

GÉNESIS DEL ENTORNO OROGRÁFICO/GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE EL CHORRO (MÁLAGA)

Francisco Carrasco Cantos

Académico de Mérito de la Academia Malagueña de Ciencias

Excmas. autoridades que nos acompañan en este acto, señoras y señores, me propongo hacer un resumen de las características morfológicas y geológicas de la región de El Chorro para obtener los principales acontecimientos que la originaron.

La zona de El Chorro, está atravesada por el río Guadalhorce que separa, en el denominado desfiladero de los Gaitanes, dos conjuntos montañosos de características muy diferentes, al este las Sierras del Valle de Abdalajís y al oeste la Sierra del Almorchón (fig.1).

El macizo del Valle de Abdalajís está constituido por una serie de alineaciones montañosas orientadas según una dirección aproximada este-oeste. Las zonas más elevadas se corresponden con la sierra de Huma y la sierra del Valle que se aproximan a los 1.200 metros sobre el nivel del mar. La Sierra del

Almorchón, de menor altitud (663 m s. n. m.) presenta una forma mucho más esférica. Estas características morfológicas están relacionadas con la litología de los materiales que las constituyen, con la estructura geológica de la región y con los agentes geológicos que han actuado en ella a lo largo del tiempo.

EL RÍO GUADALHORCE

El río Guadalhorce es uno de los principales agentes que han contribuido a la morfología de la región. Con una longitud de 154 km y una cuenca vertiente de algo más de 3.000 km² es el principal río de la provincia de Málaga, no solo por ser el de mayor longitud, sino por el aprovechamiento que de él se ha obtenido históricamente para producir electricidad en las centrales hidroeléctricas de El Chorro, utilizar sus aguas para consumo humano en la capital y para los riegos del bajo Guadalhorce.



Figura 1. Mapa de situación.

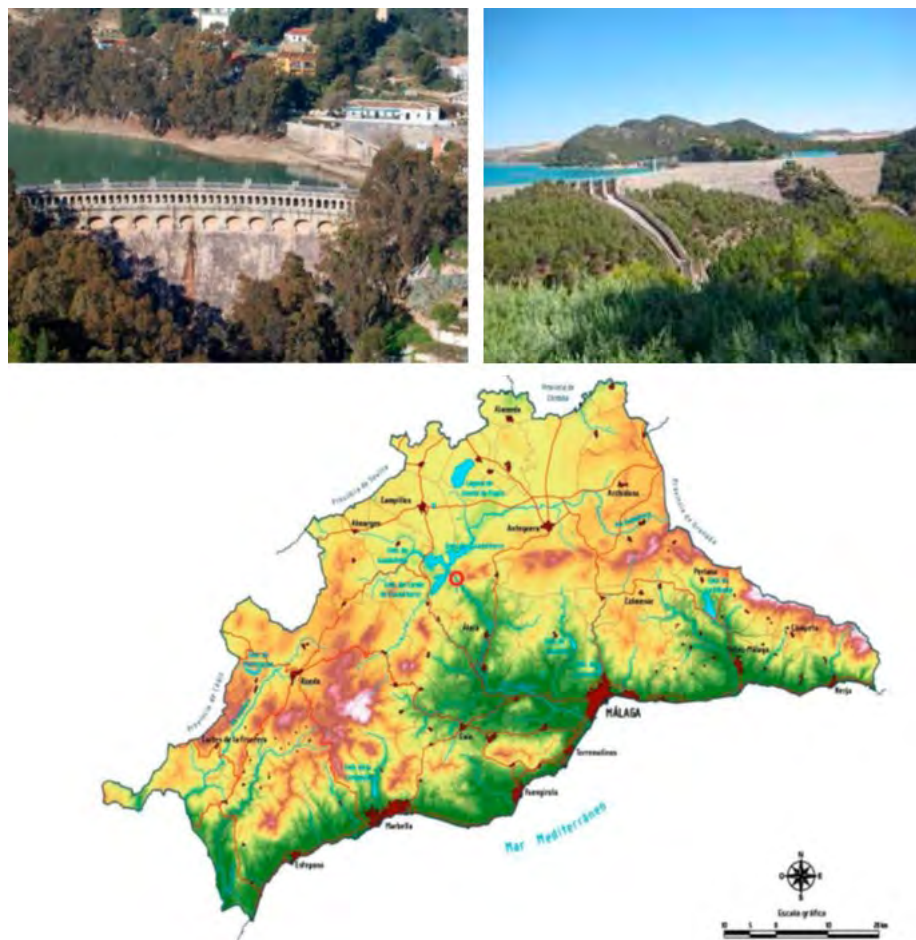


Figura 2. Situación de El Chorro (círculo rojo) y del complejo hidrológico de los tres embalses en el marco de la provincia de Málaga. Arriba (izquierda, la presa del Conde del Guadalhorce; derecha, presas del Guadalhorce-Guadaleba).

