



CUADERNOS DE CAMPO DEL CUATERNARIO, Nº 2

AEQUA Field-Guide Series, Vol. 2

C³

QTEC-AEQUA

2015

Geomorfología, Tectónica y Deformaciones Cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)

FIELD TRIP GUIDE 14th AEQUA CONGRESS – June/July 2015



AEQUA 2015
30 Junio - 02 Julio
Granada

José M. Azañón (UGR)

J. Vicente Pérez-Peña (UGR)

F. J. Roldán (IGME)

Jorge P. Galve (UGR)

Rosa M. Mateos (IGME)

GRUPO DE TRABAJO DE TECTÓNICA
CUATERNARIA, PALEOSISMOLOGÍA y
ARQUEOSISMOLOGÍA -AEQUA



ASOCIACIÓN ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO
DEL CUATERNARIO - AEQUA



Cuadernos de Campo del Cuaternario

Guías de Campo de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario
AEQUA Field-Guide Series

© Los autores

ISSN-electrónico: 2386-8341

Fotografía portada: Formación Alhambra con el encajamiento de los ríos Genil y Darro y la morfología escalonada debido a la tectónica reciente (Azañón, 2015)

Autor de la fotografía / imagen: José Miguel Azañón (Universidad de Granada)

Se recomienda citar las partes de esta obra de la siguiente forma:

El paisaje geológico de Granada a través del tiempo.

Roldán F.J., Mateos R.M., Azañón J.M. (2015). *Historia de los abanicos aluviales asociados a las fallas del borde de Sierra Nevada*. En: *Geomorfología Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)*. *C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario*, 2. pp 16-23.

Edición y Maquetación:

Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Escuela Politécnica Superior de Ávila (USAL).

Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila, ESPAÑA

URL: www.aequa.es

e-mail: aequa@usal.es

Cuadernos de Campo del Cuaternario (C³) es una **iniciativa editorial AEQUA** que pretende recopilar todas las actividades de campo ligadas a los grupos de trabajo de la asociación, así como a los congresos y reuniones científicas que esta organice o en las que colabore.

Editores de la Serie: Pablo G. Silva y Pedro Huerta (Departamento de Geología, Universidad de Salamanca)

Editores del Vol. 2: J. M. Azañón, J. V. Pérez-Peña, J. P. Galve, Rosa M. Mateos, F. J. Roldán

Título Vol. 2: *Geomorfología Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)*.

En Castellano.

Congreso / Reunión: XIV Reunión Nacional de Cuaternario AEQUA. Granada, 30 Junio - 3 Julio 2015. **Excursiones intra y post-congreso 1 y 3 de Julio 2015.**

Agradecimientos / Acknowledgements Vol 2 (2015): Work supported by the MINECO Spanish Research Projects CGL-2011-29920 (UA), CGL2011-30153-C02-02 (UGR), ACI-2009-103, UJA 2014/06/17 by Universidad-Caja Rural de Jaén, and the grant FPI BES-2012-06054, and Juan de la Cierva. This work is a contribution of the Spanish Working Group of the INQUA TERPRO Project 1299 (EEE Metrics), IGCP Project 588, INQUA CMP WG on Long Term Sea-level Changes and QTECT-AEQUA.



**EXCURSIONES INTRA y POST- CONGRESO
XIV REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO
(QTECT- AEQUA). GRANADA. JUNIO-JULIO, 2015**

Geomorfología, Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)

Tectonic Geomorphology and Quaternary Deformations in Sierra Nevada and the Guadix Basin (Granada, SE Spain)

Introducción

Dentro de las actividades de la XIV Reunión Nacional de Cuaternario celebrada en Granada, se organizaron cuatro excursiones de campo, tres durante el Congreso y una después del mismo. Las cuatro excursiones son las siguientes: 1) el paisaje geológico de Granada a través del tiempo; 2) levantamiento de Sierra Nevada, fallas y depósitos asociados; 3) Glaciarismo en Sierra Nevada y 4) Procesos superficiales activos en la Cuenca de Guadix y paleosismicidad de la Falla de Baza. La primera se realizará a pie visitando lugares emblemáticos del Albaicín y la colina de la Sabika con el objetivo de observar rasgos tectónicos y morfológicos que han condicionado la ubicación, uso del agua y desarrollo de la ciudad de Granada. La segunda pretende mostrar las estructuras activas del borde occidental de Sierra Nevada y como estas han condicionado, y en ocasiones afectado, a los depósitos aluviales generados durante el levantamiento Plio-Pleistoceno de este macizo. La tercera permitirá visitar algunas formas residuales del glaciarismo en Sierra Nevada. Por último, la excursión post-congreso visitará las cuencas de Guadix y Baza para mostrar algunos detalles ligados con la evolución reciente de estas dos cuencas, el límite entra ambas, producido por la falla activa de Baza, en la que se han realizado los primeros análisis de paleosismicidad y las formas ligadas al encajamiento reciente del relieve como consecuencia del levantamiento regional de toda la zona.

Itinerarios y autores

Itinerario 1. El paisaje geológico de Granada a través del tiempo.

R. M. Mateos ⁽¹⁾, F.J. Roldán ⁽¹⁾, J. M. Azañón ^(2,3), L.J. Pulido ⁽⁴⁾, J. P. Galve ⁽¹⁾, J. V. Pérez-Peña ^(1,5)
P. Sánchez-Gómez ⁽⁴⁾ y Manuel Pérez Asensio ⁽⁴⁾

1. Instituto Geológico y Minero de España.
2. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada.
3. Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada.
4. LAAC, Escuela de Estudios Árabes, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
5. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR.

En este itinerario se hará un recorrido circular a pie desde el Albaicín, donde se mostrarán diversas vistas panorámicas geológicas y culturales. El trayecto discurrirá desde el mirador de San Nicolás, bajada al río Darro, Cuesta de los Chinos (o del Rey Chico), Colina de la Sabika, Silla del Moro y Cerro del Sol. En el trayecto se mostrarán los rasgos tectónicos y geomorfológicos del escalonamiento generado por las fallas del Cerro del Sol y la colina de la Sabika. En detalle se verán fallas sobre el Conglomerado Alhambra, con procesos de erosión por desprendimientos en el Tajo de San Pedro.

Este recorrido tendrá también una vertiente cultural donde se explicarán los diferentes asentamientos de civilizaciones a lo largo de más de diez siglos. La ubicación geoestratégica de los pueblos por su relieve, agua y agricultura, han hecho de Granada una ciudad de gran tradición histórica.

Itinerario 2. Historia de los abanicos aluviales asociados a las fallas del borde de Sierra Nevada.

F.J. Roldán ⁽¹⁾, R. M. Mateos ⁽¹⁾, J. M. Azañón ^(2,3)

1. Instituto Geológico y Minero de España.
2. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada.
3. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR.

En el borde oriental de la cuenca de Granada hay cuatro grupos diferentes de abanicos aluviales asociados al levantamiento de Sierra Nevada. Cada grupo se ha identificado tradicionalmente como una formación geológica con una denominación local. Se explicará la génesis y formación de los abanicos, sus relaciones con la tectónica del borde de Sierra Nevada (falla del Purche y otras). También se explicarán los procesos geológicos y geomorfológicos actuales, como son los grandes deslizamientos de Monachil. De estos, destacan los Hundideros, asociados a la falla del Purche (reactivación en 1924) y los Bujeos en relación con la falla del cerro Huenes (movimientos en masa importantes en 1968). Otros de menor entidad y no desprovistos de interés se verán en la ladera sur del río Monachil próximos al cementerio de esta localidad.

En la zona de Padul y Dúrcal se mostrará una panorámica general de la cuenca, en la cual se explicará el relleno sedimentario desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Se indicará la asimetría sedimentaria de esta cuenca en relación con las fallas de Padul y Nigüelas, cuya actividad reciente origina abanicos aluviales en el borde norte y una turbera de magnitudes considerables en el centro y borde sur. Se indicará la presencia de terremotos actuales asociados a estas fallas, magnitud, localización epicentral y profundidad de los mismos.

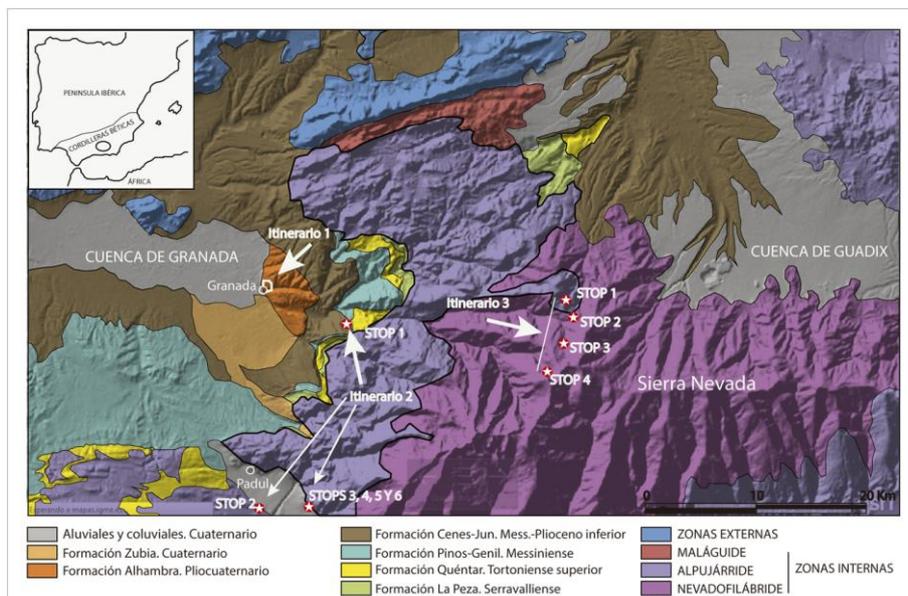
Itinerario 3. Glaciarismo en Sierra Nevada.

J.C. Rubio Campos ⁽¹⁾

1. Instituto Geológico y Minero de España.

Schimper (1849) es el primero en señalar la existencia de depósitos de génesis glaciar en Sierra Nevada. Posteriormente, son numerosos los autores que tratan el proceso glaciar, pero en la actualidad existen muchas dudas en lo que se refiere a la cronología de los eventos fríos y su relación con depósitos glaciares.

Con la retirada del hielo, la mayoría de los glaciares quedaron restringidos a un funcionamiento localizado a pie de circo y en la etapa final a glaciares rocosos. La conservación de los depósitos glaciares está muy condicionada por la diferencia de pendiente de cada valle. El río Guarnón presenta unos sedimentos muy degradados por la erosión fluvial, en contraste con valles de menor pendiente como son los ríos Dílar y San Juan. En cada parada se discutirá la pendiente, orientación de la ladera y el factor estructural en la conservación de los depósitos tras la retirada del hielo.



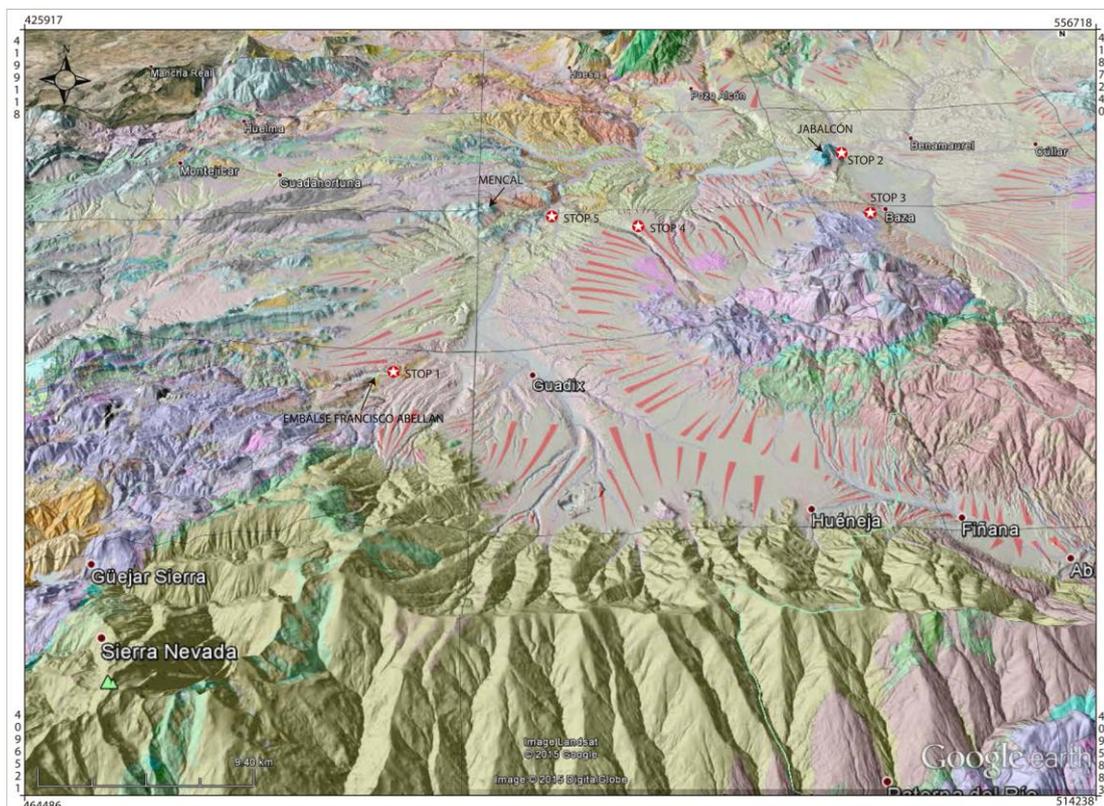
Itinerarios 1, 2 y 3 que se celebrarán intra-congreso

Itinerario 4. Procesos superficiales activos en la Cuenca de Guadix y paleosismicidad de la Falla de Baza.

J. M. Azañón ^(1,2), J. V. Pérez-Peña ^(1,3), F.J. Roldán ⁽⁴⁾, P. Alfaro ⁽⁵⁾, J. Castro ⁽⁵⁾, F. Fernández-Chacón ⁽¹⁾,
García-Tortosa ⁽⁶⁾, I. Martín-Rojas ⁽⁵⁾, J.P. Galve ⁽¹⁾

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada.
2. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR.
3. Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada. 4. Instituto Geológico y Minero de España.
5. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante
6. Departamento de Geología, Universidad de Jaén

La cuenca de Guadix-Baza como la de Granada, se sitúan entre las zonas Internas (Dominio de Alborán) y las zonas Externas (Margen Sudibérico) de la Cordillera Bética. El relleno de esta cuenca está compuesto por sedimentos marinos del Tortonense superior y sedimentos continentales que abarcan desde el Turoliense hasta el Pleistoceno. La continentalización de la cuenca se produjo en el Tortonense superior por el levantamiento de Sierra Nevada, que separó esta cuenca y la de Granada del Mediterráneo. El registro sedimentario más completo desde el Plioceno hasta el Pleistoceno, muestra la existencia en las partes marginales de la cuenca de sistemas aluviales progradantes, que evolucionaron hacia un sistema lacustre central. Si bien la historia neógena de la cuenca de Guadix-Baza puede considerarse a grandes rasgos equivalente a la de Granada, su comportamiento en el Cuaternario es bastante diferente. A partir de su captura dominan los procesos erosivos en la cuenca. Al mismo tiempo que estos procesos erosivos van avanzando desde el punto de captura, el funcionamiento de estructuras activas de la cuenca como la falla de Baza continúa durante el Cuaternario. En esta excursión veremos los rasgos más importantes de la cuenca, tanto de su relleno sedimentario, como los procesos erosivos que dominan la misma durante el Pleistoceno. Así mismo se visitará la falla de Baza, la estructura tectónica más importante de la cuenca. Esta falla divide a la cuenca en las dos sub-cuencas de Guadix y Baza, y presenta una actividad manifiesta en el Cuaternario con sismicidad asociada. En la visita a la falla podremos ver de primera mano unas trincheras para el estudio de paleosismicidad que se están realizando sobre uno de los planos principales de la falla. También visitaremos el arroyo de Gor, donde la erosión por deslizamientos ha condicionado la evolución del arroyo entre Cenascuras y Gor. Por último se visitarán los travertinos de los Baños de Alicún, para ver algunos de los procesos activos de formación de travertinos en la cuenca y su relación con los acuíferos más importantes de la misma.



Paradas del itinerario 4 que se celebrará post-congreso

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario Vol 2 (2015). AEQUA

Itinerario 1: El paisaje geológico de Granada a través del tiempo

R. M. Mateos (IGME), F.J. Roldán (IGME) J. M. Azañón (UGR), J.L. Pulido (CSIC), J. P. Galve (UGR), J. V. Pérez-Peña (UGR), P. Sánchez-Gómez (CSIC), Manuel Pérez Asensio (CSIC)

Parada 1: Relieve e historia de la ciudad de Granada

HISTORIA DE LA CIUDAD DE GRANADA

El paisaje reducido de la ciudad queda delimitado por dos colinas y dos ríos; el río Darro (del latín Dauro, “que da oro”) y el Genil. El río Darro deja el barrio del Albaicín en su ribera derecha y la colina de la Alhambra a la izquierda. Desde la colina de la Alhambra (llamada de la *Sabika* por los árabes) se divisa todo el territorio hasta el horizonte, por lo que desde tiempos inmemoriales ha contado con infraestructuras y elementos de vigilancia y defensa, configurando el denominado barrio de la Alcazaba. El río Genil desciende de las cumbres de Sierra Nevada bordeando la ciudad en su extremo meridional, delimitando la otra vertiente de la Colina de la Alhambra. Cuando la ciudad pierde cota, dando paso a la Vega granadina, el Darro une sus aguas al Genil, pasando éste último a ser el río principal, pródigo con la agricultura y fertilizando a su paso numerosas huertas y jardines (Fig. 1).

Granada tuvo su origen en una primitiva población túrdula, una de las tribus ibéricas más civilizadas que le dio su primer nombre de “*Ihverir*”. Conquistada por los romanos, pasó a llamarse *Illiberis*, una ciudad de enorme importancia, cuyo centro vital era el núcleo del actual Albaicín, donde se alzaba la Basílica y el

Foro. El dominio visigodo transforma el antiguo municipio romano en una gran fortaleza militar dejando constancia de tres importantes ciudades en un entorno reducido: *Castilia*, *Garnata* e *Illiberis*, la última de las cuales daba nombre a toda la comarca.

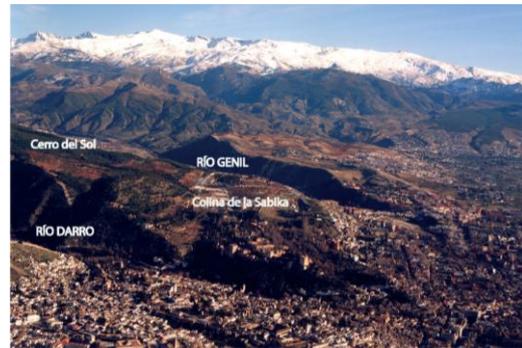


Figura 1. Panorámica de la Formación Alhambra, erosionada por los ríos Genil y Darro con Sierra Nevada al fondo.

Castilia era una importante población situada a 10 km al oeste de la actual Granada, al pie de la sierra que más tarde se llamó de Elvira. Su enclave era bueno para el desarrollo, con copiosos manantiales y tierras fértiles de vega, y constituía un lugar estratégico de paso hacia las

tierras del norte. **Garnata** fue un influyente asentamiento judío, que ocupaba la vertiente suroccidental de la Colina de la Alhambra, hoy conocido como el barrio del Mauror, junto al Realejo. **Ilíberis** mantenía su localización romana, en la zona alta del Albaicín. La invasión musulmana en el año 711 incorporó rápidamente las tres poblaciones bajo su dominio, dando inicialmente un mayor protagonismo a la población de Castilla, que pasó a denominarse Medina Elvira, gozando de un enorme esplendor hasta la caída del Califato de Córdoba, en el año 1010.



Figura 2. Vista aérea del barrio del Albaicín, con la muralla Ziri del siglo XI que rodeaba el primer Reino de Granada, ocupando el asentamiento romano de Ilíberis. La colina de la Alhambra era entonces el barrio de la Alcazaba, el lugar de vigilancia y defensa de la ciudad.

La dinastía Ziri traslada la capital de Medina Elvira a Granada y funda un reino independiente en el año 1013, un nuevo retorno a la Ilíberis romana donde los ziríes instalan su corte. Comienza entonces para Granada una etapa de engrandecimiento con la construcción de palacios, mezquitas, baños, puentes sobre el Darro (como el del Cadí), murallas; se remodela la Alcazaba, surgen nuevos barrios y se dota al Albaicín de un moderno sistema de

abastecimiento de agua (**Fig. 2**). La fuente de Aynadamar (de las Lágrimas) se capta en la sierra de Alfacar, a unos 14 km de la ciudad, para nutrir los numerosos aljibes que alimentaban los palacios y casas albaicineras

Las conquistas cristianas más al norte desplazan hacia Granada una importante población de musulmanes vencidos. Los habitantes de Baeza se asientan a las afueras de la muralla Ziri en 1227, dando origen al nombre del Albaicín (el lugar de los de Baeza). Cuentan las crónicas que, en el primer cuarto del siglo XIII, Granada era una ciudad a la altura de Damasco, en cuanto a población y riqueza. Al-Ahmar funda en el año 1238 la dinastía Nazarí que hace de Granada una ciudad aún más excepcional. En la más alta de sus colinas y al amparo de la vieja Alcazaba, al-Ahmar emplaza sus palacios. Veinte monarcas se sucedieron en los dos siglos y medio del Reino Nazarí, ampliando y enriqueciendo el recinto de la Alhambra y sus palacios, que alcanzaron su máximo esplendor durante el reinado de Muhammad V (1353-1391), viviendo la ciudad sus días más prósperos (**Fig. 3**). Unos cuatrocientos mil habitantes poblaban por aquel entonces la ciudad y sus alquerías. Estas últimas se extendían en gran número (en torno a 300) hacia las fértiles tierras de la Vega y fueron el germen de los pueblos que hoy ocupan la comarca.

