a sur el mapa se corresponden con los depósitos del río cuyo trazado es paralelo a la autovía A-44. Obsérvese que en la mitad oriental del mapa hay afloramientos aislados de bloques calizos (colores morados con trama) dispersos entre otros materiales arcillosos-arenosos (colores salmón y rosa). En la mitad occidental del mapa se aprecia una continuidad litológica clara para las unidades aflorantes, algunas de esas litologías son las mismas que aparecen de manera discontinua en la mitad oriental del mapa.



Figura 2.3. Izquierda: Aspecto de campo de los afloramientos en la parada 2, en primer término y con tonos rojizos los sedimentos de edad Triásico, y al fondo, coincidiendo con los relieves más altos las calizas del Jurásico. Derecha: Detalle en los niveles de yesos incluidos en los materiales triásicos de facies “Keuper” (o geman-andaluzas) se observa un bandeadado que resulta ser paralelo a las zonas de cizalla dúctil que afectan a estos materiales.



Figura 2.4. Estilo tectónico de la deformación en las unidades olistostómicas incorporadas a la cordillera al sur del frente orogénico alpino. Obsérvese la existencia de una superficie de cabalgamiento, con una geometría en forma de rampa frontal (rampa para techo y rampa para muro). La fotografía de la derecha es continuación de la fotografía en la parte izquierda.

Las observaciones se centran en un afloramiento de materiales triásicos que pueden interpretarse, de manera tentativa, como un olistostroma con una superficie de decenas de kilómetros cuadrados. (Figura 2.2). Todo el conjunto descansa sobre margas calcáreas de edad Langhiense (colores marrones en la figura 2.2); y a su vez, también está cubierto por esas mismas margas. Estas evidencias se deducen de la propia cartografía geológica en este sector y no serán el objeto principal de las observaciones. En concreto, a lo largo del recorrido se posible observar los sedimentos de edad Triásico representados por arcillas y margas con numerosos yesos y abundantes fragmentos clásticos de calizas. Obsérvese el carácter plástico de los niveles de yeso, produciéndose en ellos un importante desarrollo de zonas de cizalla

dúctiles (Figura 2.3). La existencia de estos materiales en la parte inferior de la cobertura sedimentaria original constituyó un nivel de despegue regional, y en él se enraízan los cabalgamientos de las zonas externas de las Cordilleras Béticas (ver parada 4).

El resto de observaciones se hacen en las proximidades del km. 0 de la carretera A-324. En esta zona es posible reconocer unas calizas tableadas (con algunas intercalaciones de niveles margosos). En la figura 2.4 se observa tanto el bloque de muro como el bloque de techo de un cabalgamiento con vergencia norte (parte izquierda de las fotografías). El bloque muro está subhorizontal. El cabalgamiento está definido por una falla de bajo ángulo que buza hacia el Sur (parte derecha de las fotografías en las citadas figuras). Las relaciones geométricas que se observan entre el cabalgamiento y la orientación de la estratificación permiten definir en esta zona una rampa frontal tanto para el bloque de techo como para el bloque de muro. Estas estructuras son típicas en los frentes orogénicos. Aunque es un afloramiento de pequeñas dimensiones, las estructuras tectónicas que observamos permitirán ilustrar el estilo de la deformación que caracteriza a las unidades en el frente alpino de la Cordillera Bética. Esta parada se complementa con la parada 4, que ilustrará en una panorámica el estilo tectónico a escala regional y el valor de la traslación asociada a los mantos de cabalgamiento.

Parada 3: El frente orogénico alpino y las unidades del Prebético de Jaén.

Situación Geográfica:

Latitud: 37.7666° / Longitud: -3.7972° / Altitud: 762 m.

El cerro donde está construido el Castillo de Santa Catalina se dispone Este-Oeste, y tiene unas fuertes pendientes alrededor de él en todas las direcciones (Figura 2.1). Las coordenadas indicadas corresponden al monumento de la Cruz, en el extremo oriental del cerro.

Las observaciones se hacen desde uno de los afloramientos más privilegiados de la Cordillera Bética: el Castillo de Santa Catalina con la ciudad de Jaén en la vertiente norte del cerro (Figura 3.1), y en lontananza –los días claros- es posible reconocer en el horizonte el zócalo varisco. Por tanto, tenemos una panorámica excepcional de la Cuenca del Guadalquivir y las unidades olistostrómicas frontales, e incluso el antepaís.

Los afloramientos que se observan en la subida al castillo son calizas y dolomías micríticas del Cretácico superior de las Unidades del Prebético. El recorrido continúa hasta llegar a la zona de la cruz –al Este del Castillo- para observar desde allí las rocas jurásicas de la Unidades Intermedias (Subbético) que afloran en la montaña del Jabalcuz (1.610 m). Y más al sur, puede reconocerse en el paisaje otro de los vértices geodésicos emblemáticos en esta región: La Pandera (1.829 m).

La mayor parte de la ciudad de Jaén está construida sobre las unidades olistostrómicas del frente orogénico alpino (Figura 3.3), el cual está parcialmente cubierto por sedimentos cuaternarios, la mayoría de ellos son depósitos de ladera y pie de monte acumulados en las fuertes vertientes con pendiente hacia el norte (Figura 3.2).

Desde el punto de vista tectónico, esta zona es muy compleja. Obsérvese que la estratificación en los afloramientos de las unidades prebéticas están muy verticalizados y en planta (véase el mapa geológico de la figura 3.2) tienden a describir un arco con una suave curvatura, quedando hacia el norte la parte convexa de dicho arco. Una parte importante de los afloramientos llevan a estar invertidos (Figuras 3.2 y 3.3).

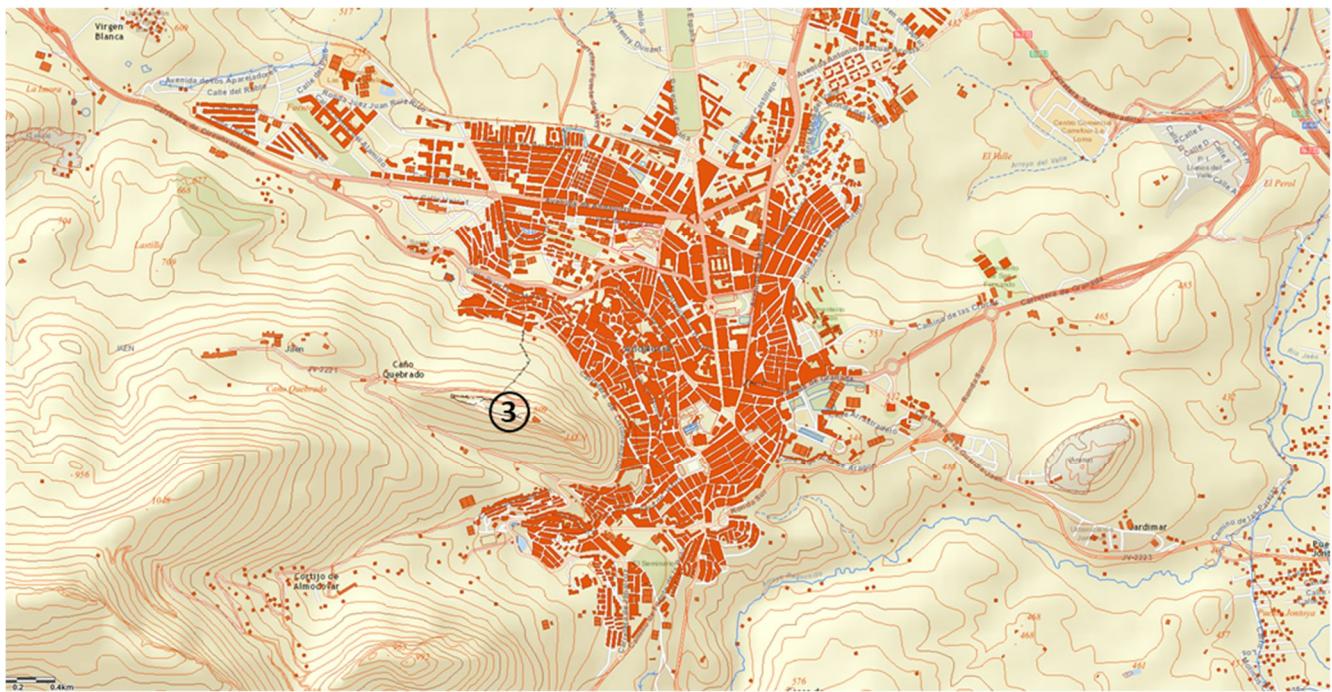


Figura 3.1. Localización de la parada 3 en los alrededores del Castillo de Santa Catalina (Jaén).