La región de El Chorro (fig. 2) se sitúa en un enclave ciertamente singular; coinciden prácticamente en un punto tres arterias importantes: el propio Guadalhorce alto, el río Guadaleba y el río Turón. Antes de la confluencia de estos ríos se encuentra el complejo hidrológico de los tres embalses, de los cuales el primero en construirse fue el embalse del Conde del Guadalhorce, situado en el río Turón, del que hoy celebramos su centenario. El río Turón es el de menor caudal, pero es el más regular y el que aporta las aguas de mejor calidad. Además, es el que presenta una cerrada con mejores características para la construcción de una presa.

Llama la atención el hecho de que el río Guadalhorce que circula hacia el oeste en la Vega de Antequera, gira hacia el sur atravesando, en el desfiladero de los

Gaitanes, el arco montañoso central de la provincia de Málaga. A partir de este punto con una preferencia claramente meridional el río discurre hacia su desembocadura en el Mediterráneo (fig. 3).



Figura 3. Red hidrográfica principal de Andalucía con el trazado del río Guadalhorce.

Algunos investigadores, entre ellos nuestro fundador y primer presidente Domingo de Orueta han expuesto la hipótesis por la cual el alto Guadalhorce era un afluente del río Genil y por tanto del Guadalquivir y en un determinado momento fue capturado para dirigirse al Mediterráneo. La situación de algunos depósitos fluviales antiguos, los perfiles longitudinales de los ríos, así como el propio trazado del Guadalhorce son algunas de las evidencias que sustentan esta hipótesis (DURÁN y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1999).

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

La región de El Chorro está situada en el tercio occidental de la cordillera Bética, cerca del límite entre las Zonas Interna y Externa, con una gran complejidad geológica.

LA SIERRA DEL VALLE DE ABDALAJÍS

Las sierras calizas del Valle de Abdalajís pertenecen a la Zona Externa de la cordillera, concretamente al dominio Penibético o Subbético Interno Occidental. Están formadas, fundamentalmente por rocas calizas y margosas de edad mesozoica. Las calizas jurásicas son las responsables de los importantes relieves que existen en la zona y sobre ellas se ha desarrollado un modelado kárstico.

Secuencia estratigráfica. En el macizo del Valle de Abdalajís aflora la mayor parte de la secuencia preorogénica del Penibético. A ésta cabe añadir los depósitos postorogénicos de El Chorro (Mioceno superior).

La serie estratigráfica del Penibético comienza con materiales triásicos constituidos

por margas de colores verde y rojo y yesos, se trata de depósitos fluviales o lacustres. Presentan bancos de dolomías (medio marino somero) a techo.

El Jurásico está representado por carbonatos de facies marinas de poca profundidad. Sobre unas dolomías iniciales aparece una formación de calizas oolíticas del Jurásico inferior-medio, seguidas de calizas nodulosas y calizas oolíticas del Jurásico superior.

El Cretácico presenta depósitos marinos de facies mucho más profundas: la formación Capas Blancas (margas y margocalizas blancas con nódulos de sílex, de edad Cretácico inferior) y la formación Capas Rojas (margas y margocalizas rosadas, de edad Cretácico superior-Paleógeno).

Los depósitos postorogénicos del Mioceno superior de El Chorro, están formados por areniscas y conglomerados, con abundantes bioclastos (ostreidos, erizos, etc.) típicos de ambientes marinos someros.

Estructura. La estructura geológica de la sierra del Valle de Abdalajís está formada por pliegues “en cofre”, de dirección ENE-OSO, cuyo apretamiento ha dado lugar a fallas con la misma orientación que originan bruscos resaltes topográficos que se observan en el relieve. Estas fallas han sido interpretadas de formas diferentes, desde fallas normales que han dado lugar a una estructura de bloques hundidos y levantados (fig. 4), hasta cabalgamientos hacia el norte que se amortiguan lateralmente y se relevan entre ellos (fig. 5).

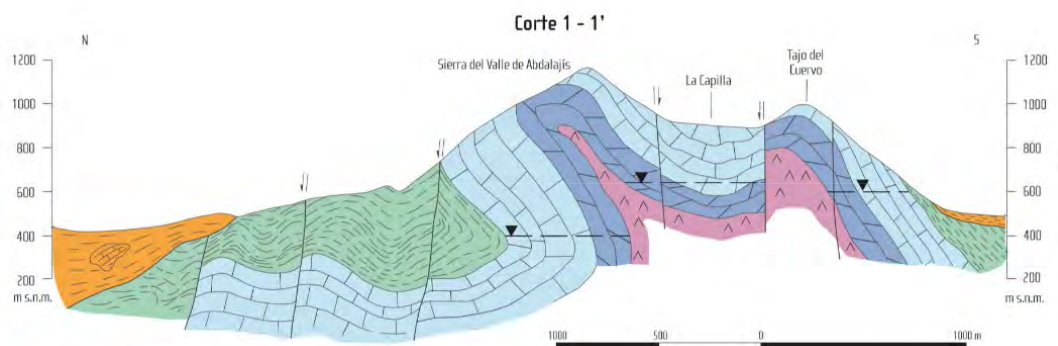


Figura 4. Estructura geológica de la sierra del Valle de Abdalajís (Pulido et al., 2007).

