

Guía Docente para prácticas geológicas en el Parque Regional de Calblanque, Monte de las Cenizas y Peña del Águila

Murcia, diciembre 2011



Redacción:

UNIVERSIDAD DE CARTAGENA

**José Ignacio Manteca Martínez
Tomás Rodríguez Estrella**

UNIVERSIDAD DE MURCIA

**Miguel Ángel Mancheño Jiménez
Gregorio Romero Sánchez**

UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Manuel Martín Martín

ÍNDICE

Presentación	1
Contenidos de la Guía Docente	2
1.- GEOLOGÍA DEL PARQUE	3
1.1. Marco geológico regional	3
1.2. Geología de la Sierra de Cartagena	5
1.3. Principales unidades geológicas	7
1.4. Magmatismo	14
1.5. Tectónica	15
1.6. Depósitos minerales y metalogenia	17
2.- GEOMORFOLOGÍA	17
2.1. Contactos geomorfológicos	19
2.2. Elementos del relieve	21
2.3. Elementos de la red de drenaje	23
2.4. Elementos antrópicos	25
2.5. Elementos gravitacionales	27
2.6. Elementos mixtos antrópicos-naturales	27
2.7. Elementos costeros	29
2.8. Elementos estructurales	31
Bibliografía	32
Glosario	34
Tabla del Tiempo Geológico	42

PRESENTACIÓN

El objetivo principal de la presente “Guía Docente” es dar soporte a la realización de prácticas de campo con alumnos que cursan materias geológicas en las universidades de la Región de Murcia (Universidad Politécnica de Cartagena, Universidad de Murcia y Universidad Católica de Murcia) y en otras adyacentes, como las de Alicante, Elche y Almería. Esta guía también puede servir a cualquier persona con inquietudes por la Geología y la Naturaleza y que desee realizar prácticas de campo en el Parque Regional de Calblanque, Monte de las Cenizas y Peña del Águila. Los títulos de grado susceptibles de beneficiarse de la presente guía son “Geología”, “Química”, “Ciencias Ambientales”, “Biología”, “Ciencias del Mar”, “Geografía Física” “Ingeniería de Minas”, “Ingeniería de Caminos” e “Ingeniería Civil”.

Este trabajo ha sido realizado gracias al convenio de colaboración firmado entre la Universidad Politécnica de Cartagena y el Servicio de Ordenación y Gestión de los Recursos Naturales de la Dirección General del Medio Natural (Comunidad Autónoma de la Región de Murcia), dentro de su labor divulgativa y de innovación docente para dar a conocer la diversidad geológica de algunos de los espacios naturales más emblemáticos de la Región de Murcia.

CONTENIDOS DE LA GUÍA DOCENTE

El presente trabajo está dividido en dos partes: una primera dedicada a describir los conceptos teóricos e introductorios sobre el cuadro geológico regional, geología y geomorfología del parque; y una segunda en la que se describen con detalle cinco itinerarios con puntos en los que realizar determinadas prácticas geológicas.

En primer lugar, y tras un breve repaso de las características generales del Parque, se presenta el marco geológico regional en el que se encuadra el mismo. Esta parte incluye unidades, litologías representadas y edades. A continuación se pasa a la descripción de las peculiaridades geomorfológicas del parque, incluyendo un análisis del relieve y de las relaciones entre geología y paisaje.

Se han tomado datos de la bibliografía más relevante sobre la geología de la Sierra de Cartagena en la que está encuadrado el Parque, principalmente Espinosa *et al.* (1974), el Mapa Geológico de España, 1/50.000 (Hojas 977 y 978 del IGME), Oen *et al.* (1975), Ovejero *et al.* (1976), Manteca y Ovejero (1992), Rodríguez Estrella (1993), García Tortosa *et al.* (2000), así como diversos trabajos inéditos elaborados por el área de Geodinámica Externa de la Universidad Politécnica de Cartagena.

En la segunda parte de la guía se proponen varios itinerarios con una serie de puntos en los que realizar prácticas geológicas. Cada práctica cuenta con una descripción detallada, incluyendo fotografías y esquemas explicativos que favorecen la interpretación de panorámicas, fenómenos y elementos a observar en cada una de ellas, siguiendo un modelo que ofrece datos tales como: nombre y referencia de la práctica, topónimo, coordenadas UTM, tipología, extensión, posición dentro de los límites del parque, marco geológico general y descripción detallada de los aspectos más relevantes que se observan en la práctica, condiciones de observación, valoración como recurso didáctico y divulgativo, fragilidad, accesos y otras observaciones.

Por último se incluye un glosario de términos y una tabla del tiempo geológico (Figura 9) que facilitan la comprensión del texto, así como una serie de referencias bibliográficas recomendadas para todo aquel que desee profundizar en el conocimiento geológico del Parque y su entorno.

1. GEOLOGÍA DEL PARQUE

El Parque Regional de Calblanque, Monte de las Cenizas y Peña del Águila constituye un enclave de indudable valor geológico y paisajístico. Hasta el momento, y al igual que ocurre en la mayoría de los espacios protegidos españoles, la labor desarrollada por la Administración de puesta en valor y divulgación de los valores naturales y culturales de este Parque no han recogido el interés e importancia que para el estudiante de materias geológicas pueden tener los aspectos geológicos existentes en su ámbito. Es objetivo también de esta guía docente ayudar a ver la zona con otros ojos y a descubrir los numerosos secretos que se esconden en sus rocas y sus paisajes, desde hace millones de años.

1.1. Marco geológico regional

La Sierra de Cartagena, en la que se encuentra el Parque, se sitúa en la Cordillera Bética, una cadena alpina que incluye los relieves montañosos situados al S del Guadalquivir y su prolongación nororiental hacia Albacete, Murcia y S de Valencia (Figura 1). Está comprendida entre el Macizo Ibérico y la Cordillera Ibérica al N, y el litoral atlántico y mediterráneo al S, aunque en realidad se prolonga bajo el mar para conectar con otros dominios alpinos: el Rif Norteafricano y las Baleares (Martín Algarra, 1987).

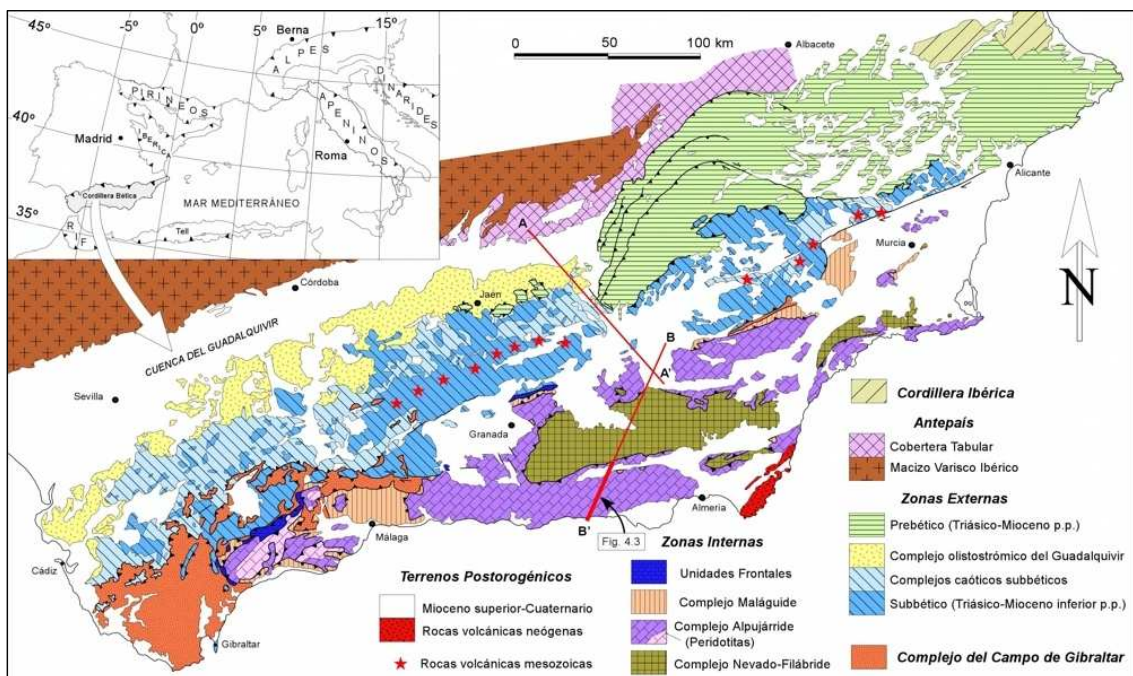


Figura 1. Mapa geológico de la Cordillera Bética (tomado de Vera, 2004).

Dentro de la Cordillera Bética se pueden diferenciar dos grandes dominios que muestran diferencias significativas en su historia sedimentaria, evolución tectono-sedimentaria y edad en la que han sufrido la deformación alpina. Se trata del dominio de las Zonas Externas, no representado en la zona de estudio, y el dominio de las Zonas Internas, al que corresponde la Sierra de Cartagena, en la que se sitúa el Parque Regional de Calblanque, Monte de Las Cenizas y Peña del Águila (Figuras 1 y 2).

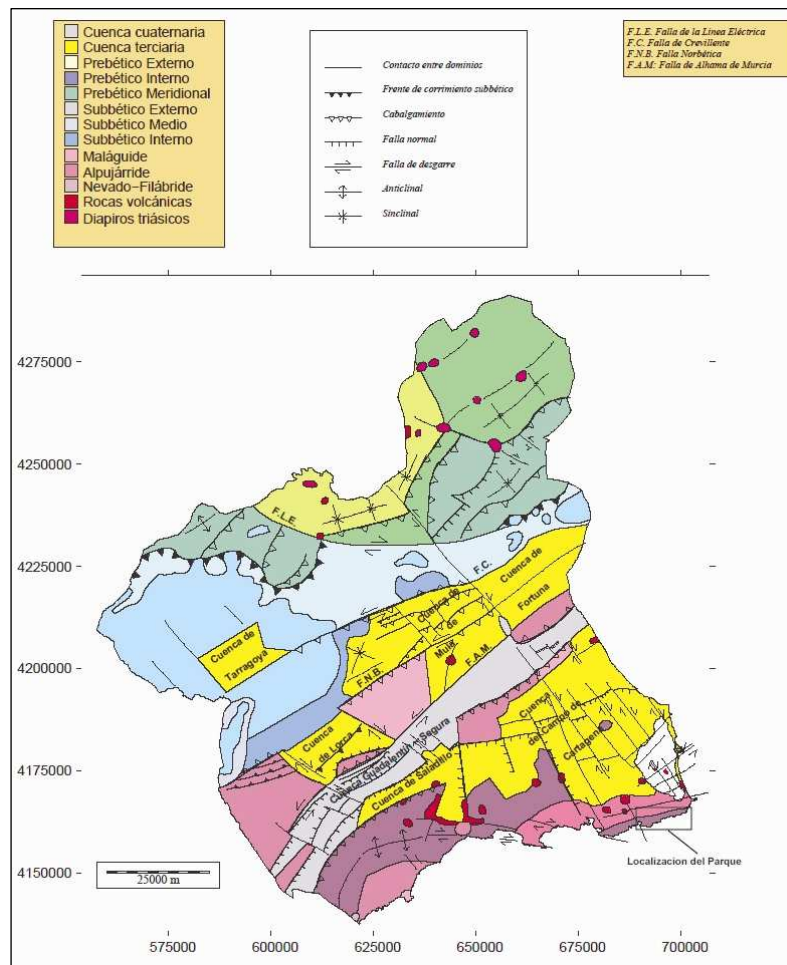


Figura 2. Síntesis geológica de la Región de Murcia con la localización geográfica del Parque (Rodríguez Estrella, 1993).