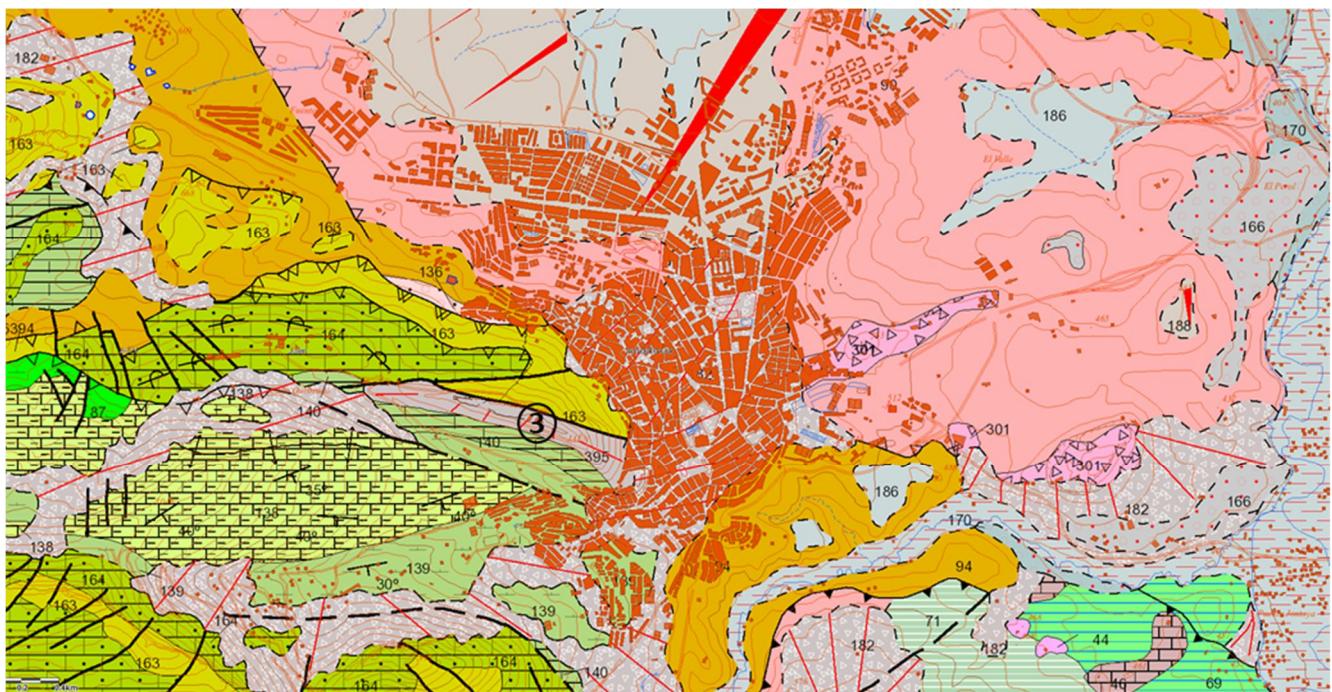


Figura 3.2. Mapa geológico de los alrededores del Castillo de Santa Catalina y de la ciudad de Jaén.



Figura 3.3. Izquierda: Panorámica de la ciudad de Jaén desde el Castillo de Santa Catalina, la mayor parte de la ciudad está construida sobre unidades olistostómicas del frente orogénico alpino. Derecha: Panorámica al sur del Castillo de Santa Catalina donde se observa el flanco inverso de un antiforme de vergencia Norte.

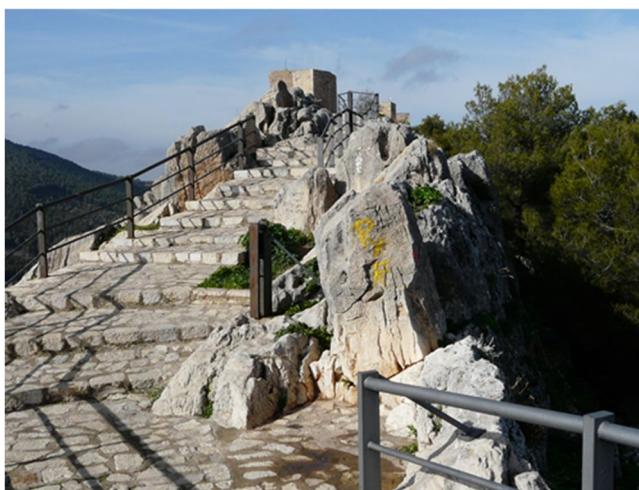


Figura 3.4. Izquierda: Afloramiento de calizas micríticas de las unidades del Prebético de Jaén. Derecha: Panorámica del frente alpino al Este de Jaén desde la Cruz del Castillo de Santa Catalina.

Parada 4: Mantos de cabalgamiento: Superposiciones tectónicas de unidades a escala regional.

Situación Geográfica:

Latitud: 37.6259° / Longitud: -3.8245° / Altitud: 1179 m.

Desde un emplazamiento privilegiado (Figura 4.1), situado al Norte de Valdepeñas de Jaén (km 23.5 de la A-6050), será posible analizar el estilo tectónico de las unidades Subbéticas.

Panorámica de la Ventana tectónica de Valdepeñas de Jaén. Es uno de los lugares clásicos que deben conocerse en la Cordilleras Béticas. Aprovecharemos la ocasión para analizar con perspectiva histórica la importancia de esta zona, ya que en este sector fue posible demostrar la superposición de unas unidades tectónicas a otras en relación con mantos de cabalgamiento, a partir de las cartografías geológicas así como estudios estratigráficos y paleontológicos detallados. La panorámica nos permitirá identificar cabalgamientos con vergencia hacia el Norte (es decir, cabalgamientos enraizados hacia el

Sur) y en general la formación de despegues tectónicos que implican una aloctonía importante de las unidades.

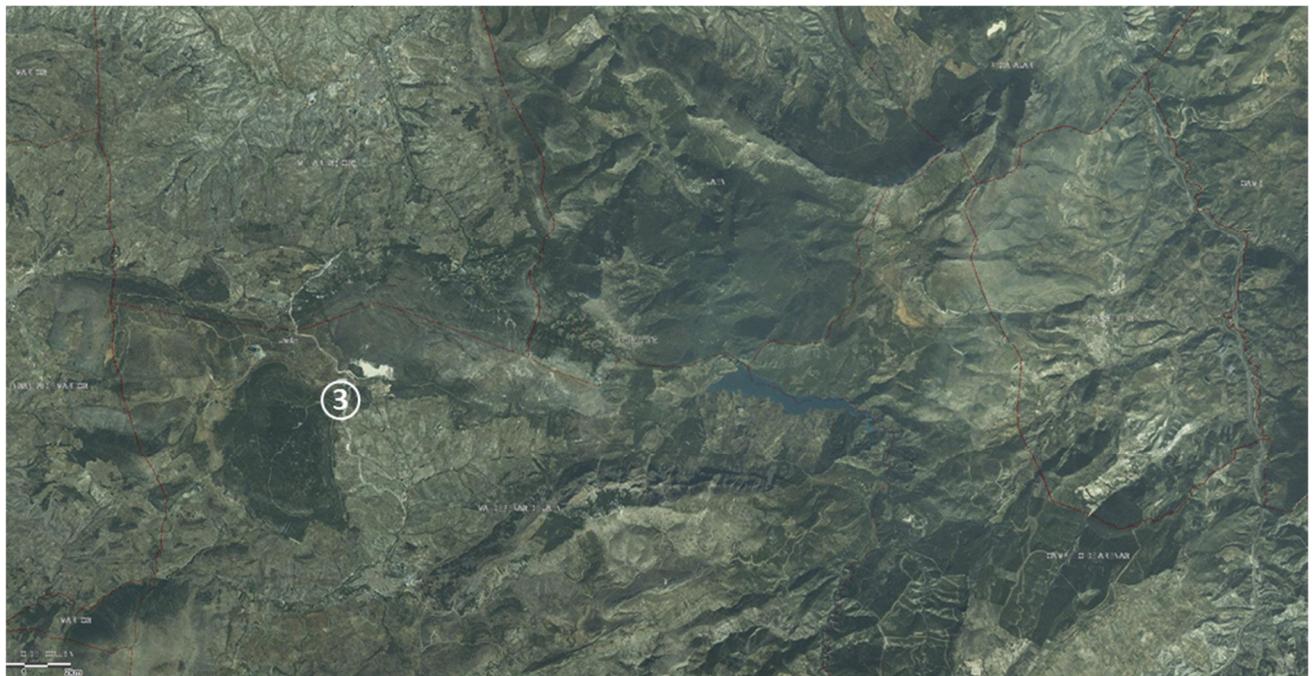


Figura 4.1. Fotografía aérea de las zonas donde afloran las Unidades Subbéticas en el meridiano de Valdepeñas de Jaén. Compárese esta imagen con el mapa geológico de la figura 4.2.

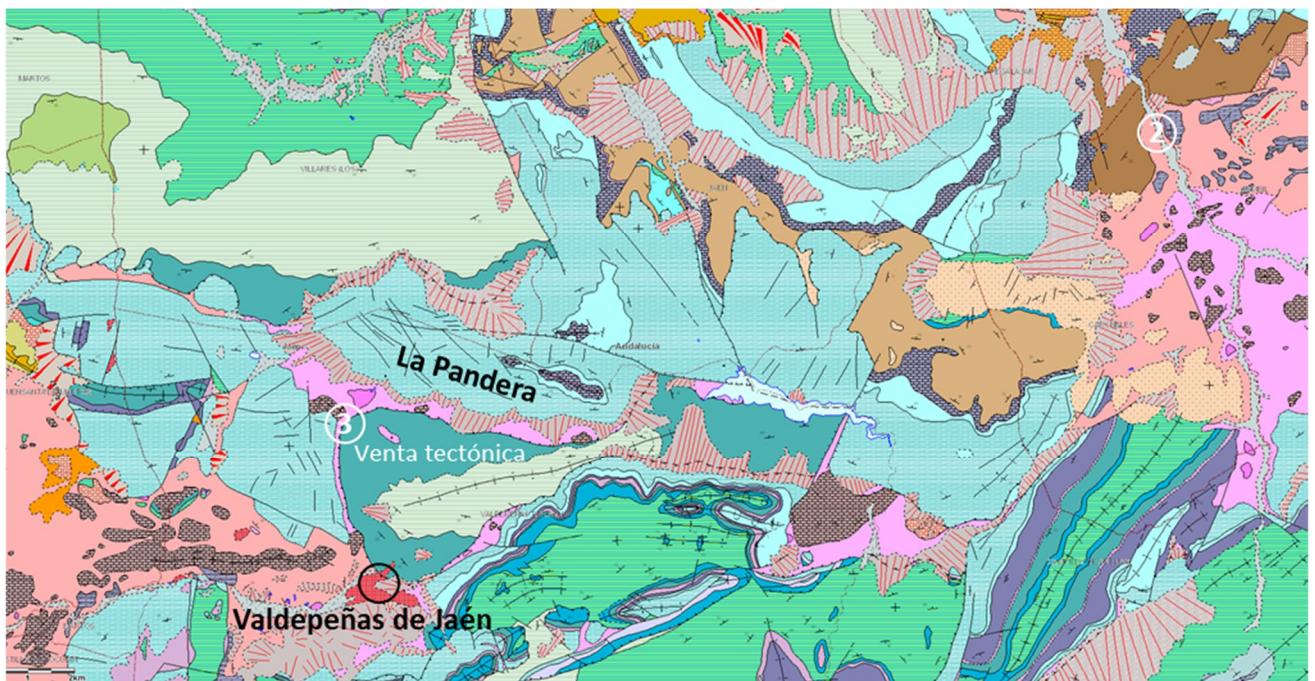


Figura 4.2. Mapa geológico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética en la transversal de La Pandera. Al sur de dichos relieves se observa la ventana tectónica de Valdepeñas de Jaén. Los colores celestes (o azules) y verdes del mapa se asocian a rocas de edad Jurásico o Cretácico, respectivamente. Los colores de tonos rosas se relacionan con niveles triásicos. En la parte noreste del mapa se indica también la situación de la parada 2.

