

Rafael Carvajal
Carlos Sanz de Galdeano

LAS FALLAS ACTIVAS Y NEOTECTÓNICAS DE GRANADA Y SECTORES PRÓXIMOS

GRANADA
2026

© LOS AUTORES

© UNIVERSIDAD DE GRANADA

ISBN: 978-84-338-7727-7

Depósito legal: GR. 574-2026

Edita: Editorial Universidad de Granada

Campus Universitario de Cartuja. Granada

Telfs.: 958 24 39 30 - 958 24 62 20 • editorial.ugr.es

Maquetación: CMD. Granada

Diseño de cubierta: Taller de Diseño Gráfico. Granada

Imprime: Masquelibros, S.L. Jaén

Printed in Spain / Impreso en España

Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra sólo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	11
TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA	20
SITUACIÓN GEOLÓGICA	21
PRINCIPALES RASGOS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CORDILLERA BÉTICA	26
ANTECEDENTES SOBRE LA NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DEL ÁREA ESTUDIADA (PARTE ORIENTAL DE LA CUENCA DE GRANADA)	29
LA CUENCA DE GRANADA	29
ALGUNOS DATOS DE LA SISMICIDAD EN LA CUENCA DE GRANADA	34
DESCRIPCIÓN DE LAS FALLAS ACTIVAS Y NEOTECTÓNICAS EN LA REGIÓN DE GRANADA	37
Sector de Sierra Elvira	41
LAS FALLAS ACTIVAS DE SIERRA ELVIRA	45
<i>Falla de Pinos Puente</i>	47
<i>Falla del Tajo Colorado</i>	49
<i>Falla de Atarfe - Los Tres Juanes</i>	53
Sector de Alfacar	57
PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS DEL SECTOR FOR- MADOS ANTES DEL MIOCENO SUPERIOR	62
DEFORMACIONES NEOTECTÓNICAS Y DE TECTÓNICA ACTIVA	63
<i>Falla de Alfacar</i>	64
<i>Falla de la Cantera</i>	71
OTROS RASGOS DE ESTE SECTOR Y ALGUNOS DATOS SOBRE SISMICIDAD	72

Sector de Granada	75
ESTRATIGRAFÍA	78
LAS FALLAS DEL SECTOR DE GRANADA	79
<i>Falla de Puerto Lobo</i>	79
<i>Falla del Fargue-Jun</i>	80
<i>Falla de Granada</i>	82
<i>_Segmento de la Alhambra</i>	
<i>_Segmento del Serrallo</i>	
<i>Falla de Haza Grande</i>	85
<i>Falla de las Gabias</i>	86
 Sector de Beas y Quéntar	91
DATOS ESTRATIGRÁFICOS GENERALES	94
<i>Complejo Alpujárride</i>	94
<i>Posibles materiales del complejo Maláguide</i>	94
<i>Materiales del Mioceno y más recientes</i>	95
NEOTECTÓNICA	96
<i>Falla de Huétor Santillán – Beas</i>	96
<i>Falla de Quéntar</i>	97
<i>Falla de Hazas Negras</i>	98
PLIEGUES OBSERVADOS EXISTENTES EN MATERIALES NEÓGENOS Y CUATERNARIOS	100
<i>Pliegues del sur de Huétor Santillán</i>	100
<i>Pliegues entre Beas y Quéntar</i>	100
 Sector de Güéjar Sierra – El Purche	103
DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y TECTÓNICOS GENERALES ..	106
<i>Complejo Alpujárride</i>	106
<i>Materiales neógenos y cuaternarios</i>	106
<i>Datos de la estructura del sector</i>	108
FALLAS DEL SECTOR DE GÜÉJAR SIERRA – EL PURCHE .	108
<i>Falla de Canales</i>	108
<i>Fallas del Purche</i>	112
 Sector de Monachil – Boca de la Pescá	113
DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y TECTÓNICOS GENERALES	116
FALLAS DE ESTE SECTOR	117
<i>Falla de la Miguita</i>	117
<i>Falla de Cahorros-Huenes</i>	118
<i>Fallas de la Espartera – Boca de la Pescá</i>	120
<i>Relación entre las fallas aquí comentadas y otros rasgos de inestabilidad</i>	121

Sector de Dílar	127
PRINCIPALES RASGOS ESTRATIGRÁFICOS Y TECTÓNICOS	129
LAS FALLAS DE ESTE SECTOR	130
<i>Falla de Dílar</i>	130
<i>Falla del Puntal</i>	132
 Sector de Padul – Dúrcal – Nigüelas	135
PRINCIPALES DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y TECTÓNICOS ..	138
LA ESTRUCTURA ACTUAL Y LAS FALLAS NEOTECTÓNICAS Y ACTIVAS DEL SECTOR	139
<i>Las fallas de Padul – Dúrcal – Nigüelas</i>	140
<i>Falla del río Torrente</i>	147
<i>Falla de Béznar</i>	147
<i>Falla de Tablate</i>	148
<i>Relación entre las fallas aquí comentadas y conexión con otros sectores</i>	150
 RECAPITULACIÓN	151
 TABLA DE LAS FALLAS ACTIVAS Y NEOTECTÓNICAS DESCRITAS EN EL TEXTO	155
 GLOSARIO	163
 REFERENCIAS	169

INTRODUCCIÓN

En este libro se quieren mostrar las fallas activas y neotectónicas que se observan en Granada y en sus proximidades.

