

MOOC sobre Sierra Nevada

MÓDULO 3

3.1 CÓMO SE FORMÓ SIERRA NEVADA

Por **Agustín Martín Algarra**

Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada

Introducción

Sierra Nevada es una montaña joven. En el Mioceno, hace unos 15 millones de años (Ma), emergió de un antiguo fondo marino tras la deformación principal de sus rocas. Hace 10 Ma el levantamiento se aceleró. Grandes cantidades de conglomerados erosionados de la naciente sierra se depositaron entre sedimentos marinos de las cuencas postorogénicas circundantes. Al elevarse la montaña fueron incorporados a su orla exterior de relieves. Sin embargo, las rocas de las cumbres son mucho más antiguas. En su mayoría son antiguos sedimentos del Paleozoico (540-250 Ma) y del Mesozoico (250-66 Ma) pero también hay rocas de origen magmático. Todas ellas fueron modificadas por metamorfismo y deformación tectónica durante la Orogenia Alpina desde antes del inicio del Cenozoico (66 Ma) hasta el Mioceno temprano (20-15 Ma). Para explicar cómo se formó Sierra Nevada describiremos: su estructura tectónica; las características, edad y ambiente de formación de sus rocas; sus transformaciones durante la orogenia; y, finalmente, la evolución del relieve hasta hoy.

Estructura tectónica

La observación de las superficies internas de las rocas sedimentarias (estratificación) y metamórficas (foliación) situadas bajo el Mioceno revela que Sierra Nevada es un gran pliegue cuya charnela discurre aproximadamente por su cresta. Sus flancos buzan al N y al S y su eje, orientado según ENE-OSO, desciende suavemente hacia el E (Sierra de Filabres) y rápidamente hacia el O (Valle de Lecrín). Esta estructura no es un simple anticlinal, sino una antiforma que pliega a varias unidades tectónicas ampliamente superpuestas. Cada lámina cabalgante (manto de corrimiento) está formada por sedimentos depositados en lugares distintos contemporáneamente, pero que fueron desplazados de su lugar de origen, plegados, apilados y enterrados a gran profundidad, y metamorizados antes de ser exhumados. Por eso vemos hoy día terrenos antiguos superpuestos sobre otros más modernos.

La orla del Mioceno contacta con las rocas subyacentes a menudo mediante fallas normales, cuya actividad reciente se relaciona con algunos terremotos actuales. Ejemplos magníficos de estas fallas se observan entre Padul y Nigüelas y en la carretera de Granada a la Sierra. Bajo los estratos inferiores del Mioceno aparecen dolomías y calizas marmorizadas que descansan sobre cuarcitas y filitas plateadas, respectivamente derivadas de sedimentos carbonatados marinos y detríticos continentales del Triásico (250-200 Ma). Se incluyen en el Complejo Alpujárride, que está formado por tres conjuntos cabalgantes superpuestos (Inferior, Intermedio y Superior). En la subida a los Cahorros o en La Higuera se reconoce claramente la superposición tectónica de esquistos oscuros del

MOOC sobre Sierra Nevada

Paleozoico metamorfizados a gran temperatura y presión (Alpujárride Superior) sobre dolomías trituradas del Triásico Superior afectadas por metamorfismo de menor intensidad (Alpujárride Intermedio). Estas dolomías forman la orla de relieves de la media montaña (Cahorros, Trevenque, Alayos, Pico de la Carne, Boca de la Pescá, sierras entre Quéntar y el Tocón...) y yacen estratigráficamente sobre filitas del Triásico antiguo. Éstas recubren tectónicamente a carbonatos más modernos (Triásico Medio-Superior) que reposan sobre filitas grises-azuladas (popularmente launas) del Triásico antiguo (Alpujárride Inferior), que forman los Cerros de los Poyos, Huenes Cerrajón, Calar de Güéjar o Zuherio, al N de la sierra, y los relieves desde Lanjarón a Laujar de Andarax, al S.

