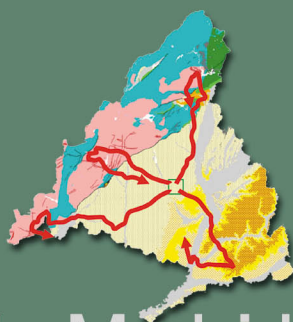


Itinerarios geológicos en la Comunidad de Madrid



Enrique Díaz-Martínez
Juan Pablo Rodríguez Aranda



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA



Instituto Geológico
y Minero de España

Colección guías geológicas

Itinerarios geológicos en la Comunidad de Madrid

Enrique Díaz-Martínez
Juan Pablo Rodríguez Aranda

Instituto Geológico y Minero de España

Colección: Guías geológicas; 1

DÍAZ-MARTÍNEZ, Enrique

Itinerarios geológicos en la Comunidad de Madrid / Enrique Díaz-Martínez y Juan Pablo Rodríguez Aranda.- Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2008.

192 pgs; ils, figs; 22,5 cm + un map.pleg.- (Guías geológicas; 1)

Bibliografía. Anexos

ISBN 978-84-7840-572-5

1.Geología divulgación. 2. Libro guía. 3. Itinerario excursión. 4 Comunidad de Madrid. I. Díaz-Martínez, E., aut. II. Rodríguez Aranda, J. P., aut. III. Instituto Geológico y Minero de España, ed. IV. Guías geológicas.

551(469.27)

Se permite su reproducción para fines educativos y científicos, siempre que se cite su fuente correctamente, y no sea con ánimo de lucro. Prohibida su reproducción total o parcial, por cualquier tipo de medio con fines comerciales o lucrativos. Reservados todos los derechos que marca la ley.

Textos: Enrique Díaz Martínez. Instituto Geológico y Minero de España y Juan Pablo Rodríguez Aranda. Instituto de Enseñanza Secundaria "Villa de Vallecas"

Ilustraciones, fotos y esquemas: Enrique Díaz Martínez, Juan Pablo Rodríguez Aranda y otras personas y entidades referidas en el texto (Comunidad de Madrid, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Google Earth, etc.)

Cartografía Geológica: Instituto Geológico y Minero de España

Diseño y Maquetación: Equipo Franja

Impresión: Ainhograf Artes Gráficas

ISBN: 978-84-7840-571-8 (Colección)

ISBN: 978-84-7840-572-5

NIPO: 657-07-015-0

Depósito Legal: M-1063-2008

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

www.igme.es

Presentación

Sin educación no hay conservación, pues sólo se ama lo que se conoce. Si no conocemos nuestro entorno, no podremos valorarlo en su justa medida, y mucho menos contribuir a conservarlo para las generaciones venideras. El patrimonio geológico y la geodiversidad forman parte de nuestro patrimonio natural y merecen ser conservados en igual medida que otros valores naturales. La Comunidad de Madrid presenta en su reducido y densamente poblado territorio una diversidad geológica que todavía es poco conocida para los propios madrileños. Este libro trata de contribuir a mejorar esa situación, dando a conocer algunos de los lugares de interés geológico más representativos de la Comunidad que, además, son fácilmente accesibles en coche. Pero el verdadero objetivo no es sólo mostrar lo obvio sino ayudar a ver e interpretar lo que hay detrás. En palabras de los propios autores, los Dres. Enrique Díaz Martínez y Juan Pablo Rodríguez Aranda, "que cuando veas el paisaje, el relieve o el sustrato que le da forma, puedas saber de qué está hecho y por qué es así". La tarea no es sencilla, pues nuestro sistema de educación formal cada vez da menos importancia a la geología y se hace necesario explicar conceptos básicos que ya deberían ser conocidos. Es innegable que los procesos geológicos nos afectan en todo momento: hundimientos del terreno, inundaciones, corrimientos de tierra, tsunamis, cambios climáticos, terremotos... Comprender el funcionamiento de la Tierra en su conjunto empieza por comprender los aspectos geológicos de nuestro entorno más cercano: ¿por qué La Pedriza tiene ese relieve tan característico?, ¿por qué los páramos de Campo Real o Chinchón son tan planos?, ¿por qué las gravas del río Jarama son tan diferentes a las del río Tajuña? Estas y otras preguntas quedan respondidas en el libro. Y la respuesta no sólo interesa a los escaladores y excursionistas que suben al Yelmo o a las empresas que explotan las gravas para hacer el hormigón con que Madrid mantiene su crecimiento. La respuesta nos interesa a todos, porque nos permite valorar lo que tenemos y comprender por qué es importante si queremos asegurarnos un futuro sostenible.

El Instituto Geológico y Minero de España tiene entre sus fines proporcionar a la sociedad el conocimiento y la información precisa en relación con las Ciencias y Tecnologías de la Tierra para cualquier actuación sobre el territorio. Esta función incluye el desarrollo de actividades de divulgación científica tales como los itinerarios geológicos guiados que el IGME organiza anualmente en el marco de la Semana de la Ciencia de la Comunidad de Madrid. Desde su inicio en el año 2004, estos itinerarios han tenido una gran acogida entre el público, lo que ha animado a sus organizadores a compendiar en este libro las pequeñas guías didácticas elaboradas para cada uno de ellos. El resultado es una guía general que, con estilo ameno y desenvuelto, utilizando un material gráfico muy expresivo, consigue acercar la geología de la Comunidad de Madrid al público interesado en el tema.

La presentación de esta guía de Itinerarios Geológicos en la Comunidad de Madrid supone para mí una doble satisfacción. Primero, porque con su publicación se contribuye a los objetivos y misión de divulgación científica por parte del IGME que, en un año como este, 2007, Año de la Ciencia, adquiere una particular relevancia. Segundo, por el hecho de ser sus autores antiguos alumnos a los que contribuí a formar, parece que con resultados más que sobresalientes, tal como se desprende de la calidad del producto obtenido.

Sólo me queda esperar que esta sea el inicio de una larga serie, y que nuevas guías de itinerarios geológicos en nuestro país ayuden a educar para conservar su rico patrimonio natural.

José Pedro Calvo Sorando
Director General del Instituto Geológico y Minero de España

Índice

Introducción	7
Cómo utilizar esta guía	11
Para qué es esta guía	13
El ciclo de las rocas	16
Geología de la Comunidad de Madrid	19
Museos al aire libre	24
¿Dónde puedo ver...?	29
Itinerarios geológicos	31
➡ ITINERARIO geológico por el Norte	33
PARADA 1. Taludes junto a la autovía A-I, al nordeste de San Agustín de Guadalix	39
PARADA 2. Ladera de una loma próxima a la cañada que pasa al noreste de El Espartal	43
PARADA 3. Alrededores de Torrelaguna	47
PARADA 4. El Berrueco	53
PARADA 5. Alrededores de Cabanillas de la Sierra	57
➡ ITINERARIO geológico por el Sureste	61
PARADA 1. Parte superior de los cantiles de Rivas-Vaciamadrid	67
PARADA 2. Gravera de una terraza alta del río Jarama junto a la M-506	73
PARADA 3. Entrada a la urbanización Chinchón 2000	77
PARADA 4. Canteras de roca caliza de Colmenar de Oreja	81
PARADA 5. Gravera en una terraza del río Tajuña cerca de Titulcia	85
PARADA 6. Mirador sobre el Jarama en los cantiles de yeso de Titulcia	89
PARADA 7. Salinas de Espartinas	93
➡ ITINERARIO geológico por el Suroeste	95
PARADA 1. Taludes junto a la carretera M-507, entre Navalcarnero y Villamanta	99

PARADA 2. Aparcamiento junto a la carretera M-507, cerca de su confluencia con la M-610, junto al río Alberche y el Puente de la Pedrera	103
PARADA 3. Meandro del río Alberche junto a la carretera de acceso a Las Picadas	107
PARADA 4. Cuneta derecha de la carretera M-507 a la salida de Villa del Prado	113
PARADA 5. Pinares y canteras de granito al norte de la Peña de Cadalso	117
PARADA 6. Talud de la carretera M-541, entre Cadalso de los Vidrios y Cenicientos	123
PARADA 7. Canteras abandonadas y taludes junto a la carretera CM-543, antes de llegar a Paredes de Escalona	127
➡ ITINERARIO geológico por el Oeste	131
PARADA 1. Taludes del río Guadarrama junto al Puente de Retamar	135
PARADA 2. Canteras de mármol cerca del Puerto de la Cruz Verde	139
PARADA 3. Mirador a la salida de Zarzalejo	145
PARADA 4. Canteras de pórfido granítico en Pajares, junto a la estación de Zarzalejo	147
PARADA 5. Corte de la carretera pasado el Km. 26 de la carretera M-600	153
Para saber más	157
Mapas geológicos	159
Fotos aéreas e imágenes de satélite	160
Glosario	161
Bibliografía	171
Escala del tiempo geológico	180
Anexo	181
Respuestas a las preguntas de las páginas 14 y 15	183
Índice de temas y términos	187
Índice de localidades	190
Autores	191
Agradecimientos	192



Introducción

Introducción

Este libro que tienes en tus manos intenta ser una guía de campo de carácter práctico para realizar recorridos por la geología de la Comunidad de Madrid. Con ella queremos que te acerques al medio natural a conocer la geología del entorno más próximo y accesible en vehículo desde Madrid capital. Nuestro objetivo es que conozcas las principales rocas y sedimentos que forman el sustrato de nuestra comunidad autónoma, los procesos geológicos que les dieron lugar y cómo influyen en la formación del paisaje que vemos. Pretendemos que esta guía te ayude a comprender y valorar la importancia de los recursos naturales, el patrimonio geológico y la geodiversidad de la Comunidad de Madrid. Como los niños y jóvenes son los que heredarán este patrimonio, la guía está especialmente dirigida a padres y profesores que buscan recursos didácticos para incentivar estas actitudes y conocimientos en sus hijos o alumnos. También puede ser de utilidad para los estudiantes de universidad y profesionales que no estén familiarizados con el entorno de la Comunidad de Madrid, aunque es muy probable que estos últimos tengan ya más que superados muchos de los conceptos que tratamos de explicar de forma sencilla para los que no saben tanto.

Somos conscientes de que la geología suele ser la hermana olvidada de las ciencias. Por eso queremos aportar una visión de cercanía y que la persona interesada compruebe que en su entorno más próximo hay sobrados ejemplos para observar los procesos geológicos en acción. No siempre son tan especta-



Figura 1: El paisaje, la vegetación, el relieve, los usos del suelo... siempre tienen una explicación relacionada con el sustrato geológico. En la imagen, berruecos formándose por erosión del granito previamente alterado, cerca de El Berrueco (Madrid).

culares como nos los muestran los documentales de televisión, o como aparecen en las noticias cuando hay desastres naturales, pero los procesos geológicos están ahí, a nuestro lado, insistiendo en su continuo quehacer.

El sustrato que pisamos esconde información sobre la evolución geológica de millones de años a la que ha estado sometido. En los alrededores de Madrid existen numerosos lugares en los que podemos aprender sobre esta historia y descifrar sus secretos. Para ello, en esta guía describimos una serie de puntos de interés geológico agrupados en rutas o itinerarios, cada uno de los cuales permite una visión general o parcial de los principales aspectos de la geología del entorno de Madrid. Se trata de recorridos para realizar en vehículo durante cualquier época del año, y están orientados al público en general, especialmente si está interesado en la geología y sus diferentes ramas (tectónica, geomorfología, estratigrafía, etc.).

Un aspecto importante en el diseño de los itinerarios ha sido localizar puntos de parada en los que poder aparcar uno o varios coches o un autobús, sin causar problemas al tráfico normal de la carretera o sin tener que jugarse la vida para acceder al afloramiento después de aparcar. Hemos intentado que siempre sea así, con el mínimo riesgo, aunque el resultado final dependerá del sentido común y del civismo que muestren los usuarios.

Como el clima mediterráneo prolonga y dificulta la colonización y estabilización de las laderas por la vegetación, con frecuencia podemos ver espectaculares cortes geológicos a lo largo de las carreteras o impresionantes paisajes que nos llaman la atención mucho más que el mejor anuncio publicitario. Sin embargo, la mayoría de nuestras carreteras no están diseñadas para poder detenerse a observar el paisaje o acercarnos al corte del terreno que se ve en las trincheras y taludes. La mentalidad tradicional en el diseño de la infraestructura viaria ha sido la de primar la funcionalidad en el transporte y reducir riesgos y costes. Muy raramente se considera el valor pedagógico y de disfrute del entorno, que en consecuencia queda desaprovechado. Esperamos que esta guía sirva también para animar a nuestros políticos y gestores a potenciar el diseño, señalización y divulgación de pequeñas infraestructuras (aparcamientos y paneles explicativos) que faciliten el aprovechamiento de los recursos didácticos que nos ofrece la geodiversidad y el patrimonio geológico madrileños.