El bloque de techo del cabalgamiento está formado por unidades del Subbético Externo (unidades de la Pandera y Ventsquero) y en el bloque de muro afloran las unidades intermedias. En concreto en el bloque de techo hay rocas de edad Triásico y Jurásico que se superponen a las rocas de edad Cretácico. La estructura de la Sierra de la Pandera es un siniforme cuya traza axial es aproximadamente ESE-ONO; y al sur de ella, coincidiendo con una zona fuertemente erosionada, en el valle se observan las rocas que afloran en la ventana tectónica. Dichas rocas describen un antiforme con una traza axial ENE-OSO. En una sección N-S, paralela a la dirección de transporte tectónico, las dimensiones de la ventana tectónica son de 4 km, aproximadamente. Es decir, si tenemos en cuenta la posición del frente del cabalgamiento y los afloramientos más meridionales de la ventana tectónica en las proximidades del pueblo de Valdepeñas de Jaén (Figura 4.2), las unidades del Subbético Medio se han trasladado una distancia mínima de 7,250 km.

Todos los datos expuestos hasta este momento sirven para plantear los rasgos fundamentales de una cobertura sedimentaria despegada en relación con una tectónica de “piel-fina”. La existencia de un nivel con un comportamiento muy plástico en la base de la cobertura (Trías de facies “Keuper”) representa una importante anisotropía mecánica y constituye un nivel de despegue regional. En definitiva, las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas vienen experimentando un acortamiento de la alpino desde el Mioceno hasta la Actualidad, formándose un cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia N o NNO en esta transversal de las Cordilleras Béticas. Con esta parada y las anteriores se completa una visión general de la arquitectura geológica de la región en una sección de unos 60 km. A lo largo del día de campo se han integrado las observaciones en un modelo geológico que pretende ilustrar la arquitectura de las zonas externas de una cordillera, el frente orogénico alpino, la cuenca de antepaís y el propio antepaís (“foreland” ibérico).

Parada 5: Las cuencas intramontañosas neógenas de las Cordilleras Béticas.

Situación Geográfica:

Latitud: 37.3204° / Longitud: -3.1576° / Altitud: 881 m.

Panorámica de la Cuenca de Guadix en la vertiente norte de Sierra Nevada. En los sedimentos neógenos de la cuenca se encaja actualmente el Río Fardes (con vertiente atlántica, véase la Figura 5.1). El levantamiento tectónico reciente de toda la región y particularmente del sistema montañoso Sierra Nevada – Sierra de Fliabres, hace que esta zona esté sometida a una intensa erosión (tanto las montañas como los propios valles). Fallas de direcciones NO-SE y buzamientos al NE controlan el levantamiento y hundimiento de bloques tectónicos de grandes dimensiones (Figura 5.2), algunas de esas fallas coinciden con el curso fluvial del Río Fardes, y en otros casos fallas normales con esas mismas direcciones limitan el borde oriental de la cuenca de Guadix. Los sedimentos neógenos más antiguos en la cuenca afloran al Oeste del Río Fardes, parte de dichos materiales se pueden ver en el recorrido con el autobús, coincidiendo con la incorporación a la A-92 desde la A-308. Dichos materiales están expuestos en el bloque levantado de una falla que afecta a parte de la cuenca. Los sedimentos más antiguos están representados por conglomerados, calizas y margas de edad Langhienense-Serravallense (Mioceno medio). Sobre ellos hay niveles de conglomerados, calcarenitas, calizas arrecifales, areniscas y margas con intercalaciones de turbiditas. Estos materiales son de edad Serravallense – Tortoniense. Otras litologías más modernas de edad Messiniense son: areniscas, arcillas y yesos. Y sobre ellas hay nuevos depósitos de edad Plioceno – Cuaternario, formados por conglomerados y arcillas. Importantes depósitos del tipo abanicos aluviales se han venido formando a lo largo de la historia geológica reciente de la región. La existencia de un importante relieve al Sur, así como al Este y al Oeste, ha condicionado la distribución de importantes espesores de sedimentos alrededor de la cuenca.

Se observa en el paisaje que los estratos buzan suavemente hacia el norte debido al basculamiento que han experimentado en relación con la tectónica reciente. Observaciones detalladas permiten diferenciar estratos de conglomerados con superficies de muro erosivas intercalados entre potentes series de

arcillas. En las zonas próximas a los sistemas montañosos se desarrollan amplios abanicos aluviales, los cuales conectan lateralmente unos con otros. El encajamiento de los sistemas fluviales actuales produce una importante y densa red de drenaje en los materiales arcillosos, formando cárcavas. Desde esta parada se puede observar al desarrollo de “bad-land” como uno de los principales rasgos geomorfológicos de la vertiente norte de Sierra Nevada y la comarca del Marquesado.

La Cuenca de Guadix es una importante cuenca intramontaña neógena, limitada al Sur por las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas y al Norte por las Zonas Externas. Dicha cuenca cubre el contacto entre ambas zonas orogénicas.

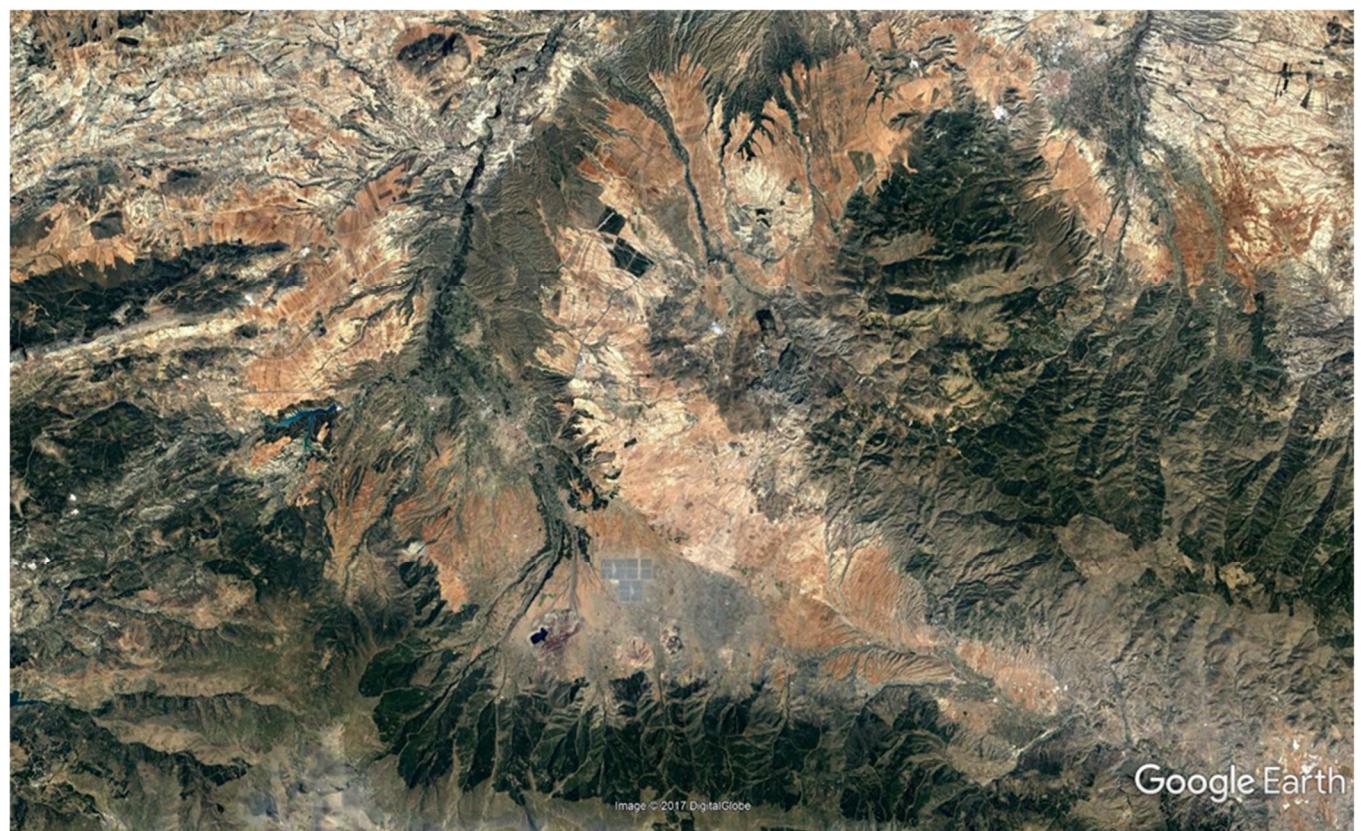


Figura 5.1. Fotografía aérea de la Cuenca de Guadix, al norte de Sierra Nevada.