Bajo el Complejo Alpujárride aflora el Complejo Nevado-Filábride, que constituye las altas cumbres. Está formado enteramente por rocas metamórficas, frecuentemente con granate. Predominan los esquistos y cuarcitas de colores oscuros (negros) y claros (grises plateados y verdosos), calcoesquistos y mármoles, que son antiguos sedimentos arcilloso-arenosos, margosos y carbonatados, respectivamente. También aparecen lentejones de anfibolitas, eclogitas y serpentinitas, que son rocas de color verde oscuro derivadas de rocas ígneas básicas y ultrabásicas, y cuerpos de gneises derivados del metamorfismo de granitos y de rocas volcánicas ácidas. Las rocas nevado-filábrides se organizan en dos conjuntos litotectónicos. El conjunto del Veleta, en posición inferior, es el más potente y extenso y está mayoritariamente formado por esquistos oscuros. Tectónicamente superior, el conjunto del Mulhacén, es mucho más variado litológicamente e incluye los otros tipos de rocas mencionados.

Características, edad y modo de formación de las rocas

Las rocas más antiguas de Sierra Nevada son los esquistos muy oscuros -casi negros- y de grano fino (a lo sumo, con pequeños granates) del conjunto del Veleta. Derivan de sedimentos ricos en materia orgánica que fue grafitizada por el metamorfismo. No contienen fósiles pero en Sierra de Baza rocas semejantes han suministrado conodontos (dientes de cordados muy primitivos que vivieron en medios marinos abiertos) de hace unos 320 Ma. En su parte alta abundan las cuarcitas, que forman muchos tajos de la cara S del Picacho, o los Peñones de San Francisco. Muchas venas de cuarzo en estas rocas contienen mineralizaciones de hierro y cobre (siderita, pirita, calcopirita, magnetita, con ganga de barita), que se han explotado en las Minas de la Estrella).

El conjunto del Mulhacén incluye esquistos negros del Paleozoico que forman las cimas del Mulhacén, Alcazaba, Vacares, Cerro Negro o Montenegro, estos últimos en la Sierra Nevada almeriense, pero son muy diferentes de los del Veleta, ya que presentan minerales de gran tamaño: andalucita con forma de cruz (quiasolito), cloritoide con forma romboidal, granate y estaurolita (a veces con forma de cruz de San Andrés). Estos minerales se formaron durante un episodio metamórfico de media-alta temperatura y baja presión ligado a la Orogenia Varisca, vinculado al cual hubo una fusión parcial que generó pequeños cuerpos graníticos hace unos 300 Ma, (Prado del Cebollar, frente a Capileira). En todo caso, estas rocas antiguas fueron intensamente modificadas millones de años después por la Orogenia Alpina: sus grandes minerales pre-Alpinos aparecen aplastados, estirados y transformados en otros minerales. Al conjunto del Mulhacén también pertenecen rocas mucho más modernas, como la sucesión de esquistos claros, metabasitas, cuarcitas y mármoles espectacularmente expuesta en el

MOOC sobre Sierra Nevada

Puntal de la Caldera, cara N del Mulhacén, Alcazaba y Vacares, o las peridotitas serpentinizadas del Cerro del Almirez.

Tras la Orogenia Varisca, durante el tránsito del Paleozoico al Mesozoico la sedimentación se reanudó en el conjunto del Mulhacén. Los depósitos continentales iniciales fueron contemporáneos de un vulcanismo ácido cuyos productos fueron transformados por el metamorfismo alpino en gneises bandeados y esquistos claros (visibles, p.e., en el Collado de las Sabinas). Luego se depositaron carbonatos marinos someros, a veces con yeso, hoy transformados en mármoles. Éstos incluyen mineralizaciones importantes de hierro (siderita, goetita, hematites), que fueron explotadas en el Marquesado, el Conjuero y la Gabiarra (Cerro del Almirez).