Cómo utilizar esta guía

Hemos seleccionado un total de 24 puntos de interés geológico y los hemos agrupado en cuatro itinerarios que parten desde Madrid en diferentes direcciones: norte, sureste, suroeste y oeste. Ninguno de ellos por sí solo da una visión completa de la geología de la Comunidad de Madrid, sino tan sólo de las principales características geológicas de cada una de esas zonas. Para poder tener una visión más amplia del conjunto, lo que recomendamos es hacer, como mínimo, dos itinerarios: uno de los de la sierra (norte, oeste o suroeste), para hacerse una idea de la evolución más antigua, y el itinerario sureste, para hacerse una idea de la evolución menos antigua.

Dentro de cada itinerario, las paradas para realizar las observaciones están descritas en orden lineal sucesivo. Esto significa que en algunas paradas hacemos referencia a paradas anteriores asumiendo que ya se han realizado. En consecuencia, lo que te recomendamos es hacerlas en el orden en que están. Si te es imposible hacerlo así, ya sea por falta de tiempo u otras circunstancias, entonces lo mejor es que antes de salir leas la explicación de todas las paradas del itinerario. Así podrás hacerte una idea del conjunto y

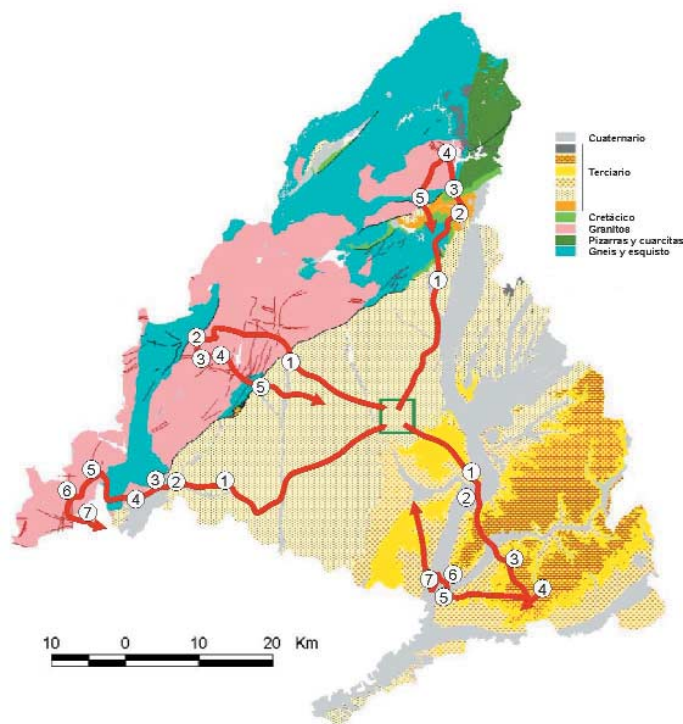


Figura 2: Mapa geológico simplificado de la Comunidad de Madrid, indicando los itinerarios y las paradas descritos en esta guía.

de lo que hay en cada una, y después decidir cuáles te interesan más o cómo dividir el recorrido para hacerlo en varios días.

Al comienzo de la descripción de cada itinerario se incluyen los siguientes aspectos:

- Descripción del recorrido: carreteras y pueblos por los que discurre, resaltando algún aspecto importante en relación con las paradas, así como su longitud total.
- Geología del itinerario: aspectos geológicos más importantes, principales tipos de rocas y sedimentos, etc.

Después, para cada parada de los itinerarios, se describen los siguientes aspectos:

- Lugar: dónde se realizan las observaciones.
- Acceso: cómo llegar desde el lugar de la parada anterior hasta el lugar en cuestión.
- Material y edad: qué rocas o sedimentos son los que se verán y qué edad tienen (cuántos años han pasado desde que se formaron).
- Características: principales características geológicas de lo que veremos: rocas, sedimentos, formas del relieve, paisaje, etc.
- Origen: cómo se forman y el porqué de esas rocas, sedimentos, formas del relieve, paisaje, etc.
- Por el camino: qué podemos aprovechar para ver por el camino hasta el lugar de la siguiente parada, ya sea mirando desde el vehículo o haciendo alguna breve parada.

Un último aspecto importante es que esperamos tu participación para mejorar las futuras ediciones de esta guía. Si al hacer un itinerario ves que las indicaciones para el acceso están mal, que algún camino ya no existe o no es accesible, que por fin han habilitado un aparcamiento más amplio, o si simplemente crees que alguna de nuestras explicaciones está mal y puede mejorarse, esperamos tu contribución constructiva escribiendo al buzón de correo electrónico e.diaz@igme.es, al fax 917287202, o llamando directamente al teléfono 917287235.

Para qué es esta guía

¿De qué está hecho el Pico de Peñalara? ¿Y las piedras que arrastra el río Tago? Desde la montaña más alta hasta el valle más profundo, la Comunidad de Madrid está formada por multitud de rocas y minerales, unos más duros y resistentes, otros más blandos y deleznable. ¡Por eso hay montañas y valles! El relieve que vemos siempre tiene una explicación y, como comprobaremos en estos itinerarios, esa explicación casi siempre hay que buscarla en las diferentes rocas y sedimentos del sustrato geológico que dan lugar a nuestra rica y variada geodiversidad.

La piedra de granito con que están hechos muchos edificios y monumentos de Madrid es muy dura. Pero el granito no siempre es así de duro. En estos itinerarios geológicos comprobaremos cómo a veces el granito puede no ser tan resistente, incluso hasta el extremo de desmoronarse con sólo tocarlo. Para comprender por qué, veremos de qué está hecho el granito y que hay varios tipos, ya que no todos los granitos son iguales. Además, veremos cómo se altera con las inclemencias del tiempo, y qué pasa cuando el agua de lluvia lo erosiona. ¿A dónde van a parar sus minerales? Descubriremos qué ocurre con ellos y cómo los podemos encontrar por todas partes, incluso se meten dentro de casa, sin contar con nuestro consentimiento... ¡y a veces es muy difícil deshacerse de ellos!

Bueno, entonces... ¿para qué es esta guía? Con esta guía de itinerarios geológicos queremos que salgas de la ciudad, que vayas al campo y disfrutes de 'el porqué de las cosas' en el entorno natural. ¿Ya está? ¿Eso es todo? Sí, pero aunque parezca sencillo, no lo es: a tu alrededor hay mucha información escondida y, para encontrarla y poder descifrarla, necesitas saber mirar. Con esta guía queremos ayudarte a mirar de forma diferente. Queremos que cuando veas el paisaje, el relieve o el sustrato que le da forma puedas saber de qué está hecho y por qué es así. Pretendemos que aprendas a valorar la naturaleza y, en concreto, la parte geológica: el patrimonio geológico y la geodiversidad. Y como sólo se ama lo que se conoce, queremos ayudarte contándote algunos de los sitios más accesibles desde Madrid para que puedas ir en vehículo a conocerla.

Pero no todo está fuera de la ciudad. Desde la pasta con que te limpias los dientes hasta el vidrio de tus ventanas, desde el cable que te lleva la electricidad a la pintura del radiador o el plástico del teclado de tu ordenador, pasando por el agua del grifo y la fibra sintética de tu camiseta... Todo ello se lo debes a la geología, pues todo ello está hecho con materia prima procedente de recursos geológicos. Las ciencias de la Tierra no sólo nos permiten comprender las catástrofes naturales, el cambio climá-

tico o el origen del universo; también nos ayudan a aprovechar los recursos y utilizarlos en nuestro beneficio. Sin embargo, sólo si comprendemos su origen, evolución e interrelaciones podremos hacer un uso sostenible de los recursos y asegurar un futuro a las próximas generaciones.

Los objetivos concretos que esperamos consigas con estos itinerarios geológicos son:

- conocer las principales rocas y sedimentos que forman el sustrato geológico de la Comunidad de Madrid.
- conocer cómo, cuándo y por qué se formaron estas rocas y sedimentos.
- comprender cómo influye cada tipo de roca y sedimento en la formación del paisaje.
- conocer la importancia de los recursos naturales geológicos y su influencia en la economía y en las actividades humanas.

Para ello, te recomendamos leer esta guía antes de salir al campo, y planificar el itinerario y las paradas que vas a hacer en función del tiempo atmosférico y del tiempo que tengas disponible. En primavera y verano los días son más largos y, si no te entretienes mucho en cada parada, te dará tiempo a terminar el recorrido, pero en otoño e invierno los días son más cortos y entonces puede que tengas que volver a Madrid antes de haberlo acabado. Por otro lado, el sureste de Madrid puede ser realmente sofocante en verano, y la sierra suele ser más fría y lluviosa, por lo que también deberás considerar estos factores al planificar tu excursión.

Si tienes alguna duda sobre el contenido, al final de la guía hay un glosario con los principales términos geológicos utilizados, así como una lista de libros, artículos de revistas y capítulos de libros que puedes leer para comprender mejor las cosas y buscar más información. Pero sobre todo, cuando te detengas en las paradas de los itinerarios con tu vehículo, aparte de prestar mucha atención al tráfico, te recomendamos tocar las rocas y sedimentos, cogerlos, mirarlos con la lupa y, a veces... ¡incluso morderlos! Luego, mira a tu alrededor, observa el paisaje y piensa... ¿por qué es así?

Cuando hayas terminado de hacer los itinerarios, podrás responder a éstas y otras preguntas:

- ¿De qué roca está formado el pico más alto de la Comunidad de Madrid? ¿Por qué es el más alto?
- ¿De qué roca está hecha la Pedriza de Manzanares, las Peñas de Cadalso y Cenicientos, o la Sierra de La Cabrera? ¿Por qué tienen esas formas redondeadas?

- ¿De qué están hechos el cemento y el hormigón con los que se construyen las casas?
- ¿Cuál es la roca más antigua de la Comunidad de Madrid? ¿Dónde está?
- ¿De qué están hechos los páramos y alcarrias del sureste de la Comunidad de Madrid? ¿Por qué son tan planos y parecen horizontales?
- ¿De qué están hechos la mayor parte de los sedimentos del río Jarama? ¿Por qué los del río Tajuña son tan diferentes? ¿Y los del río Guadarrama?
- ¿Qué minerales de la Sierra de Guadarrama puedo encontrar en el agua del grifo? ¿Y en las estanterías de mi casa?

Si tienes mucha, pero que mucha curiosidad, y no te puedes aguantar, puedes buscar las respuestas en el Anexo. Aunque lo mejor es que trates de resolverlas mientras recorres los itinerarios.

El ciclo de las rocas

Antes de enfrentarnos con la dura realidad rocosa, conviene dejar claros algunos conceptos previos, no vaya a ser que luego nos liemos. ¿Sabes lo que es una roca ígnea? ¿Y una caliza? Por si acaso, al final de esta guía encontrarás un pequeño glosario, aunque ya sabes que para entender lo que es cada cosa siempre es mejor verla en vivo y en directo. Como dice el refrán: "Ojos que no ven, corazón que no siente". ¡Para eso precisamente hemos diseñado estos itinerarios! Y también, para ayudarte, más adelante hemos incluido un apartado con algunos 'jardines de rocas' o museos al aire libre en los que puedes ver y tocar las rocas con sus nombres, para que te quede más claro cómo es cada una de ellas.

Como ves en la Figura 3, todas las rocas están relacionadas unas con otras en lo que se conoce como el ciclo de las rocas o ciclo petrológico (la petrología es el estudio de las rocas). Si clasificáramos todas las rocas y minera-

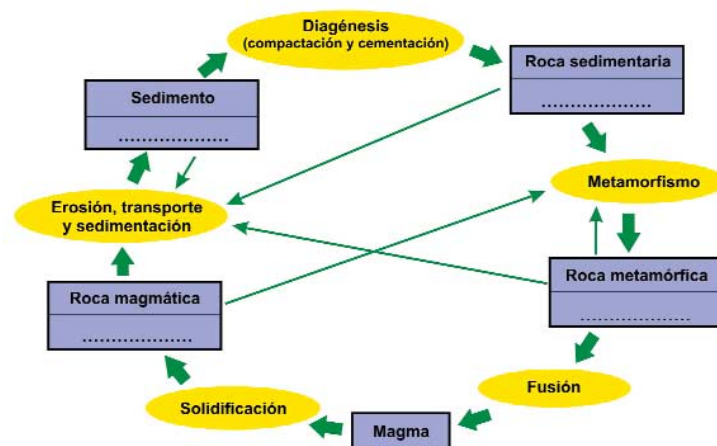


Figura 3: El ciclo de las rocas relaciona los diferentes tipos de roca con los procesos geológicos que les dan lugar. Cuando acabes de hacer los itinerarios conocerás ejemplos madrileños de cada uno de ellos y podrás completar los espacios en blanco de la figura.

les que hay en la Comunidad de Madrid, podríamos encontrar cientos de tipos diferentes, pero siempre con una característica en común: la mayoría están hechos a partir de tan sólo ocho elementos químicos, que son precisamente los más abundantes en la corteza de la Tierra y el suelo donde pisamos. La forma de agruparse de estos elementos origina diferentes minerales y rocas que, al final, junto con otros factores, son los que dan lugar al paisaje que vemos.