Pero los días de aquella Granada musulmana estaban contados. Las luchas internas del reino, las discordias entre las diferentes tribus y el asedio de las tropas castellanas, pusieron fin a una época donde pocas veces se ha dado un equilibrio tan perfecto entre el paisaje y la cultura.



Figura 3. Recinto de la Alhambra donde la dinastía Nazarí estableció su corte (1238- 1492)

Parada 2: Las fallas del borde y el Tajo de San Pedro

FALLAS ESCALONADAS DEL BORDE

La cuenca de Granada está limitada en sus bordes norte y este por un conjunto de fallas normales. La cuenca se sitúa en el bloque de techo de este sistema de fallas normales, cuyo funcionamiento creó el espacio suficiente para acomodar el relleno sedimentario de la misma en el Neógeno y Cuaternario. Estas fallas normales hundieron el bloque de techo (donde se van depositando los sedimentos de la cuenca) y levantando relativamente el de muro, el cual va quedando expuesto a la erosión (Figs. 4 y 5).

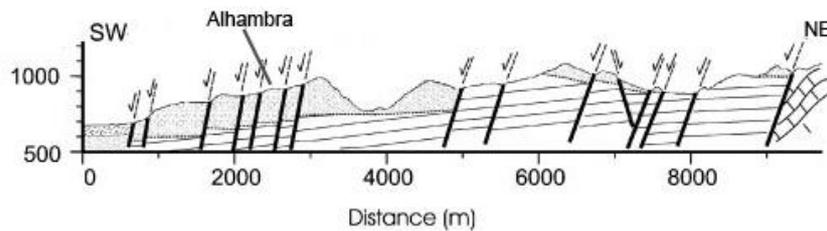


Figura 4. Corte ilustrativo donde se ve la posición del conglomerado Alhambra y las fallas normales del borde de la depresión (Tomado de Azañón y otros, 2004).

Algunas de estas fallas siguen siendo claramente activas en la actualidad (Azañón et al., 2004). En el borde oriental de la cuenca, estas fallas se disponen en un sistema escalonado con saltos decimétricos. Estas fallas forman distintos escalones fácilmente reconocibles en el relieve (Fig. 5)

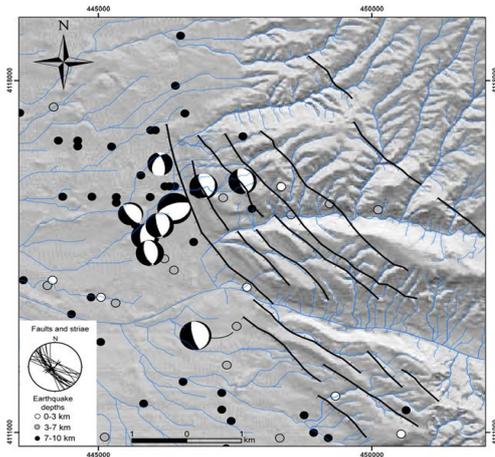


Figura 5. Modelo Digital de Elevaciones (MDE) del borde este de la cuenca de Granada, donde se muestran los epicentros de 70 terremotos ocurridos entre 1999-2003 y las soluciones focales para 9 de ellos. El cuadro inferior muestra medias de planos y estrías de 30 fallas normales (Azañón y otros, 2004)

En la colina de la Alhambra se han identificado un buen número de fallas normales que afectan al recinto arquitectónico de la Alhambra (Fig. 6). En la ladera norte de la colina, desde el Tajo de San Pedro hasta la Fuente del Avellano, se reconocen un buen número de fallas normales de dirección N130-N150 y fuerte buzamiento

Los distintos conglomerados Neógenos que conforman el relleno de la cuenca se van depositando a la vez que el bloque de muro se va levantando. A medida que este levantamiento progresa en el tiempo, las cabeceras de los abanicos más antiguos se erosionan y van alimentando los abanicos más modernos. En este reciclado de los distintos conglomerados se produce la concentración de elementos con poca movilidad como el oro, que ha sido explotado en el conglomerado Alhambra desde la época romana (Martín-Martín, 2000).

(65-75°), tanto hacia el SW (dominante) como el NE (subordinado); en todos los casos las estrías se orientan según la línea de máxima pendiente del plano de falla, por lo que no cabe atribuir ningún salto lateral a estas fallas (Fig. 6). Los saltos de estas fallas están comprendidos entre algunos centímetros y la decena de metros.

En el Tajo de San Pedro, existe una falla de esta familia coincidiendo con la arista del diedro que define el Tajo, la cual tiene un salto mínimo de unos 3.5 m y es aproximadamente paralela al lado occidental del tajo (orientado aproximadamente N150°E); de hecho, este lado del tajo corresponde en nuestra opinión al escape de falla con un cierto retroceso debido a desprendimientos y otros procesos activos sobre la ladera (Fig. 7). Estas fallas desarrollan una zona de falla en la que los cantos del conglomerado se reorientan hasta paralelizarse con la dirección de la falla. La matriz del conglomerado también se reorienta, observándose planos paralelos a las paredes de la zona de falla. Se reconocen también estrías, siempre según el buzamiento de los planos de falla. Además, en las zonas de falla y sus proximidades se observan cantos rotos por diaclasas de extensión; estas diaclasas tienen una orientación perfectamente compatible con la situación de esfuerzos que generó las fallas normales, por lo que las interpretamos como estructuras singenéticas. Raramente, se observan también cantos rotos y desplazados por las fallas, lo que se interpreta como un indicio de funcionamiento cosísmico, es decir, caracterizado por largos periodos sin movimiento (asísmicos) y cortos periodos (casi instantáneos) de movimiento en relación con terremotos.

La estratificación en los conglomerados aparece en ocasiones rotada en el bloque de techo de las fallas; esta rotación es siempre contraria a la dirección de buzamiento de las fallas. En ocasiones, se reconocen pliegues de arrastre en relación con las fallas. La actividad de estas fallas es posterior al depósito de la Formación Alhambra, es decir, posterior al Plioceno. En cualquier caso, es razonable atribuir a estas fallas una actividad cuaternaria o incluso actual, ya que no aparecen fosilizadas por ningún depósito.

Su funcionamiento, como ya se ha dicho, ha podido ser cosísmico, de modo que las fallas acumularían desplazamientos importantes como consecuencia de terremotos repetidos a lo largo del tiempo. En nuestra opinión, las fallas más importantes de este sistema, aparte de la del Tajo de San Pedro, estarían situadas sobre los escalones topográficos que se observan en toda esta zona de borde de la Depresión de Granada; así por ejemplo, una de estas fallas debe situarse transversal al Darro, separando el Cerro de San Miguel del Albaicín al norte del río, y el Llano de la Perdiz de la colina de la Alhambra al sur del río.

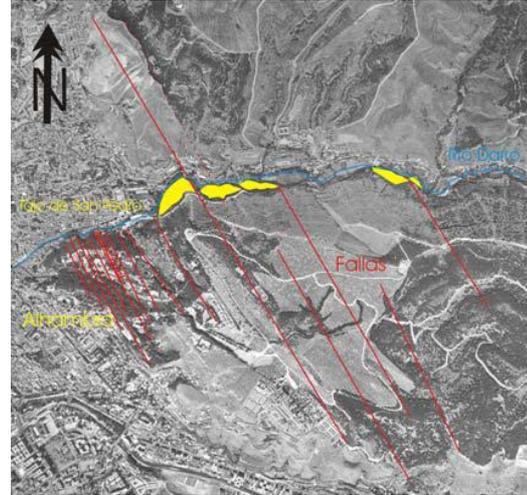


Figura 6: Foto aérea del recinto de la Alhambra y las zonas próximas en la que se han representado las principales fallas (líneas rojas) y los depósitos de la llanura de inundación del Darro (amarillo).

El posible carácter tectónico de estos escalones topográficos, indicaría un origen muy reciente, ya que los procesos erosivos aún no habrían tenido tiempo de modelar el relieve generado en relación con las fallas. Es más, algunas de estas fallas podrían ser activas y estar relacionada con la sismicidad actual que se detecta en toda esta región.

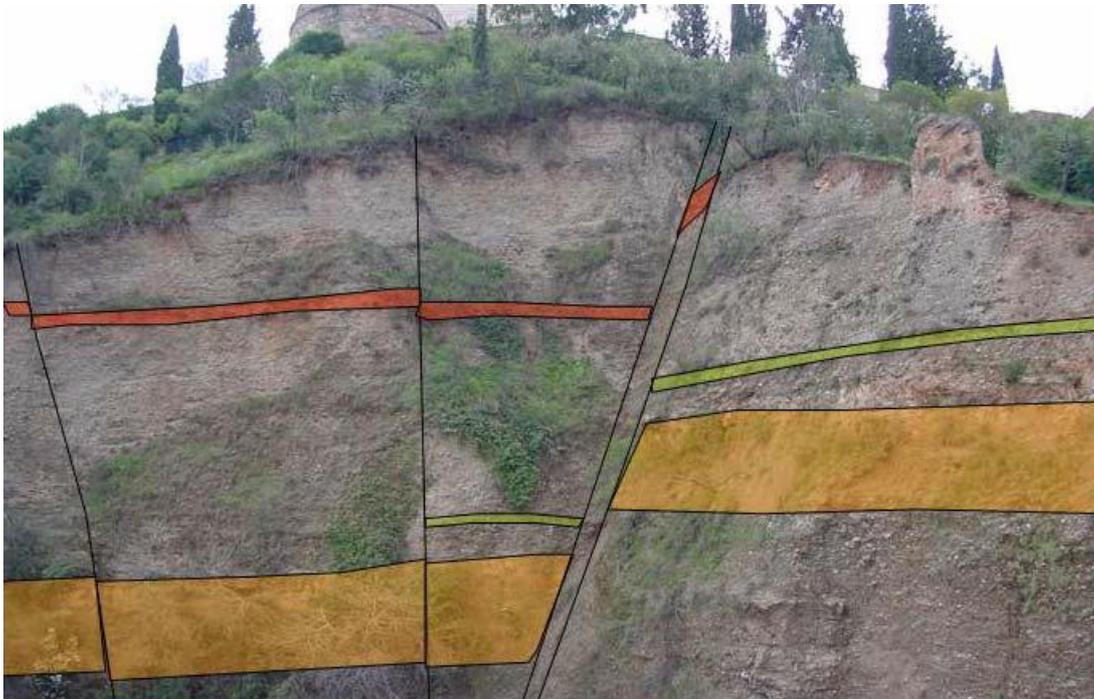


Figura 7. Interpretación del Tajo de San Pedro. Rojo: Paleosuelo; Verde: Tramo arenoso-limoso; Amarillo: Tramo de conglomerados más cohesivos.

GENESIS DEL TAJO DE SAN PEDRO

La Alhambra está construida en la cima de una colina, cuyo pie se encuentra jalonado por el río Darro en su lado norte (**Fig. 8**). La colina de la Alhambra (Sabika) está constituida por materiales de la denominada Formación Alhambra, de edad Pliocena. Esta formación sedimentaria está formada por conglomerados con niveles arenoso-pelíticos. El espesor de la formación en el entorno de la Alhambra es de unos 350 m. El color característico de estos sedimentos es el rojo, pero también existen algunos tramos grisáceos. Los conglomerados afloran en bancos sub-horizontales de potencia variable, de 2 a 5 m en las partes más bajas de la formación y de 15 a 30 m en las partes más altas. Los cantos son redondeados y heterométricos, con un tamaño medio de 10 cm. La matriz, cuya proporción es de 13-35 %, es de naturaleza areno-limosa, a veces arcillosa. Todos los materiales de la Formación Alhambra se corresponden con sedimentos propios de abanicos aluviales que se formaron durante la intensa erosión de Sierra Nevada y los relieves circundantes, y que están constituidos por cantos de origen metamórfico (esquistos y cuarcitas) del Complejo Nevado-Filábride y, en mucha menor proporción, cantos carbonatados del Complejo Alpujárride.

El Tajo de San Pedro es el resultado de los efectos combinados a lo largo del tiempo de las avenidas del río Darro, la tectónica, la erosión y las filtraciones procedentes de la Alhambra (**Fig. 9**). La erosión fluvial de las laderas de la colina de La Alhambra durante las crecidas del río Darro ha sido favorecida por las fallas y fracturas producidas en ella por el régimen tectónico de extensión. De este modo, estas riadas han creado un meandro convexo hacia el Tajo de San Pedro (**Fig. 9**), favoreciendo la socavación del pie de la ladera y la posibilidad de que se produzcan desprendimientos a partir de la cabecera del mismo.



Figura 8. Vista panorámica del Tajo de San Pedro situado bajo el recinto amurallado de la Alhambra y frente a la Iglesia de San Pedro y San Pablo, con el río Darro a su pie. La foto ha sido tomada hacia el sur.

En la actualidad, la altura del Tajo de San Pedro sobre el río es de 65,5 m y la distancia horizontal desde el borde del mismo hasta la muralla de la Alhambra es de 23,8 m. El tramo superior del talud tiene una altura de 45,5 m con una pendiente de 67°. En el pie del talud existen derrubios que evidencian que la erosión del Tajo de San Pedro sigue activa. Además las numerosas fracturas extensionales presentes en la Formación Alhambra producen una reducción de las tensiones horizontales y representan un camino preferente para las filtraciones de agua que llegan desde la Alhambra. La combinación de estos dos factores provoca que disminuya la resistencia del macizo rocoso en su conjunto. A pesar de que el retroceso del borde puede tardar muchos años en llegar a la muralla de la Alhambra, la evolución de la ladera muestra que la velocidad del proceso no es constante, pudiendo ser acelerada por grandes inundaciones o por la ocurrencia de un terremoto importante.



Figura 9. Esquema del recinto de la Alhambra y las zonas próximas, en la que se han representado las principales fallas. Obsérvese el meandro que forma el río Darro a la altura del Tajo de San Pedro.

Parada 3: Sismicidad en el borde de la cuenca y daños en el recinto de la Alhambra

SISMICIDAD EN LA CUENCA DE GRANADA

La actividad sísmica en la Depresión de Granada es alta (**Fig. 10**), con un gran número de terremotos, pero todos ellos de magnitud moderada o baja ($M_b \leq 5.5$) (De Miguel et al., 1989). En tiempos históricos ha habido terremotos importantes con cuantiosos daños materiales (Tercedor, 1951), pero de magnitud difícilmente evaluable. La sismicidad tiene su origen a profundidades comprendidas por lo general entre 5 y 17 km y los mecanismos focales indican un estado actual de esfuerzos tensional con una dirección de extensión NE-SW (Morales et al., 1996). Esta dirección de extensión actual, junto a determinaciones de paleoesfuerzos en materiales tortonenses y más recientes, son perfectamente compatibles con la existencia de fallas normales de direcciones predominantes NW-SE, que indican la misma dirección de extensión (Galindo-Zaldívar et al., 1999). Además en esta región se han producido significativos terremotos históricos, llegando a alcanzar intensidades elevadas ($I_0 > X$) y provocando cuantiosos daños a las poblaciones de Granada. Los más relevantes se produjeron durante los siglos XV y XIX (Feriche y Botari, 2002): Granada en 1431 ($I_0 = IX$), Granada en 1526 ($I_0 = VIII$), Pinos Puente en 1806 ($I_0 = IX$) y Arenas del Rey en 1884 ($I_0 = X$). Los últimos terremotos más significativos sentidos en la Cuenca de Granada son los terremotos de Albolote en 1956 y Jayena en 1984 con magnitudes $M_w = 4.9$ y

$M_w = 5.0$ (Vidal, 1986; Morales et al., 1996), respectivamente.

DAÑOS EN LA ALHAMBRA

El entorno de la Alhambra es un área estratégica para detectar la posible actividad cosísmica de las fallas que afectan a la formación Alhambra en los últimos siete siglos. Azañón y otros (2004) cartografiaron las grietas más importantes de las murallas de la cara Norte del monumento y las de la cerca que acota su entorno. La cerca actual (cerca cristiana) fue levantada, en el entorno del Tajo de San Pedro, hacia 1560 ya que la anterior (cerca árabe) fue completamente destruida por causas diversas, entre las que no podemos descartar los terremotos. En este sentido el cronista Alvar García de Santa María describe los siguientes acontecimientos, en el capítulo XXI de su Crónica: “*En este tiempo tremió la tierra en el Real é mas en la cibdad de Granada, é mucho más en el Alhambra, donde derribó algunos pedazos de la cerca della*” (Galbis Rodríguez, 1932). Así mismo, Fernán Pérez de Guzmán, cronista del rey castellano Juan II, se refiere al mismo terremoto con las siguientes palabras: “*En este tiempo tremió mucho la tierra en el real (que estaba situado al pie de la Sierra Elvira) e más en la ciudad de Granada, e mucho más en el Alhambra, donde derribó algunos pedazos de la cerca della*” (García de Santa María, 1891).

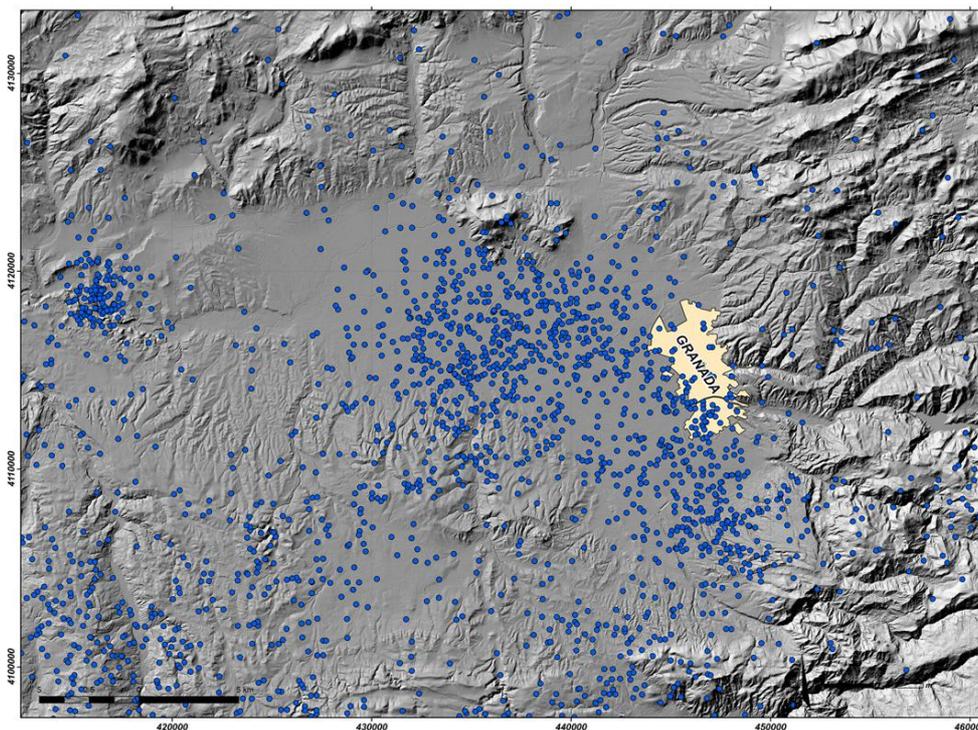


Figura 10. Sismicidad actual en la cuenca de Granada

Es precisamente en la cerca en la que se han detectado los rasgos más interesantes, ya que ésta aparece agrietada o completamente rota en bastantes sectores (**Fig. 11**). En estos sectores, los desperfectos de la cerca tienen una continuidad geométrica con los planos de falla aflorantes en el sustrato de la misma. En algunos casos la rotura de la cerca presenta el mismo buzamiento que la falla que aflora debajo. En otros, la cerca está reparada parcialmente pero aún puede apreciarse la superficie de rotura antigua y ésta coincide con la inclinación de las fallas.



Figura 11 Rotación de un nivel de paleosuelo producida por una falla. Obsérvese que la cerca por encima de la falla está rota.

En la muralla también se han detectado grietas, algunas de las cuales están abiertas y evidencian desplazamientos relativos concordantes con los deducidos para las fallas. Si se alinean las grietas detectadas en la cerca con las de la muralla, la dirección resultante es paralela a la de las fallas (N140°E), coincidiendo además con la posición de algunas de las aflorantes en la ladera N.

Desde el año 2008 el Patronato de la Alhambra y Generalife ha promovido la recuperación, estudio, protección y difusión del yacimiento arqueológico de la Alberca Rota y sus espacios colindantes, hasta el pozo de abastecimiento

situado al este (García-Pulido, Sánchez Gómez, Pérez Asensio, et al. 2011).

Se localiza a levante de la Alhambra y a una cota superior, en una de las colinas de la Dehesa del Generalife que domina la ciudad de Granada, el valle del Darro y las fincas o almunias reales del Generalife, *Dār al-'Arūsa* y los Alijares. Dicha elevación está delimitada por dos de los escalones topográficos más característicos de la orografía del cerro del Sol, los barrancos conocidos como del Aljibe de la Lluvia o del Carmen del Tío Conejo a levante y de las Cañas a poniente (**Fig. 12**).

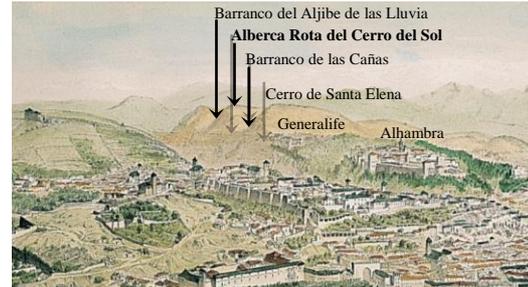


Figura 12. Detalle de la vista de Granada de Alfred Guesdon (1853) tomada desde encima de la Plaza de Toros, publicada en "L'Espagne à vol d'oiseau".