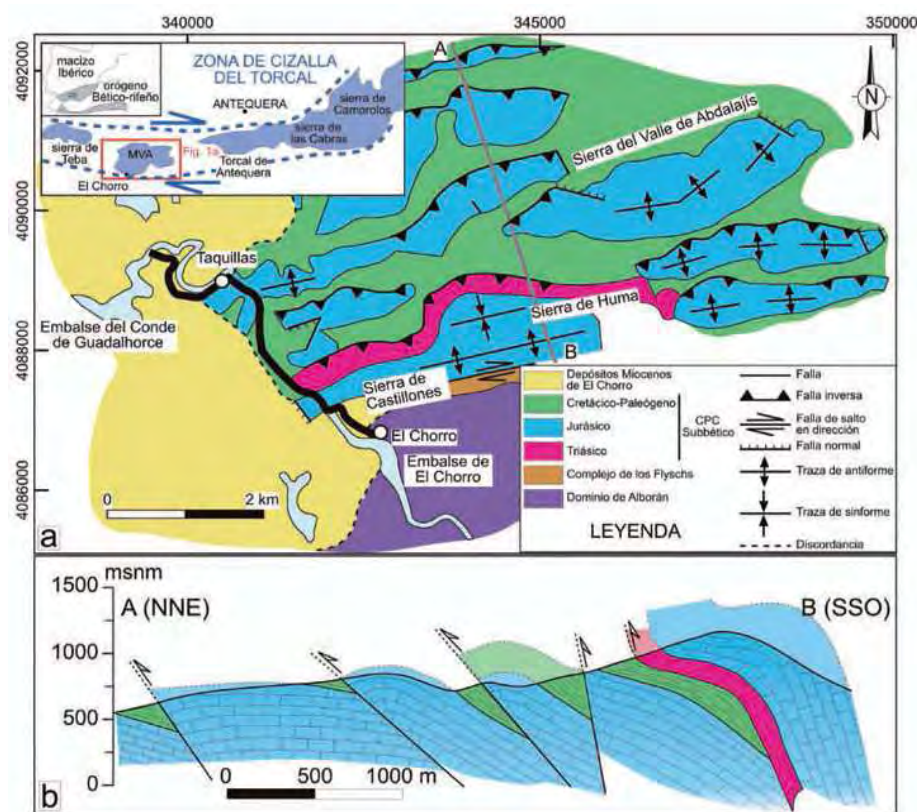


Figura 5. Principales deformaciones de la sierra del Valle de Abdalajís (Ramírez Prior et al., 2018).

La deformación se produjo en la orogénia alpina que originó el plegamiento de la cordillera cuya etapa principal tuvo lugar en el Mioceno inferior y medio entre 20 y 14 millones de años antes de la actualidad.

Los sedimentos detríticos del Mioceno superior que afloran en la margen derecha del río Guadalhorce muestran buzamientos suaves y se consideran postorogénicos. Estos materiales fosilizan el relieve que, cuando se depositaron, existía sobre las rocas del Penibético. Se disponen sobre la secuencia preorogénica mediante una discordancia angular y erosiva.

GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología es, sin duda, el aspecto más llamativo de la geología de la región. Destacan los cañones de Gaitanejos y Los Gaitanes. La erosión vertical que ejerce el río Guadalhorce al atravesar las calizas jurásicas ha dado lugar a cañones estrechos de paredes subverticales (Fig. 6).

En dichos cañones, el río presenta varios meandros encajados y se observan formas erosivas (pilancones) por encima del cauce actual. Estas características son indicativas de que el río Guadalhorce es un curso antecedente, es decir anterior a la formación de la montaña que atraviesa y que, posteriormente a la aparición de la misma, ha mantenido su cauce y su dirección original.

También destacan los escarpes verticales asociados a las fallas, las formas kársticas en



Figura 6. Vista aérea del desfiladero de los Gaitanes. En López Martínez y Durán Valsero (2004).

las calizas jurásicas (principalmente cuevas) y las formas erosivas eólicas en las areniscas y conglomerados del Mioceno denominadas taffoni.

EL MIOCENO DE EL CHORRO. EL PALEOESTRECHO DEL GUADALHORCE

Particular interés para el conocimiento geológico de la región lo presenta el denominado Mioceno de El Chorro, una formación de conglomerados y calcarenitas, de origen marino y de gran potencia, unos 500 m de espesor (fig. 7).

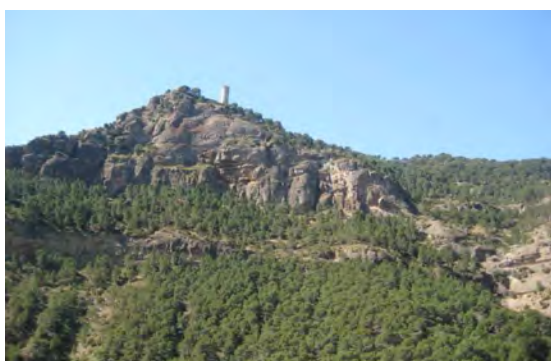


Figura 7. Sedimentos detríticos del Mioceno superior que afloran en la margen derecha del río Guadalhorce.