1.2. Geología de la Sierra de Cartagena

El Parque Natural de Calblanque, Monte de las Cenizas y Peña del Águila se encuentra en el borde oriental de la Sierra Minera de Cartagena, en el extremo sureste de la Región de Murcia. Es una cadena montañosa litoral cuyos relieves, que no superan los 450 metros sobre el nivel del mar, se extienden en dirección aproximadamente E-W desde la ciudad de Cartagena hasta el Cabo de Palos, con una longitud de unos 25 kilómetros, entre el Mar Mediterráneo por el sur y la llanura del Mar Menor por el norte.

Desde el punto de vista geológico, la Sierra de Cartagena forma parte de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, la cual, junto con la Cordillera del Rift, se desarrolló durante el proceso de convergencia entre las placas Ibérica y Africana a finales del Mesozoico y durante el Cenozoico (Sanz de Galdeano, 1990).

Ese choque entre las citadas placas provocó una intensa deformación de la corteza y la emersión de los sedimentos que durante más de 200 millones de años (M.a.) se habían ido acumulando en el fondo del Océano Tethys. En realidad, el proceso de convergencia fue más complejo ya que se produjo la interacción de tres placas: la Africana por el sur, la Ibérica, diferenciada de la placa Europea, por el norte, y la Placa Mesomediterránea, situada entre ambas. El desplazamiento de este a oeste de la Placa Mesomediterránea fue en última instancia lo que determinó la formación de la Cordillera Bética. Dicho desplazamiento fue muy complejo y provocó estructuras compresivas en unas zonas y extensionales en otras.

Como hemos comentado, la Sierra de Cartagena, y en general el extremo sur de la Región de Murcia, pertenece a las llamadas Zonas Internas de la Cordillera Bética, también denominado Dominio Bético o Dominio de Alborán. En ella, los esfuerzos compresivos provocaron no sólo el plegamiento sino también el metamorfismo de los materiales, produciendo igualmente cabalgamientos de hasta cientos de kilómetros. La Sierra de Cartagena-La Unión, como el resto de la Cordillera Bética, comenzó a emerger del mar a comienzos del Mioceno superior, hace apenas 20 M.a.

Tras su inicial emersión, la primitiva Sierra de Cartagena sufrió importantes transformaciones. Después de una importante fase erosiva fue recubierta parcialmente por una serie neógena transgresiva y tardiorogénica cuya edad va desde el Serravaliense al Tortoniense. Cuando cesaron las presiones entre las placas, a finales del Mioceno, hubo una fase de distensión, produciéndose profundas fracturas en la corteza terrestre que dieron lugar a una importante actividad magmática en la zona (magmatismo postorogénico). Se formó así el complejo volcánico del Campo de Cartagena y del Mar Menor, aproximadamente al mismo tiempo que otros complejos volcánicos situados más al oeste de la cordillera, como los de Mazarrón y Cabo de Gata.

Esa actividad magmática se produjo en tres etapas: una primera datada entre -11 y -7 M.a., que dio lugar a subvolcanes de rocas calcoalcalinas (andesitas, riodacitas, dacitas, etc.); una segunda, entre -7 y -5,7 M.a., que originó un tipo muy especial de rocas volcánicas en el centro y norte de Murcia llamadas lamproitas (jumillitas, fortunitas, veritas); y una tercera, entre -2,6 y -2 M.a., que dio lugar a volcanes de basaltos alcalinos.

De las tres etapas de actividad magmática citadas, es la primera la que está relacionada con la formación de los yacimientos minerales de la Sierra de Cartagena-La Unión. La intensa actividad hidrotermal subsiguiente permitió la formación de importantísimos yacimientos polimetálicos, principalmente de Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ag y Sn (Manteca y Ovejero, 1992).

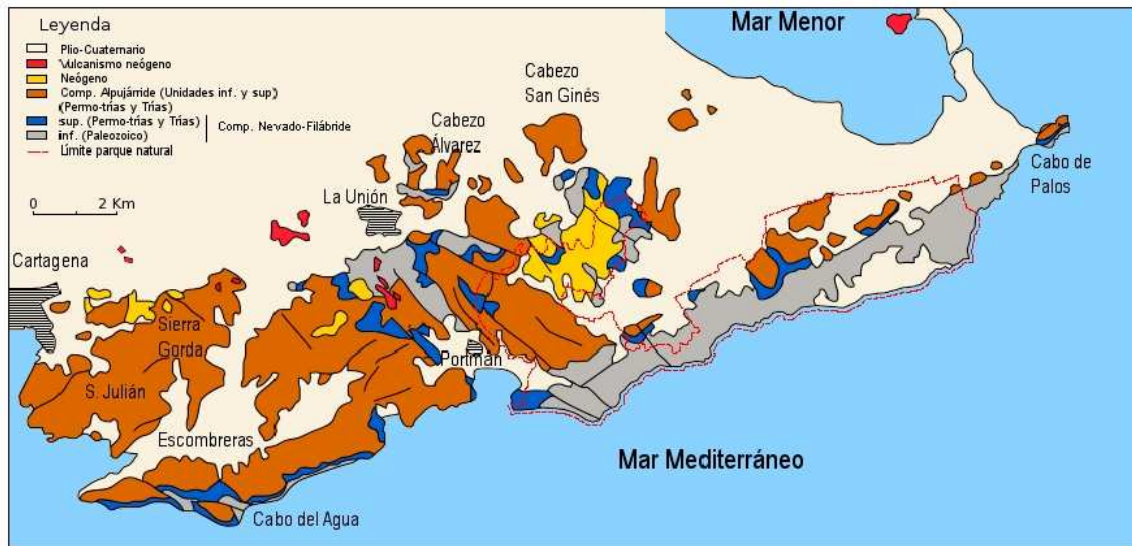


Figura 3. Síntesis geológica de la Sierra de Cartagena (tomado de Manteca y Ovejero, 1992). En trazo discontinuo rojo la delimitación del Parque Regional.

1.3. Principales unidades geológicas

La geología de la Sierra de Cartagena (Figura 3) está caracterizada por una estructura de mantos de corrimiento con superposición de varios complejos tectono-estratigráficos (Oen *et al.*, 1975).

Se diferencian en ella cuatro unidades o dominios geológicos principales que de más antiguo a más moderno son: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride, Complejo Maláguide y Serie Neógena (Figura 4).

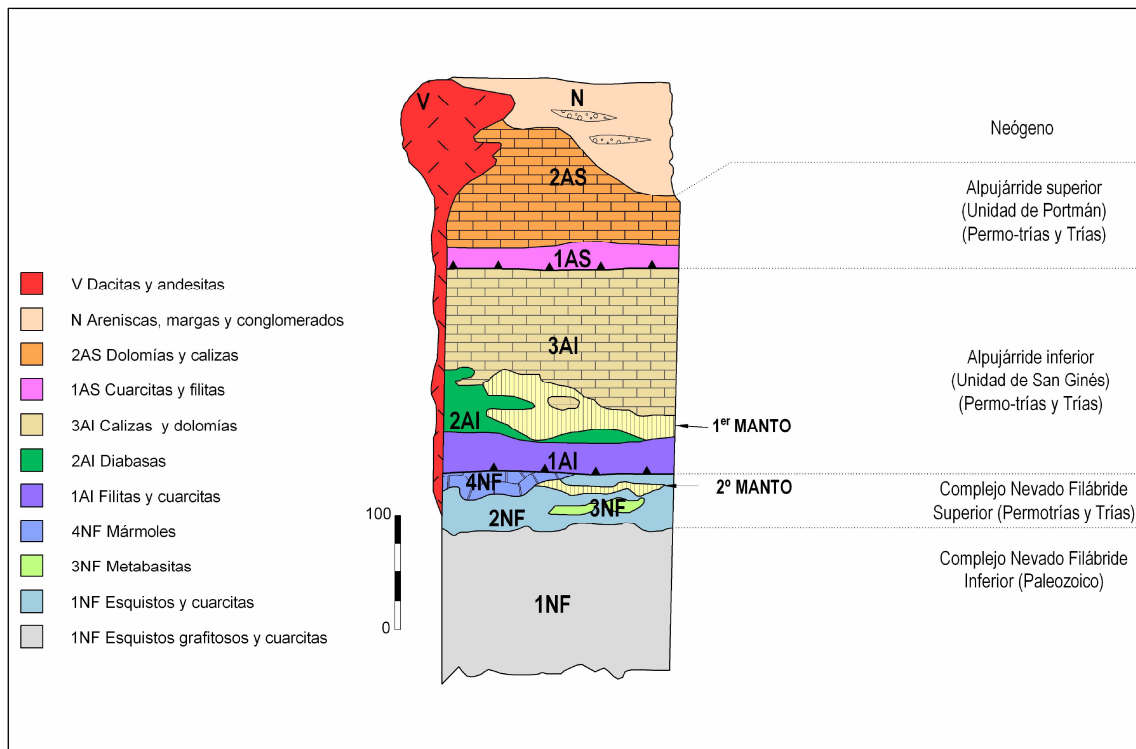


Figura 4. Columna estratigráfica simplificada del sector central de la Sierra de Cartagena (tomado de Manteca y Ovejero, 1992).

- **Complejo Nevado-Filábride**

El Complejo Nevado-Filábride está constituido por rocas metamórficas intensamente plegadas y aflora principalmente en la parte meridional de la sierra. En él se diferencian dos conjuntos: Nevado-Filábride Inferior y Nevado Filábride Superior (Figura 5).

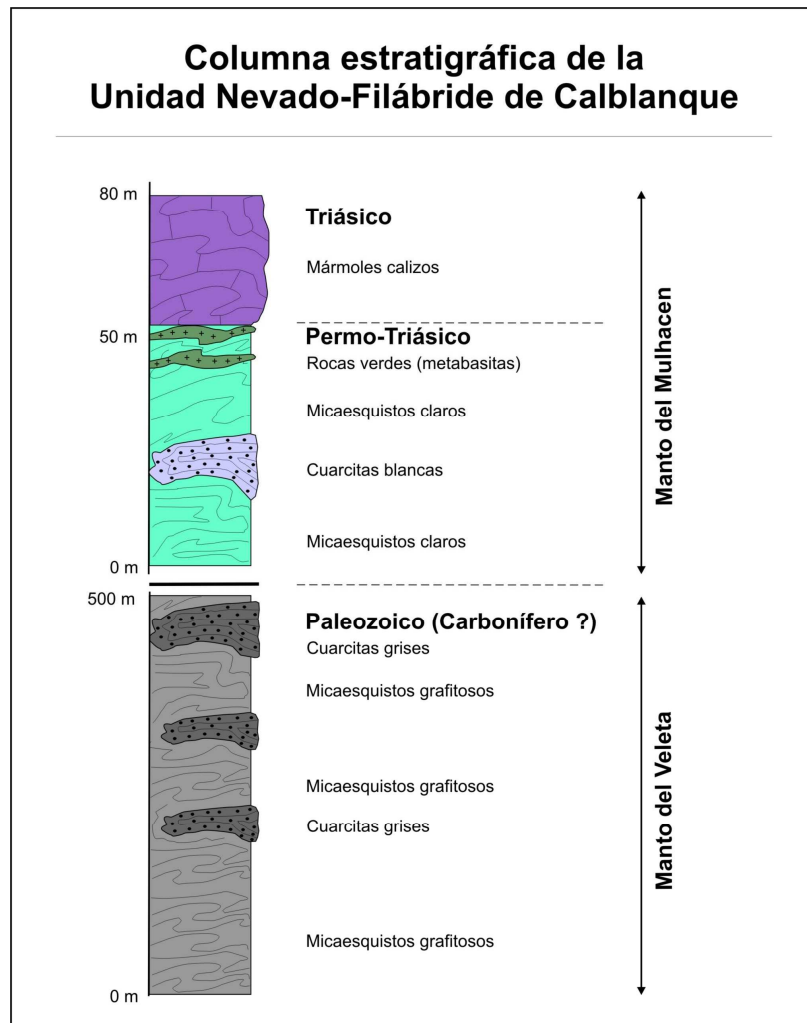


Figura 5. Columna estratigráfica del Complejo Nevado-Filábride.