Elemento	Símbolo químico	Porcentaje del peso de la corteza terrestre
Oxígeno	O	46.60
Silicio	Si	27.72
Aluminio	Al	8.13
Hierro	Fe	5.00
Calcio	Ca	3.63
Sodio	Na	2.83
Potasio	K	2.59
Magnesio	Mg	2.09

Las rocas que existen actualmente en la superficie de la Tierra están hechas del mismo material que las rocas en la época de los dinosaurios hace más de 65 millones de años, o que cuando aparecieron los primeros animales hace más de 700 millones de años. Los elementos químicos que componen las rocas se han mantenido iguales, pero las rocas no. Durante todos estos millones de años, de forma lenta pero continua, las rocas más antiguas se han ido modificando, reciclándose y convirtiéndose en otras rocas. El culpable de todo este continuo reciclado de materiales es el movimiento de las placas litosféricas, según lo explica la teoría científica llamada tectónica de placas o tectónica global. La Península Ibérica fue antiguamente una de estas placas que forman la corteza terrestre, una placa pequeña pero importante para nosotros. Actualmente, nuestra Placa Ibérica ya está unida a la Placa Euroasiática por los Pirineos, lo cual nos permite formar parte de la Unión Europea.

La teoría de la tectónica de placas simplemente dice que la parte sólida externa y más rígida de la Tierra, conocida como litosfera, está partida en siete grandes placas, que incluyen los continentes (Euroasiática, Norteamericana, Sudamericana, Africana, Indoaustrialiana, Pacífica y Antártica), y algo más de una docena de otras placas medianas y pequeñas (Filipina, Cocos, Nazca, Caribeña, etc.). Estas placas se mueven, chocando, separándose y deslizándose a la increíble velocidad de unos pocos milímetros o centímetros al año. Los movimientos entre las placas son los que producen los terremotos, volcanes, montañas y cambios en la geografía de continentes y océanos que tanto nos llaman la atención.

En el gráfico del ciclo de las rocas de la Figura 3 hemos dejado unos espacios en blanco para que los vayas rellenando con nombres de rocas que iremos viendo en los itinerarios. El gráfico te permite ver cómo se pasa de unas rocas a otras con el tiempo y la acción de los procesos geológicos: alteración, erosión,

sedimentación, enterramiento, transformaciones por aumento de presión y temperatura en el interior de la Tierra, y otros muchos procesos. Para algunos cambios se necesita mucho, pero que mucho tiempo. Son procesos tan lentos que a lo largo de nuestra vida nos parece que no hubiera ocurrido ningún cambio. Es el caso, por ejemplo, del movimiento de las placas tectónicas de la corteza terrestre: unos centímetros al año puede parecernos lento, pero al cabo de millones y millones de años el desplazamiento acumulado puede ser de cientos y miles de kilómetros. En cambio, otros procesos geológicos pueden durar tan sólo unas horas, como los tsunamis, o minutos, como los terremotos, e incluso segundos, como el impacto de un meteorito.

El paisaje y los recursos naturales del entorno de Madrid son el resultado de una evolución de millones de años, con múltiples factores, procesos y elementos interactuando para dar lugar al resultado que vemos hoy. En el siguiente apartado veremos un resumen de todos ellos.

Geología de la Comunidad de Madrid

Las Sierras de Guadarrama y Somosierra, en la franja noroeste del territorio de la Comunidad de Madrid, forman parte del Sistema Central (puedes verlo en la Figura 4). El sustrato geológico de esta zona está formado por rocas muy diversas (plutónicas, metamórficas y sedimentarias) caracterizadas por su gran antigüedad (Paleozoico y Mesozoico). Las rocas más antiguas son los gneises, mármoles y esquistos (azul en la Figura 4). En algunos casos, la edad de estas rocas metamórficas puede superar los 500 millones de años transcurridos desde su formación original como sedimentos en el fondo de un

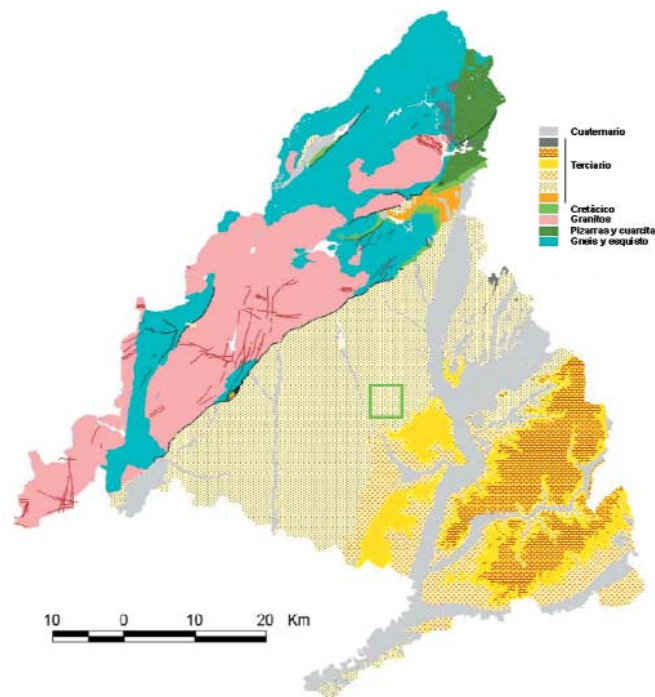


Figura 4: Mapa simplificado de la geología de la Comunidad de Madrid. Mira la explicación en el texto.

mar. Les siguen en antigüedad las pizarras y cuarcitas del norte de la Comunidad (verde oscuro en la Figura 4), rocas sedimentarias originalmente depositadas en el fondo de un océano durante el Ordovícico y Silúrico, cuando la Península Ibérica formaba parte del borde del supercontinente Gondwana, y que posteriormente sufrieron un metamorfismo menor que los esquistos y gneises. Los granitos de la Sierra de Guadarrama (rosa en la Figura 4) son rocas plutónicas que se formaron en el Carbonífero, durante la llamada Orogenia Varisca (antes también conocida como Hercínica), una época en la que se elevaron relieves que obligaron al mar a retroceder. Las

montañas formadas durante esta orogenia se fueron erosionando durante más de 200 millones de años hasta que, en el Cretácico, la zona central de la Península Ibérica (Madrid y Segovia) quedó más o menos plana y volvió a quedar cubierta por el mar. De esta forma, durante el transcurso de algunos millones de años, casi hasta el final del Cretácico, se sedimentaron arenas, calizas y dolomías en las costas y mares tropicales que existían entonces en la Comunidad de Madrid. Al final del Cretácico, hace unos 70 millones de años, el mar se retiró gradualmente. Desde entonces y hasta la actualidad, la zona central de España ha estado expuesta a la erosión. Las extensas capas que se depositaron en el fondo de este mar durante el Cretácico, y las primeras capas continentales (no marinas) del Paleógeno, fueron después plegadas y fracturadas al levantarse el Sistema Central en el Cenozoico (Orogenia Alpina). Actualmente, podemos ver algunos restos de estas rocas en pequeñas franjas adosadas a los relieves principales (verde claro en la Figura 4; mira también la Figura 6).

El movimiento continuo de las placas litosféricas que forman la corteza terrestre, y las colisiones entre esas placas, han generado las cordilleras y montañas. De ahí el nombre de orogenia, que significa origen del relieve, génesis de montañas. Las actuales alineaciones montañosas de la Península Ibérica -entre ellas el Sistema Central del norte y oeste de la Comunidad de Madrid- se formaron durante la Orogenia Alpina, que comenzó a finales del Cretácico, hace unos 80 millones de años. En la Península Ibérica, la Orogenia Alpina se debió a una doble colisión: por un lado, la colisión de la Placa Ibérica con la Placa Euroasiática para dar lugar a los Pirineos, Cordillera Cantábrica y Cordillera Ibérica, y por otro lado, la colisión de la Placa de Alborán con las Placas Ibérica y Africana para dar lugar a las Cordilleras Béticas y al Sistema Central por el norte y al Rif Marroquí por el sur. Después de la formación de estas montañas, en el Plioceno, hace unos 5 millones de años, tuvo lugar otra consecuencia de la Orogenia Alpina: el basculamiento o inclinación gradual de la Península Ibérica hacia el oeste, hacia el Océano Atlántico, de tal forma que las cuencas sedimentarias del Cenozoico que había en el interior de la península y que hasta entonces eran endorreicas (Duero y Tajo), empezaron a 'vaciar' hacia el oeste, estableciéndose el drenaje de las cuencas hidrográficas que vemos actualmente. Durante la Orogenia Alpina no sólo se elevaron cordilleras, sino que, al mismo tiempo, según se iban formando los nuevos relieves, éstos se erosionaban. Los torrentes y ríos que entonces, igual que ahora, bajaban de las montañas del Sistema Central, arrastraban sedimentos y, cuando cesaba el transporte, los sedimentos se depositaban y se iban rellenando las zonas bajas con dichos materiales. De esta forma, durante el Mioceno, en la región de Madrid existía una gran cubeta o cuenca de sedimentación que se iba rellenando con los sedimentos procedentes de los sistemas montañosos que

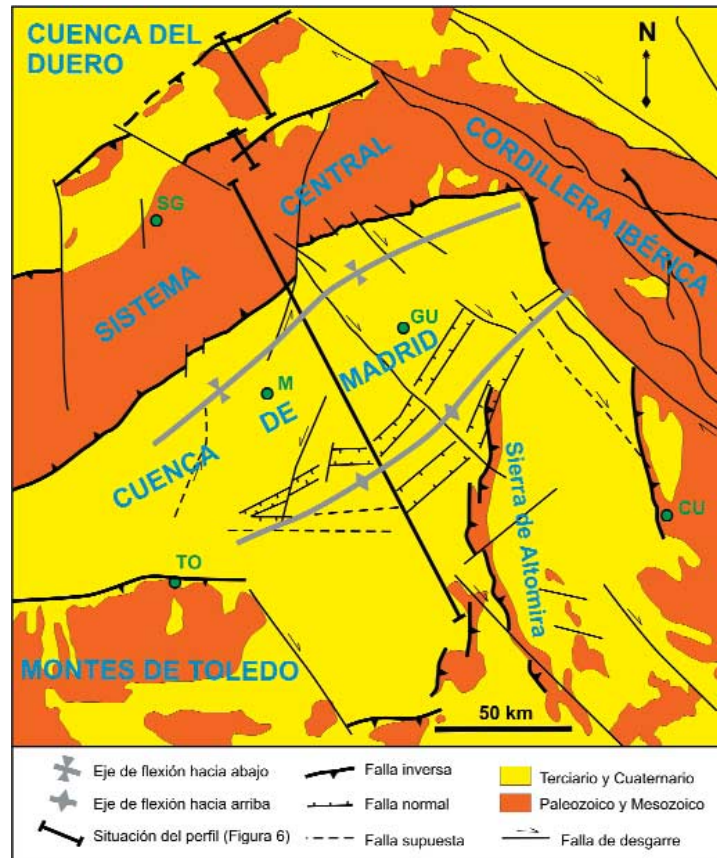


Figura 5: Mapa simplificado de las principales estructuras tectónicas que afectan a la corteza terrestre en la zona central de la Península Ibérica. Las siglas se refieren a las capitales de provincia. Modificado de Andeweg et al. (1999).

la rodeaban. En aquella época el clima era más cálido y árido que el actual, y los cursos fluviales que discurrían entre las montañas, al llegar a la zona llana de la cuenca formaban extensos abanicos aluviales con los materiales que transportaban. Como siempre ocurre en estos casos, los de mayor tamaño (gravas y arenas) se quedaban más cerca del área fuente, y los más finos (limos y arcillas) llegaban a las zonas lacustres, colmatándolas gradualmente. Además, los compuestos que se encontraban disueltos en el agua también llegaban a los lagos y dieron lugar a sales y evaporitas, llamadas así porque precipitan cuando se evaporan las aguas. Los seres vivos, fundamentalmente algas, bacterias y moluscos, también contribuyeron a la formación de rocas como las calizas.