Se trata de un área (Figs. 1-1 y 1-2) que abarca desde el norte de Granada, hasta Sierra Elvira y la localidad de Calicasas, continúa por el este hasta Sierra Arana, en su borde occidental, y sigue hacia el sur por las localidades de Huétor Santillán, Beas de Granada, Quéntar y Güéjar-Sierra. Desde allí alcanza el borde occidental de Sierra Nevada, penetrando hasta el sector de El Purche, y sigue al sur bordeando al “cerro” Huenes (así se llama a un monte de algo más de 1800 m de altura) y continúa por la localidad de Dílar para pasar por la Sierra del Manar (situada al norte de las localidades de Padul, Dúrcal y Nigüelas). Desde allí se acerca a la localidad de

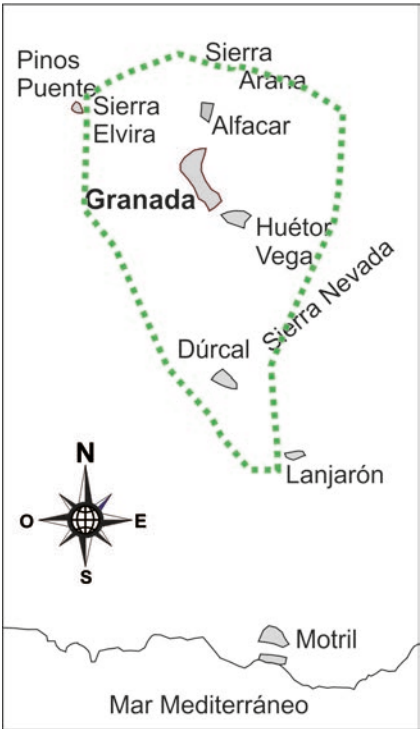


Fig. 1-1. Situación general del área estudiada. Su posición corresponde al sector incluido en la línea verde a trazos.

Lanjarón (sin alcanzarla), hasta llegar al barranco de Tablate donde se inicia una larga depresión de dirección E-O que se extiende por el sur de Sierra Nevada (el corredor de las Alpujarras). Este es el límite oriental, pero por el oeste los límites de esta área estudiada son menos definidos pues hay en este lado un menor número de fallas identificables.

Esta área se sitúa en la parte oriental de la cuenca de Granada y en parte de las montañas que allí la limitan. Esta cuenca comenzó a individualizarse hace unos 11-10 millones de años. Esa edad —millones de años— seguro que a un no geólogo le parece muchísimo tiempo y tiene razón, pero si se considera desde el punto de vista de la evolución de la Tierra, desde que tuvo una cierta corteza, hace unos 4.600 a 4.500 millones de años, pues resulta que el proceso de la individualización de la cuenca de Granada comenzó hace un “momento”. Por tanto, rasgos geológicos de hace 11-10 millones de años son muy recientes.

El libro pretende cubrir un doble aspecto. Por un lado quiere mostrar el conjunto de fallas que existen en el área en estudio, algo que en realidad ya se ha hecho anteriormente, pero ahora se aporta una explicación más clara de cada una de las fallas existentes, indicando su dinámica y control geológico con un cierto rigor científico y, por otro lado quiere que sirva como guía de campo a aquellas personas que sin ser geólogas deseen poder ver en el campo esas fallas que se citan y que para muchos son algo abstracto que casi no tiene realidad física.

De vez en cuando, Granada y su entorno sufren sacudidas por terremotos. Por fortuna la gran mayoría son de escasa magnitud/intensidad y sus daños materiales y personales suelen ser relativamente limitados. Pero no se puede descartar que se produzcan otros más importantes, ante los que debemos estar preparados. Esta preparación se consigue muy especialmente construyendo mejor que bien, muy bien. Con eso casi todo el problema estará resuelto. Aun así, siempre nos va a quedar un cierto riesgo. Pero su estudio no es el objetivo de la presente obra.