Nevado-Filábride Inferior

Está compuesto por una potente serie de micaesquistos grafitosos y cuarcitas grises de edad paleozoica, probablemente Carbonífero, que representan el sustrato de la sierra. Los minerales esenciales en esta serie son cuarzo, moscovita y grafito, y localmente gran abundancia de granates. Su espesor no es conocido pero con seguridad supera los 500 m.

Nevado-Filábride Superior

Está constituido por micaesquistos claros, cuarcitas, mármoles y rocas verdes (metabasitas) de edad Permotriásica. Los micaesquistos y cuarcitas constituyen la parte inferior de la serie. Su espesor es muy variable, siempre

menor de los 100 m. Los mármoles se sitúan en la parte superior de la serie, variando su espesor real entre los 20 y los 30 m, aunque en ciertos lugares por efecto del plegamiento presenta espesores aparentes bastante mayores. Estos mármoles son generalmente impuros y pueden contener cuarzo, moscovita, plagioclasa, biotita, magnetita y, localmente, epidota. En todo caso se trata de mármoles calcíticos, nunca dolomíticos. Las rocas verdes comprenden tanto cuerpos masivos de metabasitas (interpretadas como ortoanfibolitas) como esquistos cloríticos, a menudo con albita.

La edad asignada a la serie esquistoso-cuarcítica es Permo-Werfeniense (300-245 M.a.) y Triásico (250-200 M.a.) para los mármoles. Ambos conjuntos se presentan concordantes en relación con la esquistosidad, si bien localmente entre los mármoles y los esquistos y cuarcitas subyacentes aparecen discordancias de origen tectónico a causa del plegamiento diferencial de los materiales, como se puede apreciar en la ventana tectónica del Collado de Atamaría.

- **Complejo Alpujárride**

El Complejo Alpujárride está formado por materiales ligeramente metamórficos que descansan discordantemente sobre el Nevado-Filábride. Está constituido por dos mantos de corrimiento: el inferior o denominado Unidad de San Ginés y el superior o Unidad de Portmán. Ambas unidades presentan una base detrítica (cuarcitas y filitas) de edad Trías Inferior (250-245 M.a.) y una parte superior carbonatada (calizas y dolomías) de edad Trías Medio (245-230 M.a.).

Unidad de San Ginés (también llamada Unidad de Cabo Tiñoso)

Consta de una base de rocas detríticas epimetamórficas, filitas y cuarcitas, de tonos grises, verdosos y violetas, atribuibles al Trías Inferior, y una parte superior carbonatada, atribuida al Trías Medio (Ladiniense).

Esta serie carbonatada comprende calizas y dolomías, con rápidos cambios laterales de unas a otras e intercalaciones de calizas arcillosas, con fósiles del bivalvo *Myophoria baetica*. El espesor máximo para estos últimos materiales es de 250 m, encontrándose en la zona norte de la Sierra, principalmente en las áreas de la Cantera Emilia y del Cabezo de San Ginés de la Jara.

Intruidos en el paquete carbonatado, preferentemente en su base, aparecen frecuentes cuerpos volcánicos de doleritas o diabasas en forma de diques y también de sills subconcordantes que presentan su máximo desarrollo en la zona central de la Sierra (sector del Sancti Spíritus) con espesores del orden del centenar de metros. Estos cuerpos de rocas intrusivas no presentan las correspondientes raíces por haber viajado junto con la unidad alpujárride portadora (Figura 6).

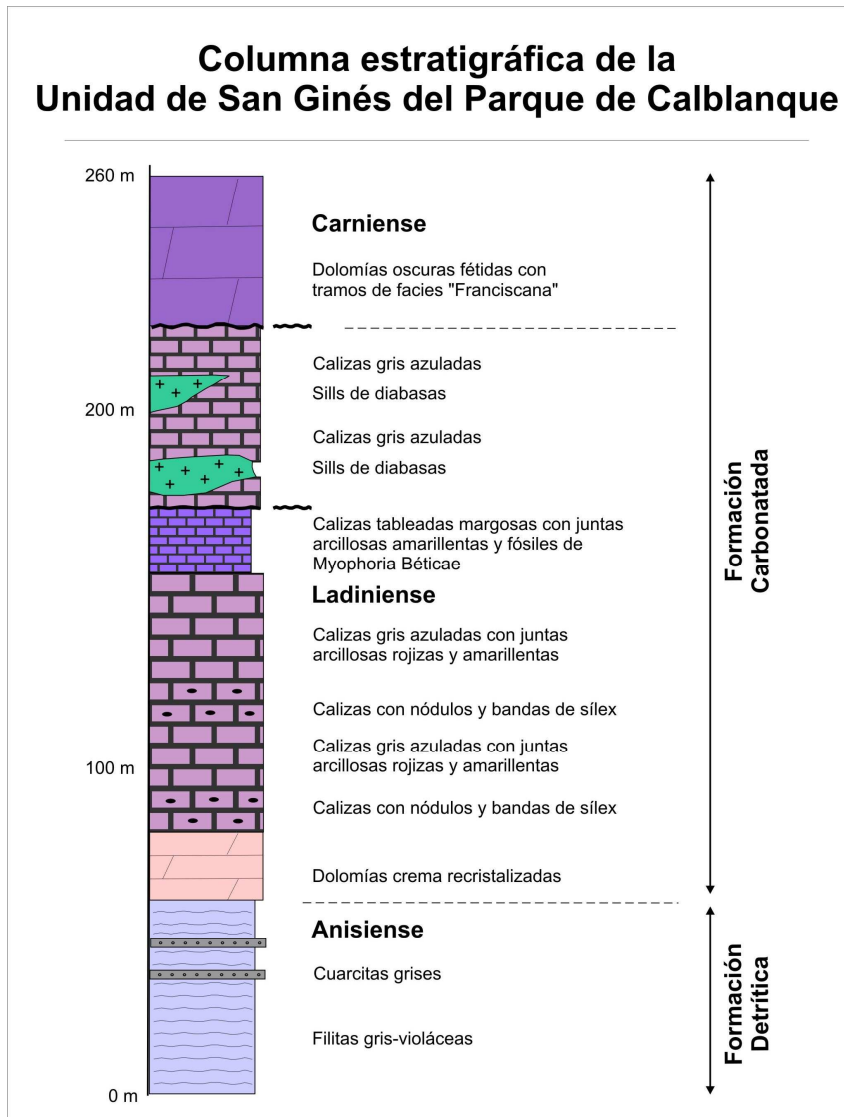


Figura 6. Columna estratigráfica de la Unidad de San Ginés (Unidad Alpujárride sensu stricto).

Unidad de Portmán (también llamada Unidad de San Julián)

Superpuesta a la anterior y compuesta por términos análogos la Unidad de Portmán presenta características intermedias entre el Alpujárride y el Maláguide, de ahí que pueda denominarse también unidad superior Alpujárride *de transición* (Figura 7). Consta de una base detrítica de tonos violeta a rojo vino y una parte superior carbonatada, predominantemente dolomítica, asignables igualmente al Trías Inferior y Trías Medio respectivamente. A diferencia de la anterior en esta unidad no aparecen doleritas. El espesor máximo que alcanza la serie carbonatada es de unos 200 m. El de la serie detrítica inferior es sumamente variable por efecto del plegamiento, pudiendo estimarse una media de unos 40 m.

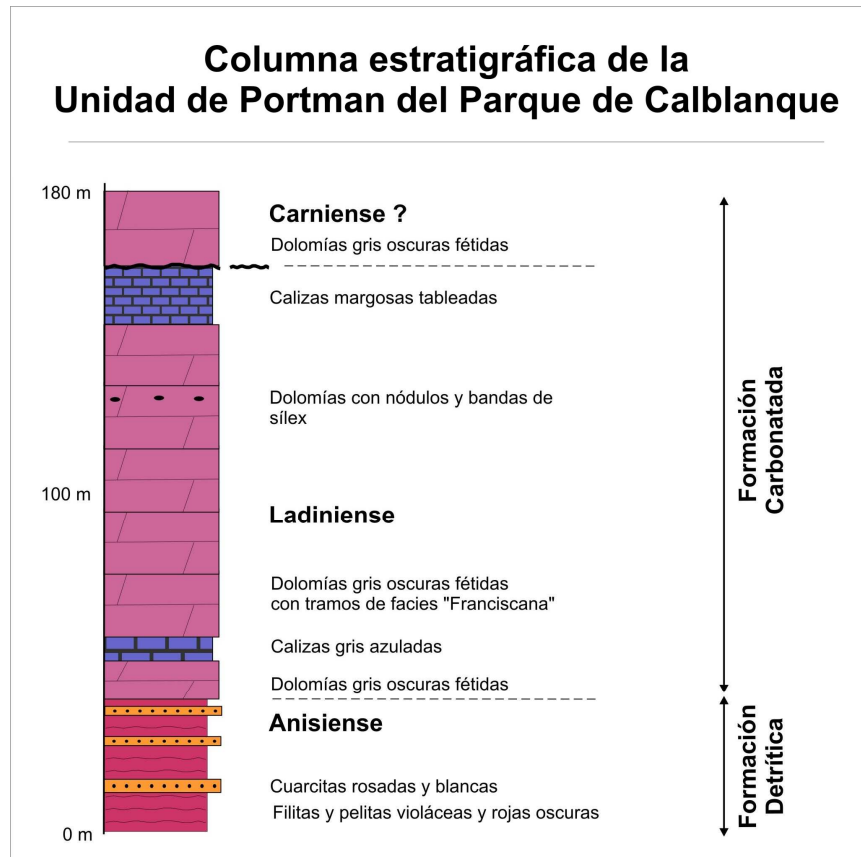


Figura 7. Columna estratigráfica de la Unidad de Portmán (Unidad Alpujarride de transición).

En la vertiente norte de la Sierra no se suele encontrar esta unidad al haber sido desmantelada por la erosión. Hacia el sur va aumentando progresivamente su espesor. En la vertiente meridional de la Sierra esta unidad bisela a la unidad infrayacente de San Ginés, llegando a apoyarse directamente sobre el Nevado-Filábride. En el tramo carbonatado predominan las dolomías, frecuentemente con facies de tipo "franciscana" o dolomía cebrada. En el tramo detrítico inferior, además de las filitas, abundan las cuarcitas de tonos rosados y blancos.

En algunas zonas, principalmente en el sector occidental de la sierra, entre Escombreras y Cartagena, aparece en la base de esta unidad una formación de yesos, con espesor superior a los 20 m, observable especialmente al W de la cantera de La Campana, así como en Cala Cortina, donde existen antiguas explotaciones mineras de este material, algunas de grandes dimensiones.

- **Complejo Maláguide**

Se superpone a la unidad de Portmán en la zona de El Gorguel (García Tortosa, 2000). Su presencia se reduce a pequeños isleos tectónicos al haber sido desmantelada por la erosión. Consta de un tramo detrítico basal apenas afectado por el metamorfismo compuesto de pelitas micáceas y areniscas cuarcíticas de color rojo chocolate. El espesor de este tramo es de unos 50 m y sobre él aparece un tramo carbonatado, calcáreo-dolomítico, que no pasa de los 30 m de potencia. Como ya se ha indicado, esta unidad sólo aparece en el Valle del Gorguel, en un bloque tectónicamente hundido, donde ha permanecido protegido de la erosión.