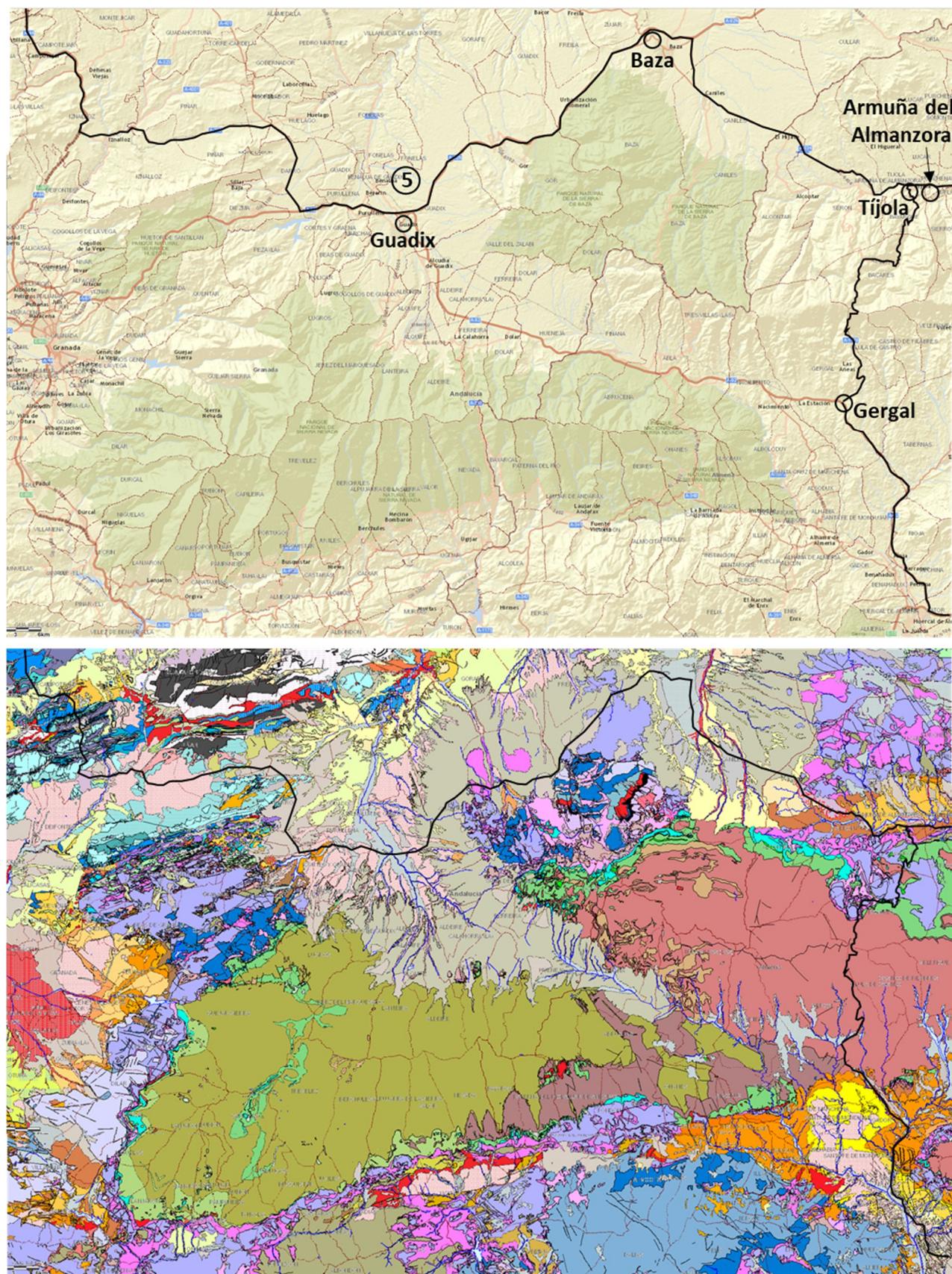


Figura 5.2. Topografía y mapa geológico de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. Se indica el recorrido que se hace a lo largo de la excursión en ambos mapas, desde la A44 a la A-92, así como el recorrido hasta Tijola-Armuña del Almanzora. Véase la localización de la parada 5, en los alrededores de Guadix.

Paradas 6 y 7: Exhumación de zócalos metamórficos (Zonas Internas de la Cordilleras Béticas) en relación con la tectónica extensional del Dominio de Alborán así como la formación de cuencas sedimentarias neógenas (Cuenca del Almanzora)

Situación Geográfica para el punto 6:

Latitud: 37.3243° / Longitud: -2.4339° / Altitud: 890 m.

Situación Geográfica para el punto 7:

Latitud: 37.3374° / Longitud: -2.4409° / Altitud: 790 m.

Las paradas 6 y 7 se integran a lo largo de un recorrido que, a modo de corte geológico, pretende mostrar las rocas metamórficas representativas de los Complejos Nevado-Fliábride y Alpujárride (Zonas Internas de las Cordilleras Béticas), así como los tipos de rocas sedimentarias que se originan en el borde de sur de la cuenca neógena del Almanzora.

El Río Almanzora recorre la región de Oeste a Este y desemboca en el Mar Mediterráneo en las proximidades de Vera (Figura 6.1, y ver anexos). La baja pendiente del cauce da lugar al desarrollo de meandros con una curvatura muy grande (algunos de ellos están casi extrangulados), como por ejemplo en la zona de Armuña del Almanzora. En una sección transversal al valle del río (N-S) se observa que el cauce no está en el centro de la depresión topográfica actual, ya que está desplazado hacia el Sur. Como consecuencia de ello resulta un perfil asimétrico con una vertiente más inclinada en el borde sur (Figura 6.1). Los sedimentos neógenos de la cuenca afloran ampliamente al norte del río y están atravesados por diferentes afluentes con una dirección NO-SE. El trazado de esos afluentes coincide con la orientación de fallas de la misma dirección (compárese las figuras 6.1 y 6.2). Las fallas que limitan el borde norte de la cuenca muestran ejemplos excepcionales de facetas triangulares, y sirven para justificar la actividad tectónica reciente en la región. El borde sur de la cuenca neógena es aproximadamente ENE-OSO (Figura 6.2). Los sedimentos más antiguos que se reconocen a lo largo de esta transversal se les atribuye una edad Mioceno medio. Se trata de unos afloramientos con un fuerte buzamiento hacia el norte y están situados en la Rambla de Bayarque (Figura 6.1, 6.2 y 6.3). Sobre dichos materiales es posible encontrar sedimentos de diversas edades comprendidas entre el Serravallense y el Messiniense (Figura 6.3 y 6.4). Estos últimos son margas con mayor o menor contenido en yesos y algunos niveles de conglomerados y areniscas intercalados. Estos sedimentos tienen un buzamiento menor que los anteriores y se disponen en discordancia sobre ellos. Los términos más modernos de los depósitos coinciden con la sedimentación Plio-Cuaternaria restringida al centro de la cuenca. Obsérvese en el mapa geológico el desarrollo de abanicos aluviales cuaternarios de gran extensión (Figura 6.2). Dichos abanicos se extienden desde el borde norte de la cuenca hasta las proximidades del cauce actual del Río Almanzora. La actividad tectónica reciente (Plio-Cuaternaria) está controlando el desarrollo de toda una serie de procesos geológicos externos: erosión en los bloques levantados de los sistemas de fallas, cursos fluviales rectilíneos a lo largo de los cuales se produce la mayor parte del transporte sedimentario actualmente y sedimentación en las llanuras de inundación del cauce principal (Río Almanzora). E igualmente, como se observó en la Cuenca de Guadix, ambas cuencas están experimentando un levantamiento tectónico muy intenso en la actualidad, lo que explica el encajamiento de los ríos en los sedimentos de la propia cuenca.

El basamento de la Cuenca del Almanzora está formado por diversos tipos de rocas metamórficas, en concreto pueden observarse filitas y mármoles del Complejo Alpujárride en los alrededores de Bayarque (Figuras 6.3 y 6.4). Inmediatamente al norte del pueblo de Bayarque, coincidiendo con un importante cambio en la pendiente topográfica (véase la línea verde de la figura 6.1), se reconocen diversos tipos de esquistos y micasquistos grises con minerales ferromagnesianos (granate, anfíbol) y feldespatos. Dichas rocas pertenecen al Complejo Nevado – Filabride (Figura 6.4). El recorrido de campo empieza en los citados esquistos grises (Parada 6) y a lo largo de la carretera se pueden observar diversos tipos de rocas metamórficas (cuarzoesquistos, cuarcitas) en las que es posible observar pliegues de diferentes dichas rocas están plegadas. En concreto, la existencia de una foliación tectónica (generalmente paralela a la estratificación y bandeados litológicos) define pliegues de distintos órdenes.

En los taludes de la carretera es posible identificar pliegues desde la escala decamétrica y métrica a otros de escala menor. En el mapa geológico (Figura 6.2) se pueden observar también pliegues a escala kilométrica. Las trazas axiales de dichas estructuras se orientan NO-SE, y forman trenes de pliegues – que en este sector- llegan a tener una longitud de onda que varía entre 2 y 4 km. En los esquistos es posible observar una lineación de crenulación y lineación de estiramiento paralelas; así como diaclasas perpendiculares a dicha lineación.