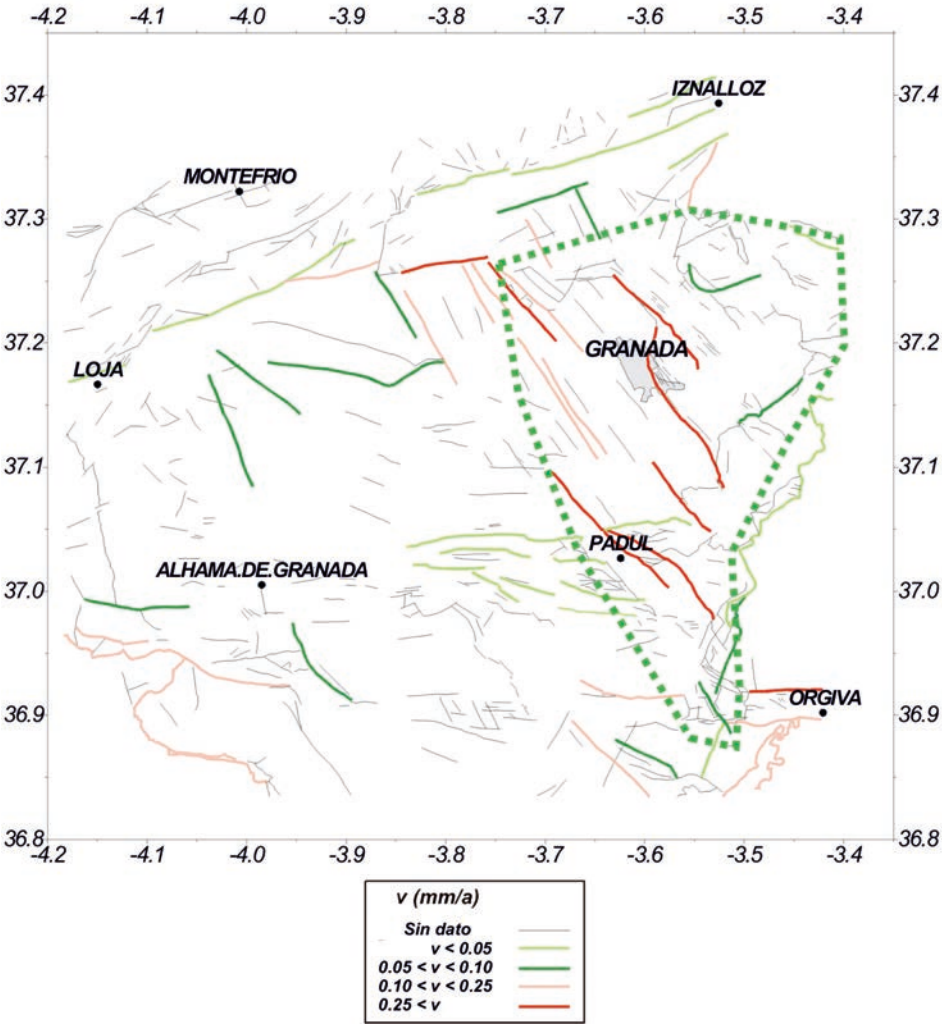
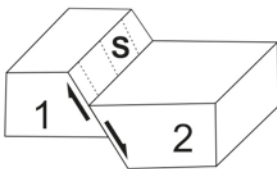


Fig. 1-2. Esquema simplificado de las principales fallas de la cuenca de Granada. Las fallas en rojo son las que presentan mayor velocidad de desplazamiento por año. Tomado de Peláez et al. (2001).

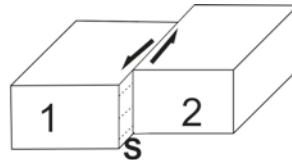
En atención a las personas que no son geólogas se indica el significado de algunos de los términos utilizados (los geólogos pueden saltarse los siguientes párrafos señalados con otro tipo de letra pues ya conocen lo que se describe).

Una falla es una fractura en la corteza terrestre (recuérdese, la corteza es la fina capa superficial sólida que envuelve a la Tierra. Por debajo está el manto y en el centro el núcleo terrestre).

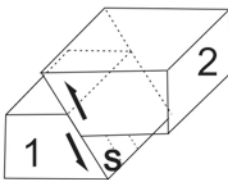
Las fracturas se dividen en diaclasas y fallas. En las primeras no se producen movimientos entre sus lados o bloques (o labios), como no sea una simple separación, abriendo la fractura, mientras que en las fallas hay un desplazamiento relativo entre sus lados o bloques. Según sea este desplazamiento las fallas se dividen en a: normales (que es cuando el bloque que se hunde reposa sobre la superficie de la falla, Fig. 1-3), b: inversas (es el bloque levantado el que reposa sobre esa superficie) y c: de desgarre o de salto en dirección, cuando el movimiento relativo se produce fundamentalmente en la horizontal. Pero es corriente que las fallas presenten movimientos oblicuos, de manera que existen fallas normales con componente de desgarre —o al revés—, y fallas inversas con componente de desgarre —o al revés—.



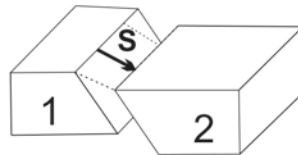
Falla normal



Falla de desgarre



Falla inversa



Falla oblicua

1 y 2: bloques o labios de falla
S: superficie de la falla

A trazos: direcciones de las estrías

Fig.1-3. Esquema que muestra los diferentes tipos de falla.

Los nombres de falla normal e inversa vienen de la “historia” de la geología. No es que las fallas normales sean normales y las otras sean anormales. Es que se les dio ese nombre y, claro, a las que se movían en sentido contrario se les llamó inversas. Y a las fallas de desgarre se les llamó así pues su desplazamiento en la horizontal muestra que la corteza se ha desgarrado (aunque en realidad todos los tipos de fallas desgarran/rompen algo de la corteza).