Figura 8. Formas erosivas desarrolladas sobre sedimentos miocénicos (taffoni).

Sobre estos materiales se encuentra cimentada la presa del Conde del Guadalhorce. Esta formación ha sido identificada como el primer registro claramente posterior a la estructuración del contacto entre las Zonas Interna y Externa de la cordillera Bética en esta región.

Los potentes sedimentos miocenos presentan diferentes estructuras sedimentarias originadas por corrientes (como estratificación cruzada), así como algunos restos fósiles marinos. Están asociados a la sedimentación en un corredor marino que unía el océano Atlántico y el mar Mediterráneo hace unos 7 millones de años (el paleoestrecho del Guadalhorce). Es interesante su modelado, con formas tipo taffoni, oquedades de dimensiones variables, propias de superficies verticales expuestas frontalmente al viento (fig. 8). Se originan como consecuencia del impacto repetido sobre las rocas de las partículas finas que transporta el viento.

Sobre el afloramiento de los materiales miocénicos debido a procesos de descompresión se desarrollan diaclasas paralelas a la topografía que dan lugar a formas como la denominada el arco gótico (fig. 9).



Figura 9. Diaclasas de descompresión paralelas a la superficie en las areniscas miocénicas (arco gótico).

El paleoestrecho del Guadalhorce

El paleoestrecho del Guadalhorce corresponde a una cuenca intramontañosa de



Figura 10. El paleoestrecho del Guadalhorce, Serrano y Guerra (2004)..

forma alargada y estrecha, con una anchura máxima de 5 km y una profundidad máxima de agua de 120 m (fig. 10).



Figura 11. Situación del paleoestrecho del Guadalhorce y principales afloramientos de materiales del Mioceno (Martín et al., 2001).

Una vez formada la cordillera Bética, en el Mioceno superior (de 11-6 millones de años de la actualidad), Atlántico y Mediterráneo estaban comunicados a través de diversos pasos o estrechos, situados tanto en el norte de África como en la cordillera Bética

Uno de estos pasos, el estrecho del Guadalhorce, estaba situado en lo que actualmente es la provincia de Málaga, aproximadamente en el lugar que hoy ocupan el tramo bajo del río Guadalhorce y el área de El Chorro (fig. 11).

En la cuenca llegaron a depositarse más de 250 metros de sedimentos. El depósito de los sedimentos en la cuenca estuvo controlado por la tectónica. Fallas con distintas orientaciones dividían la cuenca en zonas sometidas a hundimientos, donde se depositaba un mayor espesor de sedimentos, y áreas sometidas a elevación, donde el espesor de sedimentos depositados era menor (fig. 12).

Entre estos sedimentos se encuentran los que denominamos el Mioceno de El Chorro.

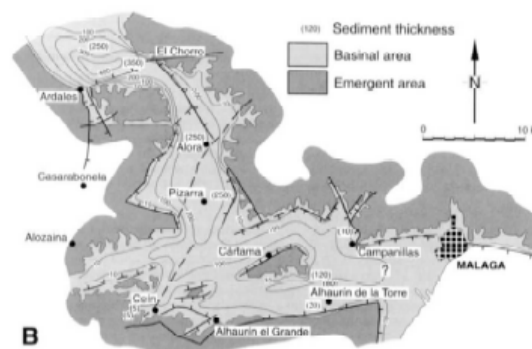


Figura 12. Fallas que controlaban la sedimentación en el estrecho del Guadalhorce durante el Mioceno superior (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999).

Al final del Mioceno la región sufrió una progresiva pero significativa elevación tectónica, el mar se retiró de la cuenca y quedó emergido el relieve.

EL DESFILADERO DE LOS GAITANES Y GAITANEJO

El río Guadalhorce se encaja en la región de El Chorro y origina un importante cañón fluviokarstico en donde se puede observar un buen corte de la serie mesozoica del Penibético de esta cordillera.

El desfiladero de los Gaitanes y Gaitanejo constituye el rasgo exokarstico más notable del macizo con paredes de más de 200 metros sobre el cauce del río, situado a cotas comprendidas entre 300 y 220 m sobre el nivel del mar, en un tramo de apenas 3,4 km. Se puede visitar mediante el "Caminito del Rey" que es actualmente uno de los mayores atractivos de turismo de la naturaleza de Andalucía. Uno de sus valores más destacados es el relieve, que resulta de la evolución geológica regional.

A lo largo del Caminito del Rey se observa el siguiente corte geológico inédito, realizado por nuestro compañero J. J. Durán durante una de las visitas que efectuamos a la zona (fig. 13).