Aproximadamente dos tercios de la Comunidad de Madrid forman parte de esta amplia cubeta sedimentaria que los geólogos llaman la Cuenca de

Madrid, limitada al norte y oeste por el Sistema Central (Gredos, Guadarrama, Somosierra), al este por la Sierra de Altomira, y al sur por los Montes de Toledo (mira la Figura 5). La misma ciudad de Madrid se encuentra inmersa en esta vasta depresión tectónica que estuvo recibiendo sedimentos de los relieves circundantes durante millones de años. Toda la zona centro y sureste de la Comunidad pertenece a la Cuenca de Madrid, y en ella podemos encontrar dos grandes grupos de formaciones geológicas. El primer grupo, el más antiguo, lo forman los sedimentos predominantemente aluviales y lacustres depositados durante el 'Terciario', cuando esta cuenca estaba cerrada y sin salida al mar (cuenca endorreica). El segundo grupo de materiales, que son los más recientes, está formado por sedimentos predominantemente fluviales depositados desde el Plioceno hasta la actualidad. En su erosión remontante, el río Tajo alcanzó la Cuenca de Madrid por el oeste y empezó a llevarse los sedimentos de esta zona al Océano Atlántico (cuenca exorreica), igual que lo hace actualmente, dando lugar a las morfologías que ahora vemos.

El sustrato de la franja central de la Comunidad de Madrid está compuesto por arcosas y conglomerados del Mioceno (ocre en la Figura 4), originalmente depositados en abanicos aluviales procedentes de los relieves de la Sierra. En el tercio sureste de la Comunidad destacan los yesos y calizas depositados en lagos y charcas por la evaporación del agua o por la acción de seres vivos, y las arcillas y limos depositados también en los lagos y charcas, pero por decantación (caída lenta) del sedimento que llegaba en suspensión en el agua de los ríos y arroyos (amarillo y naranja en la Figura 4). Entre las formaciones fluviales del 'Cuaternario' -mucho más recientes a escala geológica- destacan las gravas de relleno de los canales fluviales, y los limos y arenas de las llanuras de inundación fluvial (gris en la Figura 4).

La red hidrográfica que vemos actualmente, con sus terrazas y sus valles fluviales, se formó a partir del Plioceno, desde hace unos tres millones de años. Esta red discurre en su mayor parte por los valles que se excavaron en los materiales del 'Terciario' que se habían depositado hasta entonces. Todo este proceso de erosión en laderas y montañas, transportando los materiales por los valles fluviales hacia el mar, se viene desarrollando desde el Plioceno y durante el 'Cuaternario' (Pleistoceno y Holoceno) hasta nuestros días. Los procesos geológicos permanecen hoy igual de activos que hace millones de años. Mirando a nuestro alrededor, interpretando el paisaje y las rocas y sedimentos que forman su sustrato, podemos comprender la historia geológica de la Comunidad de Madrid.

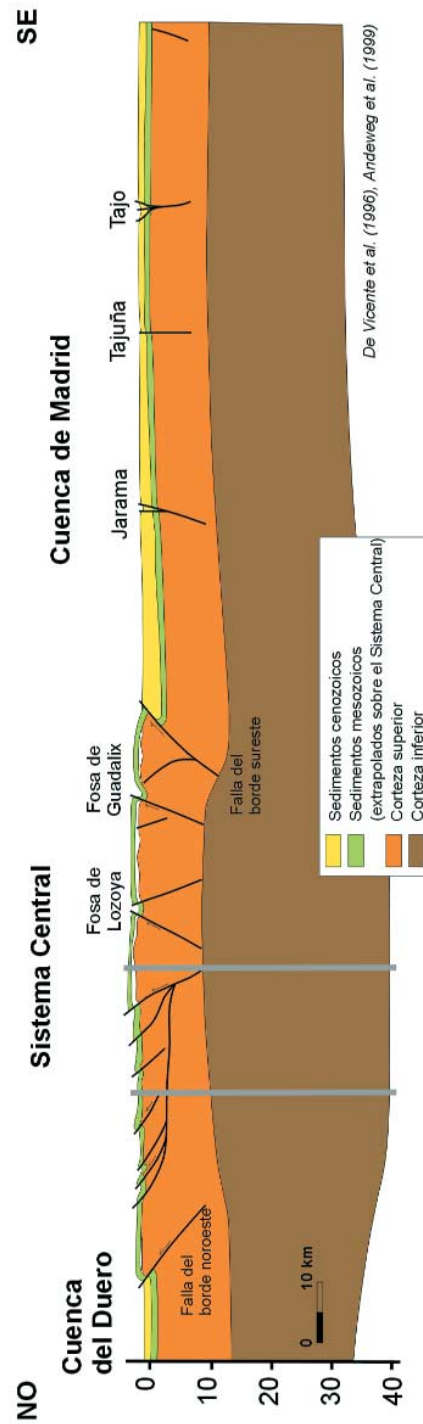


Figura 6: Corte geológico esquemático mostrando la estructura interna de la corteza terrestre en la zona central de la Península Ibérica. La situación del corte está indicada en la Figura 5.

Museos al aire libre

Actualmente existen en la Comunidad de Madrid varios museos al aire libre en los que podemos observar diferentes tipos de rocas y sedimentos. Aunque no los hemos incluido dentro de los itinerarios geológicos, sí hemos querido darlos a conocer en esta guía porque constituyen una oportunidad excelente para que cualquier persona interesada pueda aprender los nombres y características de las rocas. Recomendamos su visita, ya sea antes de realizar los itinerarios o en cualquier otro momento, para aprender sobre los diferentes tipos de rocas que hay en la Comunidad de Madrid, su edad y características. De esta forma podremos identificarlas más fácilmente cuando nos las encontremos en su entorno natural, y así aprovecharemos mejor los itinerarios geológicos de la guía.

Los museos de rocas al aire libre constituyen un excelente recurso didáctico y desde aquí queremos aprovechar para apoyar este tipo de iniciativas que



Figura 7: Esquema de acceso al Jardín de Rocas del Parque de Polvoranca. La imagen de arriba es una ampliación del recuadro.

contribuyen a divulgar el patrimonio geológico de cada municipio, comarca o región, resaltando la riqueza de su diversidad geológica.

1. Jardín de Rocas del Parque de Polvoranca

El Parque de Polvoranca se encuentra en el término municipal de Leganés, al sur de Madrid (ver acceso en la Figura 7). Dentro del parque, junto al Centro de Educación Ambiental, se encuentra este excelente museo de geología al aire libre. Se trata de una instalación muy didáctica en la que podemos encontrar (mira la Figura 8):



Figura 8: El Jardín de Rocas del Parque de Polvoranca (Leganés) nos permite ver y tocar los principales tipos de rocas y sedimentos que se encuentran en la Comunidad de Madrid. Merece la pena visitarlo, así como el Centro de Educación Ambiental que hay al lado.

- Un modelo de mapa litológico simplificado de la Comunidad de Madrid hecho con rocas y sedimentos representativos de las principales formaciones geológicas, y en el que también se ha representado el relieve de forma esquemática.
- Una serie de pequeñas parcelas señalizadas con carteles en las que se han colocado ejemplos de rocas y sedimentos de las 15 principales unidades litológicas de la Comunidad de Madrid.
- Una representación esquemática de cómo se encuentran las rocas y sedimentos en relación unos con otros, colocando dentro de una columna vertical de metacrilato ejemplos de las unidades litológicas ordenadas de más antiguas (abajo) a más modernas (arriba), con sus nombres y edades respectivas.

El conjunto resulta excelente para hacerse una idea general sobre la geología de la Comunidad de Madrid, y recomendamos su visita previa a la realización de los itinerarios geológicos. Por un lado, ayuda a familiarizarse con el aspecto de las rocas y sedimentos que veremos y su situación relativa dentro del territorio de la Comunidad. Por otro lado, nos ayuda a comprender su

posición y su edad relativas dentro de lo que los geólogos llaman 'la columna estratigráfica' de la región, que no es más que una recopilación de todas las formaciones geológicas ordenadas por orden cronológico (de más antigua a más moderna) según se fueron depositando, metamorfolizando o intruyendo a lo largo del tiempo. El resultado final es esa columna que nos resume la historia geológica de la región, pero que sólo las personas interesadas en geología conseguirán descifrar... ¿Te animas?

En el Centro de Educación Ambiental nos pueden facilitar el folleto (tríptico) y el librito que sirven para la visita autoguiada del Jardín de Rocas, y también folletos sobre otras actividades que ofrecen a lo largo del año. Si vamos con un grupo grande, podemos concertar una visita guiada por uno de los monitores del centro. El Jardín de Rocas está situado al aire libre, así que no cierra. El Centro de Educación Ambiental abre de 10 a 18 durante toda la semana (de lunes a domingo incluidos días festivos), y se les puede llamar al teléfono 916484487. El Centro tiene exposiciones permanentes y temporales, así como una biblioteca y personal amable y conocedor del entorno, dispuestos a ayudarnos en lo que se tercie. El acceso al aparcamiento del parque (ver la Figura 7) es desde la carretera M-406 a su paso junto a Leganés (sector Polvoranca y Valdepayo).

2. Jardín de piedras del Museo Nacional de Ciencias Naturales

Este pequeño museo de rocas al aire libre se encuentra junto al extremo sur del edificio del Museo Nacional de Ciencias Naturales, en el Paseo de la Castellana de la ciudad de Madrid, próximo a Nuevos Ministerios y al monumento a Isabel la Católica. En la página web del museo aparece con las exposiciones permanentes, junto con algunas fotos. La mayoría de las muestras proceden de la Comunidad de Madrid y van acompañadas de una clasificación del tipo de roca y una descripción de sus características y origen.

3. Museos de geología al aire libre en Colmenar Viejo

Estos dos museos al aire libre son un buen ejemplo de lo que puede conseguir el tesón y la dedicación de los aficionados y amantes de la geología cuando van acompañados del apoyo institucional y económico de ayuntamientos y entidades locales. Uno de los museos está junto al Centro Comercial El Mirador y el edificio de Hacienda. El otro museo al aire libre o jardín de rocas es más grande y se construyó recientemente en la Avenida de Andalucía, frente al Colegio Público Fuente Santa. En ambos casos se muestran excelentes ejemplares de rocas del término municipal y del entorno del Sistema Central, agrupadas según su origen y características, de forma muy didáctica e ilustrando la rica geodiversidad de esta zona de la Comunidad de Madrid.



Figura 9: El museo de rocas de Colmenar Viejo es una iniciativa digna de elogio que nos ayudará a conocer y apreciar la diversidad geológica de esta zona del Sistema Central y su entorno.

4. Jardín de rocas de la Laguna del Salmoral (Prádena del Rincón)

Este museo de rocas al aire libre se encuentra unos 2 km al nordeste de Prádena del Rincón, junto a la carretera que lleva desde este pueblo hacia Puebla de la Sierra. El conjunto del jardín de rocas y arboreto en torno a la laguna forman parte de las instalaciones gestionadas desde el Centro de Educación Ambiental del Hayedo de Montejo. Las rocas están distribuidas en parcelas, clasificadas según su origen y mostrando las principales características que las definen. Alrededor se encuentran varios paneles explicativos para la interpretación del paisaje y las rocas de la comarca del valle del Lozoya y las sierras que rodean el lugar, desde la Sierra de la Cabrera y Cuerda Larga hasta la Sierra de la Puebla.



Figura 10: El Jardín de Rocas que hay junto a la Laguna del Salmoral nos muestra las principales rocas ígneas y metamórficas que se pueden encontrar por la zona. Los paneles nos ayudarán a interpretar los relieves del entorno y su relación con el sustrato geológico.