- **Neógeno**

Se distinguen aquí las formaciones sedimentarias marinas del Mioceno y los sedimentos continentales del Cuaternario.

Mioceno

Previa a la transgresión marina miocena, y tras la fase de plegamiento principal, el edificio orogénico se levantó y sufrió una larga etapa de erosión, alcanzando ésta diferentes niveles sobre la columna estratigráfica. De ahí que tras la transgresión del Mioceno los correspondientes sedimentos aparezcan depositados sobre sustratos muy diferentes, apoyándose sobre el Nevado-Filábride Inferior, el Nevado-Filábride Superior, el Alpujárride Inferior o el Superior.

Los sedimentos marinos, datados como Serravalliense, están representados principalmente por rocas pelíticas (argilitas y margas), con intercalaciones de areniscas y algunos niveles de conglomerados y turbiditas. En ciertas zonas (Coto Ponce), las pelitas presentan un alto contenido en materia carbonosa, siendo relativamente frecuentes los restos vegetales lignificados.

El posterior levantamiento de la cuenca, y la compartimentación en bloques debido a la etapa de distensión, va a facilitar la erosión de una gran parte de estos depósitos, que sólo quedarán bien preservados en las zonas hundidas de graben. Así, donde mejor representado está el Mioceno es en la zona situada al sur y sureste del Llano del Beal. Los mayores espesores, unos 200 m, se corresponden con una fosa tectónica normal delimitada por el sistema regional de fallas N130°.

Al sur y este de la Corta Brunita el Mioceno también se conserva con un cierto desarrollo, pero con espesores mucho menores que los materiales que afloran en el entorno del Llano y, en todo caso, inferiores a los 100 m. Al oeste de la Corta Brunita aparecen conglomerados de la base del Mioceno implicados en escamas tectónicas, cabalgadas por filitas pérmicas y calizas triásicas.

Al norte de la Sierra los espesores del Mioceno aumentan notablemente, alcanzándose enseguida valores del orden de los 300 m bajo la llanura de La Unión. En el Cabezo Rajao presenta un espesor entre 150 y 200 m. Este rápido aumento de espesor parece confirmar la presencia de una falla, la llamada falla de La Unión, delimitando el borde septentrional de la Sierra con rumbo N70° (Manteca Martínez y García García, 2001). Los materiales miocenos aflorantes corresponden a niveles estratigráficos más altos, estando representados el Tortoniense y el Messiniense.

Cuaternario

Ocupa las depresiones, concretamente los Valles de Escombreras, Alumbres, el Gorguel, Portmán y Atamaría-Campo de Golf. Se trata de depósitos continentales coluviales y aluviales. Litológicamente está constituido por conglomerados, gravas, arcillas y caliches, con un espesor variable que puede llegar a los 40 m.

Mención aparte merecen las **eolianitas** (antiguos depósitos eólicos) que aparecen a lo largo del litoral entre Portmán y Cabo de Palos, sobre todo en los sectores de Calblanque y de Cala Reona. Se trata de formaciones dunares, encostradas o cementadas superficialmente por carbonato cálcico, que le confiere resistencia a la erosión. Se le ha asignado una edad Tirreniense (aproximadamente 100.000 años)

1.4. Magmatismo

Hay que diferenciar en primer lugar un magmatismo preorogénico de edad imprecisa, probablemente tarditriásica o jurásica, y otro postorogénico de edad neógena postmiocena.

El primero, de carácter básico, está representado por las metabasitas del Nevado-Filábride Superior, así como por las doleritas de la Unidad Alpujárride Inferior o unidad de San Ginés. Las metabasitas aparecen como cuerpos concordantes en el Nevado-Filábride Superior, sin otras características concretas que permitan dilucidar su emplazamiento efusivo o intrusivo. Las doleritas se presentan preferentemente como cuerpos intrusivos subconcordantes (sills) y en otros casos como diques, situándose principalmente a la base del paquete carbonatado.

El magmatismo neógeno está representado por rocas subvolcánicas calcoalcalinas (andesitas, riocitas, riolitas, etc.) y por rocas extrusivas (basaltos). Estas vulcanitas afloran principalmente en la llanura al norte de la Sierra, donde constituyen relieves diferenciales o "cabezos", alineados según un eje mayor N70°. En la vertiente norte de la Sierra, al oeste y sur de La Unión, aparecen diversos diques y domos, localmente acompañados de "brecha pipes", orientados según la dirección estructural N130° e intersectando todos los niveles lito-estructurales, incluido el Mioceno. En dicha zona minera las dacitas y andesitas están afectadas por fuerte alteración hidrotermal. Estos sistemas de diques afloran sobre todo en la zona axial de la Sierra, Cuesta de Las Lajas y La Crisoleja, pero también existen tanto al oeste (mina La Parreta de Alumbres) como al este (parajes del Descargador, mina Cielo, Monte Francis, etc.) de dicha zona, aunque en superficie apenas se manifiesten. Se han asignado edades de 7 a 11 M.a. para las rocas dacíticas y andesíticas y de 2,65 M.a. para las basálticas.

1.5. Tectónica

Los materiales nevado-filábrides presentan dos fases de deformación: la primera dio lugar a un plegamiento isoclinal, localmente tumbado, acompañado de esquistosidad de flujo con frecuentes transposiciones tectónicas, presentando una dirección comprendida entre N70° y N120°. La segunda fase, de dirección norteada y vergencia W, originó pliegues isoclinales ocasionales y una crenulación de la esquistosidad. Ambas deformaciones serían alpinas, no habiendo evidencia manifiesta de estructuras anteriores.

Los materiales alpujárrides presentan un plegamiento diferencial muy intenso en las filitas y más suave en los materiales carbonatados, en disarmonía con aquellas. Presentan también dos fases de deformación superpuestas, una de dirección N100-120° y otra posterior N20-40°. Esta última es posterior al emplazamiento principal de los mantos, habiendo dado lugar a escamas y estructuras cabalgantes menores, implicando incluso al Mioceno. En la zona entre Alumbres y la Corta Brunita aparecen algunas escamas tectónicas en las que el Mioceno está montado por materiales alpujárrides. Ello indicaría que la actividad orogénica persistía probablemente hasta el Tortoniense. La misma conclusión parece extraerse en la zona al sur del Llano del Beal (Corta Sultana), donde el contacto basal del Mioceno sobre el sustrato bético es mecánico, indicando una tectónica tangencial tardía.

Tras el proceso de emplazamiento de los mantos, comprendido entre el Eoceno y el Mioceno Medio, se dio una fase de distensión con formación de los sistema de fallas NNW-SSE y NE-SW, de valores modales N130° y N°70, respectivamente. Estas fallas tienen una importante reactivación tras el Mioceno Medio, determinando, junto con un bombeamiento antiforme, la actual configuración de la Sierra y su disposición en horsts y fosas tectónicas. Es interesante observar que zonas que inicialmente funcionaron como horst y propiciaron un intenso desmantelamiento erosivo pre-Serravalliense, posteriormente lo hicieron como grabens, como es el caso de la fosa Sultana al sur del Llano del Beal, en la que se han preservado de la erosión posterior los sedimentos serravallienses.

El sistema de fracturación N130° determina estructuras transversales a la Sierra. La más importante es la banda transversal La Unión-Portmán, que condiciona, entre otras cosas, la configuración del horst de Las Lajas, la formación de la bahía de Portmán y el desgarre dextroso del litoral.

La alineación Alumbres-La Unión-Estrecho de San Ginés, que marca un primer límite septentrional de la Sierra, corresponde a una falla de cizalla del sistema N70°. Paralelamente a la misma y un poco más al norte, la presencia de otro importante desgarre viene señalada por la alineación de cabezos volcánicos riodacíticos (Beaza, Roche, etc.) y marca el límite definitivo. Los valles longitudinales de la Sierra como los de Escombreras, El Gorguel y Atamaría, corresponden también a este sistema de fallas.

Dicho sistema de fracturación fue aprovechado posteriormente por el magmatismo neógeno, de manera que los afloramientos magmáticos se alinean según las dos direcciones principales. Se ha sugerido incluso que el abombamiento de la Sierra se deba al emplazamiento de un enorme domo subvolcánico que supuestamente se encontraría debajo de ésta a cierta profundidad.

1.6. Depósitos minerales y metalogenia

Dentro del contexto metalogenético de las Cordilleras Béticas, incluso a escala de la Península Ibérica, la Sierra de Cartagena ha constituido una excepcional concentración de metales (7 millones de toneladas, M.t., de Pb+Zn y 65 M.t. de Fe) que destacan ampliamente por encima de otros distritos mineros del sureste español (Figura 4). La importancia de tales recursos minerales ha sido clave para el desarrollo de esta región en diferentes épocas históricas. Sólo en la última etapa de actividad minera, entre 1940 y 1991, se han extraído 90 M.t. de mineral bruto, conteniendo 25 M.t. de Fe, 1.2 M.t. de Pb, 1.6 M.t. de Zn y 1.5 M.t. de Ag.

Los yacimientos minerales de la zona corresponden a varios tipos morfológicos: mantos, filones, disseminaciones y monteras.

Los "**mantos**" han constituido el principal recurso mineral y ha permitido el desarrollo de las grandes explotaciones a cielo abierto. Existen dos tipos principales, con diferentes posiciones estratigráficas: "primer manto" y "segundo manto". Ambos consisten en cuerpos más o menos estratoides, constituidos en unos casos por masas de greenalita-magnetita con sulfuros dispersos ("**manto de silicatos**") y, en otros, por sulfuros disseminados en hiladas o masivos dentro de una formación clorítica ("**manto piritoso**"). El primero se sitúa a la base de la formación carbonatada de la Unidad de San Ginés y tiene espesores que varían entre 40 y 80 m. El segundo se ubica en los mármoles del Complejo Nevado-Filábride Superior y sus espesores suelen variar entre 5 y 20 m.

Los "mantos" de la Sierra de Cartagena presentan dos paragénesis o asociaciones minerales primarias: asociación clorita-sulfuros-carbonatos-sílice, llamada "manto piritoso" y asociación greenalita-magnetita-sulfuros-carbonatos-sílice, llamada "manto de silicatos o de magnetita". El primer tipo consta de pirita, blenda, galena, marcasita, y localmente pirrotina como sulfuros principales y, como accesorios, calcopirita, arsenopirita, tetraedrita y estannina. El segundo consta de silicatos de Fe (greenalita y clorita), con magnetita y sulfuros. Estos, dispersos dentro de la matriz silicatada, son galena, blenda, pirita, marcasita, y accesoriamente, calcopirita.

En cuanto a los filones, existen importantes campos filonianos a favor del sistema de fracturación principal N130° que se extienden entre Escombreras y Cabo de Palos, particularmente desarrollado en la zona central de la Sierra. Éstos, encajan en diferentes niveles litológicos, preferentemente en los mármoles nevado-filábrides (Gorguel, Peña del Águila) y con menor importancia en las calizas alpujárrides (Gorguel, Peña del Águila, San Ginés), en los esquistos paleozoicos (Barranco de Mendoza, Cala Reona) y en el Mioceno (Barranco de Mendoza, Coto Ponce). Su longitud suele estar comprendida frecuentemente entre los 500 m y 1 km y su potencia del orden de 1 m. Excepcionalmente se han explotado algunos de mayor espesor como el Juanito y el Rostchild.