La Alberca Rota está además situada sobre una de las principales fallas normales que afectan a la formación Alhambra y que producen los principales escalones en la topografía (**Fig. 13**), hecho que ha venido a determinar su devenir histórico.



Figura 13. Afloramiento de una de las fallas normales que produce los principales saltos en el relieve. El depósito dañado se sitúa sobre esta falla.

Se trata de un complejo hidráulico medieval constituido por los restos visibles de un gran depósito de agua que permitió almacenar casi 500 m³ con sus 35 m de longitud, 7 m de anchura y una profundidad en torno a los 2 m, flanqueado al este y al oeste por dos pozos vinculados con galerías subterráneas (**Fig. 14**). En el entorno inmediato se encuentran otros restos arqueológicos como los del Aljibe de la Lluvia que pudieron haber estado vinculados al mismo.



Figura 14. Vista aérea del yacimiento de la Alberca Rota y los Pozos Altos del Cerro del Sol en relación con la Alhambra y Granada. Fotografía: AeroGraph Studio (10 de septiembre de 2008).

La conducción de agua que lo abasteció fue denominada Acequia de los Arquillos tras la conquista de Granada en 1492. Discurrió a mayor altitud que las acequias que se encaminaban hacia el Generalife y la Alhambra, por lo que su punto de captación tuvo que ser emplazado a más de una decena de kilómetros, en el río Beas, afluente del río Darro en su cabecera. Este hecho viene a subrayar la complejidad que en época nazarí alcanzó el desarrollo hidráulico de la Alhambra y su vocación territorial.

Este complejo constituyó la pieza clave en el suministro hidráulico y cultivo irrigado de extensas zonas elevadas englobadas en las almunias de *Dār al-'Arūsa* y los Alijares, construidas bajo el mandato del sultán Muhammad V (1354-59/1362-91). Por un lado fueron unidades productivas agrícolas; por otro, contaban con construcciones palaciegas que contribuyeron al solaz y recreo de la familia real nazarí. Arruinadas y abandonadas antes de que los Reyes Católicos se apoderaran de la ciudad, aún se conservan evidencias arqueológicas que testimonian su magnificencia. Las de la primera permanecen en el frontero cerro de Santa Elena, mientras que los exiguos restos que subsisten de la segunda se encuentran en el patio de San Cristóbal del cementerio municipal de Granada.

Al igual que las murallas alhambrenas, la Alberca Rota fue construida mediante la técnica del tapial, pero con un método constructivo particular, adaptado a su función de contenedor de agua. Se utilizó al interior un hormigón muy rico en cal revestido con un enfoscado hidráulico para conferirle mayor impermeabilidad. Los andenes que la envuelven habrían presentado un carácter monumental, estando solados con ladrillo aparejado a espiga y losas de piedra, cuya disposición pudo incluso haber conformado canalillos interiores por los que discurrió el agua. Los muros de la alberca se realizaron alternando tongadas de tierra y cal, hecho que ha determinado que todo el perímetro exterior se encuentre más erosionado. Además, el distinto comportamiento mecánico de estos dos materiales constructivos ante el esfuerzo horizontal de un sismo, pudo haber favorecido la

fisuración tan acusada que presentan los paramentos de la Alberca Rota, siguiendo las líneas de las tongadas del tapial.

En este sentido, el declive del complejo hidráulico se vincula con los terremotos acontecidos en el año 1431. Algunas de las fisuras aún visibles en los muros norte, este y oeste, e incluso la ruina del lado sur de la alberca, podrían provenir de ese momento y haberse visto incrementadas en otros sismos posteriores. Son muy características las dos fracturas típicas (horizontales y a 45°) de un sistema conjugado de fallas normales que pueden observarse en el paramento oriental de la alberca, que fue por donde recibió el agua (Fig. 15).



Figura 15. Fracturas conjugadas afectando al alzado oriental de la Alberca Rota del Cerro del Sol.

Lo anteriormente expuesto pone de manifiesto que las fallas que afloran en el entorno de la Alhambra son las directas responsables de las grietas observadas. Estas fallas han podido tener una actividad muy reciente, refiriéndonos al siglo XV y etapas posteriores. En concreto, la afección de la cerca indica que esta actividad se hace más patente a partir de 1560, pudiendo llegar a la actualidad. Los desplazamientos relativos observados en la cerca y la muralla son normalmente del orden de algunos milímetros y más excepcionalmente centimétricos, como en el caso de la Alberca Rota.

Por otra parte, los fragmentos de tapial del muro sur de la Alberca Rota y los ladrillos del andén fueron utilizados para la erección de una estructura de planta pentagonal que fue empotrada en la cimentación de este lado meridional de la alberca. Dadas sus características, se baraja su relación con las perentorias estructuras de fortificación y control erigidas durante el levantamiento morisco acontecido entre 1568 y 1570. En periodos posteriores se construiría una era adosada a la cara oeste del albercón, exponente del potencial agrícola que adquirió la zona con la implantación de cultivos de secano.

Por el contrario, estos movimientos tectónicos no han afectado de manera significativa a los pozos y galerías subterráneas vinculadas a la Alberca Rota, pues éstas no presentan derrumbes internos. El Pozo Este (Fig. 16)

permitió elevar el agua desde la ladera norte hasta la superficie. Por sus características remarcables cuenta con diversas leyendas – algunas recogidas por escritores como Washington Irving– así como múltiples descripciones históricas. La más destacable y completa sería la que hiciese el ilustre granadino Manuel Gómez-Moreno Martínez en 1889, quien lo consideró como “(...) *la construcción hidráulica más notable que los moros realizaron en Granada (...)*”.

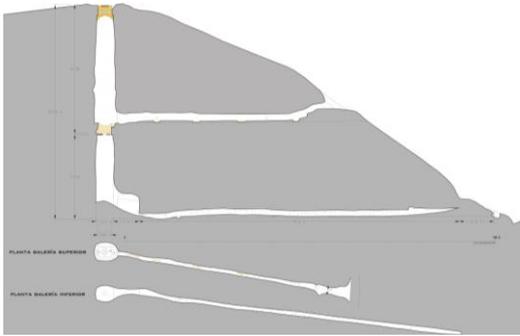


Figura 16. Sección longitudinal del estado actual del Pozo Este del cerro del Sol (García-Pulido, Sánchez Gómez, Pérez Asensio, et al. 2011)

Sobre el funcionamiento del complejo hidráulico, la intervención arqueológica realizada desde el año 2008 ha venido a sumar datos. Desde su construcción en el último tercio del siglo XIV hasta su abandono, acaecido antes de 1492, se estiman al menos tres etapas en la configuración de este ingenio de elevación de agua:

En su fase inicial, vinculada a las grandes obras constructivas realizadas en la segunda fase del reinado de Muhammad V (1362-91), el abastecimiento se producía mediante la Acequia de los Arquillos. A través de una galería de 97 metros de longitud y 59 metros de profundidad excavada en el Conglomerado Alhambra, el agua penetraba en el interior del cerro por medio de una conducción de atanores o tuberías de cerámica hasta una alberquilla de fábrica de ladrillo situada en el interior del Pozo Este. Una noria de sangre fue establecida en la superficie para elevar el agua desde tal profundidad.

En una segunda fase se abandonó la captación de agua desde dicha acequia. Se excavó una segunda galería superior, de 61 metros de longitud y situada a 32 metros de la superficie, y en la que se dispuso otra canalización de ladrillo que vertía el agua en una alberquilla colgada en la vertical del pozo. El suministro hidráulico podría haber sido obtenido de alguna surgencia o minado existente en el cercano barranco del Conejo, cuyas aguas subálveas han sido explotadas en diversos puntos de su trazado, destacando la captación existente en su cabecera que continúa alimentando actualmente al Aljibe de la Lluvia.

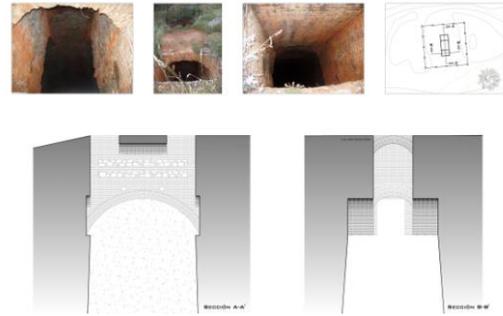


Figura 17. Estructuras conservadas de la boca del Pozo Este (García-Pulido, 2013).

La última fase de funcionamiento habría estado protagonizada por un uso residual y de bajo rendimiento del sistema hidráulico. La alberquilla de la galería superior quedó anulada mediante una perforación ovalada realizada en su fondo, hecho que permitió recuperar de nuevo el agua almacenada en la alberca inferior, que presumiblemente aún debía de fluir por la Acequia de los Arquillos o sería extraída de otro minado practicado en el barranco a cota más baja. El líquido tendría que ser izado a la superficie en dos maniobras, imposibilitando el uso de una noria en el tramo superior.

La boca exterior del Pozo Este, que por motivos de seguridad ha quedado protegida por una estructura de tramex, está dividida en dos aberturas de 1,10 x 1,50 m, separadas por un puente de 1,80 x 1,50 m sostenido en los extremos por dos arcos de ladrillo de medio punto (Fig. 17).

Desde la superficie el agua era conducida para su almacenamiento en la Alberca Rota, discurriendo presumiblemente por la parte superior de un andén longitudinal que, tras pasar a pocos metros del pozo, se encaminaba hacia el muro oriental de la alberca. El agua se vertería por encima de la perforación aún visible en el mismo, que habría actuado como aliviadero.

Entre los exiguos restos del muro meridional fue localizada la boca que permitía el vaciado de este gran depósito. Una tubería de plomo, de apertura y cierre controlado, permitía verter el líquido en una pileta, que regulaba y decantaba el flujo. Desde la misma partía una canalización de atanores que habría permitido el riego de la ladera sur de este promontorio y el llenado de otros depósitos más bajos vinculados a las almunias de *Dār al-'Arūsa* y los Alijares, caso del Albercón del Negro.

Por lo que respecta al Pozo Oeste, sus características y funcionamiento difieren por completo de los del Pozo Este. Es posible que hubiese estado vinculado con los restos constructivos situados al norte y oeste de la Alberca Rota, espacio con inmejorables vistas hacia las colinas más bajas, el valle del Darro y la ciudad de Granada.

C³ Referencias.

- Azañón JM, Azor A, Booth-Rea G, Torcal F (2004). Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain). *Journal of Quaternary Science*, 19(3): 219–227.
- De Miguel F, Vidal F, Alguacil G, Guirao JM (1989). Spatial and energetic trends of the microearthquakes activity in the Central Betics. *Geodinamica Acta* 3: 87-94.
- Ferliche M, Botari C (2002). Base de datos de sismos históricos. In Primer Centenario del Observatorio de Cartuja. Congreso 100 años Sismología Granada. Universidad de Granada (CD-ROM).
- Galbis-Rodríguez J (1932). Catálogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 51E y 201W de Greenwich y los paralelos 451 y 251N. *Tomo I: pág. 21*, Imprenta de Ramona Velasco; Madrid.
- Galindo-Zaldívar J, Jabaloy A, Serrano I, Morales J, González-Lodeiro F, Torcal F (1999). Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(4): 686–702.
- García de Santa María A (1891). Crónica de Alvar García de Santa María. Capítulo XXI, p 500.
- García-Pulido LJ (2013). *El territorio de la Alhambra. Evolución de un Paisaje Cultural remarcable*. Editorial Universidad de Granada y Patronato de la Alhambra y Generalife y de la Universidad de Granada.
- García-Pulido LJ (colaboración de Pérez M, Sánchez P, Brazille V) (2013). Las infraestructuras hidráulicas desarrolladas para la explotación de los recursos del valle del Darro. *Hacia un Paisaje Cultural: la Alhambra y el valle del Darro*. Granada, 243-320
- García-Pulido LJ, Torres JC, Sánchez P, Pérez M, Villafranca MM, Lamolda F (2010). Combining photogrammetric survey and 3D laser scanner of archaeological remains. First campaign in the Alberca Rota and Pozos Altos of the Cerro del Sol archaeological site at the Alhambra. *Computer Applications and Quantitative Methods in Archeology - CAA'2010*. Melero FJ, Cano P (ed.). Granada.
- García-Pulido LJ, Sánchez P, Pérez M, Villafranca Jiménez MM, Lamolda F, Urbistondo, F (2011). Primera fase de intervención arqueológica y puesta en valor de la Alberca Rota y el Pozo Este del cerro del Sol (Alhambra, Granada). *Actas del XVIII Congreso Internacional Conservación y Restauración de Bienes Culturales*. Granada, 828-831.
- Morales J, Singh SK, Ordaz M (1996). Analysis of the Granada (Spain) earthquake of 24 June, 1984 (M=5) with emphasis on seismic hazard in the Granada Basin. *Tectonophysics* 257: 253-263.
- Pérez M, Sánchez P (colaboración de y García-Pulido, LJ y Brazille V). Aproximación al poblamiento histórico del valle del Darro. *Hacia un Paisaje Cultural: la Alhambra y el valle del Darro*. Granada, 321-352.
- Tercedor M. (1951). La tectónica de la depresión granadina en relación con su elevada sismicidad", *Estudios Geológicos* 7: 29-70.
- Vidal F (1986). Sismotectónica de la región Bética-Mar de Alborán. *Tesis doctoral, Universidad de Granada*, 450 pp.

C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol., 2. 2015. AEQUA, Granada. 46 pp.

Azañón J.M., Pérez-Peña J.V., Galve J.P. Eds (2015). *Geomorfología Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)*.

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario *Vol 2 (2015). AEQUA*

Itinerario 2: Historia de los abanicos aluviales del borde de Sierra Nevada y cuenca del Padul

F. J. Roldán (IGME), R. M. Mateos (IGME), J. M. Azañón (UGR)

Parada 1: Abanicos aluviales del borde de Sierra Nevada

En el Tortoniense superior (8,12 m.a.) la cuenca de Granada comunicaba con la de Guadix, entre Beas de Granada y La Peza, de acuerdo con las facies marinas que aparecen a un lado y otro de estas cuencas.

A partir del Tortoniense superior, este mar, se separó por la exhumación de Sierra Nevada. El registro tectosedimentario desde hace unos 7 millones de años hasta hace unos 2 M.a., muestra secuencias de abanicos aluviales asociados a fallas de borde al Oeste de Sierra Nevada. El movimiento extensional de estas fallas, con la formación de la cuenca de Granada, ha dado lugar al depósito de tres abanicos aluviales y deltaicos en su borde oriental, denominados como formaciones: **Pinos Genil-Dúdar**, **Cenes-Jun** y **Alhambra**. Estas formaciones se superponen en la vertical y se yuxtaponen en planta. En la **Fig. 1A** se muestra una panorámica de estas tres formaciones, en las que se separan las facies proximales de las distales. En la **Fig. 1B**, se interpreta en sección la evolución de cada abanico y su relación con los procesos de exhumación de Sierra Nevada. En la

Fig. 1C, se reconstruye en planta la distribución espacial de los abanicos y sus relaciones de superposición para un periodo de entre 7,13 y 2 Ma.

El abanico de la Zubia o Formación Zubia, no está en la vertical de los abanicos reseñados, pero su distribución puede solapar indistintamente cualquier abanico más antiguo. El armazón principal de este cuerpo sedimentario se sitúa discordante sobre el Dominio Alpujárride del cerro Huenes. Se expande hacia la Vega de Granada limitado por la falla de Granada de dirección NO-SE (Ruíz-Constan et al., 2005). La superficie que enrasa este abanico es un glacis (**Fig. 1A**). En este sector, la falla de salto en buzamiento que delimita el cerro Huenes, y otras antitéticas, con el abanico de la Zubia, han seguido funcionando en tiempo reciente. Esta formación con unos 30° de inclinación por basculamiento, ha originado deslizamientos rotacionales y desprendimientos de bloques (**Fig. 1B**). En la actualidad este abanico está inactivo según se deduce de la desconexión de su parte apical con el sustrato Alpujárride.

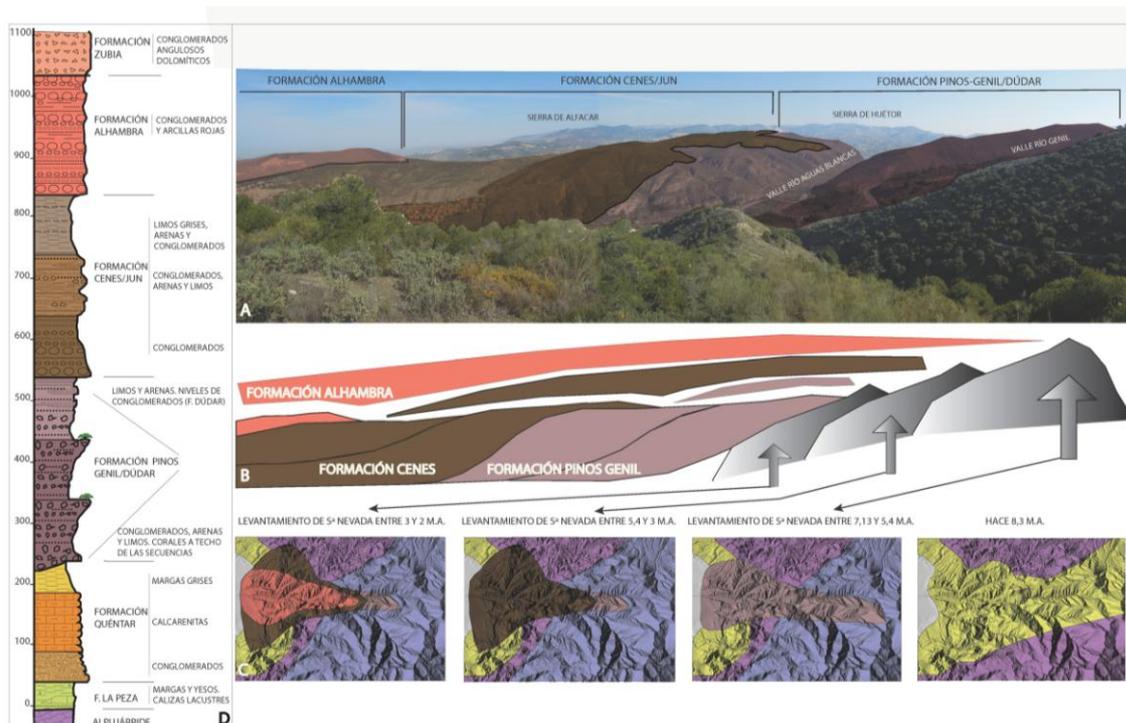


Figura 1 A) Dispositivo progradante y posición estratigráfica de los abanicos asociados a la falla del Purche y Güejar Sierra. B) evolución de los abanicos y su relación con el levantamiento de Sierra Nevada. C) Esquema paleogeográfico y distribución areal de los abanicos. D) Serie estratigráfica sintética del borde oriental de la cuenca de Granada

FORMACIÓN PINOS GENIL-DÚDAR

Se ordena al menos en tres secuencias de rango mayor que combinan episodios marinos, con la formación de corales en el foreset, y continentales con el desarrollo de suelos rojos en el topset (Dabrio, et al., 1978; Braga et al., 1990; García-García, et al., 2006). La edad de esta sucesión, basada en isótopos estables de Sr en conchas de lamelibranquios (Clark and Dempster, 2013), revela episodios de 7,13; 6,61 y 5,45 m.a., que pueden estar directamente relacionadas con cada una de las tres secuencias de rango mayor referidas. El segundo grupo, puede estar situado discordante indistintamente sobre el anterior, sobre sedimentos marinos (8,26 m.a.) o sobre sedimentos continentales de edad Serravaliense (13,65 y 11,65 m.a.). Las características de los sistemas de depósito son equivalentes entre ambos. A medida que el relieve de Sierra Nevada iba rejuveneciéndose por levantamiento, el fallamiento del basamento favoreció la producción de bloques que se incorporaron a las secuencias deltaicas por procesos gravitacionales de tipo debris flow. La parte distal de este sistema lo forman limos grises, que corresponden a la Formación Dúdar, Fig. 1D (Rodríguez-Fernández, 1982).

Los patrones de apilamiento, las granulometrías muy gruesas y el sistema de depósito por flujos gravitacionales de estos fandelas, sugiere que han estado asociados a una tectónica sinsedimentaria de levantamiento del borde de Sierra Nevada. Esta tectónica de levantamiento conjuga fallas de dirección NE-SW con otras de

dirección ESE-WNW. Las fallas NE-SW extensionales de bajo ángulo, pasaron a ser de componente de salto en dirección sinistras, según se deduce del inventario de estrías en rocas del basamento y en la morfología asimétrica que muestran los fandelas en planta.

FORMACIONES CENES-JUN Y ALHAMBRA

Otros datos termocronológicos sobre los cantos de estas secuencias de abanico deltaico, muestran que la temperatura de enfriamiento, al quedar levantados solidariamente con el basamento en época posterior, llegaron a 2 m.a. Este levantamiento tectónico, comprendido entre 5,45 m.a. y 2 m.a., determina que en el bloque de muro se produjeran por encima dos sistemas aluviales parecidos al anterior pero de carácter continental en la cuenca de Granada.

Uno, la Formación Cenes-Jun con facies aluviales erosivas sobre la Formación Dúdar, que pasan a techo y en posiciones más distales a facies de limos y arcillas con algunos canales de conglomerados. Esta formación tiene facies evaporíticas y carbonatadas hacia el centro de la cuenca de Granada y hacia el norte en el sector de Jun y Alfacar. La naturaleza de los cantos nevado-filábrides en las facies aluviales proximales demuestran la procedencia de la denudación de este complejo metamórfico, cuando aún no estaba exhumado el Alpujárride. Sin embargo, las partes medias y distales de este sistema deposicional sí incorporan cantos, no solo del complejo Alpujárride, sino también de elementos del Dominio Subbético. Por lo tanto, el

levantamiento importante de Sierra Nevada y de las Zonas Externas, se produjo entre unos 5 y 2 m.a., periodo en el cual la cuenca de Granada fue muy subsidente y acumuló el mayor espesor de sedimentos.