5. Jardín de rocas y Pequeña Pedriza (Manzanares el Real)

Estas dos áreas temáticas se encuentran junto al Centro de Educación Ambiental de Manzanares, situado un kilómetro y medio al oeste de Manzanares el Real por el Camino de La Pedriza y justo antes del control de entrada al Parque Regional del Manzanares. En la "Pequeña Pedriza" (situada a la derecha, antes de llegar al edificio) se reproducen a escala algunas de las formas más típicas y conocidas de las que se pueden ver en el macizo de la Pedriza: El Yelmo, el Cancho de los Muertos, el Tolmo, el Pájaro, el Elefantito, Cinco Cestos o el Hueso. Esta parte está diseñada para que las personas con dificultad de movilidad e invidentes puedan tocar y hacerse una mejor idea de en qué consisten esos relieves. El jardín de rocas está detrás del Centro y muestra las rocas más frecuentes de la zona (gneis, granito, caliza y arcosa), indicando su origen y dónde afloran. Además, se expone algún ejemplo del uso tradicional de estas rocas en vallas, construcción, obtención de cal, etc. Sobre ambas áreas temáticas existen folletos divulgativos que se pueden solicitar en el Centro. También se puede concertar una visita guiada en grupo en el teléfono 918539978. El Centro de Educación Ambiental está abierto todos los días, festivos incluidos, de 10 a 18 (excepto 24, 25 y 31 de diciembre y 1 y 6 de enero).



Figura 11: En el jardín de rocas del Centro de Educación Ambiental de Manzanares podemos aprender sobre las rocas y relieves del entorno de La Pedriza, cómo se forman y los usos que tienen.

¿Dónde puedo ver...?

Con esta tabla te queremos ayudar a encontrar las paradas de cada itinerario en las que podrás ver diferentes aspectos geológicos de la Comunidad de Madrid. Los números que hay en cada celdilla de la tabla indican los números de las paradas correspondientes al itinerario que pone en la parte de arriba de la columna. Por ejemplo, si quieres ver las dolomías marinas del Cretácico (columnas de la izquierda), puedes escoger entre la parada 3 del itinerario norte y la parada 5 del itinerario oeste.

Lo que se ve en las paradas de los itinerarios geológicos				
Tipo de observaciones	Norte	Sureste	Suroeste	Oeste
Geomorfología y paisaje	3	1, 6	2, 3, 6	3
Tectónica y estructura geológica		3	4, 5	4
Cuaternario		2, 5	2, 3	1
Neógeno				
		1, 3, 4, 7		
Paleógeno				
	1		1, 2, 3, 4	1
Cretácico	2			
	3			5
Carbonífero	4		4, 5, 6, 7	3, 4
	5		5, 7	4
Ordovícico	3, 5			
Cámbrico				2

Itinerarios geológicos en la Comunidad de Madrid



Itinerarios geológicos

Itinerario geológico por el norte

Descripción del recorrido

Salimos de Madrid por la Autovía del Norte (A-1) hasta El Molar. Nos desviamos hacia El Vellón por la M-129, y a la salida de este pueblo hacia El Espartal por la M-122. Después vamos a Torrelaguna por la N-320, y de allí a El Berrueco por la M-131 pasando por el puerto de Arrebatacapas. De El Berrueco nos dirigimos a La Cabrera por la M-127, y volvemos a Madrid por la A-1. La longitud aproximada de todo el recorrido en vehículo es de 140 km.

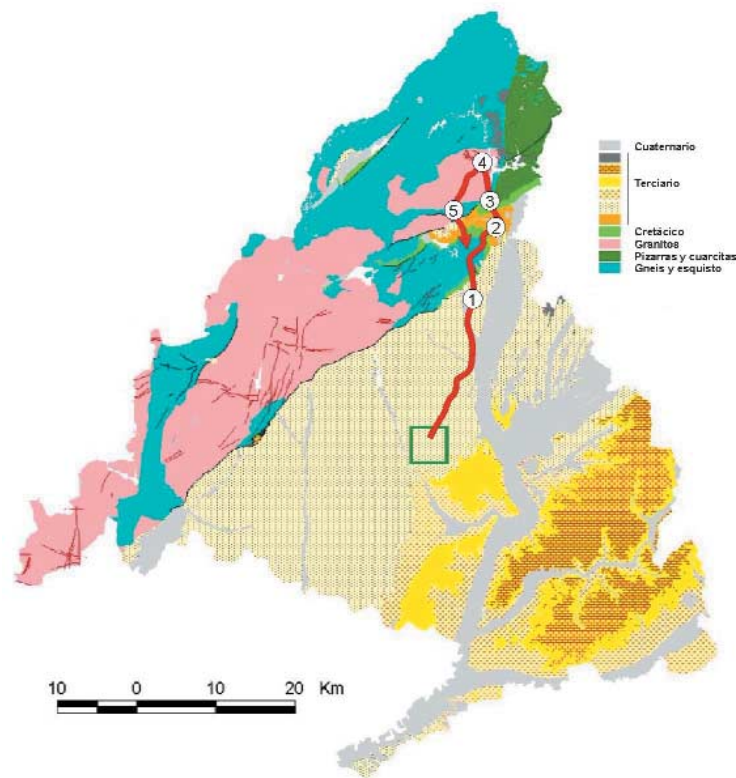


Figura 12: Esquema del recorrido del itinerario geológico por el norte de la Comunidad de Madrid.

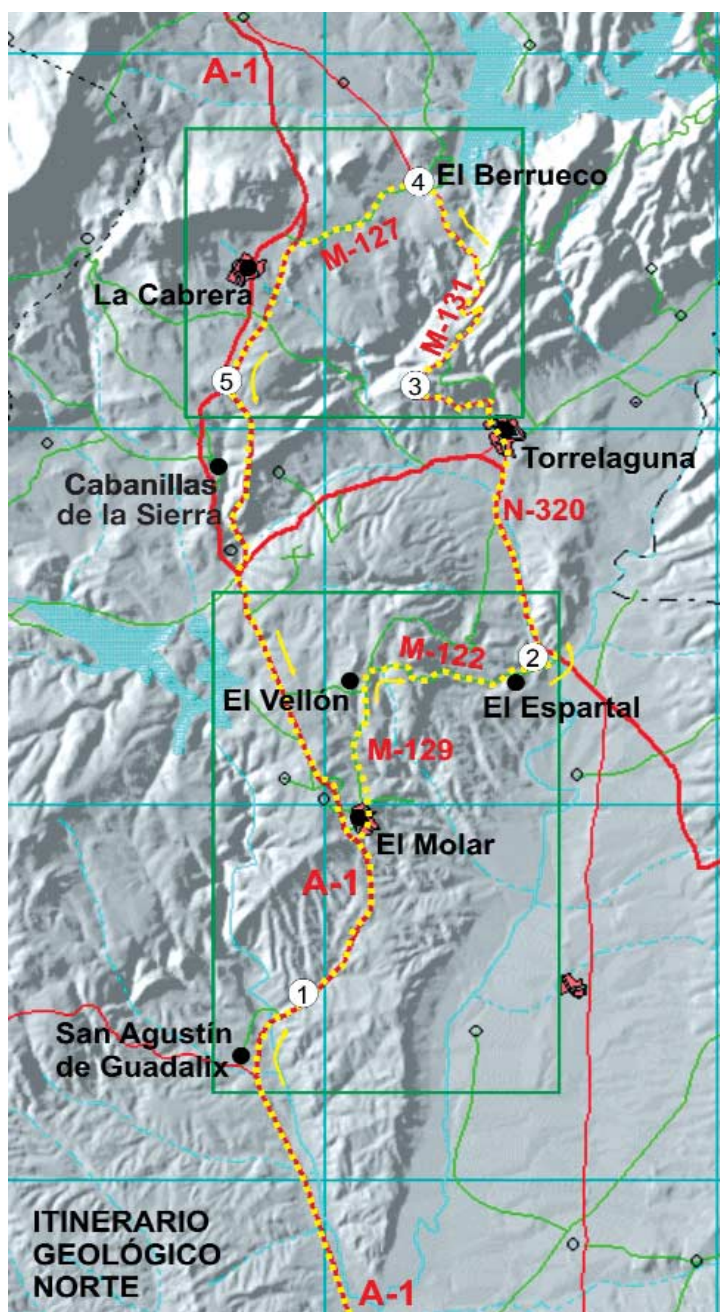



Figura 13: Modelo digital de la topografía del terreno para el itinerario geológico por el norte. Los recuadros indican la situación de los mapas de la figura 15.

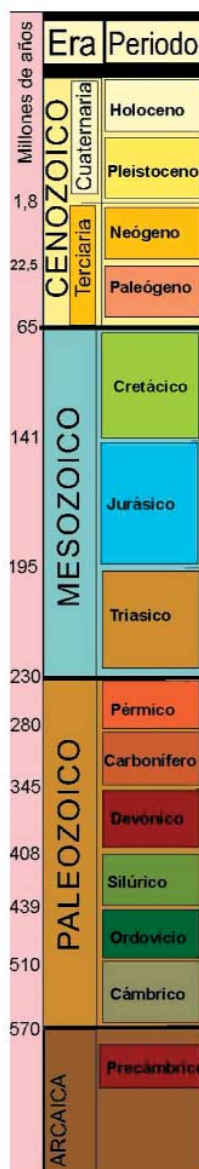


El itinerario está diseñado para realizarse en un día desde Madrid. Los puntos de observación se han seleccionado cercanos a la carretera y accesibles a pie (andando menos de 1 km en cada parada). Las paradas 1 y 4 cuentan con suficiente espacio para aparcar varios coches o un autobús. En cambio, el espacio disponible para aparcar en las paradas 2 y 3 es más limitado y hará falta maniobrar. Por favor, es importante dejar siempre el vehículo aparcado fuera de la carretera y donde no obstruya el paso, nunca en el mismo arcén y mucho menos en la calzada. La parada 5 es una excepción, pues la única alternativa que tenemos es parar en el arcén. En casos como éste, y hasta que desde algún organismo de la Administración tomen la decisión de facilitar el acceso y aparcamiento, es imprescindible que señalicemos debidamente el vehículo con triángulos y que una persona con chaleco reflectante reglamentario permanezca en el arcén para avisar a otros vehículos. También recomendamos que durante las maniobras de acceso y aparcamiento en las paradas 2 y 3 haya una persona con chaleco para facilitar la labor y evitar cualquier riesgo. Además, debemos tener mucho cuidado en la parada 3, ya que hay que cruzar la calzada para poder ver los afloramientos, intentando siempre permanecer el mínimo tiempo sobre el firme o el arcén, y bajar directamente a la cuneta.

Geología del itinerario

A continuación hay unas figuras esquemáticas para situar el recorrido y las paradas de las que consta el itinerario geológico norte, indicadas con números del 1 al 5 según el orden en que deben realizarse. Lo mejor sería poder hacer tres paradas por la mañana y dos por la tarde, comiendo en Torrelaguna o El Berrueco. Si hacemos el recorrido en verano (días más largos) y le dedicamos poco tiempo a cada parada, puede que nos sobre tiempo. Si hacemos el recorrido en invierno (días más cortos) y/o le dedicamos mucho tiempo a cada parada, puede que no nos dé tiempo a hacerlas todas y haya que suspender la última.

El orden de las paradas está en función de la edad de las rocas, de tal forma que a lo largo del recorrido iremos pasando de sedimentos recientes a rocas muy antiguas. La excepción es la parada 3, donde veremos rocas de muy diferentes edades y características. Para poder situarnos en el tiempo, en la Figura 14 hay un gráfico que indica la edad aproximada de las rocas que veremos en cada parada.



Parada 1: San Agustín de Guadalix

Parada 2: El Espartal


Parada 3: Torrelaguna

Parada 4: El Berrueco

Parada 3: Torrelaguna

Parada 5: Cabanillas

Figura 14: Edad de las rocas y sedimentos que se observan en las paradas del itinerario geológico por el norte de la Comunidad de Madrid.



En este recorrido veremos las principales rocas y sedimentos del norte de la Comunidad de Madrid:

Sedimentos: En la parada 1 veremos arenas y gravas sin consolidar. Aunque se depositaron hace más de 10 millones de años, no se han llegado a convertir en roca dura y podemos desmenuzarlas con la mano. Estos sedimentos forman una amplia banda cercana a la Sierra y orientada de suroeste a noreste, incluyendo la mitad noroeste de la ciudad de Madrid (mira la Figura 12).

Rocas sedimentarias: En la parada 2 veremos conglomerados y areniscas del Cenozoico, y en la parada 3 veremos areniscas, dolomías y calizas del Cretácico. Las dolomías y calizas son de origen marino y, por lo tanto, demuestran que la zona centro de la Península Ibérica estuvo cubierta por el mar. Algunas de estas rocas se utilizan frecuentemente en la construcción.