El nombre de falla, “fault” en inglés, surgió ante el hecho de que en algunas minas del Reino Unido se seguía una veta de carbón y en un determinado punto ésta se cortaba, desaparecía, se había desplazado. O sea, la veta fallaba, se había producido un fallo. De ahí el nombre.

El tamaño de las fallas varía grandemente: desde dimensiones muy muy pequeñas a miles de kilómetros. Así, por ejemplo, la falla de San Andrés en California ha desplazado muchos kilómetros sus bloques entre sí, individualizando por el sur la península de California. Y si nos acercamos a esa falla, se ve que está acompañada por un gran número de otras fallas, muchas de ellas con una notable potencialidad sísmica. En el área de Granada las fallas son bastante menores, aunque algunas sí son importantes, al menos para nosotros.

Los valores del salto de una falla (se llama salto al desplazamiento que se ha producido entre los bloques de la falla y puede dividirse en sus componentes horizontales y vertical) suelen ir parejos a los tamaños de las fallas. En algún caso pueden ser de miles de kilómetros en la horizontal, y miles de metros en la vertical.

Las fallas se producen en la litosfera, fundamentalmente en la corteza, allí donde las rocas tienen capacidad de romperse ante los esfuerzos a las que se sometan. Más abajo, en el manto las rocas no tienen fragilidad y allí las fallas no se prolongan, pues las propias rocas pueden fluir, aunque sea muy lentamente. Solo en algunos casos, como en láminas corticales que se hunden, por ejemplo, en subducción (hundimiento) ligada a convergencia de placas tectónicas, la fragilidad de la roca se conserva a mayor profundidad pues aún se mantienen lo suficientemente frías.

La inclinación (o buzamiento) de la superficie de las fallas varía e incluso en una misma falla puede cambiar. Los valores

del buzamiento oscilan entre 0° (en una superficie horizontal) a 90° (en una superficie vertical). Si la superficie de rotura es bastante plana se puede hablar de plano de falla y si está muy pulida puede llamarse espejo de falla. A las fallas a las que se les observa un cambio neto en el buzamiento se les llama lístricas, cuando su inclinación va perdiendo valor en su prolongación hacia abajo.

El movimiento de las fallas suele producir deformaciones en el relieve. Por eso, algunas fallas se muestran muy bien, se detectan de forma inmediata, así cuando dan un escarpe en la superficie, pero otras muchas no dan ese relieve, bien porque ya se ha erosionado o bien porque son más profundas y, aunque puedan ser peligrosas, no se ven directamente. Por esta razón en el presente libro no se muestran todas las fallas existentes en la región, pues no todas se ven (aunque algunas se conozcan por geofísica), y otras no las conocemos, aunque incluso puedan ser importantes. Pero las que se observan se procura mostrarlas bien.

En el título se habla de fallas activas y neotectónicas. Las activas son aquellas a las que se les puede asociar sismicidad actual (es obvio por tanto que sean activas) o actividad reciente, lo que se puede saber por rasgos geológicos de diverso tipo (pero no siempre se llega a saber ésto). Fallas que se han movido desde el Holoceno (desde la última edad glacial, más o menos hace 10.000 años) se consideran activas. Y conforme se retrasa su movimiento en el Cuaternario la consideración de activa ya es menos clara. Y las fallas neotectónicas son las que se han formado desde hace unos 11-10 millones de años. Podemos tener fallas neotectónicas que ya no son activas, junto con otras que continúan siéndolo. Y fallas más antiguas pueden seguir siendo activas.

Lo anterior lleva a la consideración de que una falla se puede mover repetidamente a lo largo del tiempo. Esto depende del esfuerzo que esté soportando la corteza en ese sector, o sea, depende de la dinámica de la corteza allí. Eso es algo que estudia la geodinámica (las fuerzas de la Tierra).

Los movimientos de una falla podrán cambiar a lo largo del tiempo si la situación geodinámica que la afecta cambiara. En ese caso, los nuevos movimientos serán diferentes a los anteriores. Así, si una región está sometida a una cierta tensión, a un cierto estiramiento, entonces tiende a romperse formando

fallas normales, pero si está sometida a una compresión, entonces se formarán fallas inversas (o se plegará, o ambas cosas). Y si se ve sometida a esfuerzos que tiendan a trasladar una parte de la corteza con respecto a otra pues se formarán fallas de desgarre. Por eso, una falla puede haber experimentado muy diversos movimientos a lo largo de su evolución, a veces contrarios entre sí.

Las fallas se producen formando un cierto ángulo con respecto a los esfuerzos a que está sometida la corteza. Así se formará una falla normal cuando se tenga el siguiente estado del esfuerzo (se suele denominar elipsoide de esfuerzo): el empuje principal se situará en la vertical (σ_1 , σ_1) y el menor esfuerzo (σ_3 , σ_3), o sea la tensión, estará en la horizontal. La falla se producirá perpendicularmente a este menor esfuerzo. Es decir, las fallas no se orientan de forma aleatoria, sino que lo hacen en respuesta a una determinada situación geodinámica y se forman con una orientación que responde a esa situación. Pero hay ocasiones en las que la presencia de fallas previas hará que no se formen otras nuevas, sino que esas fallas más antiguas son las que se mueven de nuevo, aunque no lo hagan perfectamente orientadas con la nueva posición del esfuerzo.