Figura 2 A) Abanico de la Zubia con morfología de glacis. Relleno canalizado limitado por la falla de Granada. B) Falla del río Huenes y otra antitética asociada que basculan la Formación Zubia (FZ)

El otro sistema, la Formación Alhambra, situada sobre la formación anterior, solo aparece entre Huétor Vega y Jun. El armazón aluvial principal (parte axial) de naturaleza conglomerática de esta formación se sitúa entre el Cerro del Sol y el Cerro de San Miguel. Las partes expansivas de este sistema (alas de desbordamiento), son predominantemente formadas por arcillas rojas y conglomerados. Los cantos pertenecen en su mayor parte al complejo Nevado-Filábride, pero la procedencia de los mismos es un retrabajamiento de las partes proximales de los abanicos subyacentes.

La combinación de los datos estructurales del basamento con los que aparecen dentro de los dos grupos deltaicos, la estructura y morfología

final de los dos fan deltas, sus relaciones con sistemas aluviales más modernos y las relaciones con fallas extensionales dentro de la cuenca de Granada, son aspectos que podrán discutirse en la excursión.

FORMACIÓN ZUBIA

Constituye un abanico aluvial expansivo formado por cantos angulosos inmersos en una matriz carbonatada (Fig. 2A). La naturaleza de los cantos es exclusiva del complejo Alpujárride.

El mayor espesor de estos depósitos se encuentra asociado al Cerro Huenes (Fig. 2B) y puede alcanzar más de 100 metros de potencia. La edad debe estar comprendida entre Pleistoceno y Holoceno. Las fallas del Cerro Huenes y Purche han dado origen a este sistema aluvial, que se ha visto deformado y hundido en época más reciente. En la actualidad muestra una superficie de glacis que enrasa una pendiente de unos 10-15° hacia el NO. Sin embargo, bisela suavemente el buzamiento de las capas que es hacia el Oeste. Este aspecto ha llevado a confusión la disposición, progradación y relleno de este abanico. Desde el Cerro del camino de los Neveros podremos ver y discutir estos aspectos.

LOS DESLIZAMIENTOS

Este Itinerario termina con la explicación de dos de los deslizamientos más importantes que se han producido en época reciente en este borde de Sierra Nevada. Se sitúan entre el Purche, valle del río Monachil y el barranco del río Huenes. Tienen un recorrido de varios kilómetros y quedan abortados contra un gran afloramiento de calcarenitas del Tortoniense superior (Fig. 3).

La presencia de limos y margas junto con la caída del nivel de base del río Monachil, han originado unas vertientes muy inestables. Son deslizamientos complejos que no tienen una cabecera común ni los flancos siguen una dirección preferente. Constituyen múltiples cabeceras, flancos y lóbulos tendentes a equilibrar la pendiente que produce el río Monachil.



Figura 3. Los deslizamientos de Monachil. En primer plano el de los Hundideros y en segundo plano el de los Bujeos. Al fondo a la derecha los deslizamientos del cementerio de Monachil

El deslizamiento de los Hundideros, reactivado en 1924, produjo un movimiento de tierras complejo sobre un sustrato formado por arcillas y margas de edad Serravallense y Tortoniense superior. Varias casas labriegas y fincas hortícolas del lugar, desaparecieron por el importante flujo de tierras acontecido (Mateos y Ferrer 1994). La cabecera principal de este deslizamiento es coincidente con la falla del Purche de dirección NO, que delimita las dolomías alpujárrides de los sedimentos neógenos.

El deslizamiento de los Bujeos, reactivado en 1968, es equivalente al anterior en los materiales

implicados, su morfología y génesis. La traza de la falla del Purche en este sector cambia a tener una dirección NE, que es la dirección que adquiere el flanco septentrional de este deslizamiento.

Otros deslizamientos de menor entidad se han producido y siguen reactivándose en la margen izquierda del río Monachil, cerca del cementerio de esta localidad. Los limos y arcillas de las facies distales de la Formación Pinos Genil, también son materiales que son susceptibles de deslizamientos cuando las vertientes son muy inclinadas. Estos deslizamientos se asocian a flujos de tierras.

Parada 2. Abanicos aluviales asociados a la falla del Padul

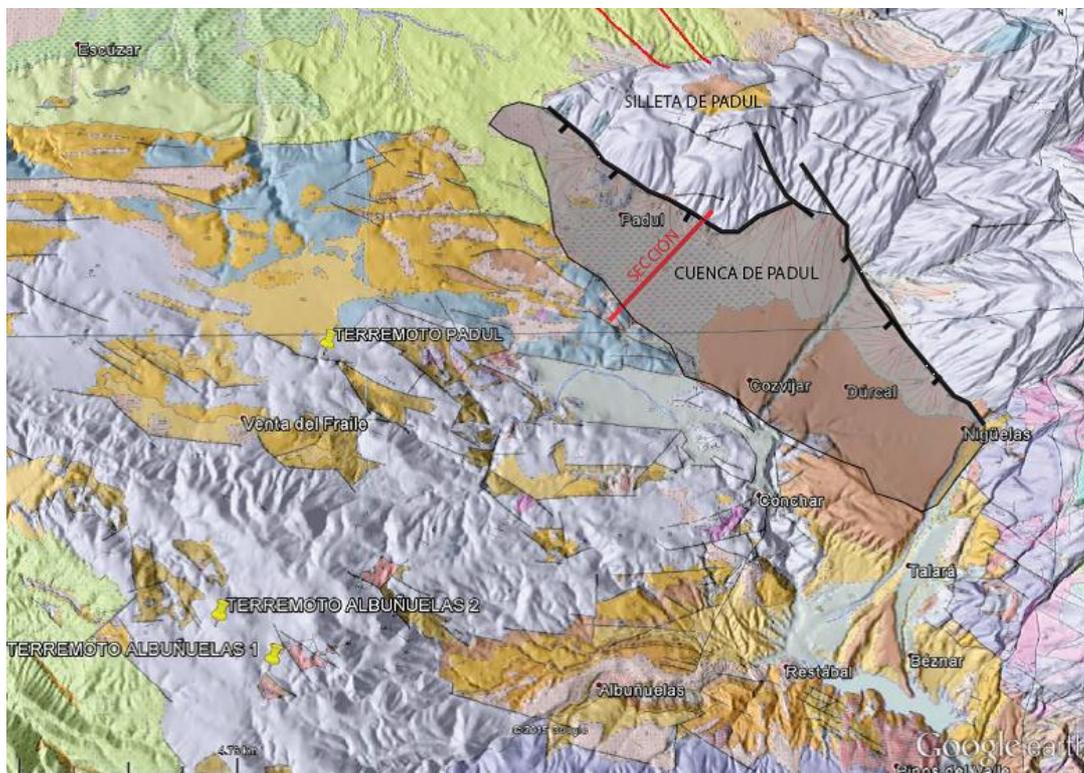


Figura 4. Mapa geológico de la cuenca de Padul y de su entorno. Situación de las fallas de Padul y Nigüelas. Localización de terremotos (en 2014). Sección de un esquema geológico del relleno de la cuenca (en Fig. 2 D).

El levantamiento progresivo de Sierra Nevada desde hace ocho millones de años hasta la actualidad, ha producido varias alineaciones tectónicas entre las localidades de Nigüelas y Padul. Estas alineaciones que recorren el borde norte de la cuenca de Padul, la individualizaron y pasó a ser una cuenca subsidente lacustre franca en el Pleistoceno (Fig. 4).

La cuenca de Padul, con un borde norte muy activo y el borde sur pasivo, dio lugar a un relleno sedimentario asimétrico formado por la actividad de las fallas del borde de Sierra Nevada (Galindo-Zaldívar et al., 1996; Alfaro et al., 2001; Delgado et al., 2002). Al norte se originaron abanicos aluviales de gran radio, en los que se

conservan las facies proximales junto a las fallas (Fig. 5A). En la parte central se formaron las facies lacustres con la formación de carbón en forma de turba (Figs. 5B y 5C). En la actualidad se explota para uso agrícola y de jardinería. Un esquema del relleno sedimentario, con las facies gruesas junto a la falla y las finas hacia el centro de la cuenca con un contacto suave de tipo "onlap-dowlap" sobre el borde sur, se muestra en la Fig. 5D. Así mismo, a esta Falla se han asociado numerosos terremotos desde que hay registro sísmico, en la Fig. 4 se sitúan los epicentros de los sismos ocurridos en el año 2014.

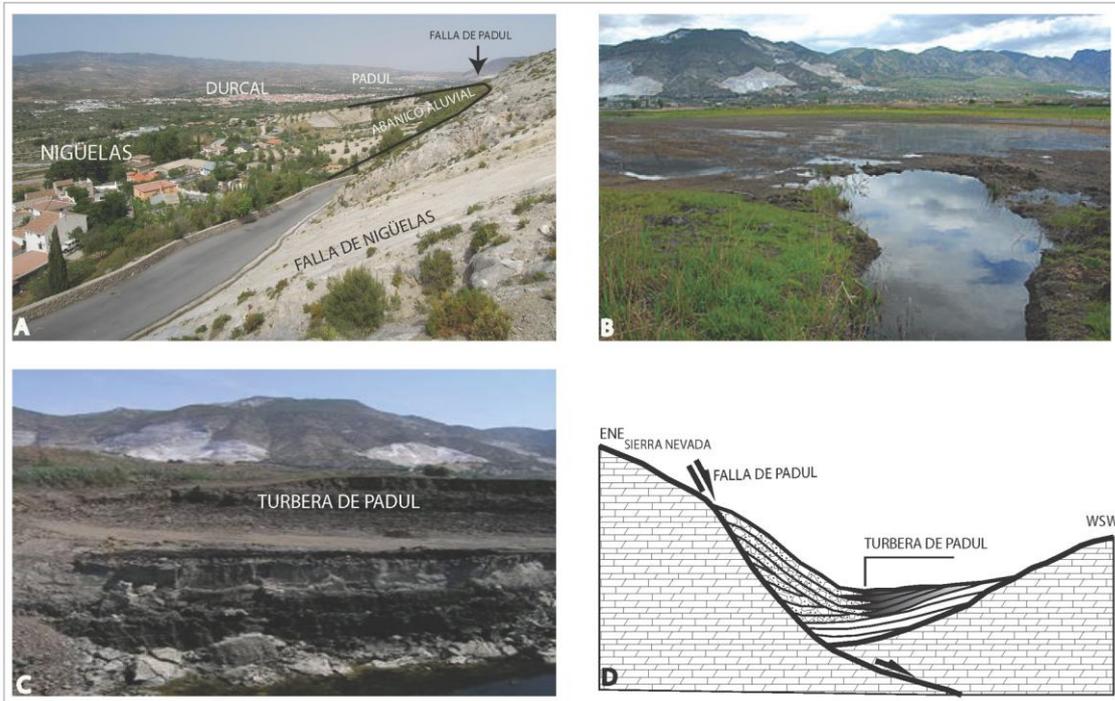


Figura 5. A) Cuenca de Padul. Recorrido de las fallas de Nigüelas y Padul. B) Laguna de Padul con la Sierra al fondo. C) Explotación de la turbera. D) Esquema sedimentario del relleno de la cuenca de Padul (situación del esquema en Fig. 4).

Parada 3. Detalle de los aspectos más interesantes del plano de falla.



Figura 6. Plano de la falla de Nigüelas

El afloramiento del plano de falla en la parte alta del pueblo de Nigüelas es un punto de interés geológico de la provincia de Granada. La expansión urbana en la parte norte de esta localidad hacia la sierra y la construcción de un polideportivo, han puesto al descubierto un plano de falla con más de 100 metros de recorrido

lineal. La espectacularidad de esta falla ha contribuido para que esta zona se haya considerado como monumento natural (Fig. 6). En este plano de falla son fácilmente observables criterios cinemáticos como estrías, cantos estriadores, sombras de presión estilolíticas, escalones, etc.

Parada 4. Los abanicos aluviales asociados a la falla de Nigüelas

El levantamiento de la sierra de Padul y el hundimiento de esta cuenca, originó abanicos aluviales recientes, algunos de los cuales están basculados y deformados por movimientos sucesivos de la falla. Los elementos que componen estos abanicos son clastos muy angulosos exclusivos del Complejo Alpujárride, formados por dolomías rotas y fragmentadas (Fig 7.).



Figura 7. Abanico aluvial de cantos Alpujárrides sobre la falla de Nigüelas

En canteras que han explotado los abanicos como áridos, se pueden ver diversos juegos de fallas conjugadas que afectan a distintas generaciones de estos abanicos.

Bajo la discordancia de los abanicos aluviales que genera la falla de Nigüelas, aparece un conglomerado cuyos cantos son exclusivos del Complejo Nevado Filábride y se muestra discordante sobre las dolomías Alpujárrides (Fig. 6B). Su disposición sobre las dolomías y la

naturaleza de los cantos, son aspectos que sugieren que cuando se formó este conglomerado, el Complejo Alpujárride no era fuente de alimentación de este sistema (Fig. 8). Por tanto, este dispositivo aluvial se originaría por la erosión del complejo Nevado Filábride, cuando el Complejo Alpujárride aún no se había exhumado. La naturaleza de los cantos y la matriz que los soporta, son aspectos indicativos de sedimentos que se han producido por flujos en masa (debris flow). Depósitos de este tipo se han visto en la Formación Pinos Genil, en el itinerario de Monachil.



Figura 8. Abanico aluvial de cantos Nevado Filábride sobre el Alpujárride

Desde esta parada podrá verse una panorámica de toda la cuenca de Padul, con el recorrido lineal de la falla de Nigüelas. Se indicará la situación geográfica de los terremotos más importantes que han sucedido en 2014.

Parada 5. El río Torrente: indicador del levantamiento de Sierra Nevada.



Figura 9. Encajamiento del río Torrente junto a la localidad de Nigüelas, en la parte meridional de la cuenca de Padul. El levantamiento reciente del Alpujárride (izquierda de la foto), produce un abanico aluvial de afinidad Formación Zubia (FZ) y ejerce un desplazamiento del río Torrente hacia el NO (dirección de la flecha).



Figura 10. Desprendimientos en el margen derecho del río Torrente. A) Colapsos por desprendimientos de rocas. B) Detalle de un desprendimiento bajo la localidad de Nigüelas

El río Torrente testimonia el levantamiento de Sierra Nevada, con una importante caída del nivel de base desde este sector hacia el río Izbor y el Guadalfeo. Este río disecta la cuenca de Padul en su borde meridional (**Fig. 9**), cortando la falla de Nigüelas, el abanico aluvial de afinidad Pinos Genil y los abanicos aluviales recientes, tipo FZ asociados a la falla.

Este sistema fluvial produce un encajamiento profundo de su cauce. La incisión del cauce y su desplazamiento hacia el margen derecho del río, (**Figs. 10A y 10B**). La erosión que se produce en la actualidad muestra un desplazamiento del cauce hacia el NO, que es coincidente con el levantamiento y la formación del antifórme sobre el macizo Alpujárride situado al SE. Este macizo genera abanicos aluviales recientes, constituidos exclusivamente de clastos dolomíticos alpujárrides (**Fig. 9**).

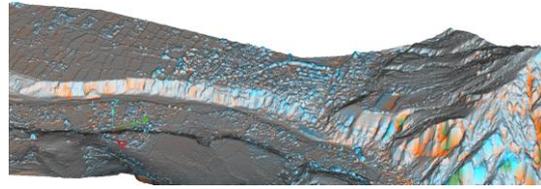
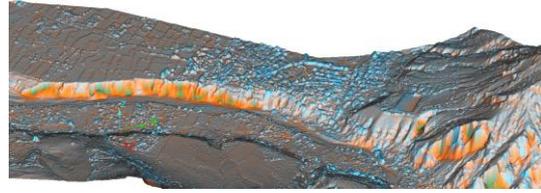


Figura 11. Modelo digital del terreno del río Torrente a su paso por Nigüelas. A) Imagen que ha restado los modelos de los años 1956 y 2008. B) Imagen que ha restado los modelos de los años 1977 y 2008. En colores naranja zonas erosionadas y desprendidas. En azul sectores con aportes de sedimentos (o edificaciones).

La **figura 11** muestra un modelo digital del terreno obtenido a partir de fotografías aéreas de los años 1956, 1977 y 2008. La perspectiva de estas imágenes es equivalente a las figuras 9 y 10.

En la **figura 11A**, el margen derecho del río Torrente muestra una importante banda de color naranja, que es indicativa de fuertes desprendimientos en el talud producidos entre los años 1956 y 2008. La **figura 11B**, obtenida de las imágenes de 1977 y 2008, la zona naranja tiene menor intensidad y desarrollo debido a la menor cantidad de desprendimientos, al ser el intervalo de tiempo menor.

C³ Referencias

- Alfaro, P., López-Garrido, A.C., Galindo Zaldívar, J., Sanz de Galdeano, C. y Jabaloy, A. (2001). Evidencias de actividad y paleosismicidad de la falla de Padul (Cordillera Bética, sur de España). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 283-295
- Braga, J.C., Martín, J.M. and Alcalá, B. (1990). Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 66, pp 135-150.
- Clark, S.J.P. and Dempster, T.J. (2013). The record of tectonic denudation and erosion in an emerging orogen: an apatite fission-track study of the Sierra Nevada, southern Spain. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 166, pp. 87–100.
- Dabrio, C.J., Fernández, J., Peña, J., Ruíz-Bustos, A. and Sanz de Galdeano, C. (1978). Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada. *Estudios Geológicos*, 34, pp 89-97.
- Delgado, J., Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C. (2002). Structure of the Padul-Nigüelas basin (S Spain) from H/V ratios of ambient noise: Application of the method to study peat and coarse sediments. *Pure and Applied Geophysics* 159 (11-12). Pp. 2733-2749
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A, Serrano, I, Morales, J, González-Lodeiro, F, Torcal, F (1999). Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(4): 686–702.
- García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. and Soria, J.M. (2006). Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortonian). *Sedimentary Geology*, 185, pp. 79–92.
- Mateos, R.M., Ferrer, M. (1994). Methodology for landslides hazard map 1:10.000 in the area of Monachil (Granada, Spain). *Proceedings 7th International IAEG Congress*. Vol. III. pp. 2059- 2065. Lisboa. Septiembre 1994.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982). El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 224 p.
- Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J. and Sanz de Galdeano, C. (2005). Anomalías gravimétricas y estructura del abanico aluvial de La Zubia (Sierra Nevada occidental, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 38, pp 67-70.

C³Cuadernos de Campo del Cuaternario

Vol., 2. 2015. AEQUA, Granada. 46 pp.

Azañón J.M., Pérez-Peña J.V., Galve J.P. Eds (2015). *Geomorfología Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)*.

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario *Vol 2 (2015). AEQUA*

Itinerario 3: Glaciarismo en Sierra Nevada (Una visita a los glaciares de San Juan, Guarnón y Dilar)

J. C. Rubio Campos (IGME)

Introducción al itinerario

RASGOS GENERALES Y ANTECEDENTES

Sobre los materiales del Complejo Nevado-Filábride, se sitúan depósitos cuaternarios cuya génesis está ligada a los Sistemas morfogénéticos glaciar y periglaciario. Las cabeceras de los valles que arrancan desde las cumbres de Sierra Nevada se han visto ocupadas por el hielo conformando sistemas glaciares con numerosos circos de los que descendían lenguas de hielo coalescentes o independientes de las corrientes principales de hielo. En la retirada del hielo, muchos de los circos cuyas lenguas de hielo coalescentes daban lugar a glaciares de valle, quedaron restringidos a un funcionamiento independizado como glaciares de circo y en una etapa final o tardiglaciario a glaciares rocosos.

Schimper (1849) es el primero en señalar para Sierra Nevada la existencia de depósitos de génesis glaciar. Después de este, son numerosos los autores que tratan del fenómeno glaciar en Sierra Nevada pero aún hoy existen numerosas dudas en lo que se refiere a la cronología de los acontecimientos fríos y a la pertenencia de los diferentes depósitos reconocibles en campo a las diferentes fases glaciares. (Obermaier, 1916; Pashinger, 1957;

Messerli, 1965; Lhenaff, 1981; Soria et al., 1984, 1985 y 1987; Rubio-Campos JC, 1987; Rubio-Campos et al., 1989; Sánchez Gómez et al., 1990; Sánchez Gómez, 1990; Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998). Gómez-Ortiz además de analizar el glaciarismo, presta una especial atención a la posible existencia actual de permafrost en Sierra Nevada y a los estudios relacionados con el retroceso del hielo (Gómez Ortiz et al., 1996, 1999 a, 1999 b, 2006, 2012).

De entre los autores destacar a Messerli (1965) pues es el primero que aporta una cartografía sintética de los glaciares de la Sierra señalando depósitos del "Würm", del "Riss", depósitos de retroceso del hielo (tardiglaciario), cotas máximas de llegada de las morrenas frontales y muchos otros aspectos.

Con posterioridad destaca el trabajo de Lhenaff (1981) que en su tesis de 1977 señalaba la posibilidad de la existencia de un Riss y con seguridad Würm y Tardiglaciario, y el de Gómez Ortiz et al. (2002) que aporta una cartografía geomorfológica general de gran detalle de Sierra Nevada.

Con motivo de la próxima edición de la guía geológica del Parque Nacional de Sierra Nevada se ha realizado un mapa geomorfológico sobre el

glaciarismo de la Sierra donde se señalan las diferentes superficies ocupadas por el hielo en las diferentes fases de expansión diferenciadas, se señalan las cotas más bajas alcanzadas por el hielo, longitudes máximas de los glaciares, así como se distinguen un total de 74 circos glaciares con 10 valles glaciares en la vertiente Norte y 12 en la vertiente Sur (Rubio-Campos, 2015).