La estructura general del área del desfiladero corresponde con un anticlinal asimétrico, con el flanco norte con un buzamiento de unos 40° y el flanco sur prácticamente vertical. Esta estructura se encuentra compartimentada por fallas que hunden la parte central del pliegue.

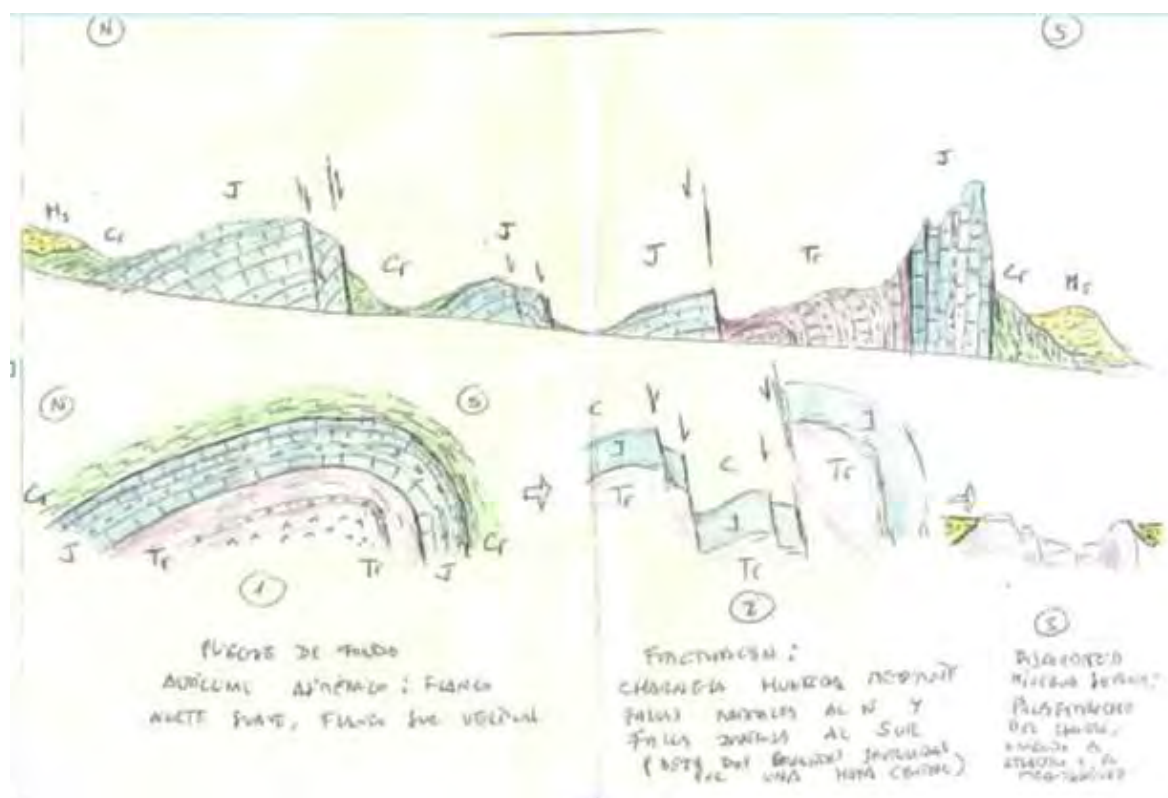


Figura 13. Esquemas geológicos inéditos de J.J. Durán (IGME, Academia Malagueña de Ciencias) que muestran la estructura geológica del desfiladero de los Gaitanes y Gaitanejo (parte superior) y la génesis de esta estructura (parte inferior).

Veamos a continuación la génesis de esta estructura. En primer lugar, se originó un pliegue anticlinal asimétrico debido a esfuerzos compresivos, el flanco norte con un buzamiento suave y el flanco sur vertical (1 en figura 13).

La charnela o parte central del pliegue quedó hundida por fallas normales al norte y falla inversa al sur (2 en fig. 13). A ambos extremos del pliegue se depositaron discordantes las areniscas y conglomerados del Mioceno superior originados en el

paleoestrecho del Guadalhorce (3 en la citada figura).

El desfiladero tiene una longitud total de unos 3,4 km y presenta dos tramos angostos en sus sectores inicial y final, denominados desde aguas arriba hacia aguas abajo, desfiladero de Gaitanejos y de los Gaitanes (fig. 14). En ambos tramos el desfiladero presenta paredes verticales que superan los 200 m de altura, con zonas en las que apenas hay 10 m de anchura entre las dos paredes.