El recorrido se hace de Norte a Sur, descendiendo a lo largo de la carretera, y al llegar a la zona donde cambia la pendiente se observa el contacto entre el Complejo Nevado – Filábride y el Complejo Alpujárride (ver línea verde de la figura 6.1). Dicho contacto es una falla de despegue extensional (anteriormente interpretado como un cabalgamiento) con un importante desarrollo de roca de falla. Dicha falla tiene una orientación aproximadamente E-O y buza hacia el Norte. En el bloque de muro de la falla se sitúan todos los afloramientos del Complejo Nevado-Filábride (Figura 6.4); y el bloque de techo de dicha falla está representado por todos los afloramientos del Complejo Alpujárride (Figuras 6.2, 6.3, 6.4 y ver anexos). Esta falla es el despegue extensional más importante en las zonas internas de las Cordilleras Béticas (en la literatura geológica es conocido como “Despegue extensional de Filabres”). Dicho despegue rodea completamente a los relieves más altos de la cordillera, se extiende desde la vertiente norte de la Sierra de los Filabres hasta las estribaciones occidentales de Sierra Nevada y se continúa por el sur de aquella sierra a largo de la Alpujarra, desde Lanjarón hasta Mecina Bombarón, para continuar por la alpujarra almeriense (Fondón, Laujar de Andarax, Alboloduy). En la vertiente sur de la Sierra de los Filabres encontraríamos esta falla al sur de Gergal bajo los sedimentos de la cuenca neógena de Tabernas (lugar donde nos incorporaremos a la A-92S en el trayecto en autobús hasta Cabo de Gata). Es decir, el despegue extensional que se describe está plegado, y se interpreta como un antiforme con una traza axial E-O. El bloque de muro de dicho despegue es el Complejo Nevado-Filábride y, en conjunto, este complejo aflora en una enorme ventana tectónica. Las observaciones que se realizan a lo largo del recorrido entre las paradas 6 y 7 corresponden todas ellas al flanco norte del antiforme.

Será posible identificar mejor los tipos de rocas que caracterizan a los afloramientos del Complejo Alpujárride cuando se hacen las observaciones a cierta distancia del despegue extensional. Obsérvese que destacan en el paisaje los tonos celestes, morados y blanquecinos de las rocas (Figura 6.4 y 6.5). Se trata de filitas en las que es posible identificar una importante alteración grisácea o blanquecina, en general, relacionada con las rocas de fallas muy penetrativas a todas las escalas. Dichas rocas son en muchos casos harinas de falla y brechas tectónicas. Sobre estos materiales se pueden observar potentes paquetes de conglomerados, arenas y arcillas de colores rojizos, los cuales se corresponden con los sedimentos basales de la cuenca del Almanzora (Figura 6.5).

hasta la Actualidad. Mención especial merecen los niveles de rodolitos que observaremos entre otros muchos detalles. En definitiva, podremos analizar los ciclos transgresivos y regresivos que se detectan y evidencias de las relaciones tectónica-sedimentación en un escenario tectónico que nos habla de la evolución geodinámica del Dominio de Alborán. Está previsto hacer observaciones a lo largo de la carretera comarcal que une Tíjola con el Observatorio Astrofísico de Calar Alto en plena Sierra de los Filabres.

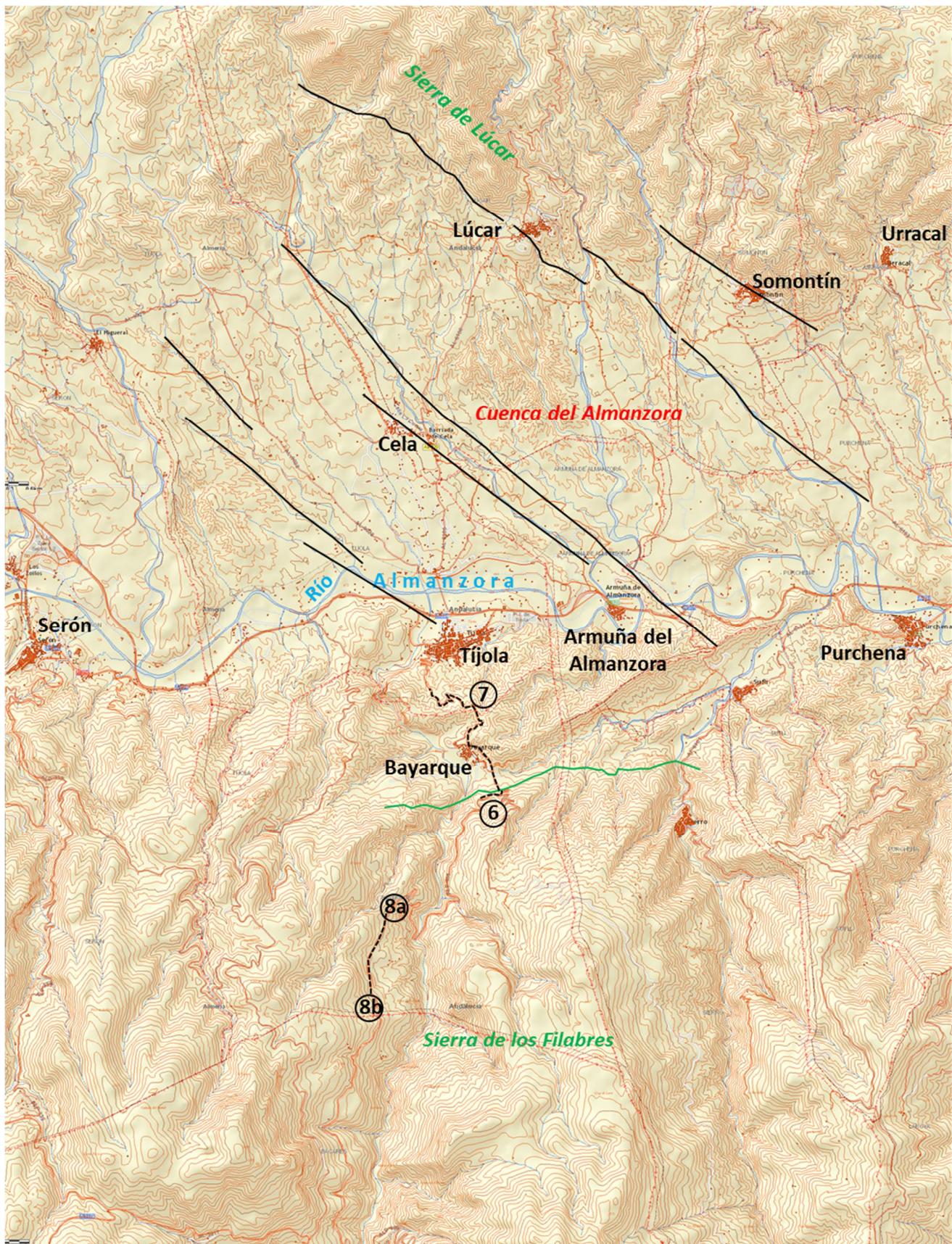


Figura 6.1. Mapa topográfico de la Cuenca del Río Almanzora (curso alto) y Sierra de los Filabres (vertiente norte) en la transversal de Tijola. Se indica el recorrido que se hace desde la parada 6 a 7; así como la localización de la parada 8. Las líneas negras son fallas recientes, en relación con una de ellas se producen los manantiales de Cela. Ver más explicaciones en el texto.

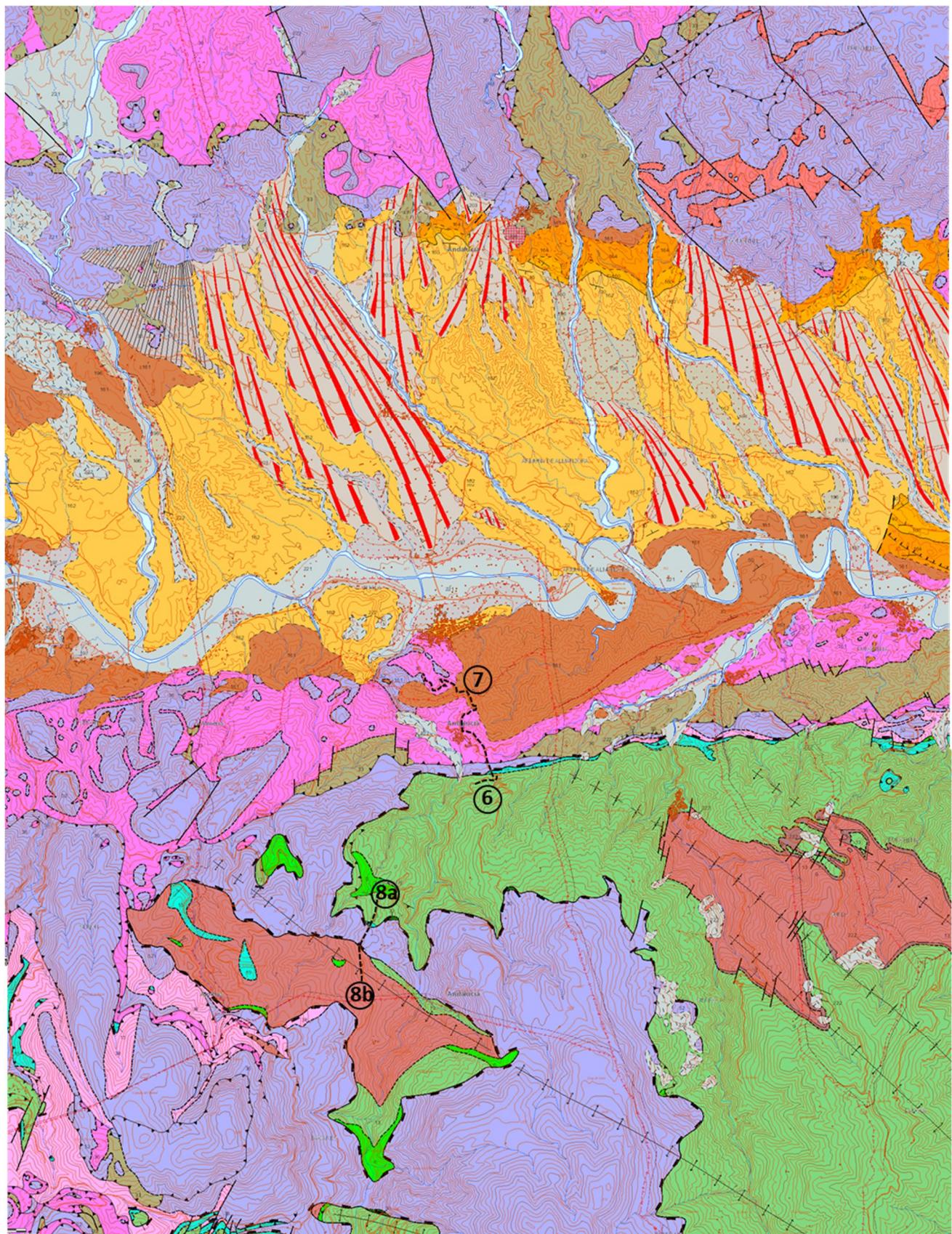


Figura 6.2. Mapa geológico en la transversal de Tíjola (Almería). Los colores amarillos y naranjas representan diversos tipos de sedimentos de Cuenca del Almanzora. Los colores verdes, violetas, marrones y rosas se corresponden con rocas metamórficas (tanto del Complejo Nevado – Filábride y Alpujárride). En gris los depósitos cuaternarios. Ver explicaciones en el texto.