La historia post-Paleozoica alpujárride se inició en el Triásico con el depósito de arcillas y arenas que intercalaban carbonatos arcillosos y yesos hacia arriba. El metamorfismo alpino decoloró los sedimentos (originalmente rojizos) al reducir el Fe y transformarlos en filitas rosadas y grises-azuladas, cuarcitas y calcoesquistos. El yeso indica un depósito en ambientes costeros de clima cálido con fuerte evaporación. El ascenso del nivel marino implantó una plataforma carbonatada somera tropical. Aunque fueron dolomitizados y metamorfizados, los carbonatos triásicos todavía preservan fósiles: bivalvos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, cianobacterias constructoras de estromatolitos y algas verdes calcáreas, las dasycladáceas, que localmente se acumularon en grandes cantidades (p.e., en el Pico de la Carne). También incluyen antiguos edificios arrecifales, bien representados en los Cahorros y en los Alayos; pero, a diferencia de los arrecifes de coral actuales, éstos fueron contruidos por microbios (cianobacterias), esponjas, serpulidos y otros organismos en menor medida. La sedimentación triásica alpujárride fue contemporánea de una fracturación cortical que deprimió áreas extensas e instaló sobre ellas cuencas sedimentarias que, a la vez que el fondo se hundía (subsistencia), se colmataban rápidamente. La fracturación favoreció un magmatismo e hidrotermalismo, que aportaron fluidos mineralizantes al ambiente sedimentario. Por ello los carbonatos alpujárrides forman sucesiones muy potentes, empiezan como continentales pasando luego a marinas someras y contienen mineralizaciones de flúor, plomo y zinc (fluorita, galena incluso argentífera, esfalerita y, en menor medida, wulfenita). Las mayores aparecen en las Sierras de Lújar, Gádor y Baza pero también las hay en Sierra Nevada (Víboras, Cerrajón, Güéjar, Huenes...).

En Sierra Nevada no hay terrenos alpujárrides posteriores al Triásico. Sin embargo, la fracturación ligada al estiramiento y adelgazamiento de la litosfera durante el Jurásico en el conjunto del Mulhacén generó un magmatismo básico que formó rocas plutónicas (gabros, doleritas) y volcánicas (basaltos) y exhumó rocas ultrabásicas de la litosfera profunda (manto superior) entre hace 190-150 Ma. También aceleró la subsistencia de la cuenca marina, que se hizo progresivamente más profunda porque los aportes eran insuficientes para colmatarla, a diferencia de lo sucedido en el Triásico. Se depositaron entonces sedimentos arcilloso-margosos, ocasionalmente ricos en materia orgánica, con pasadas silíceas y calcáreas, y también productos de la erosión de relieves formados por rocas magmáticas básicas en el antiguo fondo marino. El metamorfismo transformó los sedimentos en esquistos de colores claros (grises plateados y verdosos) con delgadas pasadas negras, calcoesquistos, cuarcitas y mármoles; las rocas básicas en eclogitas y anfibolitas; y las ultrabásicas en serpentinitas (que se han explotado en las canteras del Barranco de San Juan y S del Trevenque como roca ornamental).

MOOC sobre Sierra Nevada

Transformaciones de las rocas durante la Orogenia Alpina

En un momento mal definido del Mesozoico final (Cretácico) la cuenca de depósito comenzó a cerrarse. Ello estuvo relacionado con fenómenos de carácter global, ligados a la tectónica de placas: África, que se había alejado de Iberia-Europa desde el final del Paleozoico, comenzó a desplazarse contra ellas, comprimiendo a las cuencas antes abiertas. Esto provocó la subducción de la litosfera delgada y densa de la cuenca abierta en el conjunto del Mulhacén, arrastrando su sustrato de rocas básicas y ultrabásicas, y los sedimentos suprayacentes, bajo terrenos Alpujárrides y -éstos- bajo el Complejo Maláguide (hoy erosionado en Sierra Nevada). Así, la litosfera fría y delgada del conjunto del Mulhacén penetró hasta gran profundidad (no menos de 30-50 km) bajo otra gruesa y caliente siendo sus rocas intensamente deformadas y metamorizadas. Las rocas básicas fueron transformadas primero en eclogitas, en condiciones de alta presión y baja temperatura, y luego en anfibolitas bajo condiciones de menor presión; los sedimentos se transformaron en esquistos, gneises, cuarcitas, calcoesquistos y mármoles con diversos tipos de minerales dependiendo de las condiciones metamórficas.