Rocas metamórficas: En la parada 3 veremos pizarras (rocas metamórficas de bajo grado) y en la parada 5 veremos gneises (rocas metamórficas de alto grado). Debemos fijarnos en el tamaño de las micas, visibles con lupa en las pizarras y a simple vista (sin necesidad de lupa) en los gneises. También debemos fijarnos en la forma de los planos de rotura de la roca, para diferenciar pizarrosidad de esquistosidad (según el tamaño de las micas), y para diferenciar diaclasas de fallas (según si hay desplazamiento a lo largo del plano de fractura o no). Los gneises de la parada 5 son unas de las rocas más antiguas de la Comunidad de Madrid (¡más de 400 millones de años!).

Rocas magmáticas plutónicas: En la parada 4 veremos diferentes tipos de granito, y si nos fijamos en el tamaño de los cristales y en los minerales podremos diferenciarlos. Debido a su gran resistencia, el granito se usa frecuentemente en edificios y construcciones. En la parada 4 veremos buenos ejemplos de su utilización.

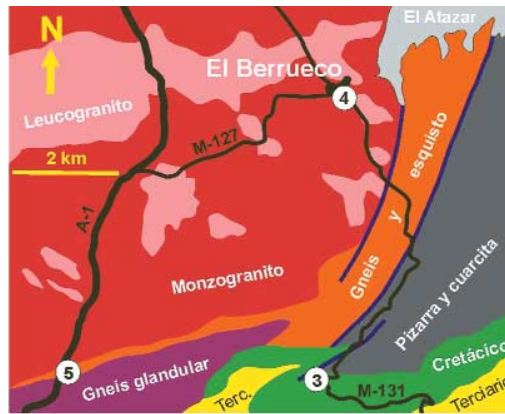


Figura 15: Mapas geológicos de la zona que se recorre en el itinerario por el norte de la Comunidad de Madrid. Mira también el mapa de la Figura 12.

PARADA 1

Taludes junto a la autovía A-1, al nordeste de San Agustín de Guadalix

Acceso

La parada se realiza después de pasar San Agustín de Guadalix, junto al restaurante 'Las Moreras', próximo al km 38 de la A-1 (Madrid-Burgos). El problema es que el mejor afloramiento está en el lado noroeste de la autovía, es decir, en el carril contrario al que llevamos según llegamos desde Madrid (ver la foto aérea). Para poder acceder debemos hacer el cambio de sentido tomando el desvío a la derecha que hay pasado el km 38 y justo antes del km 39 (¡atención para no pasárselo!). Una vez hecho el cambio de sentido y cuando estemos en dirección a Madrid, nos saldremos de la autovía en una explanada que veremos a la derecha, justo a continuación de una señal de Desvío a 500 m. Se trata del aparcamiento para clientes del restaurante.



Figura 16: Esquema de acceso a la Parada 1 del itinerario norte. La imagen de arriba es una ampliación del recuadro.

PARADA 1

Una vez terminada la visita a este afloramiento, nos incorporaremos a la autovía en dirección a Madrid. A tan sólo unos cientos de metros, tomaremos enseguida el primer desvío a la derecha (precisamente el que indicaba la señal de Desvío a 500 m). Aquí hacemos el cambio de sentido para retomar la A-1 en dirección a Burgos (ver la foto aérea en la Figura 16).

Existe también la posibilidad de parar en el lado sureste de la autovía y tomar un camino que sale hacia el sur. En los taludes de este camino y del meandro del río se puede observar la misma arcosa con niveles de conglomerado. En la foto aérea anterior, este punto de parada alternativo está indicado con una estrella.

Material y edad

Arcosa del Mioceno medio (aprox. 15-10 millones de años)

Características

Se trata de un sedimento arenoso poco consolidado, con poca cementación, lo que le hace deleznable y fácilmente erosionable por los agentes geológicos (¡y por las excavadoras que hicieron el aparcamiento!). En algunas partes presenta mayor cohesión debido a la mayor cantidad de arcilla. Si nos fijamos en el corte del talud (mira la foto de la Figura 17), se pueden observar variaciones de abajo a arriba en la tonalidad y en el tamaño de los granos: son los estratos geológicos. Éstos nos indican la acumulación sucesiva de diferentes capas de sedimento a lo largo del tiempo: las más antiguas abajo, y las más recientes arriba.

Si miramos la arcosa en detalle, preferiblemente con una lupa, veremos que está formada por granos de arena de composición variada, forma más o menos redondeada, y tamaño bastante grueso para ser una arena. Los geólogos clasifican los granos con más de 2 mm como grava. Cuando estos granos de varios centímetros son muy abundantes y con formas redondeadas, entonces la roca o sedimento se llama conglomerado.

La composición de los granos es fundamentalmente de cuarzo, feldespatos y micas. El cuarzo se caracteriza por ser translúcido y de tonos grisáceos, los feldespatos son opacos y de tonos blanquecinos, y las micas son brillantes y aplanadas, unas veces blancas (moscovita) y otras negras (biotita).

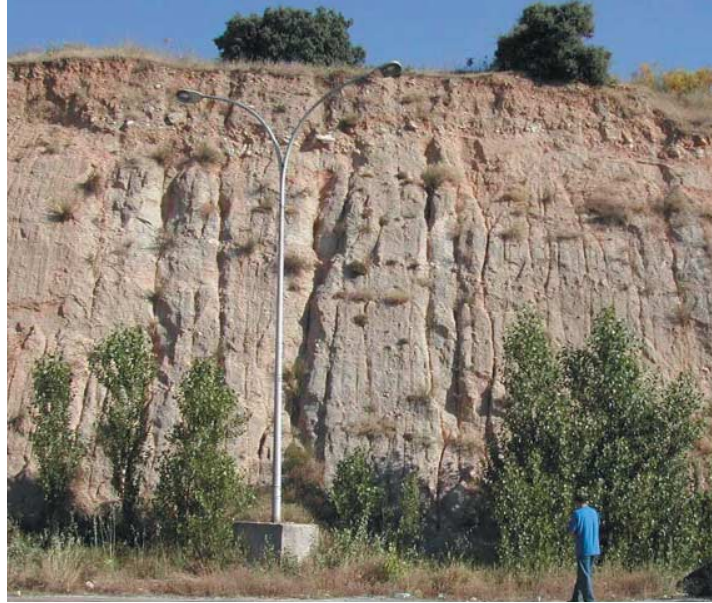


Figura 17: En el talud de la parada 1 vemos los sedimentos arenosos (arcosas) que forman una gran parte del relleno de la Cuenca de Madrid. Estos sedimentos se depositaron hace millones de años a lo largo de los bordes noroeste y sur de la cuenca.

Origen

¿De dónde vienen estos minerales? Contamos con un indicio detectivesco muy útil para saber de dónde vienen los granos más pequeños, y son los granos más grandes: los cantos de grava que hay dispersos en la arcosa son muestras directas de las rocas que se erosionaron para dar lugar al material que vemos aquí. Encontraremos algunos de cuarzo, otros de granito, otros de gneis, otros de feldespato... En resumen, nos están indicando que en una zona próxima y más elevada se estaban erosionando rocas con esta composición. Los fragmentos erosionados fueron después arrastrados por las aguas y depositados donde los vemos ahora, ¡pero el paisaje era completamente distinto al actual! Estamos hablando del Mioceno, y en concreto hace entre 15 y 10 millones de años. El clima era más cálido que el actual, la vegetación era diferente (sabana tropical) y el relieve estaba formado por grandes abanicos aluviales, es decir, amplias llanuras con una suave pendiente que bajaban desde las montañas situadas al norte dirigiéndose hacia unos lagos situados más al sur, por el sureste de la Comunidad de Madrid (ver el itinerario sureste).

PARADA 1

En cambio, el paisaje que vemos hoy es resultado del encajamiento del río Jarama y su afluente el río Guadalix en estos sedimentos poco consolidados. Como las arcosas no han estado enterradas a mucha profundidad, no están suficientemente compactadas y cementadas para convertirse en una roca dura y resistente a la erosión. Por lo tanto, el relieve de esta zona es suave y alomado, sin afloramientos de roca dura. Cuando falta la vegetación y la pendiente es pronunciada, en este material arenoso son frecuentes las cárcavas y pequeños surcos de erosión debido a la escorrentía del agua de lluvia que arrastra los granos. El talud norte del aparcamiento tiene buenos ejemplos de estos surcos.

Por el camino

Antes de llegar a la parada 2 debemos fijarnos en el paisaje y los cambios del relieve que se ven en dos lugares: uno es el estrechamiento que hay justo antes de llegar a El Molar, y el otro es en la bajada de El Vellón a El Espartal (mira el mapa geológico de la Figura 15). En ambos lugares se atraviesan formaciones geológicas (areniscas, calizas y dolomías del Cretácico superior) que veremos después en detalle en la parada 3. El corte geológico de El Molar es un lugar clásico en el que generaciones de estudiantes han podido observar una importante falla que pone en contacto las calizas del Cretácico superior con los gneises del Paleozoico. Merece la pena visitarlos, pero el acceso y aparcamiento junto a la carretera son complicados y hemos preferido no incluirlos en el itinerario por el riesgo que implicaría. Por otro lado, a la salida de El Espartal y antes de llegar al punto de la parada 2, podemos ver un tramo de acueducto del Canal de Isabel II (indicado en la Figura 18), construido a mediados del siglo XIX con las calizas y dolomías del Cretácico que hemos atravesado al bajar de El Vellón. Algunas de las canteras abandonadas que se ven en la zona ya fueron utilizadas mucho antes por los romanos para obtener los bloques de caliza con que construyeron el cercano puente sobre el río Jarama junto a Talamanca, que igualmente recomendamos visitar.

PARADA 2

Ladera de una loma próxima a la cañada que pasa al noreste de El Espartal

Acceso

La parada 2 se realiza después de pasar El Espartal, junto a una cañada que está indicada en la misma carretera, cerca del km 8,6 de la carretera por la que vamos, que es la M-122 entre El Molar y Torrelaguna. El vehículo lo dejaremos en el camino que sale a la izquierda según llegamos, aparcado cerca de la carretera pero entrando un poco en la cañada. Nosotros subiremos gradualmente por la ladera que tenemos al norte (a nuestra derecha según hemos entrado en la cañada), y después de ver lo que hay arriba podemos bajar por el camino que hay algo más al noroeste (ver la foto aérea).

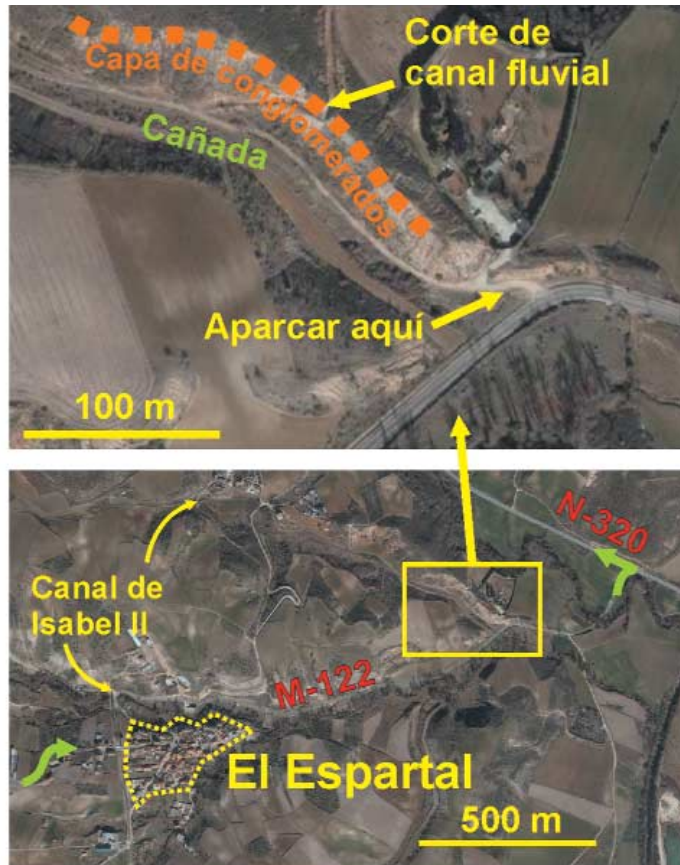


Figura 18: Esquema de acceso a la parada 2 del itinerario norte. La imagen de arriba es una ampliación del recuadro.

PARADA 2

Material y edad

Conglomerados polimícticos (o sea, de composición muy variada) del Oligoceno superior al Mioceno inferior (aprox. 30-20 millones de años).