Figura 6.3. Izquierda: Panorámica de la Cuenca del Almanzora, en las proximidades de Bayarque se observa el borde norte de la cuenca y el zócalo metamórfico (Complejo Alpujárride), los relieves del fondo pertenecen a la Sierra de Lúcar. Derecha: Panorámica de la Rambla de Bayarque hacia el Este, y los relieves más importantes en la parte inferior derecha de la foto se corresponden con afloramientos del Complejo Nevado-Filábride. Obsérvese el fuerte encajamiento de la rambla a lo largo de la dirección ENE-OSO.



Figura 6.4. Izquierda: Panorámica desde la parada 6, la zona deprimida con cultivo de olivos se corresponde con la orientación E-O de la zona de falla del despegue extensional situado en la parte alta del Complejo Nevado-Filabride (Bloque de muro). la Cuenca del Almanzora, en las proximidades de Bayarque se observa el borde norte de la cuenca y el zócalo metamórfico (Complejo Alpujárride), los relieves del fondo pertenecen a la Sierra de Lúcar. Derecha: Detalle de las rocas metamórficas del Complejo Nevado Filábride, en la que es posible observar fenocristales de minerales ferromagnesianos en los esquistos y micasquistos.



Figura 6.5. Izquierda: Contacto entre el zócalo (filitas de las unidades alpujárrides) y la cobertura sedimentaria (brecha continental). Derecha: Aspecto de campo de las facies sedimentarias correspondientes a brecha continental (abanicos aluviales) que afloran en la base de la cuenca del Almanzora a lo largo del recorrido entre las paradas 6 y 7.

Parada 7: Series transgresivas y subsidencia tectónica registradas en el borde sur de la cuenca.

A lo largo de la carretera desde el pueblo de Bayarque hasta la parada 7 se puede observar a lo rocas metamórficas del Complejo Alpujárride y sobre ellas la brecha basal de la cuenca neógena del Almanzora.

La mayoría de las rocas del complejo alpujárride son filitas y en ellas se aprecian numerosas fallas con geometrías diversas. En las filitas es frecuente observar discretas bandas de deformación frágil que son interpretadas como fallas de bajo ángulo con buzamiento hacia el norte. Dichas fallas son cortadas por otras fallas más modernas de alto ángulo y buzamiento también al norte. Las primeras fallas que se citan se relacionan con el despegue extensional situado en la base del Complejo Alpujárride y estarían basculadas actualmente hacia el norte. Los criterios cinemáticos asociados a ellas permiten establecer un movimiento ascendente del bloque de techo, es decir, sin hacer ninguna restitución de la deformación posterior a la formación de dichas fallas, se podrían interpretar como fallas inversas. Sin embargo, si se deshace el basculamiento debido al plegamiento general que afecta a toda la sierra (las paradas se localizan en el flanco norte de un antiforme), se podría concluir que las fallas de bajo ángulo en cuestión son fallas extensionales de bajo ángulo con una dirección de transporte tectónico para el bloque de techo que sería hacia el SO.

La brecha basal de la Cuenca del Almanzora es una potente unidad sedimentaria formada por cantes de grandes dimensiones, heterométricos, angulares y de diferentes litologías. Efectivamente, el espectro litológico de los cantes es muy variado, y la mayoría de ellos se corresponden con tipos de rocas que afloran en la Sierra de los Filabres. En general, la organización de los sedimentos permite identificar formas de canal y estratos de espesores métricos que se cortan unos a otros. Además de los conglomerados se observan niveles de areniscas y arenas con diferentes tamaños de grano. En conjunto, se trata de un depósito detrítico con un espesor superior a los 50 metros, y todos los materiales tienen como denominador común una intensa coloración rojiza. Se trata de los sedimentos acumulados en las zonas proximales de abanicos aluviales (depósitos continentales) originados durante el Mioceno medio, coincidiendo con el levantamiento de la Sierra de los Filabres y el hundimiento de la Cuenca del Almanzora.

Coincidiendo con la posición de la parada 7 en el mapa topográfico (Figura 6.1) es posible hacer observaciones de los sedimentos que recubren a los conglomerados anteriores. Se trata de niveles de arenas más o menos compactas de colores grises y amarillentos. (Figura 7.1 y 7.2). Será posible

identificar restos fósiles marinos típicos de zonas con muy poca lámina de agua y mucha energía. Por otra parte, se puede observar crecimientos algales alrededor de algunos cantos.



Figura 7.1. Izquierda: Contacto entre los sedimentos continentales y el inicio de la sedimentación litoral (medios de depósito transicionales) en el borde norte de la cuenca del Almanzora. Los materiales de color crema son arenas con bioclastos e intercalaciones de niveles conglomeráticos con superficies de muro erosivas. Obsérvese la existencia de fallas normales que desplazan el contacto entre los materiales sedimentarios. Derecha: Detalle del contacto entre uno y otro tipo de sedimentos, observe las dimensiones decimétricas de algunos de los fragmentos que se encuentra en los niveles de brechas intercalados entre los depósitos transicionales con claras evidencias de fauna marina.



Figura 7.2. Izquierda: Primeros depósitos marinos del Mioceno medio buzando hacia el norte y fallas con diferentes orientaciones relacionadas con la tectónica extensional reciente de la región. Derecha: Alternancia de niveles conglomeráticos y otros de tamaño arena con cambios laterales de facies. La base de los niveles conglomeráticos son superficies erosivas. También se observan sistemas de fallas conjugados que están basculados hacia el norte.

Desde este mismo emplazamiento, coincidiendo con la parada 7, se pueden hacer observaciones panorámicas de la Cuenca del Almanzora (Figura 7.3).

Se pueden seguir haciendo observaciones de detalle a lo largo de la carretera hasta llegar a unos niveles que destacan entre el resto de sedimentos; se trata de estratos de rodolitos, formados por cantos de

diversos tamaños en los que puede verse una concreción alrededor de ellos formada por un recubrimiento de algas calcáreas. En el extremo final del corte geológico, se completan las observaciones reconociendo ejemplos de fallas sinsedimentarias.

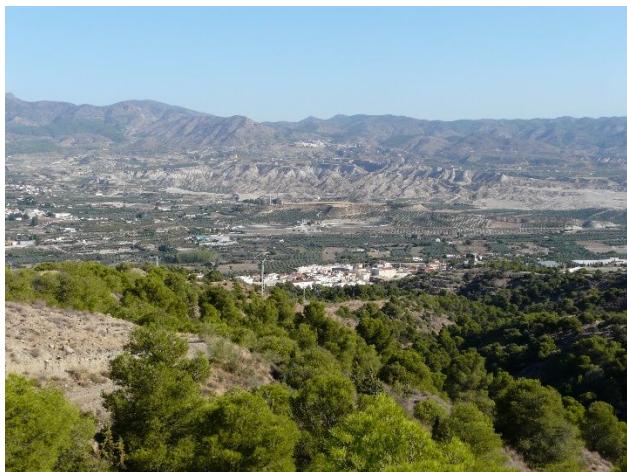


Figura 7.3. Izquierda: Panorámica de la Cuenca del Almanzora, en primer plano Tíjola, y al fondo la Sierra de Lúcar con el desarrollo de un glacis que conecta el techo de los sedimentos que colmatan la cuenca con las estribaciones de la sierra. Derecha: Detalle del glacis y formación de cárcavas en los materiales margosos del Messiniense en el centro de la Cuenca del Almanzora.



Figura 7.4. Izquierda: Niveles de rodolitos (estratos de colores crema). Derecha: Detalle los niveles de rodolitos.

A lo largo del corte geológico que se ha hecho en el borde sur de la Cuenca del Almanzora se puede documentar una importante transgresión en el Mioceno medio, coincidiendo con la exhumación tectónica del Complejo Nevado – Filábride. La edad de los sedimentos de la cuenca sirve para establecer la actividad tectónica de las fallas.

Parada 8: El metamorfismo de alta presión en las rocas del Complejo Nevado – Filábride: implicaciones tectónicas.

Situación Geográfica para el punto 8a:

Latitud: 37.3099° / Longitud: -2.4484° / Altitud: 1075 m.

Situación Geográfica para el punto 8b:

Latitud: 37.2967° / Longitud: -2.4512° / Altitud: 1175 m.