Algunos filones están asociados a rocas subvolcánicas, como ocurre en las zonas de La Parreta, Cabezo Rajao y La Crisoleja. En esos casos van acompañados de una intensa alteración hidrotermal (silicificación, caolinización, cloritización, alunitización) de las vulcanitas. En este contexto se sitúan también mineralizaciones tipo *stockwork*, tanto en las vulcanitas como en las rocas encajantes. Mención aparte merece el *stockwork* desarrollado en el área de La Crisoleja, en relación con el domo subvolcánico allí existente y en el que aparece una paragénesis particular con mineralizaciones de hierro, plomo, plata y estaño (casiterita xiloide).

Las monteras o “*gossan*” son depósitos minerales superficiales formados por oxidación de los sulfuros. Su mineralización se caracteriza por la asociación de óxidos, hidróxidos y sulfatos, apareciendo como minerales principales la gohetita, hematites, sílice y en menor proporción minerales del grupo de la jarosita-alunita, junto con carbonatos y minerales arcillosos. Como accesorios aparecen smithsonita, anglesita, cerusita, querargirita, así como una serie de óxidos complejos de manganeso conteniendo Fe, K, Ba, Pb, Zn. Estas masas oxidadas fueron explotadas antiguamente para el beneficio de los carbonatos de plomo y de zinc, así como para el aprovechamiento del hierro. Los *gossan* más importantes son los de las zonas del Sancti Spíritus y de La Crisoleja.

Los yacimientos minerales de la Sierra de Cartagena son de origen hidrotermal y de carácter epigenético, relacionados con la actividad magmática que tuvo lugar en la zona entre finales del Mioceno y principios del Plioceno (Oen *et al.* 1975; Manteca y Ovejero, 1992) y con una cronología probable entre los 7 y los 11 M.a. Subsecuentemente a la actividad magmática, aguas subterráneas muy calientes estuvieron circulando en régimen convectivo durante miles de años, lixiviando elementos metálicos de las rocas profundas y precipitándolos posteriormente en zonas más superficiales, allí donde se producía la vaporización o donde el fluido perdía potencial de solubilidad.

Los mantos minerales, característicos de esta zona, son el resultado del reemplazamiento de rocas carbonatadas (calizas y mármoles del Trías) por fluidos hidrotermales ácidos y cargados de sales metálicas. No obstante, también existen algunos depósitos minerales de sulfuros de importancia secundaria que se localizan en dolomías del Trías, como en el Cabezo de San Julián, junto a Cartagena, que tienen características singenéticas y que podrían ser de edad triásica.

2. GEOMORFOLOGÍA

Existe un fuerte control litológico y estructural en cuanto al relieve en el sector que ocupa el Parque Regional. Así, en la mayoría de los casos las zonas elevadas coinciden con terrenos constituidos por rocas duras (calizas, dolomías, mármoles y cuarcitas) y/o por elevaciones estructurales debidas al propio apilamiento tectónico plegado a su vez. Las zonas deprimidas o están relacionadas con terrenos de litologías blandas (margas, limos, pelitas, filitas y esquistos) o con zonas sinclinales. De esta manera, la implantación de la red de drenaje tiene a su vez un fuerte control litológico y estructural, instalándose los diferentes cursos por zonas de litologías blandas, o por zonas de debilidad estructural. La existencia de zonas elevadas con paredes abruptas y su litología va a condicionar también los fenómenos geomorfológicos que se produzcan (Figura 8).

Los elementos reconocidos en el Parque Regional se agrupan en la siguientes categorías: contactos geomorfológicos (cambios y roturas de pendientes cóncavos y convexos, crestas o divisorias y collados), elementos del relieve (zonas de pendientes bajas, medias y altas), elementos de red de drenaje (cauces, marmitas de gigante, glaciares y manantiales), elementos antrópicos (vías de comunicación, núcleos humanos, salinas y canteras), elementos gravitacionales (deslizamientos y caída de bloques), elementos mixtos antrópicos y naturales (colapsos y piping), elementos costeros (playas, acantilados, karst costero, arcos naturales y dunas fósiles o activas) y elementos estructurales (superficie estructural y facetas). Todos estos grupos serán tratados a continuación con más detalle.

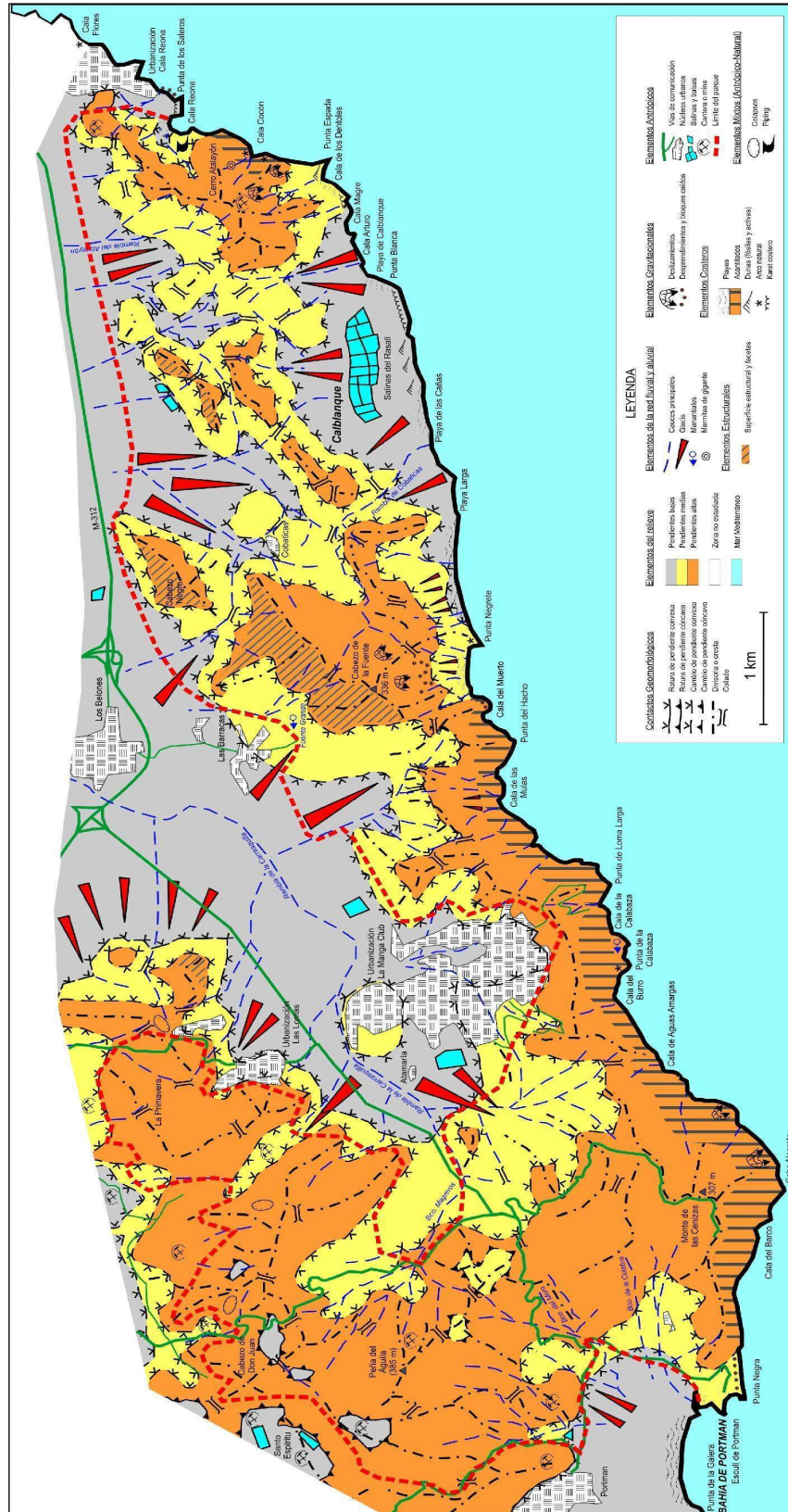


Figura 8. Mapa geomorfológico del Parque.

2.1. Contactos geomorfológicos

En términos generales se puede establecer que la zona emerge aislada de otros relieves y rodeada de zonas bajas y con pendientes bajas. Se produce una graduación que viene limitada por contactos progresivos (cambios de pendiente) de norte a sur. Estos cambios de pendiente suelen ser cóncavos, indicando un paso hacia el centro de la sierra a pendientes mayores. Desde las zonas elevadas hacia el S la situación es diferente, pues hay una caída brusca hasta el nivel del mar, materializado por acantilados en la mayoría del Parque. Solo se observan contactos de cambio progresivo cóncavo en el sector oriental (zona de las salinas de Rasall) y en la parte oriental de la bahía de Portmán. Prácticamente no se ven contactos convexos y cuando sucede, caso del sector más occidental del Parque, coinciden con retoques antrópicos ligados a la explotación minera en el pasado.

2.2. Elementos del relieve

Se produce una graduación progresiva del relieve desde fuera hacia el centro de las sierras y de norte a sur, pasando de pendientes bajas en la periferia, medias en las zonas de piedemonte y altas en los relieves principales. Como ya se ha comentado anteriormente, esta dinámica es diferente hacia el sur donde se conservan las pendientes altas a modo de acantilados justo hasta el mar, salvo en la zona de las salinas de Rasall y en la parte este de la bahía de Portmán.

Los elementos principales del relieve no superan los 400 m de altitud sobre el nivel del mar dada su cercanía a éste (Fotos 1 y 2), siendo de este a oeste los siguientes: Cerro del Atalayón (139 m), Cabezo Negro (172 m), Cabezo de la Fuente (336 m), Alto de la Primavera (216 m), Monte de las Cenizas (307 m), Peña del Águila (389 m), Cabezo de Don Juan (221 m) y Sancti Spiritu (218 m).



Foto 1. Peña del Águila, pico más alto del Parque con 389 metros, vista desde el Collado de los Mosquitos.



Foto 2. Panorámica desde las salinas del Rasall de algunos relieves del Parque como el Cabezo de la Fuente, en el centro de la imagen, y el Cabezo del Horno, a su derecha.

2.3. Elementos de la red de drenaje

Como ya se ha citado, la red de drenaje se instala en los terrenos blandos y proviene de las zonas elevadas con rocas duras. En el Parque se constata una red de drenaje centrífuga desde los relieves altos de la sierra hacia las depresiones del norte y hacia el mar hacia el sur. Se caracteriza por no llevar agua permanentemente, presentando un régimen de aguas ocasionales, episódicas y torrenciales, propias de un clima semiárido.

Todos los elementos son a su vez tributarios de elementos mayores que acaban en el Mediterráneo o en el Mar Menor (Foto 3). Los principales tributarios de este a oeste son: la Rambla del Atalayón hacia el norte, la Rambla de Cobaticas hacia el sur y el Barranco de Negreros que circula hacia el este para desembocar en la Rambla de la Carrasquilla, la cual va hacia el norte por La Manga Club y recoge arroyos desde el este, sur y oeste. Destacan también el Barranco del Moro y de la Culebra que drenan hacia el oeste a la bahía de Portmán.



Foto 3. Detalle de uno de los numerosos barrancos y arroyos que desembocan en el mar a lo largo de la costa del Parque. La foto corresponde al entorno de la Cala de las Mulas.

Además de los cauces descritos existen numerosos glacis periféricos en todas las sierras (Foto 4) que se dirigen hacia el Llano de Cartagena o hacia el mar. Algunos de estos glacis, o plataformas de sedimentos de piedemonte, recubren formaciones costeras.



Foto 4. Panorámica del frente del glacis desde Playa Negrete.