Características

A lo largo de la ladera de la loma al norte de la cañada podemos ver cantos de grava de diferentes composiciones: caliza, arenisca, cuarcita, gneis, granito, cuarzo, etc. Más arriba (siguiendo por la loma hacia el noroeste), donde un camino corta la loma, se puede observar un buen afloramiento de una capa de conglomerado, y ver cómo se apoya sobre una capa de arenisca. Además, como se ve en la foto de la Figura 19, el conglomerado está atravesado por bandas de color más claro y tamaño de grano más fino.

Origen

Como en la parada anterior, aquí también veremos capas de sedimentos y rocas depositados por el agua en antiguos abanicos aluviales. A diferencia de las arcosas, los conglomerados son (1) de tamaño de grano más grueso (cantos), y (2) de composición diferente. Estas características nos indican (1) que se depositaron más cerca del área fuente, y (2) que en el Oligoceno superior y Mioceno inferior las rocas que se estaban erosionando en el área fuente eran diferentes y más variadas que en el Mioceno medio.

El límite que se observa entre las dos capas es lo que en geología se llama un contacto erosivo. ¿Qué significa esto? Pues, simplemente, que antes de que se depositara el conglomerado, el agua había erosionado las arenas que hay debajo, excavando pequeños cauces y formando un pequeño relieve. Después, al rellenarse por la grava de cantos de río que arrastraban las aguas, este relieve antiguo quedó tapado y fosilizado. Durante el enterramiento a gran profundidad, la grava y la arena se consolidaron para dar lugar al conglomerado y la arenisca. Como siempre, el agua de un río erosiona el fondo y los laterales del cauce, y por eso a este tipo de límite entre capas se le suele llamar paleocanal, o sea, un antiguo canal fluvial.

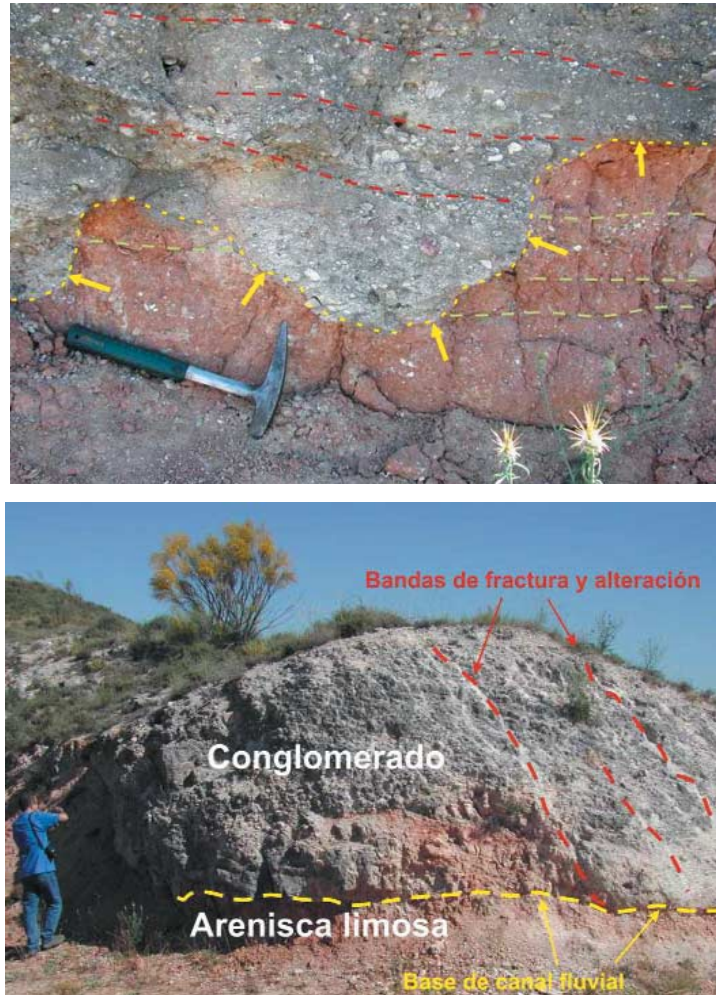


Figura 19: Corte del terreno en la parada 2. El límite entre los dos estratos (marcado por las flechas amarillas) no es recto. Esto es debido a que la arena roja de abajo fue erosionada por un río, formándose surcos en los que después se depositó el conglomerado gris.

Las bandas claras que se ven en el conglomerado (mira la Figura 19) se deben a fracturas o fallas en las que el agua ha podido entrar más fácilmente, dando lugar a un mayor grado de alteración. Como siempre que veamos una falla, debemos recordar que se trata de una rotura con desplazamiento brusco de la masa de roca dando lugar a terremotos. En otras palabras, toda falla ha sido alguna vez foco (hipocentro) de un terremoto. Con

PARADA 2

desplazamiento pequeño (centímetros) el terremoto será pequeño o insignificante, pero con desplazamiento grande de la falla (metros) el terremoto puede ser devastador.

El paisaje que vemos a nuestro alrededor es transicional entre el relieve alomado de la parada 1 y los roquedos que veremos en la parada 3 (y que ya hemos visto por el camino entre las paradas 1 y 2). Esto nos indica que el tipo de roca tiene una composición y resistencia intermedias.

Por el camino

En el trayecto a la parada 3 recorreremos la vega y terrazas fluviales del arroyo de San Vicente y sus afluentes. En esta zona llana, a la derecha (hacia el este) podemos ver antiguas canteras de yeso en las laderas de unos pequeños cerros. El blanco del yeso y el rojo de las arcillas en que se encuentra hacen que destaque esta formación geológica en el paisaje. Se trata de depósitos lacustres algo más antiguos que los conglomerados fluviales que acabamos de ver en la parada 2. El yeso nos indica que esta zona estuvo ocupada por lagos después de la retirada del mar del Cretácico y antes de que se empezaran a formar los grandes relieves de la Sierra.

A partir de Torrelaguna y hasta que lleguemos a la parada 3, la carretera sube por un tipo de relieve o morfología del terreno conocido en geología como 'cuesta'. Es evidente que es una cuesta, ¿no? En geología se llama así a este tipo de relieve plano inclinado formado por la superficie de capas o estratos resistentes a la erosión. En este caso, la cuesta está formada por la misma formación geológica de calizas y dolomías del Cretácico que ya vimos junto a El Molar y también entre El Vellón y El Espartal, y que veremos ahora en detalle en la parada 3.

PARADA 3

Alrededores de Torrelaguna

Acceso

La parada se realiza después de pasar Torrelaguna, en lo que se conoce como el Puerto de Arrebatacapas (¿será por lo ventoso?), en torno al km 6 de la M-131 entre Torrelaguna y El Berrueco. El vehículo se puede aparcar junto a la carretera: si es autobús, entrando un poco en el camino que sale a la izquierda justo en la curva (indicado con una estrella amarilla en la foto aérea de la Figura 20) y, si es un coche, algo más adelante en un pequeño ensanchamiento. Después de disfrutar del paisaje espectacular que se nos ofrece hacia el norte, andaremos por la cuneta de la carretera hacia el noreste. Por favor, pon mucho cuidado al aparcar y al cruzar.

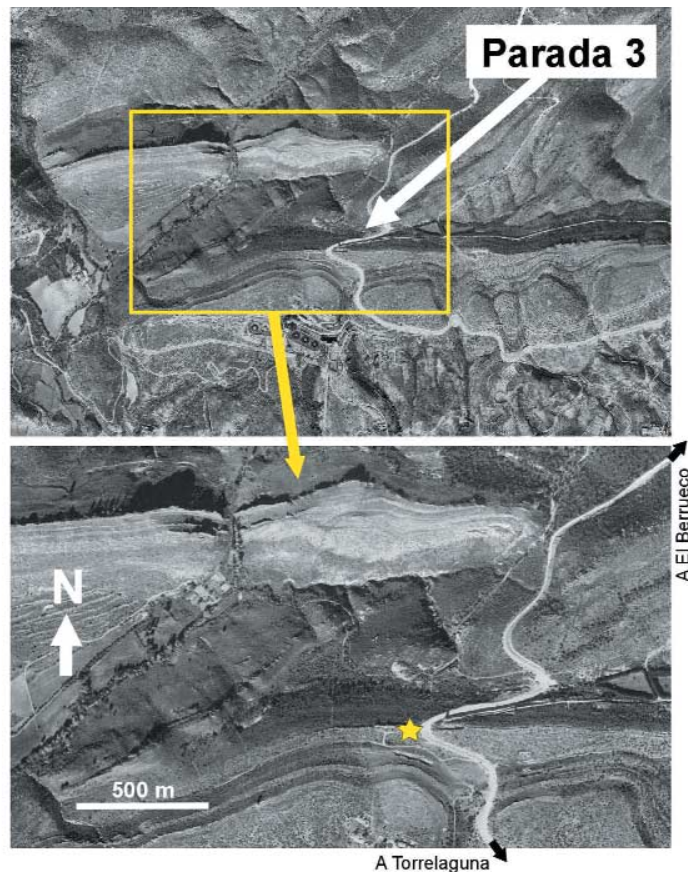


Figura 20: Esquema de acceso a la parada 3 del itinerario norte. El recuadro de arriba está ampliado en la imagen de abajo.

PARADA 3

Material y edad

Primero arenas, areniscas y dolomías del Cretácico superior (95-85 millones de años), y al final pizarras del Ordovícico inferior (480-460 millones de años).

Características

Esta parada es la más interesante de todas las del itinerario norte, pues, aparte de ver muchos tipos de rocas y de diferentes edades, se disfruta también una espectacular vista del entorno de la Sierra y su geología. Es el sitio ideal para ver cómo cada tipo de roca o sedimento da lugar a un tipo diferente de paisaje. Esto es porque, entre otros factores, el sustrato geológico, o sea, las diferentes rocas y sedimentos, originan un tipo de relieve y un tipo de vegetación en función de su composición y resistencia a la erosión.



Figura 21: Vista hacia el noroeste desde el mirador del Puerto de Arrebatacapas, indicando las diferentes rocas del sustrato y su edad. Observa cómo el sustrato geológico determina el paisaje al originar diferentes morfologías y usos del terreno y condicionar la vegetación.

Desde el mirador (indicado con una estrella amarilla en la foto aérea de la Figura 20) hasta la siguiente curva, la carretera corta fundamentalmente capas de dolomía, arenisca y arena. Debemos fijarnos en el tamaño de grano, composición, grado de consolidación y resistencia a la erosión.

Al final del recorrido, pasando la curva siguiente, veremos otro tipo de roca totalmente diferente: pizarras. Se trata de una roca metamórfica que es el resultado de enterrar arcilla y limo a gran profundidad (varios kilómetros), con lo que se ve sometida a elevadas presiones y temperaturas. Con el enterramiento, los minerales de la arcilla se adaptan a las nuevas condiciones y se producen transformaciones: aumenta el tamaño de los

granos (se pueden ver con la lupa), y además se orientan siguiendo planos paralelos. Esto es lo que da lugar a la pizarrosidad, esa propiedad característica de estas rocas que permite utilizarlas para techar casas, e incluso para hacer las típicas pizarras de escuela como las de antes, ¡de pizarra!



Figura 22: Areniscas y dolomías del Cretácico junto al Puerto de Arrebatacapas (carretera M-131).

Origen

Las dolomías y arenas se depositaron hace más de 80 millones de años, en el Cretácico superior. Evidentemente, el paisaje de entonces era completamente diferente: la zona estaba ocupada por amplias playas y marismas, con un mar somero y cálido bajo clima tropical. En la lejanía, hacia el oeste, se verían pequeños relieves que quedaban de la erosión de una cordillera antigua, y hacia el este, el ancho océano. En este tipo de ambiente se acumularon las arenas procedentes de muy lejos hacia el oeste (en otras palabras, del lejano oeste) y que al llegar a la costa fueron removilizadas por el oleaje y las mareas. Por eso son de tamaño de grano pequeño, y bastante bien redondeadas en comparación con las de la parada 1.

En cuanto a las pizarras, proceden de un sedimento de arcilla y limo que se depositó en el fondo de un mar mucho más antiguo. Lo sabemos porque en ellas se han encontrado fósiles de organismos marinos, algunos de ellos ya extinguidos desde hace mucho tiempo, como los graptolitos o los trilobites, y que además nos permiten saber cuándo se depositaron. Las pizarras son bastante impermeables y silíceas, dando relieves alomados. En este tipo de rocas lo único que suele resaltar en el relieve son algunas intercalaciones de cuarcita o vetas de cuarzo.

PARADA 3



Figura 23: Pizarras del Ordovícico.