En la superficie de las fallas es corriente que se observen ciertos rasgos típicos. Así, pueden existir estrías, líneas más o menos marcadas que indican la dirección del movimiento de los bloques entre sí. Responden a la fricción entre los bloques que con el movimiento producen esas marcas. Además, a veces hay pequeñas estructuras que permiten conocer no solo la dirección del movimiento sino, además, su sentido. Y no es raro encontrar superficies de falla en las que se observan diferentes juegos de estrías. Cuando las marcas de fricción observables en la superficie de las fallas son de mayor tamaño se les puede llamar acanaladuras. A veces, las superficies de las fallas presentan recristalizaciones de diverso tipo pues los fluidos pueden haberlas aprovechado para circular por ellas, precipitando diversos minerales.

La anterior descripción de lo que significa una falla es el bagaje que viene bien adquirir por parte de una persona que no sea geóloga. Con él ya puede comprender buena parte de lo que se describe más adelante.

Tabla Cronoestratigráfica tomada y muy simplificada de Cohen *et al.* (2023) con la división del Mioceno, utilizada en este texto

Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	-----	0.0117 m. a.
		Pleistoceno	-----	2,58 m. a.
	Neógeno	Plioceno	-----	7,246 m. a.
		Mioceno	Messiniense	11.63 m. a.
			Tortonienese	13,82 m. a.
			Serravallienese	15,97 m. a.
			Langhiense	20,44 m. a.
			Burdigaliense	
			Aquitaniense	
Mesozoico	Paleógeno	Oligoceno	-----	33,90 m. a.
		Eoceno	-----	56,00 m. a.
		Paleoceno	-----	66,00 m. a.
	Cretácico		-----	143,1 m. a.
			-----	201,4 m. a.
			-----	251,9 m. a.
	Triásico		-----	298,9 m. a.
Paleozoico	Pérmico		-----	538,8 m. a.
	Cámbrico		-----	4.570 m. a.
Precámbrico				

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El área estudiada se sitúa en la parte central de la Cordillera Bética, la cual, junto con el Rif en el norte de Marruecos, corresponde a la región más occidental de las cadenas alpinas que se prolongan hacia el este, alcanzando al Himalaya y a las cadenas del SE asiático. Su posición en el Mediterráneo occidental puede verse en la figura 2-1, en la que se muestra su relación con otras cadenas alpinas de este ámbito.

La Cordillera Bética se divide fundamentalmente en dos zonas, Interna y Externa (Fig. 2-2). La Zona Externa formó la cobertera sedimentaria mesozoica y cenozoica del macizo paleozoico Ibérico en sus bordes SE y sur. Se divide en Prebético y Subbético. El Prebético corresponde a la parte menos profunda de esa cobertera,

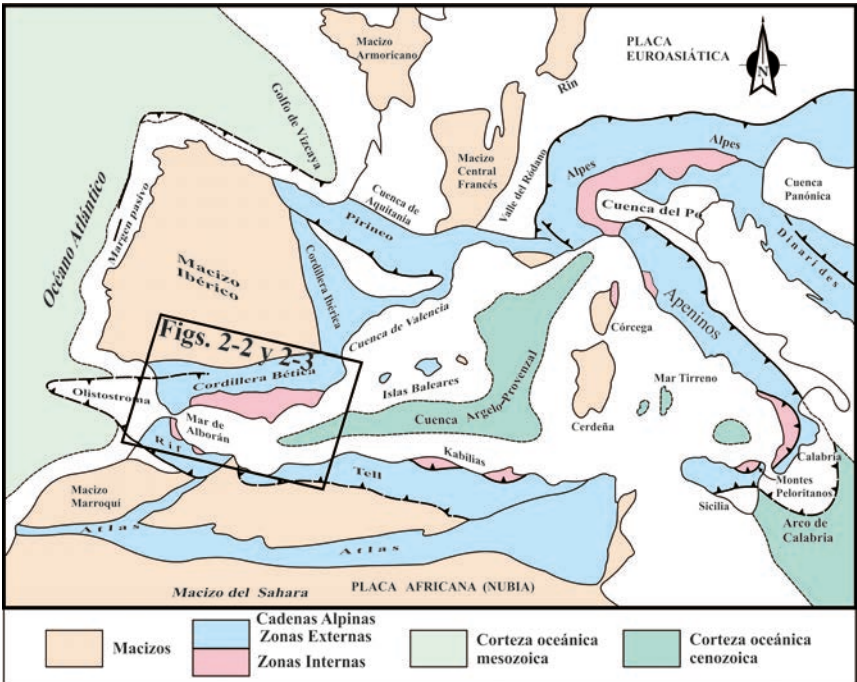


Figura 2-1. Esquema tectónico del Mediterráneo occidental. El recuadro indica la posición de la Cordillera Bética (Figs. 2-2 y 2-3). Tomada de Sanz de Galdeano (2019).