Otro elemento geomorfológico relacionado con la red de drenaje visible en los arroyos son los pilancones o *marmitas de gigante* (Foto 5), depresiones redondeadas que se crean por la acción abrasiva de los granos que giran en torbellinos de rápido movimiento. El movimiento rotacional de la arena y los cantos rodados actúa como un taladro que orada los agujeros en el cauce de roca. Conforme los granos se van desgastando hasta desaparecer, se ven sustituidos por otros nuevos que continúan el taladro del lecho de la corriente. Finalmente pueden producirse depresiones suaves de varios metros de diámetro y exactamente igual de profundas.

Foto 5. Marmita de gigante en el cauce del barranco que desemboca en Cala Cocón.

Por último, hay que señalar diversos manantiales, como el de Fuente Grande (Foto 6) y el de la Punta de la Calabaza.



Foto 6. Paraje de Fuente Grande.

2.4. Elementos antrópicos

Los principales elementos de origen antrópico son las vías de comunicación, los cortijos y poblados, las balsas y salinas, y las canteras. Mención aparte merecen los numerosos sondeos y pozos mineros que salpican sobre todo el sector más occidental del Parque (Foto 7).

Las vías de comunicación principales son periféricas al Parque, destacando la autovía MU-312 que conecta Cartagena con La Manga. Otra vía importante es la que une la anterior con Portmán (MU-314) o la F-42 y F-44 que enlazan Portmán con otras localidades al norte y oeste de la misma. Además de estas existen otras secundarias que atraviesan las sierras hacia las diferentes playas o que se dirigen a los altos principales. Los asentamientos humanos más relevantes son, de este a oeste: Urbanización Cala Reona, Cobaticas, Los Belones, Las Barracas, Urbanización La Manga Club, Urbanización las Lomas y Portmán.



Foto 7. Ladera de la Peña del Águila y restos de construcciones y escombreras de la mina Secretaria, una de las muchas que se encuentran en todo el Parque.



Foto 8. Actividad minera y fenómenos de subsidencia en el sector de Ponce.

Otros elementos antrópicos están ligados a la actividad económica en el Parque, como son las salinas de Rasall en Calblanque y numerosas canteras abandonadas que explotaban niveles mineralizados. Las salinas del Rasall se construyeron a principios del siglo XX sobre dos antiguas lagunas de agua dulce muy próximas a la costa (Foto 2). La falta de gestión supuso su casi total desecación, lo que hizo disminuir de forma alarmante las poblaciones de aves acuáticas. Para paliar esta situación, se decidió hace unos años restaurar este espacio volviendo a llenar las charcas salineras mediante una bomba que eleva el agua marina y es conducida hasta las balsas por un canal.

En cuanto a las canteras destacan, de este a oeste, las siguientes: entre la urbanización Cala Flores y el Cerro de los Cuervos, al sureste del Cerro del Atalayón, al norte de La Primavera, Collado de Ponce, Peña del Águila, diferentes minas del Llano del Beal, Sancti Spiritu y minas del norte de Portmán (Fotos 7 y 8). También cabe destacar como actividad económica floreciente la turística ligada a los campos de golf, como es el caso del complejo de La Manga Club.

2.5. Elementos gravitacionales

Son frecuentes los fenómenos gravitacionales como consecuencia de la presencia de relieves escarpados a base de rocas duras. Éstos se ven favorecidos por la fracturación propia de las rocas y por el clima, especialmente los cambios de temperatura del día a la noche en estacional (termoclastia). Los más abundantes son los bloques caídos y los vuelcos. También se reconocen algunos sectores con deslizamientos potenciales.

Bloques caídos y vuelcos podemos encontrar al pie de todos los relieves calcáreos con dimensiones predominantes de métricas a decamétricas. Los más importantes se encuentran al sur del Cabezo de la Fuente (Foto 9). También hay bloques caídos y vuelcos en zonas de acantilado o de playa ligados a descalces provocados por la erosión marina en niveles de playas encostrados en la Punta de los Saleros, Cala del Muerto y Punta Negra.

Se reconocen lóbulos de formación de deslizamientos incipientes o potenciales al sur del Cerro del Atalayón, al sur del Cabezo de la Fuente y entre la Cala de Aguas Amargas y Cabo Negrete (Foto 10).

2.6. Elementos mixtos antrópicos-naturales

Existen elementos de difícil clasificación pues presentan un origen mixto antrópico-natural. En algunos casos la acción de la minería ha dejado huecos subterráneos que han colapsado posteriormente dando lugar a una especie de dolinas o depresiones en el terreno. Los más importantes se encuentran al norte de la urbanización Las Lomas, Llano de Ponce y Cabezo de Don Juan (Foto 8).



Foto 9. Desplome y caída de bloques dolomíticos en la falda sur del Cabezo de La Fuente.



Foto 10. Deslizamiento de ladera cerca de Punta Negra. Este fenómeno es relativamente frecuente a lo largo de este litoral e indica que estamos ante una costa juvenil e inestable cuya morfología está en plena evolución en busca de su perfil de equilibrio.

En otros casos los vertidos derivados de la explotación minera de granulometría fina sufren procesos del tipo *piping*, como en Cala Reona (Foto 11).



Foto 11. La zona de Punta Loba, al oeste de Cala Reona, es una antigua zona minera donde se explotaron, probablemente ya en época romana, unas mineralizaciones de óxidos de hierro con carbonatos y sulfuros de plomo muy ricos en plata. El mineral se encuentra rellenando las fracturas que presentan las rocas. Ahora la zona está afectada por fenómenos de *piping*.

2.7. Elementos costeros

Este grupo tiene especial relevancia dada la naturaleza costera del Parque. Destacan sus playas (Foto 12), que de este a oeste las más importantes son: Cala Reona, Playa de Calblanque, Playa de las Cañas, Playa Larga y Playa de Portmán.

Otros rasgos geomorfológicos costeros del parque son los acantilados entre Cala Reona y Punta Espada y entre la Cala del Muerto y Punta Negra (Foto 13) y las calas y puntas, que de este a oeste son Cala Flores, Punta de los Saleros, Cala Reona, Cala Cocón, Punta Espada, Cala de los Dentoles, Cala Magre, Cala Arturo, Punta Blanca, Punta Negrete, Cala del Muerto, Punta del Hacho, Cala de las Mulas, Punta de Loma Larga, Cala de la Calabaza, Punta de la Calabaza, Cala del Burro, Cala de las Aguas Amargas, Cabo Negrete, Cala del Barco, Punta Negra y Escull de Portmán.



Foto 12. Panorámica desde Punta Negrete de algunas de las playas y calas más conocidas en Calblanque. En primer término, Playa Negrete y Playa Larga, y al fondo las paleodunas del Tirreniense. Señalar el contraste cromático entre el tono crema de las eolianitas y el color oscuro de los esquistos grafitosos paleozoicos que forman los principales relieves.

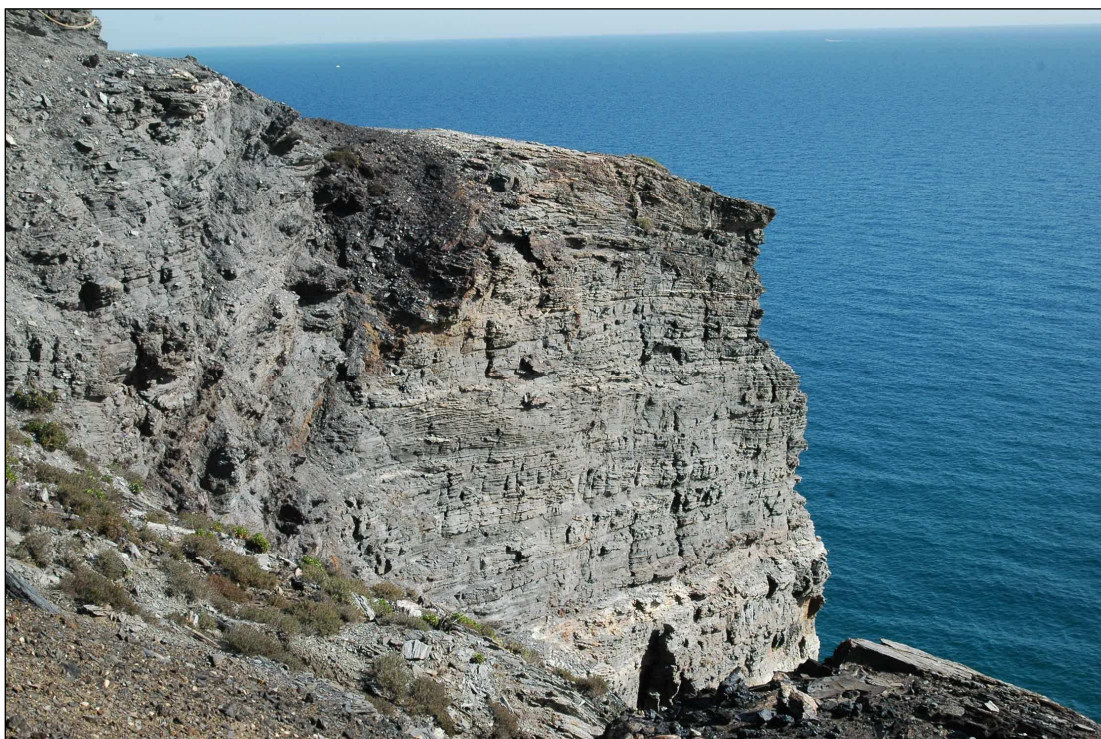
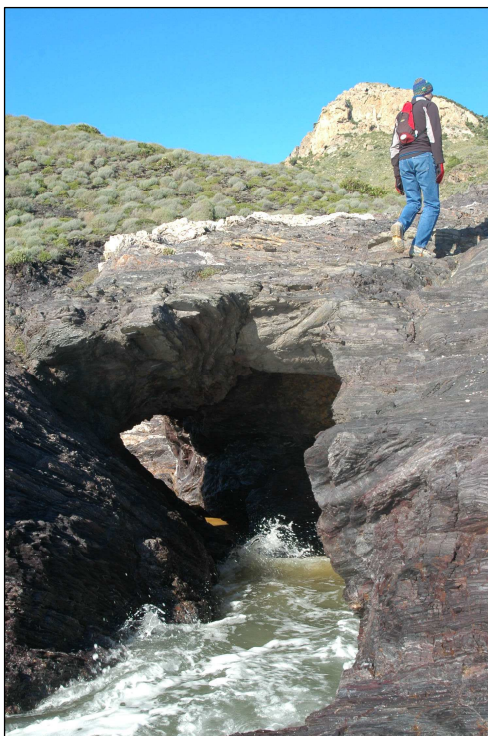


Foto 13. Acantilados de Punta Barriga.

Otros interesantes elementos costeros son las dunas fósiles (Foto 12) o activas como las presentes en Punta Espada y entre Punta Blanca y Playa de las Cañas, los fenómenos de karst costero visibles en Cala Reona, Cala Magre y Punta Blanca (Foto 14), y los arcos naturales como los visibles en Cala Cocón, Punta de la Calabaza y Punta Negrete (Foto 15).



Foto 14. Espectacular ejemplo de karst costero (lapiaz) en Cala Reona.



2.8. Elementos estructurales

Se reconocen sólo superficies estructurales y facetas. Los más importantes los encontramos al norte del Cabezo de los Martínez y en el Cabezo de la Fuente. En ambos casos dichas superficies están ligadas al techo de niveles carbonatados de las unidades de transición Alpujárride-Maláguide que buzanan hacia el NW. Otro sector donde se aprecia este fenómeno es El Puntal. En este caso está relacionado con el techo de los niveles de calcarenitas y conglomerados del Mioceno.

Foto 15. Arco natural en Punta Negrete.

BIBLIOGRAFÍA

Gagny, C., Marconnet, B. (1994). *Les mineralisations Pb-Zn du district de Carthagène (Espagne): un nouveau modèle structurel. Applications á la prospection*. Chron. Rech. Min. 516: 25-38.