La deformación dúctil (plástica) de las rocas a gran profundidad generó el plegamiento y la foliación de las rocas de Sierra Nevada. Esta estructura, también llamada esquistosidad por ser típica de los esquistos, es una disposición en superficies más o menos planas, desarrollada por reorientación y neoformación de minerales laminares (micas), por deformación y metamorfismo. Por encima de la zona de subducción, donde se ubicaban los terrenos alpujárrides, la deformación fue también intensa y las rocas aparecen también muy replegadas. Pero, al haber estado a menor profundidad y ser de litología diferente, los carbonatos alpujárrides se deformaron también frágilmente, rompiéndose, como sucede con las dolomías del Trevenque, que la erosión deshace en "arenales". El acortamiento asociado al cierre de las cuencas provocó el cabalgamiento de unas partes sobre otras y la superposición tectónica de sucesiones estratigráficas antes adyacentes formando láminas cabalgantes que se recubrieron unas a otras decenas de kilómetros desde el SE al NO: de hecho, las rocas del Trevenque, Alayos, Huenes, etc. se depositaron cientos de kilómetros al SE de la posición actual de Sierra Nevada.

Relieve y glaciario

Al final del Mioceno Inferior (15-20 Ma) las rocas de Sierra Nevada colisionaron con Iberia, deformando a los sedimentos depositados sobre su margen meridional (Zonas Externas Béticas). Entonces el conjunto del Mulhacén, con el Alpujárride encima, se superpuso al del Veleta y comenzó el abombamiento antiformal de la pila de unidades tectónicas previamente formada. También hubo movimientos importantes dentro de la pila: las unidades alpujárrides se deslizaron hacia el W y SW con respecto a las nevado-filábrides subyacentes, y también hacia el N y el S durante su plegamiento posterior. No obstante, las primeras evidencias de creación de relieves importantes en Sierra Nevada datan de hace solo unos 10 Ma. Justo antes se depositaron areniscas calcáreas y conglomerados con abundantes restos de moluscos, algas rojas, briozoos, balánidos y foraminíferos. La presa de Canales o el pueblo de Quéntar están sobre estas rocas, que son sedimentos marinos de plataforma somera y agitada por corrientes. Hacia arriba pasan gradualmente a margas de ambientes más profundos y tranquilos, como se observa en el Cerro de las Pipas, así llamado por los particulares moluscos escafópodos que contienen (popularmente "pipas"). A partir de entonces, ingentes cantidades de

MOOC sobre Sierra Nevada

conglomerados con grandes bloques empezaron a llegar desde la sierra (que se levantaba muy rápidamente) a las cuencas marinas circundantes, formando enormes abanicos deltaicos. Sus estratos, expuestos por la erosión, alternan con sedimentos más finos con fósiles marinos de aguas someras a profundas entre Dúdar, Güéjar y Pinos Genil, y con arrecifes de coral al N de Monachil, lo que indica que el clima era entonces más cálido que hoy día.

Hace 7-8 Ma el mar se retiró pero el levantamiento de Sierra Nevada y la erosión continuaron: rodeándola, ahora aparecían grandes abanicos aluviales al borde de cuencas ya continentales. Sus conglomerados se observan entre Cenes y Pinos Genil, o en las trincheras de la carretera de la costa entre el Padul y el río Dúrcal, donde están intercalados entre paleosuelos rojos, que indican climas más cálidos y húmedos que los actuales. Depósitos equivalentes pero más modernos, del Plioceno y Pleistoceno (Cuaternario antiguo), constituyen el Conglomerado de la Alhambra, cuyos clastos y bloques son, curiosamente, mucho más redondeados que los de conglomerados más antiguos (como testimonian los muros de mampostería de la Alhambra y del Albaicín, que son una especie de museo urbano de las rocas de Sierra Nevada). Esto se explica porque esos clastos han sido sometidos a dos sucesivos ciclos de erosión, transporte y depósito: el primero durante el Mioceno, el segundo durante el Plio-Pleistoceno, conforme los conglomerados preexistentes eran erosionados al ser incorporados a las laderas de la Sierra durante su levantamiento. El reciclado de los sedimentos favoreció la concentración de los minerales más densos, como el oro, explotado ya por los Romanos en Cenes.