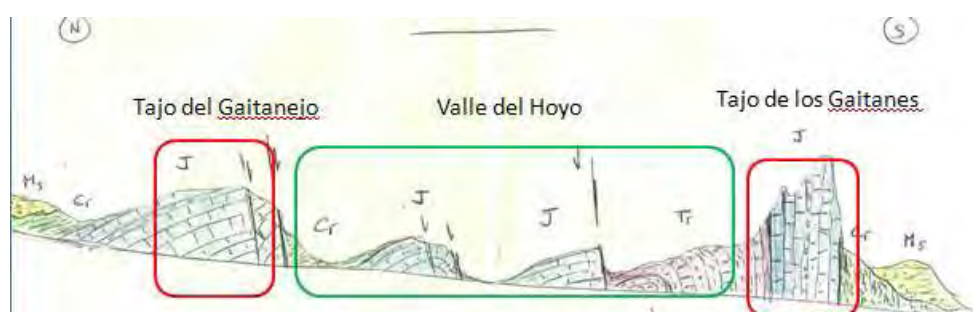


Figura 14. Situación del Tajo del Gaitanejo, valle del Hoyo y Tajo de los Gaitanes (J.J. Durán, inédito).

Entre ambos desfiladeros se encuentra el valle del Hoyo, un paraje que durante muchos años ha sido prácticamente inaccesible.

A lo largo del desfiladero existe una veintena de cavidades, algunas de ellas colgadas muchos metros por encima del curso del río, cuya evolución se ha visto afectada por el progresivo encajamiento del Guadalhorce

El río ha ido profundizando el desfiladero en sucesivas etapas. El establecimiento de la red kárstica es posiblemente correlativo al de la red fluvial, quedando abandonada como consecuencia del encajamiento de esta última que actualmente supone el nivel de base relativo del drenaje kárstico local.

El desfiladero de Gaitanejos (fig. 15) tiene cerca de 800 m de longitud. El río Guadalhorce se encaja en las calizas del Jurásico superior que presentan un ligero buzamiento hacia el norte, coincidiendo con el flanco norte del anticlinal. El anticlinal está retocado por fallas normales que hunden los bloques más meridionales, como sucede en el Tajo de Las Palomas.



Figura 15. Desfiladero de Gaitanejos y Caminito del Rey.

A lo largo de su recorrido podemos observar el gran desarrollo de pilancones o

marmitas de gigante de diferentes tamaños, a veces de grandes dimensiones situadas a distintos niveles del tajo. Se trata de formas típicas de erosión fluvial con régimen turbulento. La caída de bloques de diverso tamaño favorecida por la fuerte pendiente genera conos de derrubios.

El valle del Hoyo (fig.16) tiene una longitud de 1.800 m, discurre por rocas más blandas, lo que hace que sea un valle más abierto, de pendientes más suaves. Corresponde a parte del flanco norte del anticlinal que ha sido hundido por fallas principalmente de tipo normal. Este tramo está constituido, en su mayor parte por margocalizas del Cretácico superior con pequeños afloramientos de calizas jurásicas que constituyen los bloques levantados de las fallas normales.

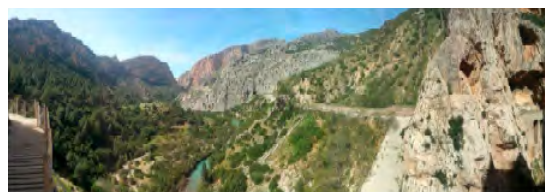


Figura 16. Valle del Hoyo.

Al final del valle del Hoyo antes de la entrada al desfiladero de los Gaitanes se encuentra un afloramiento de materiales pertenecientes al Triásico subbético, arcillas versicolores con yesos, que corresponden al núcleo del anticlinal.

El desfiladero de los Gaitanes (fig.17) tiene 800 m de longitud. Presenta paredes prácticamente verticales. Atraviesa el flanco meridional del anticlinal, con las capas buzando fuertemente hacia el Sur. El aspecto morfológico más espectacular es la relación geométrica entre el eje del río y la estratificación vertical de las calizas. El río corta perpendicularmente a los estratos calizos y ofrece un gran corte de la serie mesozoica.

Permite ver la secuencia estratigráfica más completa del recorrido, desde el Triásico superior al Mioceno superior. A lo largo del desfiladero se observa la secuencia jurásica: dolomías masivas, calizas oolíticas del Jurásico inferior-medio, calizas nodulosas con ammonites y calizas oolíticas del Jurásico superior.



Figura 17. Desfiladero de los Gaitanes.

El final del tramo coincide con el techo de las calizas jurásicas, sobre el que discurre la pasarela. Sobre las calizas del Jurásico superior se encuentra la formación Capas Blancas del Cretácico inferior y la formación Capas Rojas del Cretácico superior-Paleógeno.

A la salida del desfiladero se puede observar la discordancia angular erosiva que existe entre los conglomerados del Mioceno superior que se disponen de forma horizontal sobre la serie jurásica subbética vertical (fig. 18).



Figura 18. Discordancia angular erosiva que existe entre los conglomerados del Mioceno superior y la serie jurásica subbética.

Génesis del desfiladero de los Gaitanes

Para acabar mi intervención voy a resumir la génesis del desfiladero de los Gaitanes a

partir de los datos que he ido enumerando. Me baso en los esquemas de campo realizados por J. J. Duran (fig. 19) donde se indica mediante un rectángulo la posición que teóricamente ocuparía la garganta en cada momento de la historia geológica.