García Tortosa, F.J., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C. (2000). *Las unidades Apujárrides y Maláguides entre Cabo Cope y Cabo de Palos (Murcia, España)*. Geogaceta, 28: 67-70.

González Lasala, J. (1852). *Sobre los trabajos antiguos y modernos practicados en el cerro de Santi-Espiritus y sus adyacentes*. Revista Minera 3: 551-565.

Guardiola, R. (1927). *Estudio Metalogénico de la Sierra de Cartagena*. Memorias del Instituto Geológico de España, 53: 564 p.

Kager, P.C.A. (1980). *Mineralogical investigation on sulfides, Fe-Mn-Zn-Mg-Ca carbonates, greenalite and associated minerals in the Pb-Zn deposits in the Sierra de Cartagena, province of Murcia, SE Spain*. Ph. D. thesis, University of Amsterdam. GUA Paper of Geology series. 1 (12): 230.

Lillo, M. (1988). *Consideraciones sobre los afloramientos tirrenienses detectados entre Cabo Roig (Alicante) y la desembocadura del Río Almanzora (Almería)*. Papeles de Geografía, 14: 51-81.

Lillo, M. (1989). *La excepcionalidad ambiental del área de Calblanque. Estudio geomorfológico y paleogeográfico*. Papeles de Geografía, 15: 111-112.

Manteca, J.I. y Ovejero, G. (1992). *Los yacimientos Zn,Pb,Ag-Fe del distrito minero de La Unión-Cartagena, Bética Oriental*. Capítulo libro "Recursos Minerales de España". Edit: CESIC. Colección Textos Universitarios, nº 15: 1085-1102.

Manteca Martínez, J.I. y García García, C. (2001). *La falla de Cartagena-La Unión. Aportación a su conocimiento y verificación visual de su existencia gracias a una obra pública*. El Patrimonio Geológico: Cultura Turismo y Medio Ambiente. Actas V Reunión Comisión Patrimonio Geológico de la Soc. Geol. de España. Pp: 239-246. Murcia 2004. ISBN:84-688—4017-3

Manteca, J.I., Pérez de Perceval, M.A. y López, M.A. (2005). *La industria minera en Murcia durante la época contemporánea*. Bocamina. Patrimonio minero de la Región de Murcia. Ayuntamiento de Murcia. 123-134.

Martín Algarra, A. (1987). *Evolución geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. de Granada, 1171 p.

Monasterio, José de (1850). *Industria minera de Cartagena*. Revista Minera, 1: 141-148 y 165-173.

Oen, I.S., Fernández, J.C. y Manteca, J.I. (1975). *The Lead-Zinc and associated ores of La Unión, Sierra de Cartagena, Spain*. Economic Geology, Vol. 70: 1259-1278.

Ovejero, G., Jacquin, J.P. et Servajean, G. (1976). *Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)*. Bulletin Soc. Géologique France, XVIII, nº3: 619-633.

Pavillon, M.J. (1969). *Les mineralisations plombo-cinziféres de Cartagena (Sud-Est de L'Espagne). Un exemple d'heritages succésifs en metallogénie*. Mineral Deposita, 4: 368-385.

Pérez de Perceval, M. A., López, M. A. y Sánchez, A. (Eds.) (2006). *Minería y desarrollo Económico en España*. Madrid. Editorial Síntesis e Instituto Geológico y Minero de España.

Pérez de Perceval, M.A., López, M.A. y Manteca, J.I. (2005). *La Minería española en los siglos XIX y XX*. Bocamina. Patrimonio Minero de la Región de Murcia. Ayuntamiento de Murcia: 111-122.

Rodríguez Estrella, T. (1993). Movimiento actual de la Falla de Alhama de Murcia, en el corredor tectónico de Lorca-Totana, y sus consecuencias en urbanizaciones y obras públicas. *V Reun. Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ.* pp.801-810. Murcia.

Rodríguez Estrella, T. (2009). El Mar Menor: Geología y sus relaciones con las aguas subterráneas del continente. Capítulo II del libro: *El Mar Menor. Estado actual del conocimiento científico*. Edita: Instituto Euromediterráneo del Agua. pp. 47-85. Murcia. ISBN: 978-84-936326-6-7.

Rolandi, B. (1954). *Sucinta historia de la minería cartagenera desde su mismo origen*. Madrid.

Sanz de Galdeano, C. (1990). *Geologic evolution of the Betic Cordilleres in the Western Mediterranean, Miocene to Present*. Tectonophysics, 172: 107-119.

Vera, J. A. (editor) (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

Vilar, J.B. y Egea, P. M. y Fernández, J.C. (1990). *La minería murciana contemporánea (1840-1930)*. Cajamurcia y Universidad de Murcia.

Villasante, F. B. (1912). *Criaderos de hierro de la provincia de Murcia*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, IGME.

GLOSARIO

A.

Afloramiento. Término que se aplica a la zona de unas determinadas rocas que aparecen expuestas y visibles en la superficie de la Tierra.

Alpino. Término que hace referencia a la orogenia que tuvo lugar desde el Jurásico hasta el final del Terciario.

Aluvión. Limos, arenas, gravas y bloques transportados y sedimentados por corrientes fluviales.

Alveolar (erosión). Erosión en clima seco por acción del viento que provoca la formación de cavidades redondeadas de varios centímetros o algunos metros de diámetro y profundidad.

Anticlinal. Pliegue, generalmente convexo hacia arriba, en cuyo núcleo se encuentran los materiales más antiguos.

B.

Buzamiento. Ángulo formado por el plano de máxima pendiente de una superficie geológica (estrato, plano de esquistosidad, plano de falla, etc.) y la horizontal.

C.

Cabalgamiento. Conjunto de capas rocosas de edad más antigua que se superponen sobre otras de edad más moderna por efecto de presiones laterales.

Castillete. Estructura de madera, hierro o mampostería que sostiene un sistema de poleas que, mediante un motor eléctrico o antiguamente con una máquina de vapor, permitía acceder al interior de la mina a través de los pozos mineros y elevar tanto a los trabajadores como los minerales.

Charnela. Zona de máxima curvatura de un pliegue.

Columna estratigráfica. Representación gráfica de la sucesión normal de los terrenos representativos de un lugar o zona determinada.

Concordancia. Relación geométrica entre dos unidades estratigráficas superpuestas en las que existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes. Antónimo: discordancia.

Crenulación. Deformación de una superficie de estratificación o de esquistosidad por micropliegues apretados, paralelos entre sí, y frecuentemente agudos.

Cuenca. Depresión subsidente sedimentaria individualizada entre relieves montañosos (o cadena) formados por el plegamiento.

D.

Detrítico. Referido a sedimentos o rocas sedimentarias formadas por más del 50% de fragmentos de rocas, minerales o fósiles, cuyo origen es exterior a la cuenca de depósito. Sinónimo de clástico.

Desgarre. Falla vertical o subvertical que separa las unidades que son desplazadas, una en relación a otra, únicamente en sentido horizontal y paralelamente a esta falla. Un desgarre puede ser dextro o sinestro.

Dextroso. Movimiento en dirección y sentido hacia la derecha del bloque que se sitúa al otro lado del plano de falla (sentido horario) que tienen las fallas de desgarre o las transformantes.

Diaclasa. Son fracturas sin desplazamiento en la dirección de la traza de la discontinuidad y solo hay movimiento perpendicular al plano de la fractura.

Dirección. El ángulo que forma la línea de intersección entre el plano del estrato y un plano horizontal con la dirección norte. Se mide con brújula.

Discordancia. Discontinuidad estratigráfica en la que no existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes.

Dolina. Depresión de forma oval o circular producida en el relieve kárstico, por disolución.

E.

Epigénesis. Cambio de naturaleza química de un mineral sin que se modifiquen su estructura y su forma anteriores.

Escombrera: Acumulación de material rocoso estéril de granulometría gruesa (no triturado) que se depositaba a la salida de los galerías de mina, o

entorno a los pozos mineros; o más modernamente cerca de las cortas mineras o explotaciones a cielo. Las escombreras de mina subterránea son relativamente pequeñas (algunos miles de toneladas) frente a las de las explotaciones a cielo abierto que representan millones de toneladas.

Erosión. Conjunto de fenómenos exteriores a la corteza (exógenos) que contribuyen a modificar las formas creadas por los fenómenos endógenos.

Esquistosidad. Dirección de los minerales en la que son fácilmente exfoliables, controlada por la red atómica. En rocas deformadas, como las pizarras, es una dirección de fácil lajado inducida por la deformación.

Estratificación. Disposición de las rocas sedimentarias en sucesivos estratos.

Estrato. Capa de roca de origen sedimentario, generalmente tabular, que posee determinadas propiedades o atributos que la distinguen de las capas adyacentes por planos de estratificación visibles.

Estrías (de falla). Marcas visibles (como arañazos) sobre un plano de falla que indican la dirección del desplazamiento de los dos bloques.

F.

Facies. Aspecto, naturaleza o carácter distintivo de los estratos o de ciertos constituyentes, que generalmente refleja sus condiciones ambientales de formación.

Falla. Rotura o fractura en la roca en la cual ha habido movimiento relativo de desplazamiento de uno de los lados respecto al otro. Se trata de una falla normal cuando el plano de falla buza hacia el bloque hundido, falla inversa cuando el plano buza hacia el bloque levantado y falla de desgarre cuando los bloques se desplazan solamente en la horizontal.

Filón: Tipo de cuerpo mineralizado de forma tabular, discordante con la roca encajante, y generalmente subvertical o con una fuerte inclinación, formados a partir de la precipitación de compuestos minerales rellenando oquedades a lo largo de una fractura preexistente en la roca. Normalmente presentan altas leyes.

Flanco. Cada una de las partes de un pliegue situadas a ambos lados de la superficie axial.

Foraminíferos. Protozoos predominantemente marinos del grupo de los Rizópodos. Su gran importancia paleontológica está ligada al hecho de que se rodean de una concha que fosiliza con facilidad. Paleozoico-actualidad.

Formación. Unidad litoestratigráfica formal fundamental de rango intermedio, que se encuentra constituida por estratos de rocas sedimentarias, ígneas intrusivas o extrusivas, o rocas metamórficas, o asociaciones de éstas con características litológicas específicas que la diferencian de sus adyacentes.

Fósil. Evidencia de vida en el pasado litificada.

G.

Graben (o fosa tectónica). Región hundida limitada por dos fallas normales o inversas.

H.

Horst (o pilar tectónico). Región elevada limitada por dos fallas normales o inversas.

K.

Karst (o carst) (de la región de Karst, Eslovenia). Macizo calcáreo afectado por modelado kárstico, entendido éste como tipo de relieve debido a la disolución de las rocas por las aguas meteóricas cargadas de gas carbónico.

Klippe. Parte de un manto de corrimiento, aislada, que está rodeada por terrenos autóctonos más modernos que ella. También denominado isleo tectónico.

I.

Inconformidad. Relación entre un conjunto de materiales estratificados con otros infrayacentes no estratificados (rocas ígneas o metamórficas).

Isoclinal. Pliegue con planos axiales casi paralelos. Son frecuentes en rocas metamórficas.

L.

Lítico/a. Prefijo o sufijo que significa piedra o roca.

M.

Manto: Tipo de cuerpo mineralizado, generalmente de carácter estratiforme y de grandes dimensiones, aunque de bajas leyes, característico de la Sierra de Cartagena.

Matriz. Fracción fina de una roca que forma una masa en la que quedan englobados los cristales, granos o clastos de mayor tamaño.

Metalogénesis. Ciencia que estudia los yacimientos minerales basada en su origen, evolución y relación de ubicación geológica.