Fuera del ámbito de Sierra Nevada, los abanicos aluviales pasaban a ríos que, finalmente, desembocaban en lagos al centro de las depresiones. Estos sedimentos fluviolacustres contienen fósiles de organismos continentales, como grandes mamíferos, que permiten reconstruir, a los pies de la Sierra, paisajes semejantes a los de las actuales sabanas africanas hasta hace unos 200.000 años. Contemporáneamente, el relieve de Sierra Nevada se hacía más abrupto y las montañas ganaban altura hasta alcanzar sus máximas cotas, a pesar de la enorme erosión de su parte central. Ello explica por qué el modelado de sus altas cumbres fue condicionado primero por la erosión fluvial y, luego, por la acción de los glaciares; y también por qué los procesos periglaciares (ligados a la acción de la helada en altura) son los principales condicionantes de su morfodinámica actual. Los glaciares no existen actualmente en Sierra Nevada, pero alcanzaron un cierto desarrollo durante los enfriamientos climáticos que afectaron a la Tierra durante el Cuaternario. En Sierra Nevada se constatan claramente por lo menos dos glaciaciones, que dejaron una marcada impronta en el relieve: circos (nuestros corrales), aristas (crestones o raspones) picos (puntales), valles en U (algunos complejos, como el del río Veleta, excavado en dos fases frías separadas por una fase de incisión fluvial desarrollada durante un periodo interglacial), formas menores de abrasión glacial (estrías, acanaladuras, rocas aborregadas, abundantes en la Cañada de Siete Lagunas o en Río Seco) o depresiones de sobreexcavación. Éstas actualmente albergan lagunas, que están delimitadas, a veces, por morrenas terminales.

Tras su liberación de los hielos hace unos 10.000 años, en las lagunas tuvo lugar una sedimentación que constituye un archivo excepcional de los cambios medioambientales en Sierra Nevada y su entorno, tanto naturales como inducidos por el hombre (calentamientos y enfriamientos microclimáticos, periodos de sequía, actividades mineras, incendios forestales, evolución de cultivos desde la Antigüedad...). Estos cambios se fechan con precisión mediante el método del C14, entre

MOOC sobre Sierra Nevada

otros, y dejan su señal en las propiedades físico-químicas de los sedimentos de las lagunas y, especialmente, en su contenido en polen fósil.



UNIVERSIDAD
DE GRANADA



MOOC sobre Sierra Nevada

BIBLIOGRAFÍA

JABALOY-SÁNCHEZ, Antonio, GALINDO-ZALDÍVAR, Jesús y SANZ DE GALDEANO, Carlos (2008). Granada. Guías de la Naturaleza. Guía Geológica. Los Libros de la Estrella 32, Ciencia y Medio Ambiente, Diputación de Granada, 189 páginas.

MARTÍN-MARTÍN, José Manuel, BRAGA-ALARCÓN, Juan Carlos y GÓMEZ-PUGNAIRE, María Teresa (2008). Itinerarios geológicos por Sierra Nevada. Guía de campo por el Parque Nacional y Parque Natural de Sierra Nevada. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, 267 páginas.

RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, Roberto (Ed.) (2017). Parque Nacional de Sierra Nevada: Guía Geológica. Instituto Geológico y Minero de España - Organismo Autónomo de Parques Nacionales (Guías geológicas de Parques Nacionales, 10). 324 páginas.

VERA, Juan Antonio, MARTÍN-ALGARRA, Agustín, SÁNCHEZ-GÓMEZ, Mario, FORNÒS, Joan, GELABERT, Bernardí (Eds.) (2004). "Cordillera Bética y Baleares". En VERA, J.A., (Ed.) Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 346-464.