La evolución geológica de la región se puede simplificar en cuatro fases:

La primera fase consistió en una sedimentación de unos fangos calcáreos en una cuenca oceánica progresivamente más profunda (dolomías, calizas y margocalizas). Tuvo lugar en el Jurásico hace aproximadamente unos 180 millones de años.

La segunda fase coincide con la orogenia alpina motivada por el acercamiento de las placas tectónicas africana y europea. Se originó el plegamiento de las rocas jurásicas y cretácicas depositadas anteriormente. La deformación principal que dio lugar a la cordillera tuvo lugar en el Mioceno inferior-medio (20-14 Ma) que originó el cinturón de pliegues y cabalgamientos del orógeno bético.

La tercera fase tuvo lugar en el Mioceno superior con la formación de cuencas intramontañosas donde se producen depósitos marinos costeros. Entre ellas se formó el paleoestrecho del Guadalhorce con el depósito de una potente serie de sedimentos detríticos costeros (conglomerados y areniscas) del Mioceno del Chorro hace aproximadamente unos 8 millones de años.

La cuarta fase, que tuvo lugar entre 8 millones de años y la actualidad, consistió en la excavación fluvial de la Garganta de los Gaitanes. En primer lugar, hay que invocar un levantamiento tectónico general que originó la retirada del mar y la instalación de una red fluvial que incluye al río Guadalhorce.

Se ha apuntado el Pleistoceno inferior (hace unos 2 millones de años) como un periodo en el que el Guadalhorce vertía sus aguas al Genil.

Durante el Pleistoceno medio, pudo producirse la captura del Guadalhorce dirigiéndose desde entonces hacia el Mediterráneo, precisamente a través del desfiladero de los Gaitanes. Como causas de esta evolución del curso del río, se argumentan mecanismos halocinéticos y/o tectónicos. (LÓPEZ MARTÍNEZ y DURÁN VALSERO, 1999).