Esta parada es opcional, dependiendo del ritmo de la excursión, de tal manera que se podrían hacer observaciones puntuales en un tramo de la carretera comprendido entre los puntos 8a y 8b (ver Figura 6.1). Se ha optado por simplificar la presentación de las ideas bajo la denominación de una única parada destinada a mostrar diversos tipos de rocas metamórficas, de tal manera que se pueda completar el espectro litológico que caracteriza a las unidades del Complejo Nevado – Filábride (Figura 6.2). Además de los esquistos grises identificados en la parada 6 (en el mapa geológico se identifican con el color verde manzana), también es posible observar: metabasitas (gabros, eclogitas y anfibolitas; dichas rocas están representadas en el mapa geológico con una trama verde intenso), además de micaesquistos grafitos y cuarcitas (representados en el mapa con una trama marrón) y rocas carbonatadas (mármoles), las cuales se identifican en el mapa con la trama violeta. Las edades de estas rocas comprenden desde el Pre-Pérmico al Triásico superior. En concreto los esquistos grafitos son pre-Pérmicos, los esquistos grises son Permo-Trías y los mármoles son del Trías medio-superior. En los años sesenta del siglo pasado se identificó como una característica singular de algunas rocas del Complejo Nevado-Filábride el registro de unas paragénesis de alta presión. Es decir, a lo largo de la historia geológica de estas rocas es posible contemplar la posibilidad de haber alcanzado una importante profundidad, lo que implica que debieron de ser el bloque de muro de una colisión continental. Posteriormente, en los años ochenta –también del siglo pasado-, se demostró que en las rocas de las unidades alpujárrides también había paragénesis metamórficas que evidenciaban condiciones de alta presión. La existencia de rocas básicas en el Complejo Nevado-Filábride con metamorfismo alpino hizo pensar que dichas rocas debieron ser antiguas cortezas oceánicas, es decir, restos de ofiolitas. En esta parada pueden observarse, aunque no están bien preservadas, algunos ejemplos de metabasitas (parada 8a).

A lo largo del recorrido entre la parada 8a y 8b se atraviesa la traza axial de un antiforme de dirección NO-SE. Obsérvese que los esquistos y micaesquistos grafitos afloran en una ventana tectónica, y son las rocas más bajas que se identifican en este sector.

Parada 9: Calar Alto: El techo de la Sierra de los Filabres y el Observatorio Astrofísico. Pliegues de gran radio en las zonas internas de las Cordilleras Béticas.

Situación Geográfica:

Latitud: 37.2209° / Longitud: -2.5467° / Altitud: 2168 m.

Panorámica desde Calar Alto. El lugar es un balcón privilegiado del SE de la península Ibérica y tendremos oportunidad de analizar el paisaje y relacionar los principales rasgos que vemos en relación con las características geológicas de la región (Figuras 9.1 y anexos). Las rocas que afloran en Calar Alto son micaesquistos grafitos con granate afectados por una intensa deformación dúctil en relación con una zona de cizalla regional que se reconoce de manera generalizada en todo el Complejo Nevado-Filábride. Se podrá identificar en el paisaje la estructura antiformal a gran escala que describen las rocas en relación con el plegamiento regional que ocurrió durante el Messiniense y que afecta a toda la región.

Está previsto recorrer hacer un recorrido por las diversas cúpulas del Observatorio Astrofísico de Calar Alto y visitar las instalaciones exteriores donde es posible encontrar instrumentación como: relojes de sol, estaciones meteorológicas, etc.

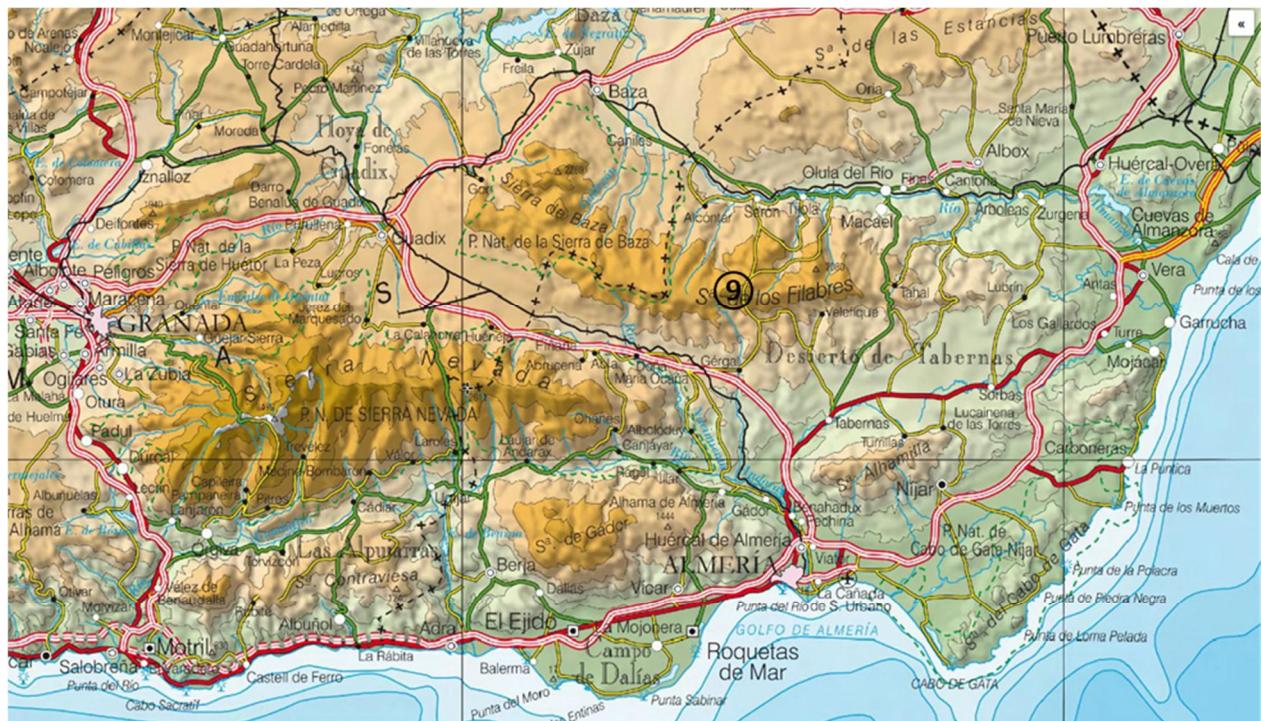


Figura 9.1. Superior: Principales referencias geográficas que se observan desde el vértice geodésico de Calar Alto (2168 m). Inferior: Mapa del relieve.

Desde el Calar Alto se continúa el viaje hasta Rodalquilar, para ello usaremos la carretera A-1178 que nos conducirá hasta Gergal y posteriormente nos incorporaremos a la A-92S para atravesar el Paraje Natural del Desierto de Tabernas (el paisaje es espectacular y aprovecharemos la ocasión para hacer una parada discrecional fuera del programa geológico). El trayecto hasta nuestro destino se completa con panorámicas del borde occidental y sur de Sierra Alhamilla, así como del entorno de Níjar.

Parada 10: La arquitectura de los edificios volcánicos de Cabo de Gata y su relación con la evolución geodinámica del Mar de Alborán.

Situación Geográfica para el punto 10a: Latitud: 36.8855° / Longitud: -2.0056° / Altitud: 17 m.
Situación Geográfica para el punto 10b: Latitud: 36.8936° / Longitud: -1.9988° / Altitud: 92 m.

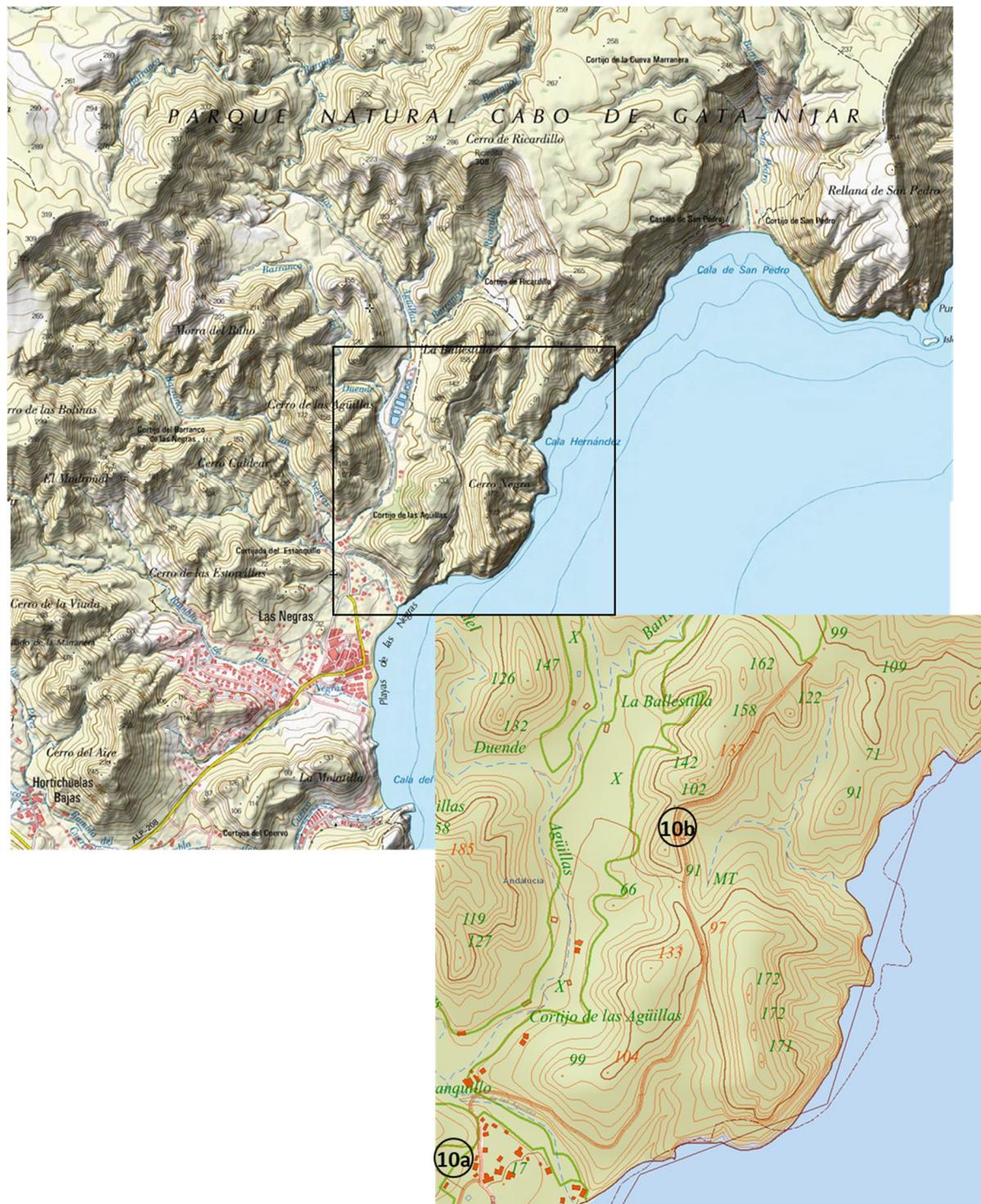


Figura 10.1. Mapa topográfico de Las Negras (Cabo de Gata) y localización del recorrido de campo.