Otra serie de publicaciones han atendido los estudios e investigaciones sobre palinología y dataciones con objeto de detectar, entre otros aspectos, la secuencia de las etapas frías. Dos trabajos clásicos son los de (Florschütz et al., 1971; Pons y Reille, 1988) y algunos trabajos han atendido, a los cambios de vegetación acontecidos en relación con el clima en el Holoceno. Entre ellos destacar el de Jiménez-Moreno y Anderson (2012) y otros durante los últimos 1500 años (Esteban-Amat, 1996).

GLACIAR Nº DE CIRCOS E IDENTIFICACIÓN EN MAPA	DEPÓSITOS 4ª FASE TARDIGLACIAR Y EDAD DEL HIELO	DEPÓSITOS FASE 3ª "Würm"	DEPÓSITOS FASE 2ª "Würm"	1ª FASE DE MÁXIMA EXPANSIÓN. "RISS"	LONGITUD GLACIAR MÁXIMA (KM)
VERTIENTE NORTE					
DILAR (7) Nº 1-7	2550	2340	1950	"1650"	9,5
MONACHIL (3) Nº 8-10			1800		6,7
SAN JUAN-HOYA DE LA MORA (2) Nº 11-12	2850	2350	1750		4,7
GUARNÓN (2) Nº 13-14	2950		1600		5,3
SISTEMA RÍO REAL VALDEINFIERNO (4) Nº 15-18	2850	1950			
VALDECASILLAS (6) Nº 19-24	2850	1900	1680		4,8
VACARES (2) Nº 25-26		2080			
VADILLO (1) Nº 27			2040		3,5
MAITENA (4) Nº 28-31	2600	2050	1700		5,7
ALHORI (4) Nº 32-35		1870	1750		4,7
VERTIENTE SUR					
DÚRCAL (1) Nº 36	2580		2270		2,7
LANJARON (7) Nº 37-43			1800	"1.400"	8,2
RÍO CHICO (3) Nº 44-46		2230	2000		3,7
SISTEMA LAGUNILLOS TAJO DE LOS MACHOS (1) Nº 47	2720	2250			
LAGUNILLOS (2) Nº 48-49	2950		1750		4,7
PEÑÓN COLORADO (2) Nº 50- 51		2150			
SISTEMA POQUEIRA VELETA (5) Nº 52-56	2700	2150			
SECO (2) Nº 57-58	2700	2100	1680		6,3
MULHACEN (3) Nº 59-61	2700	2100			
CULO DE PERRO/ SIETE LAGUNAS (3) Nº 62-64	2900	2150	1800		5,2
SISTEMA TREVELEZ JUNTILLAS/TREVELEZ (7) Nº 65-71	"2700"	1950	1760		6,8
JERES (3) Nº 72-74					

Tabla 1. Cotas más bajas alcanzadas por el hielo y depósitos de till y morrenas frontales diferenciables en la últimas etapas frías.

OBJETIVOS

El objetivo de este itinerario será el reconocimiento de los depósitos cuaternarios

glaciares y periglaciares de los valles del San Juan, Dílar y Cabecera del Guarnón.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En Sierra Nevada cabe distinguir glaciares de tipo Alpino o de valle, glaciares de circo y glaciares rocosos a pie de circo, cuencas embrionarias o escarpes en valles. Los glaciares rocosos suponen unos depósitos en tránsito entre la actuación glaciario y periglaciario. Son acumulaciones de bloques heterométricos, sin matriz fina, y con morfología de crestas y surcos, como auténticos depósitos de till glaciario y se deben a la antigua presencia de hielo intersticial o nieve compacta que les confería un comportamiento plástico.

Con la retirada del hielo, la mayoría de los glaciares quedaron restringidos a un funcionamiento localizado a pie de circo y en la etapa final a glaciares rocosos.

La conservación de los depósitos glaciares está muy condicionada por la diferencia de pendientes de cada valle. Así el Guarnón, Valdeinfierno, Valdecasillas y Vacares presenta unos restos muy degradados por la erosión fluvial, en contraste con valles de menor pendiente (Dílar, San Juan, Maitena y Poqueira).

A su vez, pendiente y orientación de la ladera de cada valle frente a la influencia de los frentes, ha propiciado la disposición actual y su conservación tras la retirada del hielo, a lo que habría que sumar el factor estructural. En el caso del Dílar, los circos se localizan orientados hacia el Norte tal como se aprecia en la figura de la parada nº 4. Así ocurre también con el Dúrcal, Monachil, San Juan-Hoya de la Mora (paradas 1 y 2), Guarnón (parada 3), Sistema Río Real (Valdeinfierno-Valdecasillas-Vacares) y Vadillo.

Para la vertiente meridional los valles muestran una disposición de circos asimétricos, con desarrollo en las vertientes orientadas a sotavento y laderas relativamente uniformes y recubiertas por depósitos periglaciares en la margen izquierda de los cauces o laderas de barlovento. Esta asimetría también se observa en el glaciar del Maitena y en el Alhorí.

Con anterioridad diferentes autores han diferenciado diferentes etapas y fases con morrenas y sedimentos glaciares. Así, Messerli (1965) reconoce depósitos del Würm, del Riss y del Tardiglaciario. Lhenaff (1981) distingue un Tardiglaciario, unos depósitos que atribuye al Würm y un Riss discutible.

Soria et al. (1984 y 1985) relacionaban niveles erosivos y morrenas frontales encontradas en la vertiente Sur con dos enfriamientos del Pleistoceno Superior, por correlación con la información de intervalos fríos que suministraron los trabajos de (Florschütz et al., 1971). Los episodios fríos quedaban fijados entre 45000-30000 años BP y entre 13000-10000 años BP.

En 2012 mencionar el trabajo de Gómez Ortiz et al. (2012) donde a partir de dataciones con cloro 36 en superficies de roca de bloques no desplazados por los agentes erosivos tras ser depositado por los glaciares ni erosionada la superficie de rocas en el caso de muestras cogidas sobre rocas aborregadas hacen una datación orientativa en diferentes valles (Monachil, Dílar, Río Seco y Mulhacén). Las muestras recogidas en los valles de los ríos Monachil, Seco y Mulhacén sugieren que el máximo glaciar local (LLGM) se aproxima al máximo glaciar (LGM) (entre 26,5-20-19 ka). La deglaciación en la cabecera de los valles, a partir de muestras en roca pulimentada se encontraría entre 15,4-13,2 ka. En la etapa de la deglaciación funcionarían los glaciares rocosos (entre 12 ka y 2 ka) después de desaparecer la masa de hielo principal del Dílar.

Nosotros distinguimos unos depósitos razonablemente conservados que forman los vallados morrénicos principales, en principio atribuibles al Würm, unos restos muy degradados en cotas bajas que pudieran corresponder a un enfriamiento previo posiblemente del "Riss" o incluso al desmantelamiento fluvio-glaciario (1ª fase de expansión reconocible en el Dílar y Lanjarón), vallados morrénicos en la parte más alta de los circos que corresponderían a depósitos bien conservados del tardiglaciario y a depósitos de glaciares rocosos. Así, sin descartar la posible existencia de glaciaciones previas, reconocemos cuatro fases glaciares:

1ª fase de máxima expansión que pudiera corresponder al "Riss".

2ª fase y 3ª fase dentro del "Würm".

4ª fase Tardiglaciario (Entre los años 15000BP-10000BP) a la que le seguiría una última etapa fría en la Pequeña Edad del Hielo (siglos XV a XIX).

Parada 1. Panorámica del glaciar de la Hoya de Mora y de la zona intermedia del glaciar de San Juan.

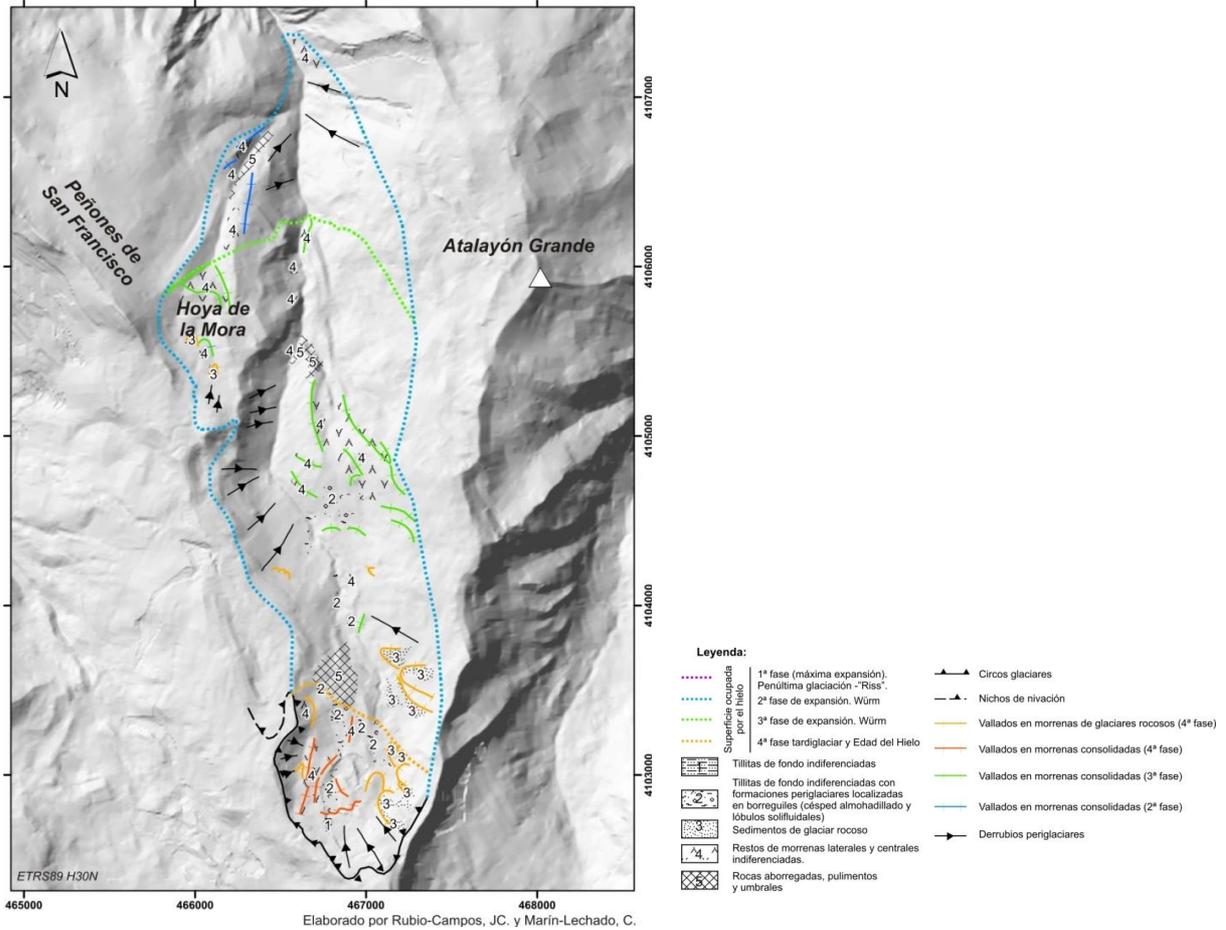


Figura 1. Esquema geomorfológico del glaciar del Sistema de San Juan-Hoya de la Mora

En el sistema San Juan-Hoya de la Mora se diferencian dos circos (Cabecera de San Juan y Hoya de la Mora). Con una longitud máxima de 4,7 km de extensión, presenta morrenas frontales atribuidas a dos fases del würm en cotas de 1750 ms.n.m. y 2350 ms.n.m. y depósitos atribuidos al Tardiglaciario y a la pequeña Edad del hielo en cabecera de los circos.

En gran medida el desarrollo de los glaciares en la Sierra ha venido condicionado por las morfologías previas desarrolladas por los procesos torrenciales, periglaciares, procesos que tras el hielo actúan y dificultan, de forma sustancial, el reconocimiento de los sedimentos glaciares y los vallados morrénicos.

Es preciso distinguir una etapa previa a la instalación de los glaciares que se plasmaría en valles torrenciales con mayor o menor desarrollo y material alterado por la acción periglaciario, fácilmente transportable por el hielo posterior; una etapa glaciario, donde además el periglaciario por encima de circos y hombreras en los valles, aporta gran cantidad de bloques y cantos que el hielo pone en movimiento-conformando los derrumbios supraglaciares; una

etapa postglaciario con una acción erosiva de gran entidad debido a la pendiente de los barrancos con una rápida modificación del paisaje por acción de la dinámica torrenciales y a la actuación periglaciario; si bien en estos el reconocimiento se hace sencillo en su cabecera. De forma excepcional, en algunos valles como el del río Maitena por su escasa pendiente los depósitos de tillitas se encuentran razonablemente conservados.



Figura 2. Morrenas conservadas en el glaciar de San Juan



Figura 3. Depósitos laterales (externo e interno) de la cabecera del glaciar de San Juan (2ª y 3ª fase de expansión "Würm").

Parada 2. El modelado periglacial

EL MODELADO PERIGLACIAR

La actuación periglacial se considera previa a la presencia de los glaciares, coexiste con las diferentes fases glaciares y actúa posteriormente a la retirada del hielo.



Figura 4. Crestería de la línea de cuerdas donde domina la gelifracción y los derrubios, conos y abanicos periglaciares



Figura 5. Suelos enlosados en Los Lagunillos de La Virgen. Río Dílar.

Desde la zona de las cumbres a las torrenteras se reconocen en zonas de escasa pendiente, suelos enlosados, rosas y círculos de piedra en determinadas planicies; procesos de crioturbación en fondos de valle sobre relleno de cubetas de sobreexcavación generando césped almohadillado a partir de horizontes plegados por congelación diferencial; depósitos solifluidales asociados a la presencia de suelo saturado de agua o derrubios periglaciares e inclusive suelos estriados (bandas paralelas a la pendiente con alternancia de franjas de clastos alterando con otras de material fino.



Figura 6. Césped almohadillado en la cabecera del río Dílar



Figura 7. Lóbulos de soliflucción sobre sedimentos arenarcillosos poco consolidados, saturados de agua, depositados por agua de fusión, tras la retirada del hielo entre los umbrales del valle de San Juan.

FORMAS Y SEDIMENTOS GLACIARES

Además de formas erosivas debidas a la actuación del hielo (círcos, hombreras en los valles, cubetas de sobreexcavación, rocas aborregadas, señales de transporte de cantos en la base del glaciar, etc), hay que destacar la presencia de morfologías señaladas por diferentes vallados morrénicos laterales, centrales o frontales además de sedimentos de relleno de fondo de valle que corresponden a sedimentos glaciares o tills de acreción, de fusión o supraglaciares a los que se superponen diferentes depósitos fluvio-glaciares, originados tras la retirada del hielo, de características similares a los tillitas, pero donde el agua de fusión ha producido cierta clasificación.



Figura 8. Restos de morrena central en el glaciar del Barranco de San Juan.



Figura 9. Morrenas centrales y laterales del glaciar del San Juan (3ª fase de expansión).

El esquema habitual de relleno de las cubetas de sobreexcavación, genera plataformas planas recubiertas de borreguiles en muchos casos debido a la presencia en la base de till de acreción sobre el que se superponen sedimentos fluvio-glaciares y a techo sedimentos finos de relleno de nava a los que se asocian los denominados borreguiles.



Figura 10. Cubeta de sobreexcavación colmatada, umbral y bloques erráticos en el glaciar de San Juan.



Figura 11. Laguna de La Piedra Resbaladiza obturada por un arco morrénico de retroceso, en el glaciar de San Juan.

De especial relevancia por su interés ambiental es la circulación subterránea en los sedimentos glaciares, sobre los que se superponen sedimentos fluvio-glaciares. El conjunto de tillitas de fondo y depósitos asociados a los vallados morrénicos laterales, centrales y frontales conforma realmente un delgado acuífero superficial que genera las condiciones necesarias para la existencia de un ecosistema de especial relevancia en la Sierra, el de los pastizales higrófilos y el de las comunidades propias de arroyos, fuentes, turberas y chorreras y su drenaje muestra una notable influencia en el régimen de funcionamiento de los ríos que nacen en Sierra Nevada.



Figura 12. *Ranunculus Alismoides* (pétalos blancos) y *Verónica Repens* Morados. Cabecera del Dilar.



Figura 13. Zona encharcada de borreguiles (*Veronica repens* y *ranúnculos alismoides*).

Las formaciones de origen glaciar presentan una gran proporción de matriz fina, que posibilita la retención de agua y un flujo lento que retarda y garantiza el drenaje a los ríos hasta el verano-otoño, permitiendo la presencia de humedad en estiaje en borreguiles, márgenes de ribera y agua en los cauces de cabecera. El sistema de circulación subterránea se complementa en la Alta Montaña con las aportaciones subterráneas desde formaciones periglaciares de ladera en forma de derrubios, de coladas de solifluxión y de las áreas de alteración en las metapelitas del sustrato.



Figura 14. A) Planta carnívora *Pinguicula Nevadaensis* en la cabecera del Maitena. B) *Gentiana pneumonanthe*.



El encharcamiento producido por el agua que circula en los depósitos de relleno de las cubetas de sobreexcavación (tillitas de fondo y sedimentos fluvio-glaciares) da lugar a los renombrados borreguiles y al césped almohadillado por efecto de la congelación diferencial del agua subsuperficial entre los niveles arenosos y limo arcillosos que producen hinchamiento y elevación del césped. En las zonas encharcadas se presentan musgos tipo *Sphagnus*, cárices negros y plantas con flores como la *Verónica repens* o el *Ranunculus Alismoides*.



Figura 15. *Plántago Nivalis*

En las zonas no encharcadas (dominio de borreguiles húmedos) destacan las gramíneas *Festuca ibérica*, la grama de olor, el *Nardus Stricta*, la *Gentiana Pneumonanthe* y la *Pinguicola nevadensis*, entre otras.

En las áreas secas se encuentran gramíneas, tréboles, la *Festuca ovina* y el *Plántago Nivalis*-Estrella de las Nieves, entre otras.

Parada 3. Panorámica de Los Tajos del Veleta (Corral del Veleta) en la Cabecera del glaciar del Guarnón. Consideraciones sobre la presencia de hielo fósil.

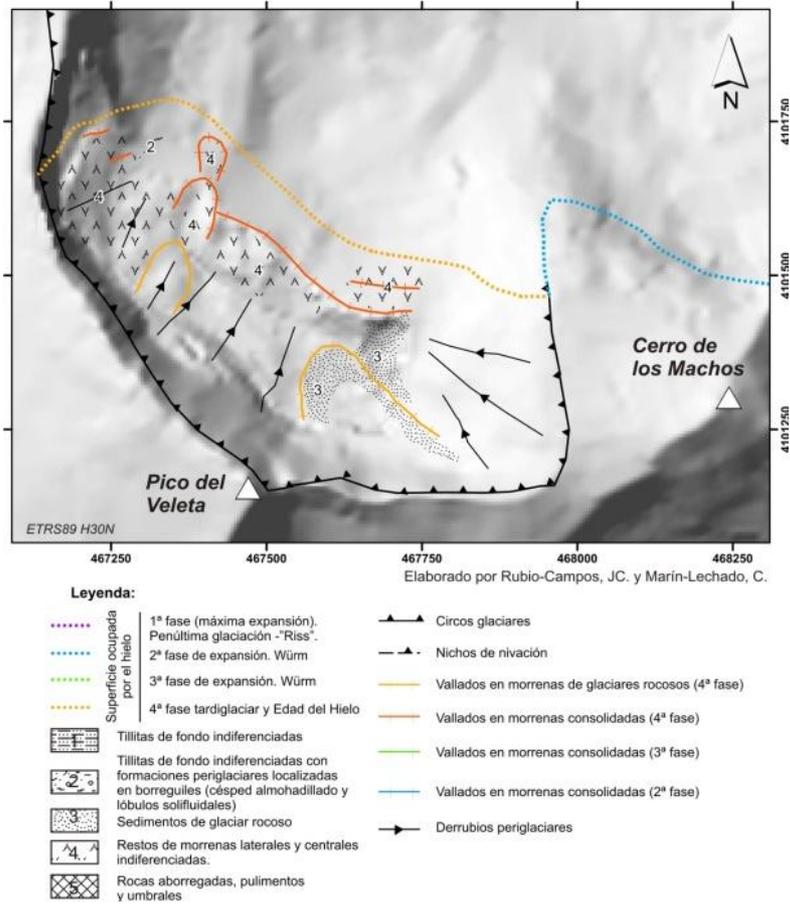


Figura 16. Esquema geomorfológico del Corral del Veleta (Cabecera del Glaciar del Guarnón).

El Guarnón es un valle glaciar con dos circos diferenciados, el más occidental correspondería al Corral del Veleta. El glaciar del Guarnón, con 5,3 km de longitud, presenta morrenas frontales claramente diferenciadas a unos 1600 ms.n.m. y un cornejo de sedimentos del Tardiglacial y de la pequeña Edad del Hielo en la cabecera de los circos.

El corral del Veleta se presenta en la Cabecera del glaciar del Guarnón. Gómez Ortiz y su grupo de investigación son los autores que más han investigado las formaciones cuaternarias del Corral del Veleta (Gómez Ortiz et al., 1996, 1999 a 1999 b, 2002, 2006).

En el esquema adjunto se señala la presencia de unos vallados morrénicos bien definidos que Gómez Ortiz atribuye al Tardiglacial (depósitos orientales y occidentales) y al Holoceno el resto. Entre estos vallados bien consolidados y el circo se presentan depósitos de glaciar rocoso, coladas de bloques, conos de derrubios y material indiferenciado de génesis diversa.