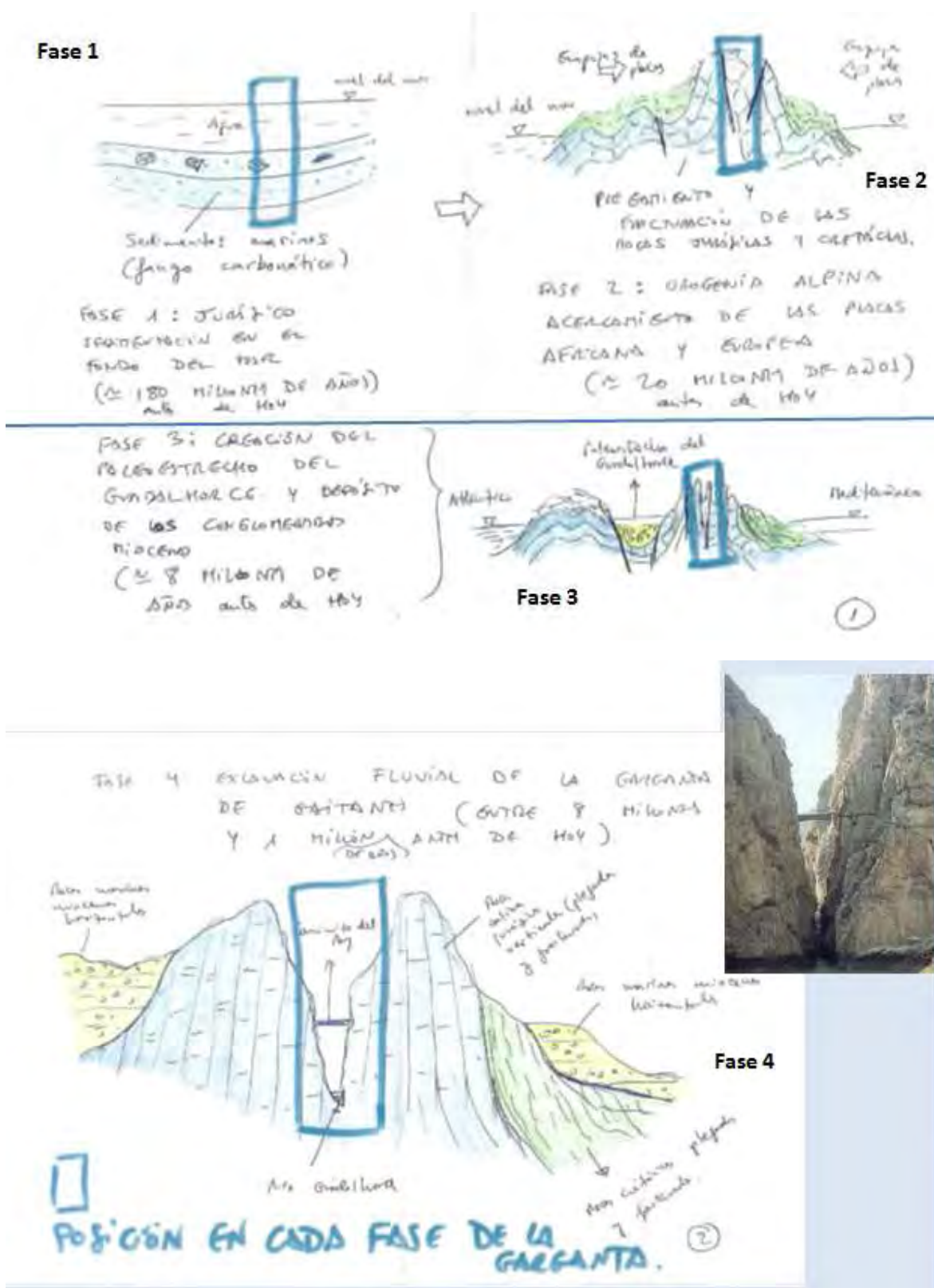


Figura 19. Génesis del desfiladero de los Gaitanes (Esquemas de campo inéditos de J.J. Durán, IGME, Academia Malagueña de Ciencias).

El levantamiento tectónico del macizo del Valle de Abdalajis respecto a las zonas circundantes. Hizo que el río Guadalhorce adquiriera la energía erosiva suficiente para generar los cañones que observamos actualmente.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Juan José Durán Valsero la autorización para incluir los esquemas inéditos sobre la geología de la región de El Chorro y la revisión del texto.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DÍAZ-AZPIROZ M., BALANYÁ ROURE, J.C., EXPÓSITO RAMOS, I., BARCOS MURCIA, L. y JIMÉNEZ BONILLA A. 2018. *La zona de cizalla del Torcal (cinturón de pliegues y cabalgamientos bético). Un laboratorio natural de transpresión triclínica con alto reparto de la deformación. Guía de campo de la XXX Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España.*
- DURÁN VALSERO J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ J. 1999. Torcal de Antequera, karst yesífero de Gobantes, sierras del Valle de Abdalajís y desfiladeros de El Chorro. En Senciales y Ferre (coords.). *Elementos de los paisajes de la provincia de Málaga*: 111-130. Servicio de Publicaciones de la Univ. de Málaga.
- GARCÍA AGUILAR J.M. 2014. *Patrimonio geológico de la provincia de Málaga*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. 263 pp.
- LHÉNAFF R. 1967. *Problèmes géomorphologiques de la vallée du Guadalhorce (Andalousie)*. Mélanges de la Casa de Velázquez. T. III, 5-28.
- LÓPEZ-GARRIDO A.C. y SANZ DE GALDEANO C. 1999. Neogene sedimentation and tectonic-eustatic control of the Malaga basin, south Spain. *Journal of Petroleum Geology* 22(1): 81-96.
- LÓPEZ MARTÍNEZ J. y DURÁN VALSERO J.J. 1995. Evolución geológica y del drenaje regional desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario en el entorno de El Chorro, Málaga. En P. Cantalejo et al. (eds.): *Geología y Arqueología prehistórica de Ardales y su entorno (Málaga)*. Asoc. Esp. para el Estudio del Cuaternario.
- Grupo Andaluz del Cuaternario. Ayto. de Ardales.
- LÓPEZ MARTÍNEZ J. y DURÁN VALSERO J.J. 1999. El Desfiladero de los Gaitanes. En: *Patrimonio Geológico de Andalucía*, 286- 289.
- LÓPEZ MARTÍNEZ J. y DURÁN VALSERO J.J. 2004. El desfiladero de los Gaitanes. En Nuche R. y Durán JJ. (eds.) 2ª edición: 440- 445. *Patrimonio Geológico de Andalucía*. Enresa.
- MARTÍN ALGARRA A. 1987. *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 1171 pp.
- MARTÍN J.M., BRAGA, J.C. y BETZLER C. 2001. The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway *Terra Nova* 13 (6): 418-424.
- PULIDO A., GARCIA DE DOMINGO A., GISBERT J.; VALLEJOS A. y DURÁN, J.J. 2007. La sierra del Valle de Abdalajís. En Durán Valsero J.J. (coord.). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga, Vol. 2*: 101-106. Instituto Geológico y Minero de España; Diputación de Málaga.
- RAMÍREZ PRIOR A., DÍAZ AZPIROZ M. y BALANYÁ ROURE J.C. 2018. Caracterización geológica del cinturón de pliegues y cabalgamientos bético en el transecto del "Caminito del Rey" (Málaga). Bases para la interpretación de su patrimonio geológico. *Geogaceta*, 63: 75-78.
- SANZ DE GALEANO C. y LÓPEZ GARRIDO A.C. 1991. Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta* 5, 3, 173-186.
- SANZ DE GALDEANO C. y LÓPEZ GARRIDO A.C. 2013. Tectónica de las sierras penibéticas de Abdalajís y de Huma (provincia de Málaga, España). Su relación con el contacto con la Zona Interna. *Estudios Geológicos* 69(2): 133-147.
- SERRANO F. y GUERRA-MERCHÁN A. 2004. *Geología de la provincia de Málaga*. Diputación de Málaga, 294 pp.