Esta parada es un recorrido de 1,5 km de longitud. Las observaciones se inician en el punto 10a (ver Figura 10.1) reconociendo rocas volcánicas piroclásticas que hay en el camino que conduce a la Cortijada de “El Estanquillo”. Será posible identificar brechas piroclásticas poligénicas (Figura 10.2), con fragmentos que algunos casos llegan a tener más de 50 cm. Por otra parte, se observan niveles de rocas volcánicas de facies coherentes (coladas de lava) intercalados entre las brechas volcánicas (Figura 10.2). En la parte alta de este cerro afloran andesitas piroxénicas (este tipo de rocas afloran también el propio pueblo de Las Negras). Por otra parte, a lo largo del recorrido se observa que todo el conjunto de rocas anteriores está limitado al Este por una falla vertical, en cuyo bloque oriental se observan brechas piroclásticas de andesitas piroxénicas (Fig. 10.3). En la parte más alta del recorrido se pueden observar dacitas dacitas y andesitas anfibólicas (Fig. 10.3 y 10.5). Las observaciones se completan en el extremo norte del recorrido con una vista panorámica desde el camino hacia el mar (es decir, mirando hacia el Este); de tal manera que es posible reconocer los diversos tipos de rocas volcánicas superpuestas unas a otras (Figura 10.4 y 10.5). En concreto, de muro a techo, se observarán: brechas piroclásticas de andesitas con piroxenos, sobre ellas afloran tobas e ignimbritas dacítico-riolíticas y en las partes altas de los relieves más septentrionales se observarán de nuevo andesitas con anfíboles y brechas piroclásticas de andesitas anfibolitas. Sobre estas rocas se observan rocas sedimentarias carbonatadas mixtas (calcarenitas, areniscas bioclásticas) de edad Tortoniana, sobre ellas se observan arrecifes de edad Messiniense (Fig. 10.4). Las rocas volcánicas son de la misma edad.



Figura 10.2. Izquierda: Brecha volcánica. Derecha: Brecha volcánica en la parte inferior de la fotografía y sobre ella rocas volcánicas de facies coherentes (colada de lava).



Figura 10.3. Izquierda: Los relieves más altos corresponden con brechas piroclásticas de andesitas piroxénicas (colores oscuros en el paisaje). Derecha: Depósitos volcanoclásticos.

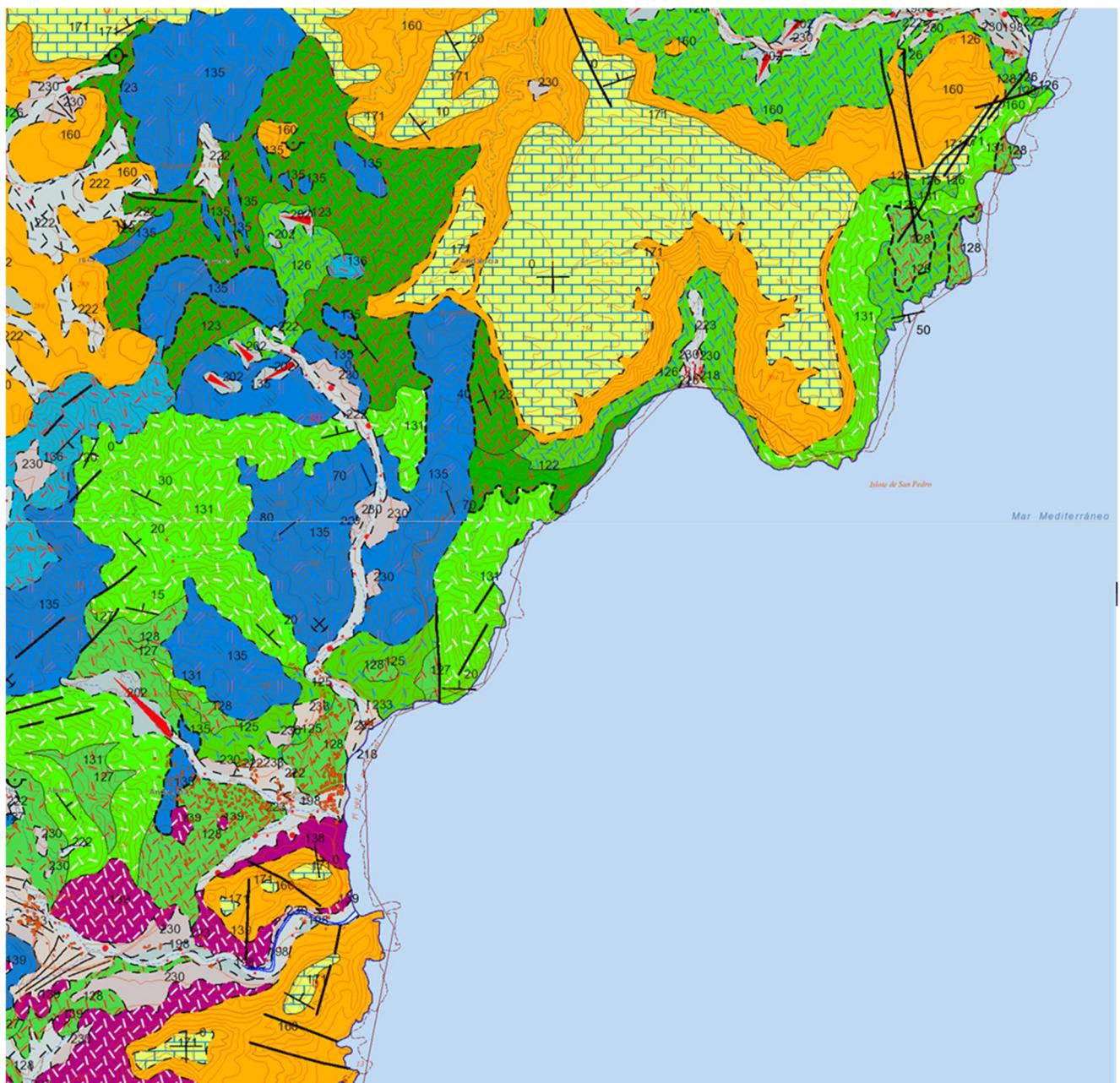


Figura 10.4. Mapa geológico de Las Negras (Cabo de Gata) y zonas de alrededor.



Figura 10.5. Izquierda: Dacitas con anfíboles. Derecha: Observe las relaciones geométricas entre los diferentes tipos de rocas volcánicas, en concreto depósitos volcanoclásticos con una superficie erosiva cortando a rocas rio-dacíticas en la parte inferior de la fotografía.



Figura 10.6. Panorámica de los macizos volcánicos desde el extremo septentrional del recorrido (Parada 10.b). Obsérvese el buzamiento de las rocas volcánicas hacia el Norte y en el techo de las mismas, discordantes con ellas, se observan rocas sedimentarias (calcarenitas y edificios coralinos de edad Tortoniense).

Parada 11: Panorámica desde el mirador de las Amatistas.

Situación Geográfica: Latitud: 36.8271° / Longitud: -2.0391° / Altitud: 80 m.



Figura 11.1. Mapa topográfico del sector Rodalquilar – La Isleta del Moro. Fotografías correspondientes a diversas panorámicas de los acantilados de rocas volcánicas desde el Mirador de la Amatista.

Recorrido de unos 500 metros de longitud observando dacitas con biotita y anfibolita de tonalidades rojizas-violáceas en la carretera Al-4200, al sur de Rodalquilar, hasta llegar al mirador de las Amatistas; en donde afloran andesitas con piroxeno. El paisaje es espectacular desde este mirador, al sur de observa la Isleta del Moro.

Parada 12: Panorámicas desde la Isleta del Moro y Los Escullos.

Situación Geográfica de la Isleta del Moro: Latitud: 36.8154° / Longitud: -2.0509° / Altitud: 3 m.
Situación Geográfica de Los Escuchos: Latitud: 36.8008° / Longitud: -2.0623° / Altitud: 7 m.



Figura 12.1. Izquierda: Panorámica desde la Isleta del Moro. Derecha: Detalle de un afloramiento de rocas volcánicas en la Isleta del Moro.

Parada 13: Panorámicas desde la Playa de los Genoveses (San José): Dique volcánicos.

Situación Geográfica de la Isleta del Moro: Latitud: 36.7418° / Longitud: -2.1215° / Altitud: 3 m.

Afloramiento de andesitas con piroxenos en la Playa de los Genoveses, al Sur de San José. Se trata de uno de los afloramientos más excepcionales de rocas volcánicas en Cabo de Gata, destacando entre otros rasgos la alteración en relación con procesos geológicos endógenos que han sufrido las rocas. En los acantilados de la parte norte de la playa se puede observar diversos diques de dacitas biotíticas (Figura 13.1).



Figura 13.1. Panorámica desde la Playa de los Genoveses.