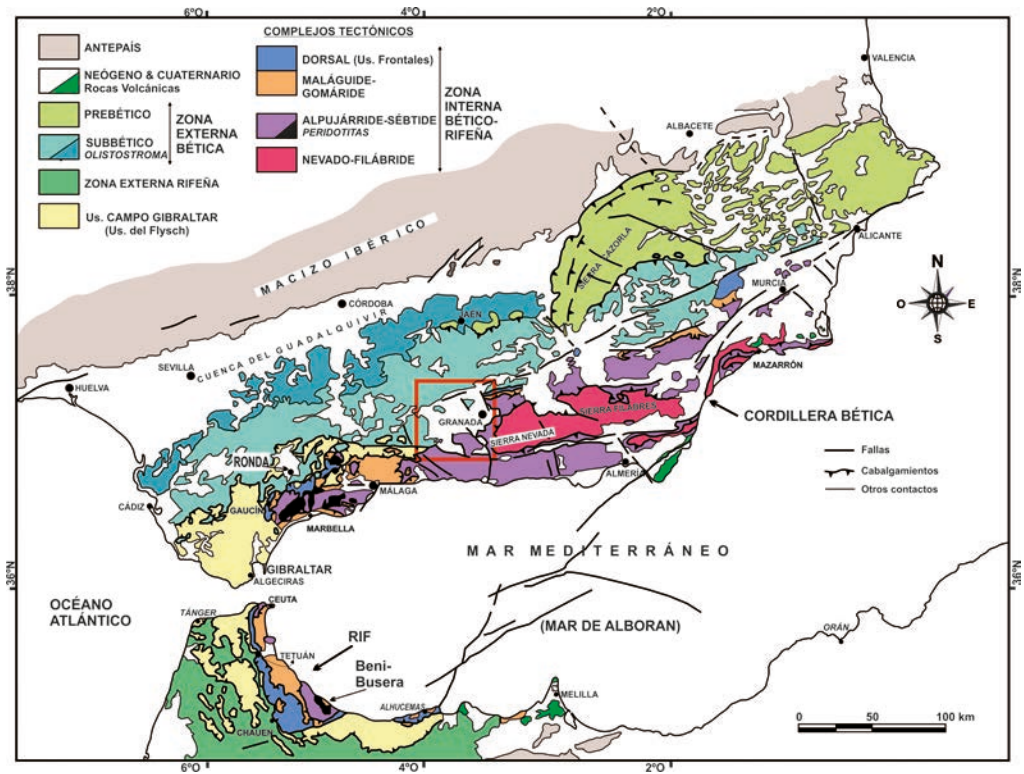


Figura 2-2. Esquema geológico de la Cordillera Bética. Se indica la posición de la cuenca de Granada. Su posición se indica en la figura 2-1. Tomada de Sanz de Galdeano (2019).

más cercana a la costa en su tiempo. Está formado sobre todo por facies carbonatadas marinas someras y terrígenas mixtas, continentales-marinas, predominando las facies marinas durante el Mesozoico. (Foucault, 1971; Azema, 1961). No está representado en el área aquí estudiada.

El Subbético, formado originalmente a mayor distancia de la antigua costa, presenta facies marinas más profundas. En su sector central se divide en Interno, Medio y Externo (García-Dueñas, 1967, Vera, 1969). El Subbético Externo se encuentra más próximo al Prebético, del que está separado por las llamadas Unidades Intermedias. En el área en estudio solo está representado el Subbético Interno, en el sector del norte de Alfacar, y el Medio, en Sierra

Elvira, cuyos rasgos principales se indican en los apartados correspondientes. En ambos sectores hay localmente rocas volcánicas básicas, (es decir, rocas que se formaron cuando el magma se enfrió rápidamente y que tienen alto contenido en hierro y magnesio).

La Zona Interna se situó originalmente varios cientos de kilómetros más al este de su posición actual y estuvo unida a dominios equivalentes actualmente presentes en Calabria (al sur de Italia), los montes Peloritano (en Sicilia), las Kabiliyas (en Argelia) y el Rif (en el N de Marruecos) (Fig. 2-1). La Zona Interna Bética y la del Rif comparten dos de los complejos que las forman. Así, en la Zona Interna Bética se distinguen tres complejos tectónicamente superpuestos, que de abajo arriba se denominan Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. Además, hay un cuarto complejo, la Dorsal o Unidades Frontales, en parte ligado al Maláguide y en parte independiente.

El Rif no tiene el complejo inferior, el Nevado-Filábride, pero sí los otros dos. Allí el Alpujárride se denomina Sébtide y el Maláguide recibe el nombre de Ghomaride. Pero sus materiales son similares en general.

El Nevado-Filábride aflora sobre todo en las sierras Nevada y Filabres, de ahí su nombre, mientras que el Alpujárride más disperso en la Zona Interna, recibe ese nombre por ocupar gran parte de Las Alpujarras (región que va desde el sur de Sierra Nevada al mar). Este complejo, el Alpujárride, está presente en diversos sectores que se van a estudiar, mientras que el Nevado-Filábride queda cerca, aunque no llega a tocar el área ahora estudiada, salvo en el barranco de Tablate, en el sector más meridional. El complejo Maláguide aflora un poco en un sector próximo a Alfacar (Al NE de Granada).