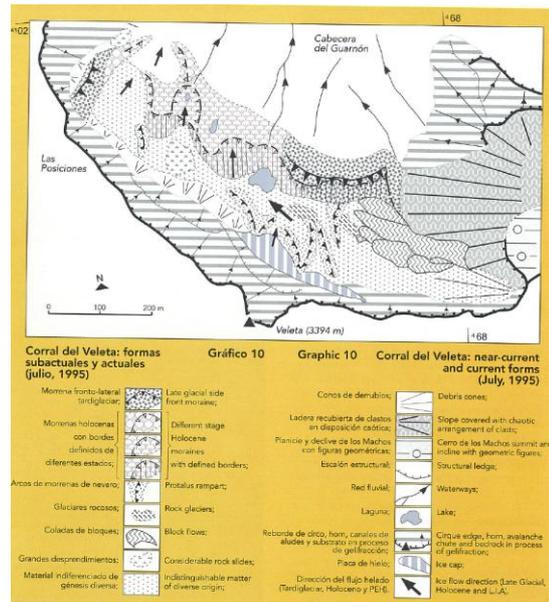


Figura 17. Formas subactuales y actuales del Corral del Veleta (Gómez-Ortiz et al., 2002).

Tras los depósitos del Tardiglacial, situados a oriente y occidente le suceden distintos vallados que atribuyen al Holoceno, Pequeña Edad del Hielo y siglo XX.

El reducto último del glaciar se situó en su sector oriental desde las primeras decenas de años del pasado siglo XX creando un reducto de hielo sin movimiento y cubierto en gran parte por bloques y cantos periglaciares.

Los neveros quedan restringidos a la pared del circo y al sector oriental. En algunos años muy secos llegaron a desaparecer; si bien no es impedimento para haberse detectado permafrost, a través de prospección geofísica (eléctrica y sísmica) a partir de los dos metros de profundidad, con potencias de hasta 20 m en bolsas y lentejones de hielo.

Parada 4. Visita a la cabecera del río Dílar en los Lagunillos de La Virgen (zona de till de fondo, borreguiles, morrenas tardiglaciares, glaciares rocosos, y área periglacial de Los Tajos de la Virgen).

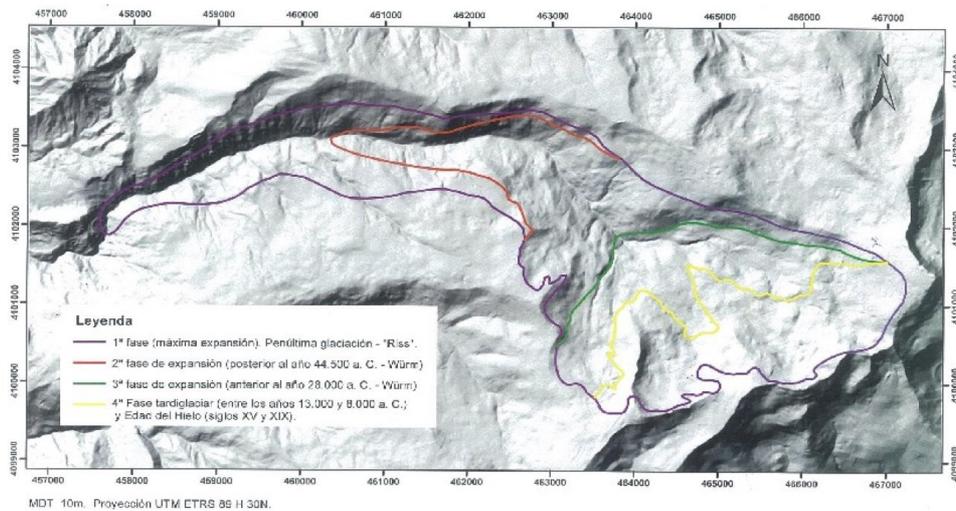


Figura 18. Evolución de la superficie ocupada por el hielo en las diferentes fases glaciares en el Glaciar del Dílar. (cotas alcanzadas por el hielo).

El glaciar del río Dílar presenta en su cabecera uno de los mejores ejemplos de glaciares rocosos y morrenas Tardiglaciares en Sierra Nevada. Además es posible observar el desarrollo amplio de borreguiles y la crestería de cumbres, donde el periglacialismo actúa con gran intensidad. El glaciar del Dílar presenta 7 circos diferenciados y una extensión glacial de 9,5 km.



Figura 19. Cabecera del glaciar del Dílar. Morrenas frontal y lateral.

El Dílar, junto con el glaciar de Lanjarón es uno de los pocos glaciares donde es posible observar a cota 1650 ms.n.m., para el caso del Dílar, restos de una fase 1ª de máxima expansión que podría atribuirse al Riss. Los depósitos frontales del Würm se sitúan a cotas de 1950 ms.n.m. y 2340 ms.n.m.



Figura 20. Morrenas de cierre de la cabecera del Dílar 4ª fase Tardiglacial. Cierra una cubeta de sobreexcavación con bloques erráticos superpuestos.

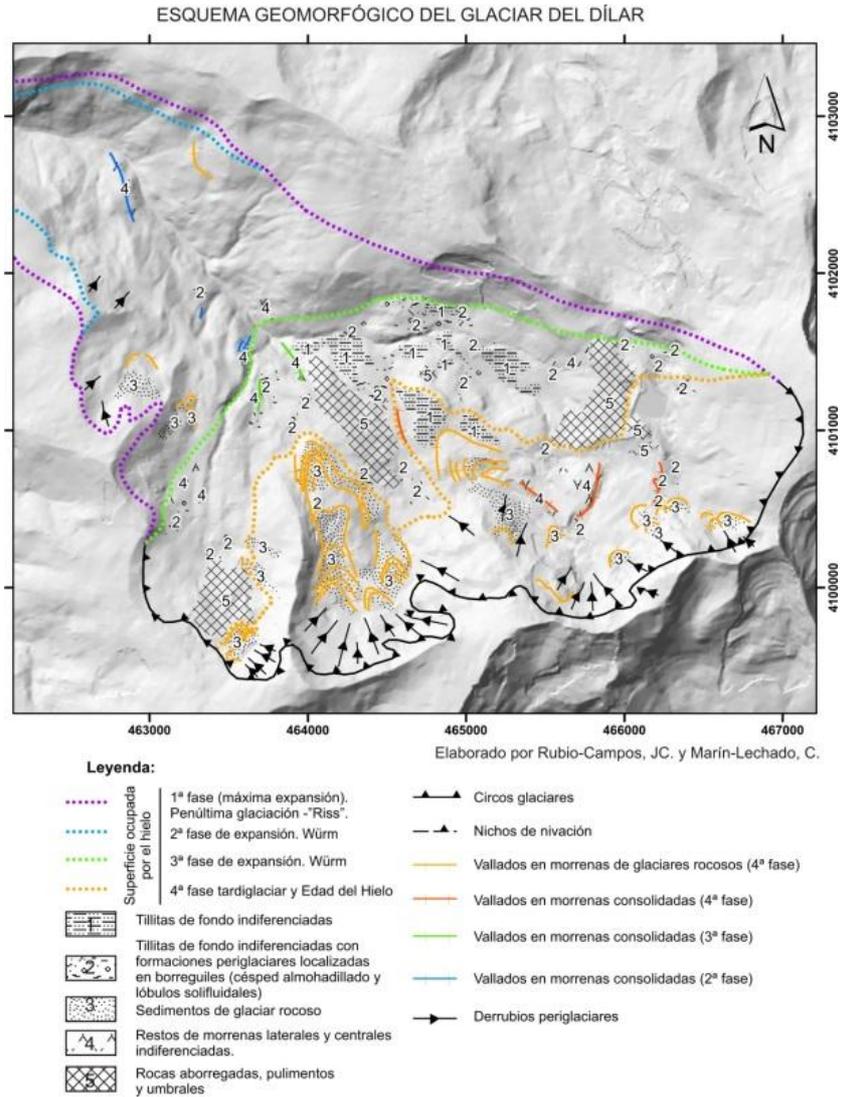


Figura 20. Esquema geomorfológico del glaciar del Dilar.



Figura 22. Glaciar rocoso de la cabecera del Dilar (4ª fase Tardiglacial y Edad del Hielo).



Sector bajo del glaciar del Dilar. Morrena Lateral, de fondo y bloques erráticos (2ª fase de expansión del würm).

C³ Referencias

- Esteban-Amat A (1996). Evolución del paisaje nevadense durante los últimos 1500 años a partir del análisis polínico de borreguiles, en J Chacón Montero, JL Rosúa Campos (Eds.). 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada. Universidad de Granada-Sierra Nevada 96. Granada, V.IV, 251-273.
- Florschütz F, Menéndez-Amor J, Wijmstra TA (1971). Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol.*, 10: 233 – 264.
- Gómez-Ortiz A, Schulte L, Salvador Franch F (1996). Contribución al conocimiento de la deglaciación reciente y morfología asociada del Corral del Veleta (Sierra Nevada). *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe* 21, pp. 543-558.
- Gómez-Ortiz A, Salvador Franch F (1998). El glaciario de Sierra Nevada, el más meridional de Europa, en A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicacións da Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, pp. 385-430
- Gómez-Ortiz A, Schulte L, García-Navarro A, Palacios Estremera D (1999a). Sobre la existencia de permafrost en Sierra Nevada. Significado geomorfológico y paleoclimático, en L. Pali Buxó y C. Roqué Pau (Eds.), *Avances en el estudio del Cuaternario Español*. AEQUA-Universitat de Girona. Girona, pp. 181-186.
- Gómez-Ortiz A, Palacios D, Ramos M, Shulte L, Salvador Franch F, Tanarro LM (1999b). Degradación de permafrost en Sierra Nevada y repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. *Boletín de la Asociación Española de Geógrafos (AGE)* 27: 7-21.
- Gómez-Ortiz A, Shulte L, Salvador Franch F, Sánchez-Gómez S, Simón Torres M (2002). Mapa Geomorfológico de Sierra Nevada. Morfología glacial y periglacial Sierra Nevada, Parque Nacional - Junta de Andalucía – Universitat de Barcelona, 86 pp
- Gómez-Ortiz A, Schulte L, Salvador Franch F, Palacios Estremera D, Sanz de Galdeano C, Sanjosé-Blasco J, Tanarro-García L M, Atkinson A (2006). *La Unidad Geomorfológica del Veleta: enclave singular de Sierra Nevada*. Edita: Organismo Autónomo Parques Nacionales.
- Gómez-Ortiz A, Palacios D, Palade B, Vázquez-Selem L, Salvador Franch F (2012). The deglaciatio of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology* 159-160: 93-105
- Jiménez-Moreno G, Anderson RS (2012). Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Research* 77: 44-53.
- Lhenaff R (1981). Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro – Occidentales (Espagne), Thèse Université de Lille, Paris (1977), 713 pp
- Messerli B (1965). Beiträge zur geomorphologie der Sierra Nevada (Andalucien). Inaugural Dissertation der philosophisch-naturwissseus chäftlichen Fakultät der Universität Bern. Zürich: Juris-Verlag, 178 pp
- Obermaier H (1916). Los Glaciares Cuaternarios de Sierra Nevada. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica N° 17 pp 1-68
- Pashinger H (1957). Las formas glaciares de Sierra Nevada. Memorias y comunicaciones del Instituto Geológico Provincial de Barcelona. Barcelona: 81-94
- Pons A, Reille M (1988). The Holocene and Upper Pleistocene Pollen Record from Padul. (Granada, Spain): A new study. *Palaogeography, Palaeclimatology, Palaecology* 66: 243-263
- Rubio-Campos JC (1987). El glaciario de Sierra Nevada. Aportación del Mapa de Cuaternario de España. E: 1:1000000
- Rubio-Campos JC (2015). Capítulo sobre glaciario de la Guía geológica del Parque Nacional de Sierra Nevada (en elaboración).
- Rubio-Campos JC, Delgado J, Molina A. (1989). Contribución Geomorfológica en las cabeceras de los Sistemas glaciares de los ríos Maitena y Alhorí (Sierra Nevada) Granada. *El cuaternario de España y Portugal*. IGME, 147-156
- Sánchez Gómez S, (1990). *Aplicación del estudio de suelos a la dinámica de la cuenca del río Lanjarón. Relación suelos-geomorfología*. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Granada.
- Sánchez Gómez S, Simón Torres M, García I, (1990). Morfogénesis glacial de las cabeceras de las cuencas de los ríos Monachil y Dílar (Sierra Nevada-Granada). *Actas 1ª. Reunión Nacional de Geomorfología*. SEG-Instituto de Estudios Turolenses, V. 1, pp. 211-219.
- Schimper (1849). *Voyage géologique botanique au Sud de L'Espagne*. L'Institut, 189 pp
- Serrat D (1979). Rock glacier morainic deposits in the Eastern Pyrenees. In Schüchter, C.H. (Ed.): *Moraines and varves. Origin. Génesis. Classification*. A.A. Balkema. Rotterdam: 93-100
- Soria JM, Soria FJ, Jabaloy A (1984). Evidencias de acción glacial en la parte alta de la Cuenca del río Poqueira (Sierra Nevada). *I Cong. Esp. Geol.*, 1 : 561-571
- Soria F J, Soria J M, Ruiz J L (1985). El modelado glacial en las vertientes meridionales de Sierra Nevada (Granada). *I Reunión del Cuaternario Ibérico*, 1: 153-154
- Soria F J, Soria J M (1987). Depósitos de glaciares rocosos en Sierra Nevada (Granada). *Acta Geológica Hispánica*: 21-22, 123-129

C³Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol., 2. 2015. AEQUA, Granada. 46 pp.

Azañón J.M., Pérez-Peña J.V., Galve J.P. Eds (2015). *Geomorfología Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)*.

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario

Vol 2 (2015). AEQUA

Itinerario 4: Procesos superficiales activos en la Cuenca de Guadix y paleosismicidad de la Falla de Baza

J.M. Azañón (UGR), J. V. Pérez-Peña (UGR), F.J. Roldán (IGME), P. Alfaro (UA), J. Castro (UA), F. Fernández-Chacón (UGR), F. García-Tortosa (UJA), I. Martín Rojas (UA), J.P. Galve (UGR)

Parada 1. La continentalización de la cuenca de Guadix. Correlación con la cuenca de Granada



Figura 1. Secuencia del relleno de la cuenca de Guadix en su borde suroccidental (sector de la Peza, junto al embalse Francisco Abellán)

El primer registro sedimentario de la cuenca de Guadix sobre zonas Internas son depósitos de edad Serravalliense-Tortoniense inferior en facies

continentales (conglomerados, areniscas, margas, yesos y calizas lacustres). Estos sedimentos tienen sus equivalentes en la cuenca de Granada,

entre las localidades de Beas de Granada y Monachil, en esta cuenca se extienden entre la presa de Francisco Abellán y La Peza. Se han denominado como Formación La Peza (Rodríguez-Fernández, 1982).

Discordante sobre la Formación La Peza aparece el primer registro sedimentario de características marinas (Fig. 1). Son calcarenitas y conglomerados bioclásticos que alternan a techo con margas azuladas. Hacia el interior de la cuenca las calcarenitas interdigitan con las margas y estas pasan a ser predominantes. Los elementos que componen estos sedimentos son fragmentos de rocas metamórficas y abundante fauna de lamelibraquios, equínidos y briozoos. Estas calcarenitas y conglomerados son equivalentes en facies y en edad a las que

afloran en el borde oriental de la cuenca de Granada (Formación Quéntar Rodríguez-Fernández, 1982). La tipología de las secuencias, la edad y los organismos presentes, sugieren una comunicación paleogeográfica entre las dos cuencas. Sin embargo, en ambas cuencas estos sedimentos del Tortonense superior, muestran rasgos de inestabilidades sinsedimentarias y discordancias progresivas, que sugieren levantamientos sucesivos del borde de Sierra Nevada (Fig. 2). En el sector de la Peza se pueden observar discordancias progresivas hacia la base de las secuencias detrítico-carbonatadas (Fig. 2), que se suavizan hacia el centro de la cuenca.



Figura 2. Formaciones Molicias y Morollón progradantes hacia el NE, con estratos muy buzantes hacia la base de la secuencia (fotografía de Rodríguez-Fernández, 1982).

A partir del Tortonense superior la cuenca de Guadix se continentaliza y desaparecen los sedimentos marinos. El levantamiento de Sierra Nevada genera abanicos aluviales periféricos

que progradan hacia el centro de la cuenca, con dispositivos discordantes (Fig. 1) en los bordes o paraconformidades hacia el centro (embalse del Negratín).

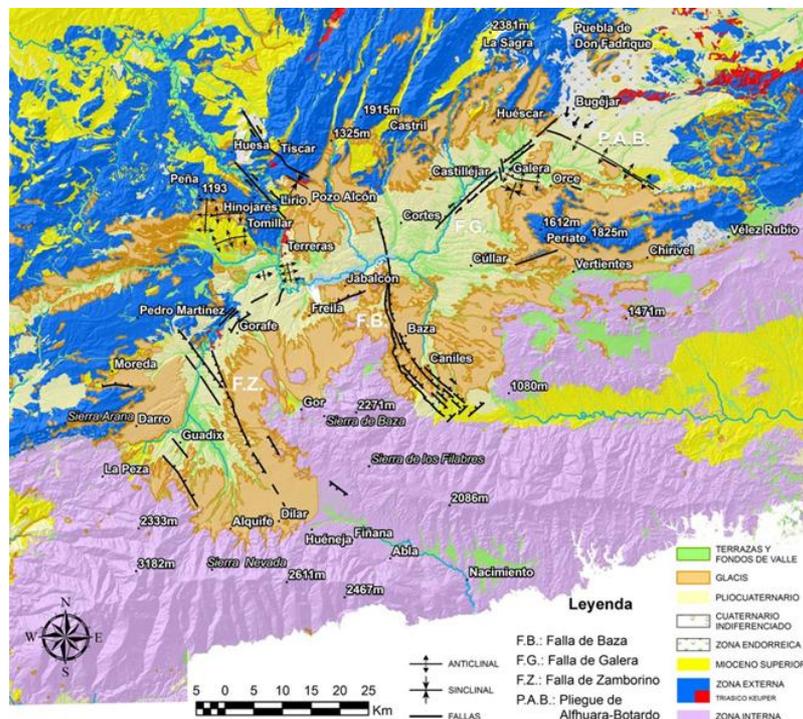


Figura 3. Contexto general y geológico de la cuenca de Guadix-Baza (García-Tortosa et al., 2008).

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A pesar de representar una depresión topográfica, la cuenca de Guadix muestra una red actual con drenaje externo hacia el océano Atlántico a

través del río Guadalquivir. Las principales sierras que rodean la cuenca de Guadix son Sierra Nevada al sur, Sierra de Baza al este, Sierra de Cazorla al norte, y Sierra Arana al oeste (Fig. 3). La cuenca en sí es una meseta elevada (altitud media en torno a los 1000 m) coronada por la calcreta laminar anteriormente citada. El glacis residual que define la calcreta está fuertemente encajado por la red de drenaje actual, la cual converge hacia un río central (río Fardes) con una llanura de inundación bien desarrollada. Los ríos de la red de drenaje actual tienen un régimen hidráulico de tipo rambla, sin flujo durante la mayor parte del año y toda su descarga concentrada en periodos cortos de tiempo coincidentes con lluvias intensas. Este régimen hidráulico está condicionado por el clima semiárido de la región, con una precipitación media anual de entre 300 y 350 mm. El único río con un flujo constante es el río Fardes.

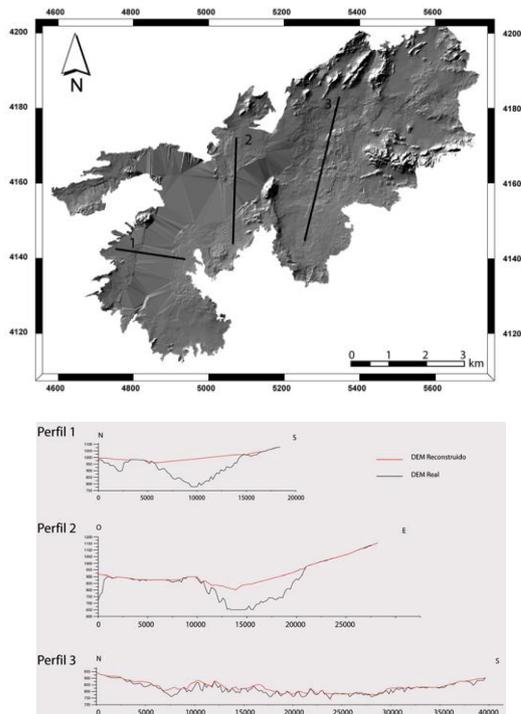


Figura 4. Reconstrucción de la superficie de glacis realizada por Pérez-Peña et al. (2009).

La erosión en la cuenca de Guadix-Baza tiene un patrón claramente asimétrico. Pérez-Peña et al. (2009) realizaron una reconstrucción de la cuenca antes del proceso de captura de la misma para calcular los volúmenes y tasas de erosión en la misma (Fig. 4). Este estudio puso de manifiesto que las tasas de erosión Cuaternarias en la sub-cuenca de Guadix son cerca de un orden de magnitud mayores que en la de Baza. Aunque si bien parte de estas diferencias pueden ser atribuidas a que la sub-cuenca de Guadix está situada más cerca del punto de captura, Pérez-Peña et al. (2009) sugieren que el funcionamiento de la falla de Baza habría actuado como una "barrera" para el avance de la erosión remontante hacia la sub-cuenca de Baza. (Fig. 5). Esta falla normal actúa hundiéndose el

bloque de techo que contiene a la sub-cuenca de Baza y levantando el bloque de muro sobre el que se sitúa la sub-cuenca de Guadix (Alfaro et al. 2007, García Tortosa et al., 2007).