Metamorfismo. Conjunto de procesos que a partir de una roca original cambian la mineralogía y estructura de la misma, pudiendo llegar a formar una nueva roca, por efecto del aumento de la presión y/o temperatura, sin llegar a fundir totalmente la roca original.

Meteorización. Alteración de los materiales bajo la acción de los agentes atmosféricos.

Microlapiaz. Formas cársticas elementales de dimensiones milimétricas o centimétricas que presentan fondos planos y aristas vivas o romas y que dan lugar a superficies irregulares.

Milonita. Roca que deriva de una roca magmática o metamórfica triturada hasta el punto de que los cristales originales no son identificados a simple vista.

Mineral. Compuesto sólido inorgánico natural con estructura cristalina y composición química definida.

Muro. En Estratigrafía, parte inferior de una serie o de un estrato.

O.

Orogénesis. Formación de montañas y cadenas montañosas.

Orografía. Disposición de los relieves.

P.

Paleosuelo (Suelo antiguo). Estructura sedimentaria formada por un complicado proceso de sedimentación, erosión, bioturbación, erosión y nueva sedimentación. Se caracteriza por presentar unas marcas post-deposicionales producidas en el contacto entre dos capas. Generalmente tienen forma irregular y, a veces, representan importantes hiatos dentro de una serie estratigráfica.

Paragénesis. Concepto petrológico que indica un punto de equilibrio de las fases minerales.

Piedemonte. Zona con pendiente generalizada suave al pie de una montaña o un macizo. Está constituida por acumulaciones detríticas (fluvioglaciares, aluviones, etc.) debidas a la erosión de los relieves vecinos.

Piping. Estructura geomorfológica, consecuencia de procesos de erosión y de sufusión, que presenta conductos verticales y horizontales característicos de climas semiáridos.

Placa tectónica. Es una gran masa rígida de la litosfera, de forma irregular y generalmente compuesta de material oceánico y continental.

Plataforma continental. Zona que se extiende desde el límite inferior de la playa (shoreface) hasta el borde superior del talud continental, y de unos 200 m de profundidad como máximo.

Pliegue. Estructura resultante de la flexión o torsión de las rocas. Se dice que una roca se pliega cuando una de las superficies, que se toma como referencia, cambia de buzamiento al ser sometida a unos esfuerzos, horizontales o verticales.

Potencia. Espesor de una capa o una serie de capas, medida perpendicularmente a la estratificación.

R.

Regresión. Retirada de las aguas del mar de una región. Da lugar a una secuencia de depósitos de medios progresivamente más someros.

Roca. Sustancia sólida compuesta por uno o más minerales, originada en forma natural por procesos geológicos.

S.

Secuencia. Sucesión original de capas relacionadas genéticamente, desde la inferior más vieja a la superior más joven.

Sedimento. Conjunto de fragmentos de rocas transportados o precipitados que se acumulan en capas.

Serie estratigráfica. Conjunto de capas sedimentarias consideradas según su sucesión cronológica, características de un lugar o una zona.

Sill. Masa tabular de roca ígnea, con frecuencia horizontal, intrusionada lateralmente entre dos capas antiguas de roca sedimentaria, volcánica o incluso metamórfica.

Sinclinal. Pliegue, generalmente cóncavo hacia arriba, en cuyo núcleo se encuentran los materiales más modernos.

Sinextroso. Movimiento del bloque situado al otro lado del plano de falla en dirección y sentido hacia la izquierda (sentido antihorario) que tienen las fallas de desgarre o las transformantes.

Slump. Sedimento semiconsolidado que se desplaza en masa a lo largo de un talud.

Stockwork. Distribución de la mineralización filoniana en enrejado que aparece principalmente en depósitos minerales de origen hidrotermal.

T.

Talud. Zona de pendiente del margen continental, continuación de la plataforma, que desciende desde los 200 m de profundidad hasta los 4000 m.

Tectónica. Disciplina de la Geología que se ocupa del estudio de las deformaciones que han afectado a los terrenos geológicos posteriormente a su formación. También denominada Geología Estructural.

Techo. En Estratigrafía, parte superior de una serie o de un estrato.

Textura. En rocas sedimentarias, relación mutua entre los componentes individuales de las rocas, granos, matriz y cemento. En rocas ígneas y metamórficas, relación espacial entre los minerales de las rocas, observable al microscopio. Son las características a pequeña escala.

Transgresión. Avance de las aguas del mar sobre una región continental. Da lugar a una secuencia de depósitos de medios progresivamente más profundos. Antónimo de regresión.

Turbidita. Capa de sedimentos fundamentalmente detríticos depositados de una vez por una corriente de turbidez.

U.

Unidad estratigráfica. Estrato o conjunto de estratos, con determinados caracteres y atributos, que se diferencian de los adyacentes.

V.

Vergencia. Sentido hacia el que se dirige un plano de falla o se vuelca un pliegue. En el caso del pliegue es el ángulo formado por la superficie axial y un plano vertical.

ÉÓN ERA SISTEMA	SERIE	PISO (Actual)	FACIES/LOCAL	M.a.	FANERÓZOICO			P.O. FASES TECTÓNICAS
					PERMOZOOICO	TRIÁSICO	JURÁSICO	
PÁLEOZOICO	PERMIANO	ASSELSENSE	SAALICA	290	PERMIANO	SUPERIOR		TARDIHERCÍNICO
		SAMARINENSE	SAALICA	280	PERMIANO	INFERIOR		TARDIHERCÍNICO
		KUNGLUNDE	SAALICA	272	PERMIANO	MEDIO		TARDIHERCÍNICO
		WÖRDNENSE	SAALICA	264	PERMIANO	SUPERIOR		TARDIHERCÍNICO
		KAPITANENSE	SAALICA	250	PERMIANO	INFERIOR		TARDIHERCÍNICO
		CHANGSHINGENSE	SAALICA	245	PERMIANO	MEDIO		TARDIHERCÍNICO
	TRIÁSICO	ASSELSENSE	SAALICA	250	TRIÁSICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WÖRDNENSE	SAALICA	263	TRIÁSICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WORDIENSE	SAALICA	245	TRIÁSICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ROADIENSE	SAALICA	235	TRIÁSICO	MEDIO		HERCÍNICO
		CAPTANENSE	SAALICA	220	TRIÁSICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WUCHAPINGENSE	SAALICA	220	TRIÁSICO	MEDIO		HERCÍNICO
JURÁSICO	ASSELSENSE	SAALICA	201	JURÁSICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	KUNGLUNDE	SAALICA	194	JURÁSICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	WÖRDNENSE	SAALICA	187	JURÁSICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	PIENSBACHENSE	SAALICA	180	JURÁSICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	SINEMURIENSE	SAALICA	176	JURÁSICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	SINEMURIENSE	SAALICA	160	JURÁSICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	HETTANGENSE	SAALICA	154	JURÁSICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	NORIENSE	SAALICA	146	JURÁSICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	RETIENSE	SAALICA	141	JURÁSICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	BATHONENSE	SAALICA	135	JURÁSICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	BATHONENSE	SAALICA	122	JURÁSICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	MESOZOICO	ASSELSENSE	SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
WÖRDNENSE		SAALICA	108	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
CARMIENSE		SAALICA	114	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
LADINIENSE		SAALICA	114	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
KEUPPER		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
WALSCHALK		SAALICA	116	MESOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
ANISIENSE		SAALICA	116	MESOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
CENOZOICO		ASSELSENSE	SAALICA	65	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		WÖRDNENSE	SAALICA	59	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		DANIENSE	SAALICA	72	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
	MASTRICHTIENSE	SAALICA	83	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	CAMPANIENSE	SAALICA	87	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	SANTONIENSE	SAALICA	88	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	CANTONIENSE	SAALICA	91	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	TURONIENSE	SAALICA	96	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	CENOMANIENSE	SAALICA	108	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	ALBIENSE	SAALICA	114	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	APTIENSE	SAALICA	116	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	BARREMIENSE	SAALICA	122	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	HAUTERVIENSE	SAALICA	130	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	VALANGIENSE	SAALICA	135	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	BERRIASIENSE	SAALICA	141	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	TITÓNICO PORTLAND	SAALICA	146	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	NUMIENDIENSE	SAALICA	154	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	OXFORDIENSE	SAALICA	160	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	BATHONENSE	SAALICA	167	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	BATHONENSE	SAALICA	176	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	AALIENSE	SAALICA	180	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	TOARCIENSE	SAALICA	187	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	PIENSBACHENSE	SAALICA	194	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	SINEMURIENSE	SAALICA	201	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
HETTANGENSE	SAALICA	205	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO		
RETIENSE	SAALICA	220	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO		
NORIENSE	SAALICA	220	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO		
CARMIENSE	SAALICA	235	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO		
LADINIENSE	SAALICA	245	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO		
ANISIENSE	SAALICA	250	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO		
SCYTENSE	SAALICA	264	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO		
CHANGSHINGENSE	SAALICA	272	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO		
WALSCHALK	SAALICA	280	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO		
WALSCHALK	SAALICA	290	CENOZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO		
WALSCHALK	SAALICA	300	CENOZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO		

ÉÓN ERA SISTEMA	SERIE	PISO	FACIES/LOCAL	M.a.	FANERÓZOICO			P.O. FASES TECTÓNICAS
PROTEROZOICO	SUP.	MEDIO	INFERIOR	ARCAICO	ORDOZÍCO	SILURIO	DEVÓNICO	
PROTEROZOICO	SUPERIOR	RETIENSE	SAALICA	455	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	455	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	455	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	455	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	455	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	455	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
	MEDIO	RETIENSE	SAALICA	500	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	500	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	500	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	500	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	500	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	500	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
ARCAICO	RETIENSE	SAALICA	485	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	WALSCHALK	SAALICA	485	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	ANISIENSE	SAALICA	485	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	WALSCHALK	SAALICA	485	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	ANISIENSE	SAALICA	485	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	WALSCHALK	SAALICA	485	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	RETIENSE	SAALICA	485	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	WALSCHALK	SAALICA	485	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	ANISIENSE	SAALICA	485	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO	
	WALSCHALK	SAALICA	485	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO	
	ANISIENSE	SAALICA	485	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO	
	WALSCHALK	SAALICA	485	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO	

ÉÓN ERA SISTEMA	SERIE	PISO	FACIES/LOCAL	M.a.	FANERÓZOICO			P.O. FASES TECTÓNICAS
ARCAICO	SUPERIOR	RETIENSE	SAALICA	455	ARCAICO	SUPERIOR		
		WALSCHALK	SAALICA	455	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	455	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	455	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	455	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	455	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO
	MEDIO	RETIENSE	SAALICA	500	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	500	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	500	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	500	ARCAICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	500	ARCAICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	500	ARCAICO	INFERIOR		HERCÍNICO
PROTEROZOICO	SUPERIOR	RETIENSE	SAALICA	540	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	540	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	540	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	540	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	540	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	540	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
	MEDIO	RETIENSE	SAALICA	600	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	600	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	600	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	600	PROTEROZOICO	SUPERIOR		HERCÍNICO
		ANISIENSE	SAALICA	600	PROTEROZOICO	MEDIO		HERCÍNICO
		WALSCHALK	SAALICA	600	PROTEROZOICO	INFERIOR		HERCÍNICO

Figura 9. Tabla del tiempo geológico (tomada del IGME, 1999).

PRÁCTICAS GEOLÓGICAS EN LOS ITINERARIOS

Itinerario 1. Calblanque-Calareona

Itinerario 2. Circular al Cabezo de la Fuente

Itinerario 3. Subida al Monte de las Cenizas

Itinerario 4. Portman

Itinerario 5. Entorno Collado de los Mosquitos