Tanto el Nevado-Filábride como el Alpujárride están formados predominantemente por rocas metamórficas, cuyas características se mostrarán en los sectores que corresponden. En el Maláguide abundan sobre todo rocas sedimentarias con edades que oscilan desde el Paleozoico al Cenozoico.

PRINCIPALES RASGOS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CORDILLERA BÉTICA

Durante el Mesozoico, es decir, durante el Triásico, el Jurásico y buena parte del Cretácico, la región estuvo sometida a cierta tensión y a desplazamientos laterales entre África e Iberia (o Eurasia si se quiere considerar de forma más amplia). Pero a partir aproximadamente del Cretácico superior África y Eurasia comenzaron a converger. Desde ese momento y hasta parte del Mioceno inferior el área en la que estaba la actual Zona Interna (junto con el Rif, las Kabilias...) fue sometida a fuertes presiones. Es la orogenia Alpina, y entonces se metamorfizaron los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride y se superpusieron tectónicamente. Avanzado este proceso, ya durante el Mioceno inferior (hace unos 23 millones de años), la Zona Interna Bético-Rifeña comenzó a ser expulsada hacia el oeste, produciéndose una deriva tectónica de varios cientos de kilómetros (Durand-Delga y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1990).

En esta deriva fue cuando la Zona Interna colisionó oblicuamente (fundamentalmente a partir de hace unos 21 millones de años) con la Zona Externa Bética, en particular con la cuenca sedimentaria original del Subbético. Este fue el momento cuando el Subbético experimentó sus mayores deformaciones (Hermes, 1985), formándose mantos de corrimiento y pliegues que actualmente tienen una dirección general N70°E a E-O. Y, naturalmente, se formó el contacto entre el Subbético y la Zona Interna Bética, contacto que se halla presente en los sectores ahora estudiados de Sierra Elvira, donde se encuentra cerca, pero no se observa directamente, y en Cogollos Vega. Su dirección general es aproximadamente N70°E, aunque cambia localmente. Y su rasgo más importante es la existencia de fallas de salto en dirección dextrorsas (es decir, el observador ve que el bloque que tiene frente a él se movió a la derecha). Otras fallas de parecida dirección, N70°E a E-O, se formaron también en las zonas Interna y la Externa.

La deriva hacia el oeste cesó en el Serravalliense (a finales del Mioceno medio) y entonces se volvió a notar en la región la com-

presión de dirección aproximada NNO- SSE, es decir, África e Iberia seguían convergiendo según esa dirección. Esta situación que comenzó ya en el Mioceno superior, en el Tortoniense, hace unos 11 millones de años, es la que existe actualmente. Marcó el inicio de lo que se considera que abarca la neotectónica.

Esta compresión de dirección NNO-SSE, que localmente cambiaba algo de dirección e intensidad con el paso del tiempo y su localización, se combinó con una extensión aproximadamente perpendicular, es decir, según la dirección ENE-ONO. La compresión produjo la formación de grandes pliegues de dirección aproximada E-O, cuyo ejemplo más notable es el gran anticlinal que constituye Sierra Nevada. Y ambas, compresión y extensión, controlaron la formación de dos juegos muy importantes de fallas cuyas direcciones generales son:

1. Fallas de dirección NO-SE, cuyos movimientos más importantes suelen ser de carácter normal, aunque en algunos casos también son de carácter dextrorso (recordamos que una falla dextrorsa es aquella en la que el observador ve que el bloque que tiene enfrente se ha movido hacia la derecha). Pero generalmente solo tienen una ligera componente dextrorsa. Se desarrollan en muchos lugares, sobre todo en la parte central de la Cordillera y son muy abundantes en el sector ahora estudiado, son las principales en este estudio.
2. Fallas de dirección NNE-SSO a N-S, cuyos movimientos más patentes suelen ser de tipo sinistrorso, es decir, el observador ve que el bloque que tiene frente a él se ha movido hacia la izquierda. Destacan en este juego las fallas que desde Alicante se prolongan hacia el SE de Almería, por el Cabo de Gata (Fig. 2-2 y 2-3). No son muy patentes en el sector estudiado, aunque se observan sobre todo en el borde occidental de Sierra Nevada combinadas con fallas del anterior juego.