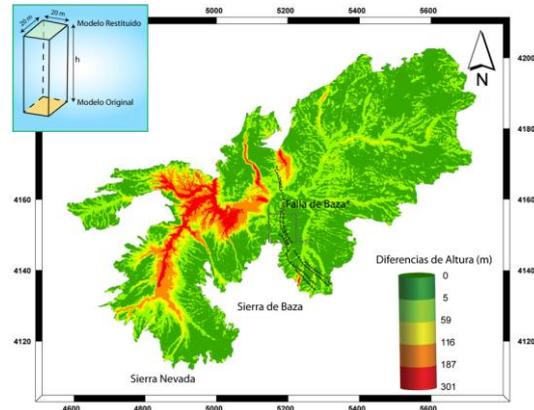


Figura 5. Diferencias de altura entre la reconstrucción de la cuenca y la topografía real. Los valores más altos muestran las zonas donde la erosión ha sido más intensa.

El funcionamiento de esta falla no solo habría condicionado la erosión en la cuenca, sino que ha tenido también un papel fundamental en la evolución del relieve en el Cuaternario. Parte de su movimiento podría responder a un proceso de rebote isostático debido a la intensa erosión sufrida en la sub-cuenca de Guadix y condicionada por el propio funcionamiento de la falla en un proceso de retroalimentación (Fernández-Ibáñez et al., 2010).

ESTRUCTURAS TECTÓNICAS MÁS IMPORTANTES DE LA CUENCA

Las estructuras tectónicas más importantes de la cuenca son las fallas normales con direcciones NNW-SSE a N-S, como son la falla de Baza, la falla del Zamborino, y la falla de Graena (Fig. 3). La falla de Baza es una falla normal de aproximadamente 37 kilómetros de longitud con una dirección NW-SE a N-S y un buzamiento entre 45° y 65° hacia el ENE. Mientras que la parte norte de la falla tiene una dirección N-S bien definida, está se bifurca en varios planos sub-paralelos hacia su terminación sur (Alfaro et al., 2008). Esta falla ha funcionado desde el Mioceno hasta el día de hoy, acumulando un salto de más de 2 km. La falla de Baza sirve como división a las sub-cuenca de Guadix en el oeste y de Baza al este, y determina la distribución de los sedimentos lacustres en la cuenca. La falla presenta una actividad actual de entre 0.12 y 0.33 mm/año (Alfaro et al., 2008) y fue la responsable del terremoto de Baza de 1531, al que se le asignó una intensidad de VIII-IX MMI (Martínez Solares and Mezcua, 2002) y una magnitud estimada de 5.1 (López-Casado et al., 2000).

La falla del Zamborino (Fig. 3) es una falla de dirección NNW-SSE de 30 kilómetros de longitud y buzamiento de 45° hacia el SW. Al igual que la falla de Baza, tiene una zona de falla amplia con varios planos que definen importantes escarpes topográficos. Junto con la falla de Baza,

configura un horst que levanta la parte centro-oriental de la cuenca.

La falla de Graena (**Fig. 3**) está constituida por varias fallas normales de dirección NW-SE que se disponen en el límite entre las rocas del basamento de Sierra Nevada y los sedimentos de la cuenca, presentando saltos métricos. Junto con la falla del Zamborino constituye un graben que hunde la parte más oriental de la cuenca. Algunos terremotos instrumentales han sido relacionados con la actividad de esta falla, como

la serie sísmica de 1994 con terremotos de magnitudes entre 3.2 y 3.3.

La falla de Galera (**Fig. 3**) es una falla de salto en dirección sinistral de 23 km de longitud y orientación N50E. Presenta una zona de falla amplia de 1.5 km de ancho con varios planos paralelos de buzamientos entre 40 y 60°. La deformación de esta falla en superficie produce un anticlinal asimétrico elongado de NE a SW. Esta falla es la responsable del terremoto de 1964 en Galera, con una intensidad de VIII y una magnitud estimada de 5.8.

Parada 2. Panorámica del sector septentrional de la falla de Baza

A esta parada se accede desde la autovía A-92N tomando la salida 47 hacia Benamaurel (A-4200). A unos 4,7 km se toma a la izquierda una pista asfaltada (camino del canal del Jabalcón) y a aproximadamente 8 km se dejan los vehículos. Se asciende por una pista de tierra que sube hacia el Jabalcón durante aproximadamente 750 metros y se llega a una magnífica panorámica en este sector de la falla de Baza.

La falla de Baza, localizada en la cuenca de Guadix-Baza, es una falla normal de ~37 km de longitud con un buzamiento que oscila entre 45-55° hacia el ENE. Se puede dividir en tres segmentos según su orientación: un segmento S de orientación NW-SE, un segmento central orientado N-S y un segmento N de dirección NNW-SSE (Alfaro et al., 2008).

Se trata de la falla que ha tenido una influencia más notable en la evolución reciente de la cuenca de Guadix-Baza, condicionando la sedimentación a ambos lados de la misma. Constituye el límite natural de los dos sectores en los que tradicionalmente se ha dividido esta cuenca: el sector occidental (el de Guadix), con predominio de sedimentación fluvial, y el sector oriental (el de Baza), donde la actividad de la

falla permitió el desarrollo de una sedimentación lacustre durante gran parte de su historia geológica (García Tortosa et al., 2008; Alfaro et al., 2008).

En esta parada se observa una de las mejores panorámicas de esta falla. En este sector la falla separa los materiales pardo-rojizos de edad Plioceno (de origen fluvial) pertenecientes a la formación Guadix y los materiales pleistocenos de tonos más blanquecinos (de origen lacustre) de la formación Baza (**Fig. 6**).

En este sector la falla tiene una dirección aproximadamente N-S, con una zona de falla estrecha (apenas unas decenas de metros), que está delimitada por dos planos de falla principales. Hacia el sur la zona de falla se ramifica en más ramas y la zona de falla se hace más ancha, mientras que hacia el norte estas ramas se mantienen, con tendencia a converger.

Los materiales lacustres, que quedan a bloque de techo de la falla presentan cierto basculamiento hacia el oeste, así como otros signos de deformación (pequeños pliegues de arrastre, etc) congruentes con la cinemática de esta falla



Figura 6. Detalle de la zona de falla desde la parada 1.

Parada 3. Panorámica del sector septentrional de la falla de Baza

A esta parada se accede regresando por el mismo camino de la parada anterior hasta llegar al cruce de la carretera con la autovía A-92N. Desde allí seguimos en dirección al pueblo de Baza. Tomamos el primer desvío a la derecha, indicado por un cartel que pone "Mercado" a unos 500m de la intersección con la autovía. Continuamos por ese camino hasta cruzar la autovía de nuevo. Al llegar a una bifurcación, tomamos la pista de la izquierda y que discurre paralela a la autovía. A 1,5 km aproximadamente, llegamos a un cruce de caminos, tomamos el de la izquierda hasta llegar a un túnel que cruza la autovía, donde debemos tomar el camino que se abre a la derecha. Este camino nos lleva al barranco donde está situada la trinchera, aproximadamente a unos 600m desde el túnel.

La trinchera está situada en una de las ramas centrales del sector central de la falla de Baza, concretamente en el barranco del Carrizal. Se encuentra en la segunda terraza fluvial más alta de los cuatro sistemas de terrazas diferenciados en esta zona (aproximadamente a 10 metros por encima del talweg del cauce perteneciente a este barranco).

La trinchera, de aproximadamente 15 m de longitud y 3 m de profundidad, deja expuesta una zona de falla de unos 5 metros de anchura, desarrollada sobre sedimentos endorreicos plio-pleistocenos y delimitada por dos planos de falla netos, uno al E y otro al W.

En la pared S de la trinchera se observa una alternancia de niveles milimétricos y centimétricos de arcillas, limos y arenas con niveles margosos y carbonatados, pertenecientes

al relleno lacustre endorreico de la cuenca. Discordantes sobre ellos y pertenecientes a la terraza fluvial aparece una unidad detrítica con base erosiva, formada fundamentalmente por limos, arenas y microconglomerados, de hasta dos metros de espesor.

En la zona oriental de la pared S se puede observar el desarrollo de una fisura, de dimensiones considerables (~1,5m de longitud, ~1m de anchura), rellena de sedimento. Dicho sedimento aparece deformado en el contacto con las paredes de la misma.

En la trinchera se observa cómo la terraza aparece afectada por los planos de falla principales, desarrollando una zona de deformación por cizalla en el contacto con el plano principal occidental. Dentro de la terraza, en la pared N de la trinchera, se han reconocido y delimitado fisuras abiertas rellenas de sedimentos que parecen estar selladas por las unidades más modernas de la propia terraza (**Fig. 7**). Existen diversos modelos cinemáticos para la deformación superficial asociada con fallas normales que pueden generar fisuras en la parte superior. Estas fisuras están limitadas por abajo por el plano de falla principal y están constituidas por materiales de tamaño de grano muy fino (arcilla) y rellenos por sedimento de tamaño de grano más grosero, con algunos cantos milimétricos y matriz arenosa.

La unidad más moderna identificada es un nivel sub-horizontal sobre el que se desarrolla el suelo actual (**Fig. 7**). Este último nivel aparece no deformado y sellando los planos de falla.

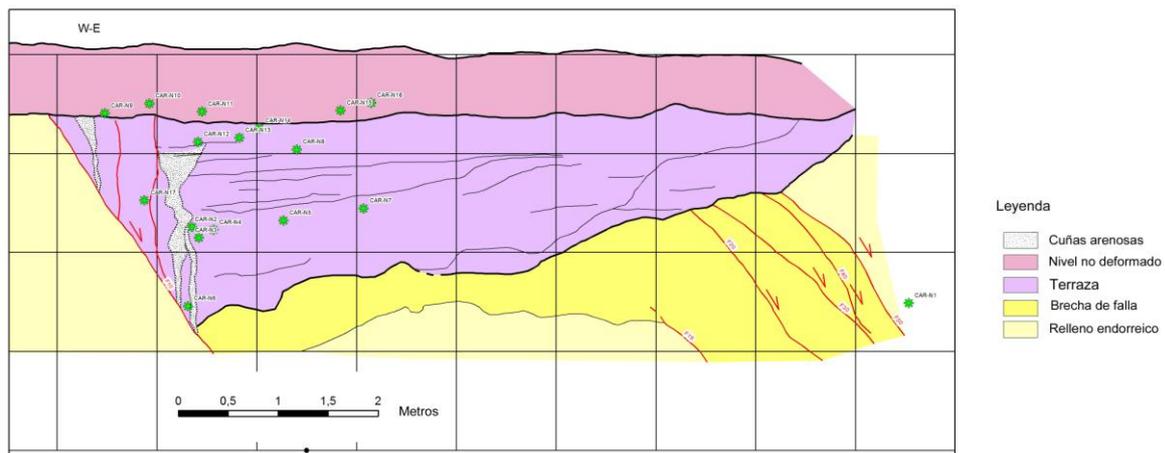


Figura 7. Log simplificado de la pared N de la trinchera Carrizal. Las líneas negras dentro de la terraza marcan los cuerpos con morfología de cuña. Los puntos en verde representan las localizaciones de las muestras que se han tomado para las dataciones.

Parada 4. Deslizamientos rotacionales del Arroyo de Gor

El arroyo de Gor es un valle lineal de unos 30 Km. de longitud y dirección aproximada NNO-SSE que drena la parte norte de la Sierra de Baza (Fig. 8). En su paso sobre los sedimentos Plio-Pleistocenos de la cuenca de Guadix este arroyo forma un valle lineal con un encajamiento muy acusado. En la actualidad, debido al clima semiárido de la región, este arroyo se comporta como una rambla, con ausencia de flujo continuo y periodos episódicos de gran caudal relacionados con fuertes lluvias.

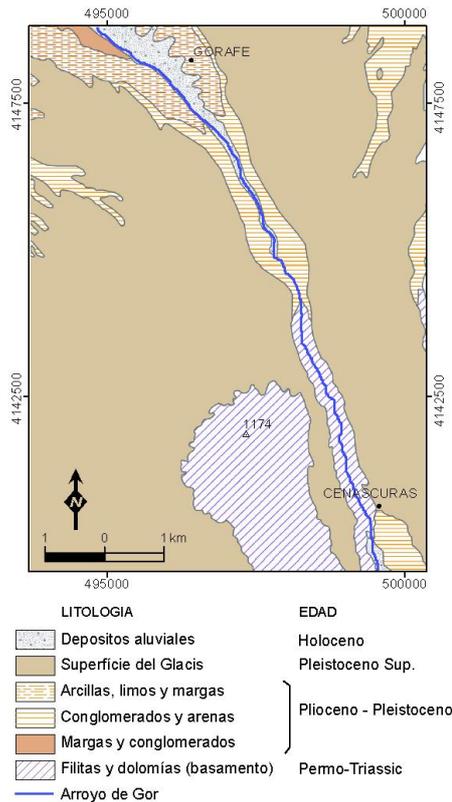


Figura 8. Mapa geológico del tramo del arroyo de Gor entre Cenascuras y Gorafe.

La característica más llamativa del tramo Cenascuras-Gorafe del arroyo de Gor es la abundancia de deslizamientos rotacionales a ambos lados del cañón (Azañón et al., 2005). También, aunque menos abundantes, existen otros tipos de movimientos de ladera como son flujos y desprendimientos. Estos movimientos de ladera son mucho más abundantes a partir del punto medio del tramo, donde el arroyo comienza a ensancharse. (Fig. 9). De acuerdo con su actividad, estos deslizamientos se pueden considerar como durmientes-maduros o inactivos, puesto que la mayoría están cubiertos de vegetación y con sus pies parcialmente erosionados por el encajamiento más reciente (20-40 metros) del arroyo. A pesar de la vegetación y la erosión, la morfología interna de estos deslizamientos rotacionales es perfectamente reconocible.

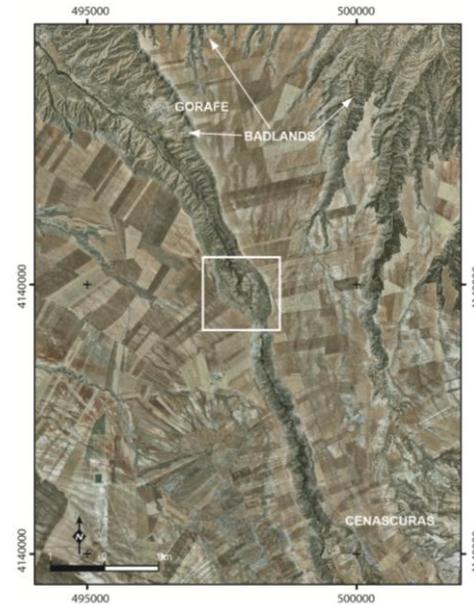


Figura 9. Fotografía aérea del tramo Cenascuras-Gor. El recuadro blanco indica la zona desde la cual el arroyo comienza a ensancharse.

En el campo, estos deslizamientos rotacionales tienen las siguientes características: (i) el escarpe principal es en muchos casos fácilmente reconocible en los márgenes del valle; (ii) los estratos en las masas deslizadas se encuentran rotados y con buzamientos contra pendiente; (iii) algunos deslizamientos muestran en sus partes más bajas inclinaciones topográficas contrapendiente; y (iv) algunos deslizamientos, más concretamente los localizados en las partes altas del valle, preservan bastante bien sus morfologías originales.

Las superficies de ruptura tienen unas morfologías características con escarpes subverticales en la cabecera del deslizamiento y rampas horizontales e incluso con contrapendientes en los pies. Estas morfologías se puede observar especialmente bien en algunos afloramientos muy erosionados o bien se pueden inferir indirectamente de la rotación de los estratos en el cuerpo de los deslizamientos (Fig. 10). No existen partes de los deslizamientos donde los estratos conserven su orientación horizontal original o estén inclinados a favor de la pendiente. Por todo ello la suposición de la geometría cóncava o con forma de "cuchara" está completamente justificada para el caso de estos deslizamientos.

Muchos de estos deslizamientos están elongados en una dirección perpendicular al desplazamiento, es decir, presentan una anchura mayor que su longitud (Figs. 10 y 11). Estas geometrías pueden considerarse anómalas, puesto que la mayoría de deslizamientos de este tipo se elongan según la dirección del desplazamiento..

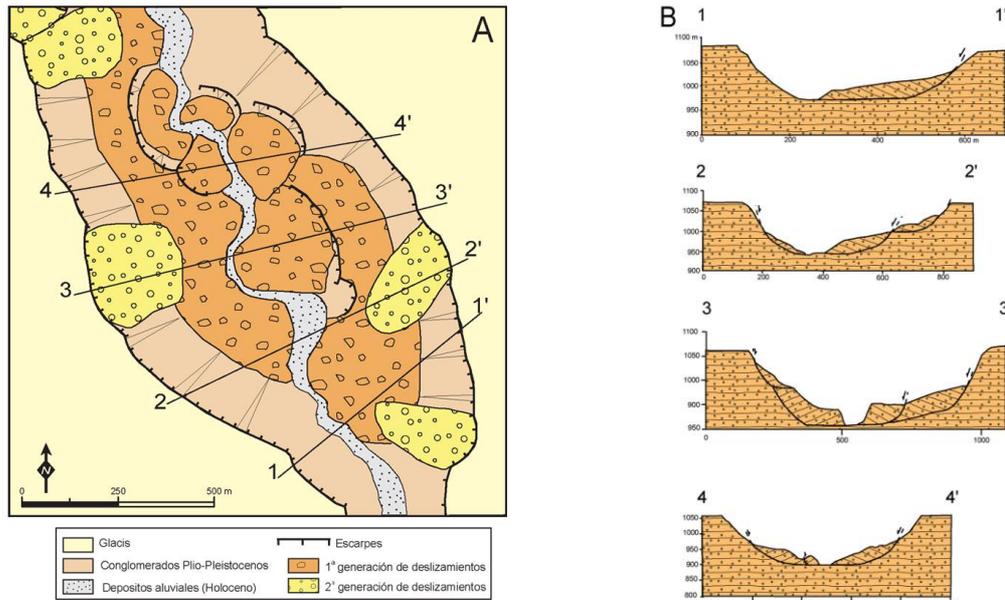


Figura 10. A) Mapa geomorfológico del sector central del tramo Cenascuras-Gorafe (Localización en Fig.2). B) Cortes transversales de los deslizamientos rotacionales. Nótese que la escala vertical está ligeramente exagerada.

Estas morfologías son debidas a la estrechez del arroyo, puesto que la máxima longitud de los deslizamientos no podría superar la mitad del ancho del valle. Por ello los deslizamientos serían elongados en una dirección paralela al arroyo, con una cantidad de traslación moderada y posteriormente encajados en sus pies por el Arroyo de Gor. Este hecho pone de manifiesto las relaciones causa-efecto de la incisión fluvial y la formación de deslizamientos.

En esta zona central se pueden identificar varias generaciones sucesivas de deslizamientos. En los deslizamientos de segunda generación la rotación contra-pendiente de las capas es siempre menor que la en la primera generación. En muchos casos los pies de los deslizamientos de primera generación son erosionados por el arroyo con incisiones de hasta 50 metros en el material deslizado. En algunos casos estas incisiones causan inestabilidades y reactivaciones en los pies de los deslizamientos de primera generación (Fig. 11).

Podemos considerar que la incisión del arroyo del arroyo de Gor es la causa primaria para el desarrollo de los deslizamientos. Tal configuración de las laderas en los conglomerados poco cementados del relleno Plio-Pleistoceno de la cuenca de Guadix es altamente inestable y favorece la formación de grietas de tensión a poca distancia del borde del cañón. Estas grietas se dispondrían paralelas al borde del cañón y se propagarían lateral y verticalmente. Procesos de pipping, muy comunes en este tipo de materiales en la cuenca de Guadix, favorecerían el crecimiento y ensanchamiento de estas grietas. Este mecanismo de fracturación tensional es aún activo en los bordes del arroyo de Gor y puede observarse cerca de Gor, donde son visibles

grietas. En el caso de los deslizamientos rotacionales el tamaño final de los cuerpos deslizados sugieren que las grietas de tensión habrían separado bloques de varios decímetros e incluso 1 hectómetro del borde del arroyo, por lo tanto descartando el vuelco como mecanismo de estabilización de la ladera (Fig. 12). La propagación vertical de las grietas de tensión terminaría a una profundidad próxima a la base del cañón, donde los conglomerados y arenas descansan sobre margas y arcillas impermeables. Estos materiales impermeables impedirían que el pipping se siguiera desarrollando hacia abajo. Estos materiales arcillosos representan una discontinuidad mecánica con ángulos muy bajos de fricción interna (especialmente si se encuentran saturadas con agua). En tal situación la fractura vertical separaría un bloque que se deslizaría sobre esta superficie sub-horizontal que define el contacto entre los conglomerados y las arcillas (Fig. 12). Eventualmente este proceso podría repetirse dando lugar a una segunda generación de deslizamientos debido al retroceso del escarpe principal de la primera generación de deslizamientos.

Los factores desencadenantes más probables de estos deslizamientos serían periodos de lluvias intensas. Estos periodos acelerarían los procesos de pipping contribuyendo al crecimiento y desarrollo de las grietas de tensión. El agua se infiltraría a través de estas fracturas hasta el contacto entre los conglomerados y las arcillas, reduciendo drásticamente la resistencia de cizalla a lo largo del mismo. En estas circunstancias, grandes masas delimitadas por las fracturas verticales y el contacto sub-horizontal entre los conglomerados y arcillas se separarían dando lugar a los deslizamientos rotacionales de este tramo del arroyo de Gor.



Figura 11. Vista 3D del sector central del tramo Cenascuras-Gorafe. Las paredes subverticales marcan los principales escarpes. Nótese un deslizamiento de la segunda generación en la parte central derecha.