Todas estas fallas formadas a partir del Tortoniense son neotectónicas, siendo además, aún activas buena parte de ellas. En el

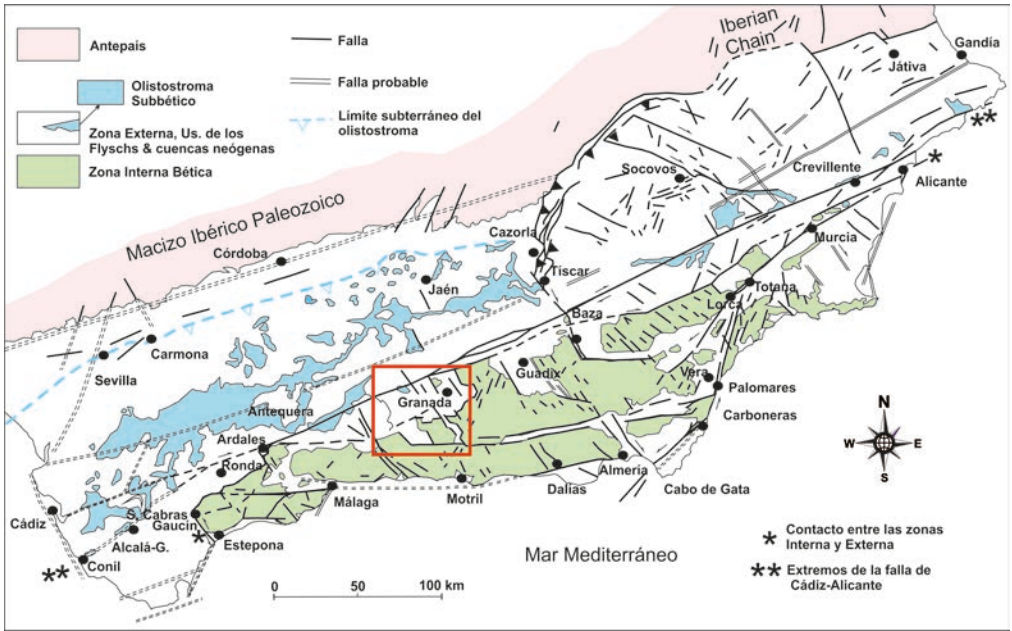


Figura 2-3. Esquema geológico con las principales fallas de la Cordillera Bética (pero sin mostrar las superficies de cabalgamiento entre unidades y complejos tectónicos). Se indica la posición de la cuenca de Granada. Su posición se señala en la figura 2-1. Tomada de Sanz de Galdeano (2019).

área estudiada el rasgo que más destaca de estas fallas son sus saltos verticales. Son fallas que han facilitado el levantamiento de Sierra Nevada, entre otros sectores, y han hundido, al menos relativamente, otros, tal como sucede con la cuenca de Granada.

Estos movimientos verticales son los responsables de la formación de numerosas cuencas neógenas de la Cordillera (Fig. 2-2), entre ellas la cuenca de Granada (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Rodríguez- Fernández et al., 2012,). Las fallas del borde oriental de esta cuenca son objeto de estudio aquí.

La elevación del relieve en muchos sectores, en buena parte producido por esas fallas, así en Sierra Nevada, se manifiesta en un profundo encajamiento de la red de drenaje (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999). Los valores de encajamiento de la red fluvial decrecen a medida que los ríos se alejan de Sierra Nevada, lo que indica que ésta es la que más se levanta.

ANTECEDENTES SOBRE LA NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DEL ÁREA ESTUDIADA (PARTE ORIENTAL DE LA CUENCA DE GRANADA)

Las fallas que existen en la ciudad de Granada no se conocían en el año 1970 como se deduce del mapa de Granada de esa fecha (García-Dueñas y González-Donoso, 1970) en el que no figuran, aunque sí se sitúan en ese mapa las fallas del sector de Sierra Elvira y de parte del borde occidental de Sierra Arana, cerca de la localidad de Alfacar. Además, las fallas de Padul-Dúrcal-Nigüelas ya fueron descritas en esas fechas (Comas, 1970 y García-Dueñas y Comas, 1971).

El primer artículo en el que de una manera esquemática aparecen esas fallas de Granada posiblemente es el de Armijo *et al.* (1977) y con mucho mayor detalle aparecen en Dabrio *et al.* (1978), Santanach *et al.* (1980), Sanz de Galdeano (1980) y Estévez y Sanz de Galdeano (1980 y 1983). Es curioso que hasta esas fechas no se conocieran, a pesar de ser Granada un lugar donde de vez en cuando se producen terremotos que alteran la tranquilidad de sus habitantes; y que en un momento dado pueden ser más importantes.

Desde entonces, son numerosos los artículos que tratan de estas fallas y de la sismicidad de la región. Solo se van a citar algunos.

En un nuevo mapa geológico de Granada (Lupiani Moreno y Soria Mingorance, 1988) se muestran bien esas fallas. Y ya de forma sistemática se trata de esas fallas en Sanz de Galdeano *et al.* (2001). En ese mismo libro se recoge el estudio de índices geomorfológicos de la red fluvial de parte del borde oriental de la cuenca de Granada (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2001). Y Peláez Montilla y Sanz de Galdeano (2001) analizan el potencial sísmico de las fallas de la cuenca de Granada.

Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano (2006) interpretaron diversos perfiles geofísicos realizados en la cuenca de Granada, precisando la importancia y la localización de diversas fallas no aflorantes. Más adelante, Sanz de Galdeano *et al.* (2012) analizaron

las fallas activas de las cuencas de Granada y Guadix-Baza. Por último, citamos a Madarieta *et al.* (2021) quienes estudiaron las fallas del sector ahora revisado.