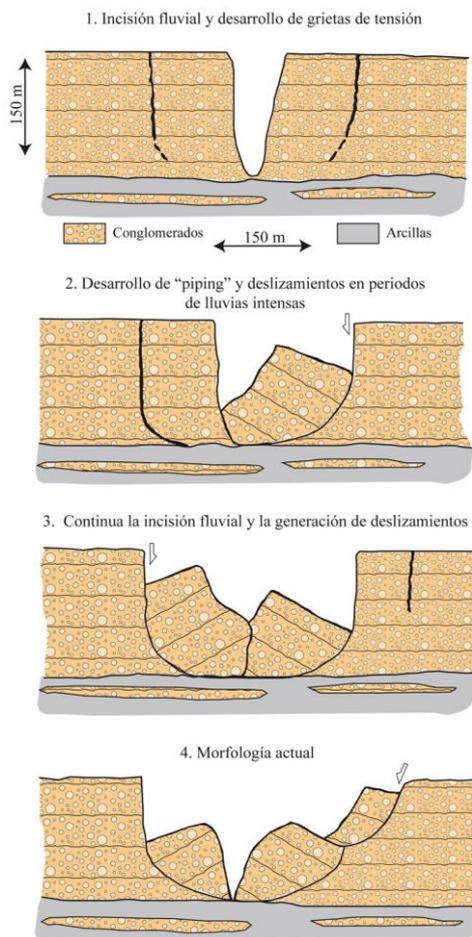


Figura 12. Modelo de evolución genética propuesto para los deslizamientos rotacionales del arroyo de Gor. La escala es aproximada.

Con respecto a la edad de los deslizamientos, una edad máxima para los mismos se podría establecer de acuerdo al inicio de la incisión fluvial en la Cuenca de Guadix. El drenaje endorreico y la sedimentación en la cuenca de Guadix terminan en el Pleistoceno superior, cuando su drenaje endorreico es capturado por el Guadalquivir. Restos arqueológicos coetáneos a los depósitos más recientes de la cuenca de Guadix dan edades en torno a los 100-250 ka (Botella et al., 1985, 1986; Pla-Pueyo et al., 2011). Los abundantes dólmenes preservados en esta área también pueden servir para establecer una edad mínima para estos deslizamientos. Estos dólmenes están construidos tanto sobre el glacis como sobre las masas deslizadas en el valle (Fig. 13). La edad de estos dólmenes está en torno a los 6 ka (Wise et al., 1982).

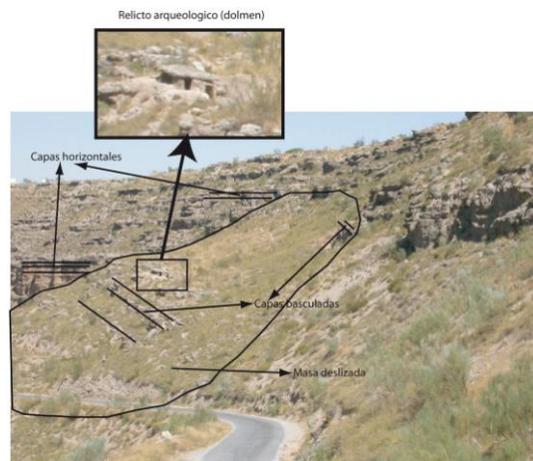


Figura 13. Estratos rotados dentro de la masa deslizada. Nótese la presencia de un relicto arqueológico (dolmen) sobre los estratos rotados.

Parada 4. Travertinos de Alicún de las Torres

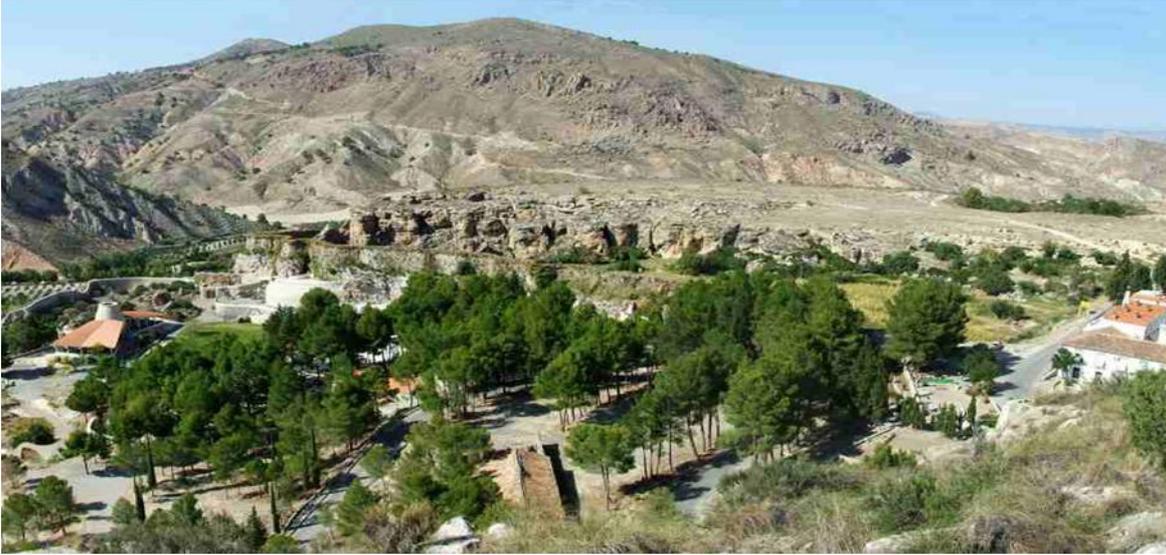


Figura 14. Vista panorámica del travertino de Alicún de las Torres con El Mencil al fondo

Los travertinos de Alicún de las Torres (Fig. 14), están relacionados con una surgencia natural en las inmediaciones del Balneario de Alicún. Según los restos más antiguos encontrados en esta zona, el asentamiento humano tuvo lugar a lo largo del Paleolítico Superior; aunque no fue hasta el Neolítico cuando se produjo un incremento demográfico estable y sedentario con la construcción de numerosos dólmenes (Fig. 15).

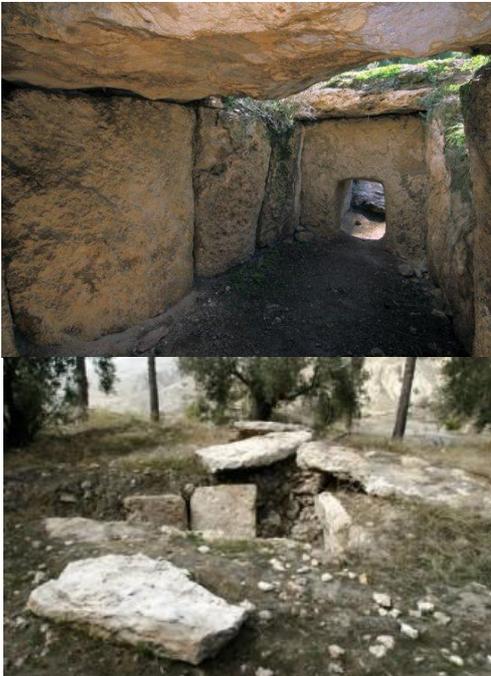


Figura 15. Dólmenes localizados en las proximidades del Balneario de Alicún de las Torres

Es en esta etapa cuando comienza a formarse el Acueducto del Toril, formación mural travertínica de hasta 15 m de altura, originada de forma natural por la precipitación de carbonato cálcico a

lo largo de la acequia que conduce las aguas termales sobrantes del balneario para el regadío (Fig. 16).



Figura 16. Panorámica de la Acequia el Toril

En la zona se encuentran indicios de actividad humana hasta la época romana, época en la que se abandonó el balneario. Este se recuperó en el Siglo II, cuando se inició la utilización terapéutica de las aguas termales.

En 1554, la Inquisición por un lado y el Sínodo de los obispos de la Diócesis de Guadix y de Baza, por otro, en su lucha por erradicar los promiscuos hábitos de los baños árabes, pusieron al borde de la desaparición a numerosos establecimientos. Unos fueron derruidos, otros prohibidos y muchos abandonados. Paradójicamente, el Cardenal Cisneros fue uno de los más ilustres usuarios de estas aguas. En 1570, los entonces propietarios, el Doctor Don Baltasar de Santa Cruz Bocanegra y su esposa Doña María de Vergara fundaron en estos terrenos un mayorazgo que se mantuvo en poder de dicha familia, por la línea sucesoria establecida, hasta mediados del S. XIX. El 10 de Abril de 1870, se publicó, en la Gaceta de Madrid, la declaración de Utilidad Pública de los Baños de Alicún, junto a otros 124 balnearios de la península. Esta

promulgación fue consecuencia del Reglamento de Baños y Establecimientos de Aguas Minero-medicinales de 1868.



Figura 17. Vista aérea del recinto del Balneario de Alicún de las Torres

En 1920 la propiedad fue adquirida por los hermanos Medialdea Vázquez, y tras varias segregaciones hereditarias, la finca donde se localiza el balneario quedó reducida a una extensión de 100 Has.

Desde 1970 se han venido realizando notables ampliaciones y reformas como: el complejo de piscinas, restaurante y barbacoas Los Torreones, el Hotel Reina Isabel (construido sobre parte de la anterior hospedería), una nueva ermita, repoblación forestal, almacenes, viviendas y talleres, conexión a la red eléctrica y un amplio etcétera (Fig. 17). En 1998 se terminó la reconstrucción de otra ala del antiguo edificio, y desde entonces se continúa adaptando al nuevo estilo las restantes dependencias, hasta conseguir la homogénea imagen que hoy ofrece.

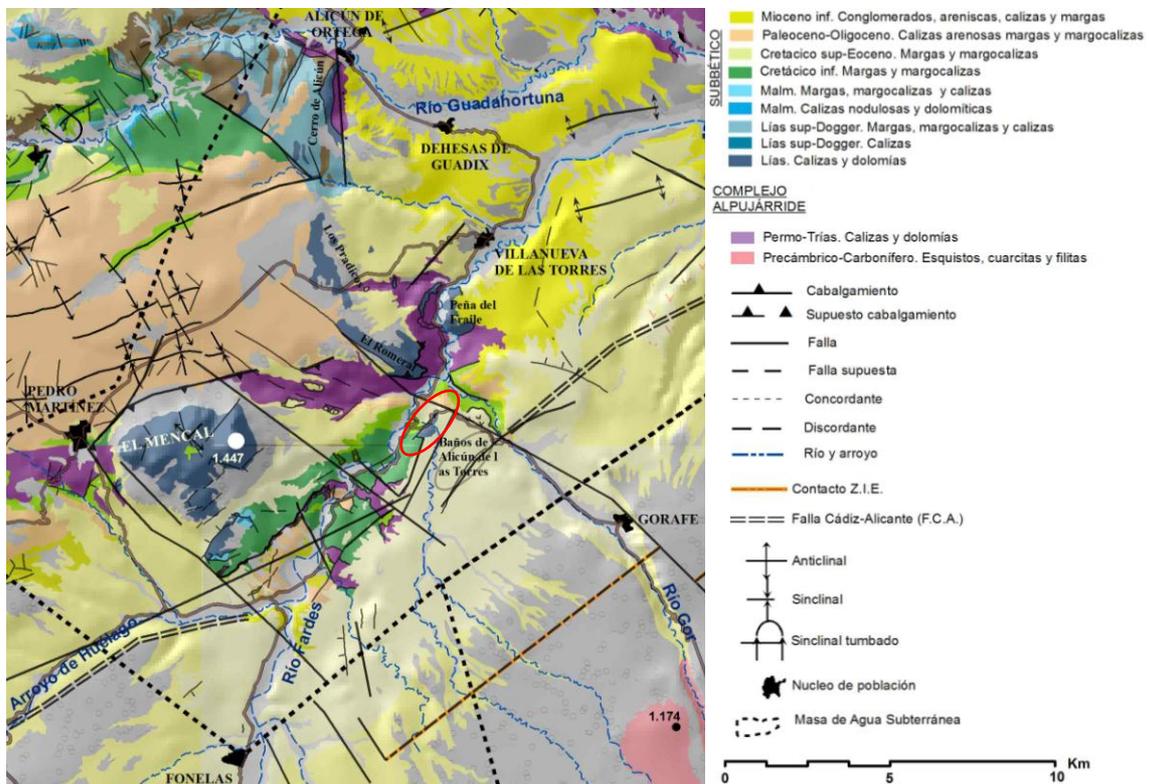


Figura 18. Contexto geológico y tectónico de la zona de ubicación de los Baños de Alicún de las Torres (Fernández-Chacón, 2009)

Los baños de Alicún de las Torres se localizan en la Masa de Agua Subterránea 05.13 El Mencal. En ella afloran materiales carbonáticos del subbetico Medio que se encuentran en contacto con materiales neógenos y cuaternarios de la cuenca de Guadix y con la Unidad Olotstrómica. En la zona destacan grandes accidentes tectónicos de dirección NE-SW como son la falla Cádiz-Alicante y el contacto entre las zonas Internas y Zonas Externas Béticas, y de dirección NW-SE como la falla de Gorafe. Asociado a la intensa tectónica aparece la manifestación termal de los Baños de Zújar. En esta masa de agua se han diferenciado tres tipos de acuíferos (Fig. 18):

-El acuífero carbonático (de color azul) de 17 km² de superficie total, constituido por pequeños afloramientos dispersos (subunidades): El Mencal, Cerro de Alicún de Ortega, El Romeral, Cerro de los Pradicos, Peña del Fraile y Baños de Alicún .

-El acuífero detrítico miopliocuatenerario (de color amarillo), que se encuentra rodeando a los afloramientos carbonáticos y que presenta escaso interés hidrogeológico.

-El acuífero detrítico cuaternario, constituido por afloramientos aluviales asociados a los dos ríos principales Fardes y Guadahortuna (de color gris).

En el Balneario de Alicún de las Torres se han localizado 7 manantiales cuyo caudal conjunto asciende a 75-80 l/s. Esta descarga es muy superior a la recarga procedente de la infiltración directa del agua de lluvia en la superficie carbonática permeable del Cerro de la Raja, cerro asociado a dichos manantiales (Fig. 20).

La cota de surgencia varía entre 785 m s.n.m. en los Caños hasta 725 m s.n.m. en el manantial bajo el Puente. La temperatura de las aguas varía entre 41 y 31 °C, siendo menor en los manantiales de menor cota, y la conductividad alcanza un valor de 2.300 µS/cm. En cuanto a la facies hidroquímica, se trata de aguas sulfatadas cálcicas con valores en contenido en isótopos estables.

Salvo las Subunidades El Mencil y Baños de Alicún, el resto de subunidades carbonáticas se encuentran flotando sobre la Unidad Oligoestrómic, formando parte de esta. Si se observa la superficie de afloramiento de acuífero carbonático (Fig. 18), El Mencil presenta una

superficie muy superior a la de los Baños de Alicún, sin embargo las descargas son muy altas en los Baños de Alicún. Este hecho está indicando la existencia de recargas ocultas hacia el acuífero carbonático del Cerro de la Raja, que son las que alimentarían a los manantiales termales.

Tradicionalmente se ha considerado que la zona de los Baños de Alicún era alimentada por un flujo de agua subterránea procedente de la Sierra de Baza y del acuífero de El Mencil. Pero los resultados de estudios hidrogeológicos realizados en la zona, principalmente estudios hidroquímicos e isotópicos (Fernández-Chacón, 2009), han determinado la existencia de un alimentación lateral subterránea procedente tan solo de la Sierra de Baza.

Tras la información recopilada de columnas litológicas de sondeos ubicados en el borde Noroccidental de la Sierra de Baza, se ha podido identificar un acuífero carbonático profundo perteneciente al manto de Blanquizares.

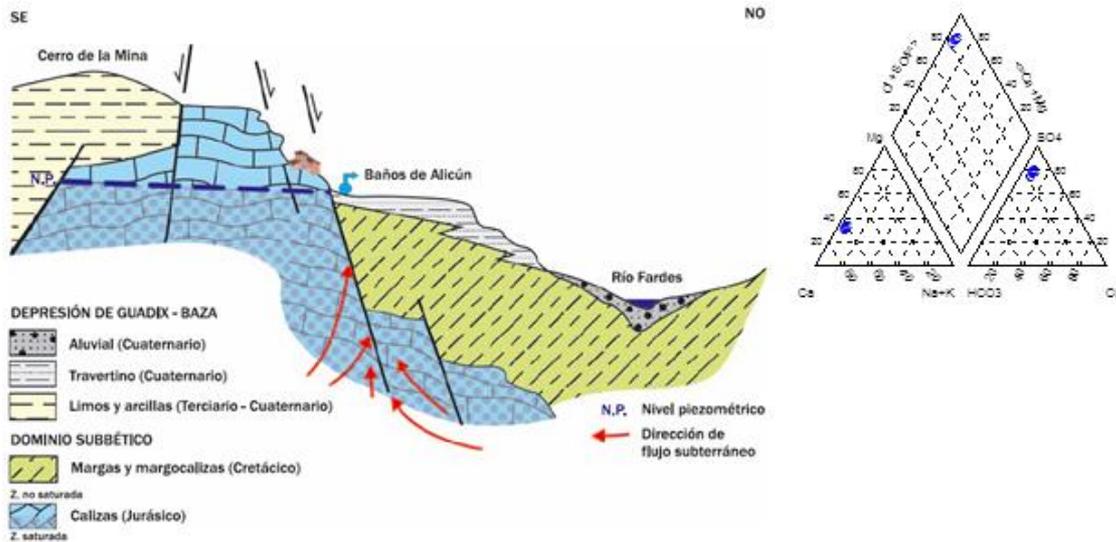


Figura 19. Corte hidrogeológico esquemático del Balneario de Alicún de las Torres (DIPGRA-IGME, 2006)



Figura 20. Ortofoto con los manantiales principales de los Baños de Alicún de las Torres y trazado de la acequia El Toril.

C³ Referencias

- Alfaro P., Delgado J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar J., García-Tortosa F.J., López-Garrido A.C., López-Casado C., Marín-Lechado C., Gil A.J., Borque M.J. (2008) The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (south Spain). *International Journal of Earth Science* 97: 1353-1365.
- Azañón JM, Azor A, Pérez-Peña JV, Carrillo JM (2005). Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: The Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). *Geomorphology* 69: 152–168.
- Azañón JM, Tuccimei P, Azor A, Sánchez-Almazo IM, Alonso-Zarza AM, Soligo M, Pérez-Peña JV (2006). Calcrete features and age estimates from U/Th dating: Implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain), in: *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Alonso-Zarza AM, Tanner LH (Eds.). Geology Society of America, Boulder, Colorado pp. 223–239.
- Botella M, Martínez C, Cárdenas FJ (1985). Las industrias paleolíticas de la Cueva Horá (Darro, Granada). *Antropología y Paleoecología Humana* 1: 59-74.
- Botella M, Martínez C, Cárdenas FJ, Cañabate MJ (1986). Industria musteriense y achelense de Cueva Horá (Darro, Granada), in *Libro en honor de Luis Siret*, Junta de Andalucía, Granada, 79-95.
- Díaz-Hernández JL, Juliá R (2006). Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Quaternary Research* 65: 467–477.
- DIPGRA-IGME (2006). Guía de manantiales de la Provincia de Granada. 286 pp.
- Fernández J, Viseras C, Soria J (1996). Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base-level changes, in *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Friend PF, Dabrio C (Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 353-365.
- Fernández-Chacón, F. (2009). Contribución al Conocimiento Hidrogeológico de una Depresión Interna en Clima Mediterráneo Semiárido (Cabecera del Guadiana Menor, Cordillera Bética) Tesis doctoral. Universidad de Granada-IGME. 387 pp.
- Fernández-Ibáñez F, Pérez-Peña JV, Azor A, Soto JI, Azañón JM (2010). Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. *Geology* 38: 643–646.
- García-Tortosa FJ, Alfaro P, Galindo-Zaldívar J, Gibert L, López-Garrido AC, Sanz de Galdeano C, Ureña M (2008). Geomorphologic evidence of the active baza fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology* 97: 374-391.
- García-Tortosa FJ, Alfaro P, Sanz de Galdeano C, Galindo-Zaldívar J (2011). Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: The Guadix-Baza basin (South Spain). *Geomorphology* 125: 517–529.
- García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Alfaro P, Ureña, M. (2006). El glacis de la cuenca de Guadix-Baza. Una superficie de referencia para el análisis tectónico y la evolución geomorfológica de la cuenca. En: Sanz de Galdeano C, Peláez JA (Eds.), *La Cuenca de Guadix-Baza. Estructura, Tectónica Activa, Sismicidad, Geomorfología Y Dataciones Existentes*. Grupo RNM 217 (Junta de Andalucía), Granada, 111-126.
- López Casado C, Molina S, Giner JJ, Delgado J (2000). Magnitude-Intensity relationships in the Ibero-Magrebhian Region. *Natural Hazards* 22: 269-294.
- Martínez Solares, JM, Mezcuca J (2003). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 AC-1900). Monografía nº 18. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Pérez-Peña JV, Azañón JM, Azor A, Tuccimei P, Della Seta M, Soligo M (2009). Quaternary landscape evolution and erosion rates for an intramontane Neogene basin (Guadix–Baza basin, SE Spain). *Geomorphology* 106: 206–218.
- Pla-Pueyo S., Viseras C., Soria JM, Tent-Manclús JE, Arribas A. (2011). A stratigraphic framework for the Pliocene-Pleistocene continental sediments of the Guadix Basin (Betic Cordillera, S. Spain). *Quaternary International* 243: 16–32.
- Rodríguez-Ferández J (1982). El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. PhD Thesis, Granada, 224pp
- Viseras C (1991). Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Wise SM, Thornes JB, Gilman A (1982). How old are the badlands? A case study from south-east Spain, in *Badlands Geomorphology and Pipin*. Bryan RB, Yair A. (Eds.), Geo Books, Norwich, 259-277.

C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol., 2, 2015. AEQUA, Granada. 46 pp.

Azañón J.M., Pérez-Peña J.V., Galve J.P. Eds (2015). *Geomorfología Tectónica y Deformaciones cuaternarias en Sierra Nevada y la Cuenca de Guadix (Granada, SE España)*.