Al otro lado del valle podemos comprobar que las dolomías son muy resistentes a la erosión, pues están bien cementadas. Esto es lo que hace que sean frecuentemente utilizadas en las construcciones y que originen importantes relieves como los que vemos en esta parada. A la morfología de crestas que forman aquí las capas verticales de dolomía se le suele llamar cuchillar.

La dolomía y la caliza están hechas respectivamente de dolomita y de calcita, dos minerales de carbonato que pueden ser lentamente disueltos por el agua. Al disolverse estas rocas va quedando un residuo formado por componentes insolubles en agua, como arcillas, cuarzo, etc. Otra característica de las rocas carbonáticas es que no suelen ser porosas como las arenas o areniscas (con poros entre los granos), así que no pueden retener el agua de lluvia o de escorrentía, que inmediatamente se infiltra por las fracturas. Además, el agua que las disuelve se vuelve gorda (dura), y todo esto hace que la vegetación tenga que estar especialmente adaptada. Un buen ejemplo de adaptación es el árbol que está cerca de la curva con el pie protegido por un muro. Se trata de una sabina albar, especie de árbol protegida en la Comunidad de Madrid por su escasez, y que está

especialmente adaptada a ambientes extremos: muy frío en invierno, caluroso en verano y escasa agua disponible.

Aunque las dolomías y las calizas suelen ser rocas duras y resistentes a la rotura y a la erosión mecánica, pueden erosionarse por disolución. Cuando esto ocurre, se forman cuevas en el interior del terreno y también depresiones (torcas), cañones y formas de lo más variadas en la superficie, como la conocida Ciudad Encantada de Cuenca. En resumen, se forma un paisaje muy característico que se llama karst. El nombre viene de la región de Karst (llamada Kras en Eslovenia y Carso en Italia), situada en el extremo noreste de Italia y el oeste de Eslovenia y Croacia, una región caliza que presenta muchas de estas morfologías. El paisaje kárstico de la zona de Torrelaguna no está muy desarrollado, aunque sí existen buenos ejemplos de cuevas y cañones en la banda de rocas del Cretácico que se extiende hacia Patones y Valdepeñas de la Sierra.

Por el camino

En el trayecto hasta la siguiente parada pasamos por encima de una de las zonas de falla más importantes del Sistema Central. Se trata de la que los geólogos llaman la 'Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza', también conocida más coloquialmente como Falla de Berzosa. Hace millones de años, en el Carbonífero, se formó un gran cordillera que atravesaba gran parte de Europa. Durante la formación de estas montañas, la corteza terrestre se rompió por varios lugares dando lugar a grandes fracturas que afectan a tantas rocas que en la superficie, en lugar de una línea, lo que se ve es una banda ancha. En el caso de la Falla de Berzosa, se formó hace 330 millones de años y afecta a una banda (zona de cizalla) que va de norte a sur con un ancho de varios kilómetros. El extremo norte de esta gran zona de fractura está por Riaza, al norte de Somosierra, y el extremo sur está aquí cerca de Torrelaguna, en las proximidades de la parada 3, pasando entremedias por Berzosa de Lozoya. Aún así, lo que vemos en la Sierra es sólo una pequeña parte, porque el tamaño real de la falla es de varios cientos de kilómetros, en su mayor parte cubiertos por depósitos posteriores (Cretácico y Cenozoico). En el tramo de carretera entre el Puerto de Arrebatacapas (parada 3) y los granitos de El Berrueco (parada 4) pasamos de pizarras a esquistos y de esquistos a gneises. En los tres casos se trata de sedimentos del Ordovícico que sufrieron un progresivo aumento de la presión y de la temperatura con el aumento de la profundidad (mayor en los gneises y menor en las pizarras). Las rocas que estuvieron más pro-

PARADA 3

fundas están al oeste y son en las que se introdujeron (los geólogos dicen que intruyeron) los granitos que vemos al fondo. Por medio de la Falla de Berzosa, todo el sector oriental (el de las pizarras y cuarcitas) bajó en relación con el sector occidental (el de los gneises con granitos), que quedó varios kilómetros más alto. Actualmente, bastantes millones de años después de que se formara la falla, el relieve ya fue erosionado y nivelado.

PARADA 4

El Berrueco

Acceso

Paramos en el mismo pueblo, en la carretera de Torrelaguna a Lozoyuela. En la plaza por la que pasa la carretera hay donde aparcar. El Ayuntamiento ha diseñado un recorrido como museo al aire libre que permite ver diferentes tipos de granito y los usos tradicionales que se les ha ido dando.



Figura 24: Uso tradicional del granito de la Sierra. Museo al aire libre de El Berrueco.

Material y edad

Granitos del Carbonífero (310-290 millones de años).

Características

El objetivo de esta parada es ver diferentes tipos de granito, los minerales que lo forman, su tamaño de grano, su grado de alteración, etc.

Al mismo tiempo, veremos el uso que la gente del lugar ha dado a esta roca, desde piedras de molino a dinteles de ventanas, pasando por recipientes como el que vemos en la Figura 24. En las canteras de la zona se explota el granito como materia prima para la construcción.

Origen

El granito se forma por la solidificación y consolidación de un magma por enfriamiento en la corteza terrestre. Esto significa que antes de enfriarse era un fluido viscoso y muy caliente (más de 800°C), como la lava volcánica, pero sin salir a la superficie. El granito se ha enfriado lentamente y en profundidad, dando tiempo a que crezcan los cristales de minerales. Esto hace que los podamos ver claramente a simple vista, sin

PARADA 4

necesidad de lupa, mientras que en las lavas volcánicas a veces son muy pequeños porque no les ha dado tiempo a crecer. Como el enfriamiento y la solidificación del granito duran tanto (miles de años), da tiempo a que se vayan formando unos minerales antes que otros, y a que haya cambios en la composición final. Las diferentes temperaturas y composiciones dan lugar a diferentes tipos de granito, de grano más grueso o más fino, con mayor o menor cantidad de cuarzo, minerales félsicos (de color claro), máficos (de color oscuro), etc.

Los granitos de la zona de El Berrueco se pueden agrupar en dos tipos generales. Uno es más claro y de grano más fino, con mayor proporción de cuarzo y minerales félsicos, se llama leucogranito, y es más resistente a la erosión. El otro es algo más oscuro y de grano más grueso, con menor proporción de cuarzo y mayor de minerales máficos, se llama monzogranito y es más fácilmente alterable y, por tanto, menos resistente a la erosión.

Una característica del granito es que suele ser homogéneo y no presenta estratos como los que hemos visto en las paradas anteriores. Por lo tanto, las únicas superficies de debilidad para la alteración de sus minerales son los planos de fractura. Entre varios planos de fractura que limiten un gran bloque de granito, la alteración de los minerales progresa desde la fractura, que es por donde circula el agua, hacia el interior del bloque. En el caso de planos de fractura que se entrecortan, este proceso da lugar a frentes concéntricos de avance de la alteración.

La roca alterada pierde la cohesión y los granos de mineral se desmoronan, haciendo que no sea apropiada para la construcción. Evidentemente, si después de alterarse bajo tierra se erosionara, entonces la parte del granito próxima a las fracturas, que es la más alterada y deleznable, sería arrastrada por el agua. Después de la erosión quedarían sólo formas redondeadas como las de la foto de la Figura 25, tomada al norte de El Berrueco.

Estas formas, llamadas precisamente berruecos (también bolos o cantos), forman los llamados berrocales. Son frecuentes en las áreas graníticas de la Comunidad de Madrid y son las que dan el nombre al pueblo.

Al erosionarse el granito se separan los cristales que lo formaban, originándose granos de cuarzo, feldespato o mica. Además, la alteración de los feldespatos y micas da lugar a minerales de arcilla de muy pequeño tamaño que son fácilmente arrastrados por el agua y alcanzan grandes distancias pues viajan en suspensión dentro del agua y tardan mucho en caer al fondo. Igual ocurre si los arrastra el viento, en cuyo caso las distancias pueden ser de cientos o miles de kilómetros viajando suspendidos dentro del aire. Así que... ¡ya sabes de qué está hecho una gran parte del polvo que entra en tu casa!



Figura 25: Granito con formas redondeadas debidas a la erosión. Las zonas de fractura están más alteradas y se erosionan más fácilmente, mientras que los núcleos no están tan alterados y aguantan mejor la erosión. Cerca del km 9,5 de la carretera M-127 al norte de El Berrueco.

Por el camino

En el recorrido hacia la parada 5, entre El Berrueco y La Cabrera, nos fijaremos en el paisaje y las formas del relieve que quedan a ambos lados de la carretera. Estas formas nos dan información sobre el tipo de granito que las origina sin necesidad de que lo veamos de cerca (¡con lo

PARADA 4

que ya sabemos!): los grandes relieves, como el del Pico de la Miel, son de leucogranito, y las zonas llanas y vaguadas más erosionadas son de monzogranito (mira también el mapa de la Figura 15).

PARADA 5

Alrededores de Cabanillas de la Sierra

Acceso

La parada se realiza en una pequeña cantera que ha quedado abandonada junto a la autovía Madrid-Burgos. El acceso es algo complicado y el aparcamiento también: no nos queda más remedio que hacerlo en el mismo arcén, aunque contamos con que este ramal es poco transitado. Para acceder, volviendo de El Berrueco hacia Madrid tomamos la autovía A-1, pasamos de largo La Cabrera e inmediatamente tomamos el desvío a Cabanillas. Una vez fuera de la autovía, al llegar a Cabanillas haremos un giro de 180° para retornar hacia el norte como si fuéramos a volver a la autovía en dirección Burgos (¡pero sin entrar!). Nada más pasar por debajo de la autovía pararemos a la derecha, aparcando en el arcén sin ocupar la calzada y señalizando bien el vehículo.

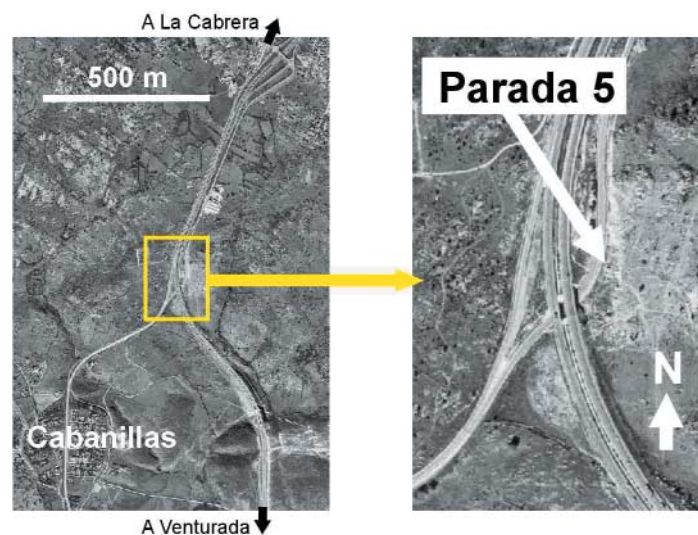


Figura 26: Esquema del acceso a la parada 5 del itinerario norte. El recuadro de la izquierda está ampliado en la imagen de la derecha.

Material y edad

Gneis del Ordovícico (450 millones de años).

Características

El gneis es una roca metamórfica de alto grado en la que los minerales originales de la roca de la que procede han sufrido tantos cambios que

PARADA 5

son prácticamente irreconocibles. Igual que ocurría en el caso de la pizarra, al estar sometidos a muy altas temperaturas y presiones en el interior de la corteza terrestre, los minerales originales sufren transformaciones y se adaptan a las nuevas condiciones. El gneis tiene casi los mismos minerales que el granito, pero se caracteriza por presentar bandas delgadas irregulares de diferente composición y a las que se llama foliación: unas con más cuarzo, otras con más feldespatos, otras con más micas. A veces también presenta cristales grandes de feldespato que se conocen como glándulas o porfiroblastos, y que dan lugar a los llamados gneises glandulares. En esta parada también se pueden ver buenos ejemplos de rocas de origen ígneo, como diques de pegmatita y vetas de cuarzo, que se introdujeron por las fracturas en el gneis.

Origen

El gneis se forma a grandes profundidades y a partir de otras rocas que sufren transformaciones (metamorfismo). La razón es simple: los minerales tratan de adaptarse a las nuevas condiciones de alta temperatura y alta presión que se originan con el enterramiento y otros factores (proximidad a bolsas de magma, presión tectónica, etc.). Digamos que los minerales 'ya no se encuentran cómodos' y entonces tienen que reordenarse, cambiar su posición, su forma o su estructura. Incluso se disuelven un poco y con los iones resultantes se forman otros minerales diferentes que ya 'sí que se encuentran cómodos'. El resultado es lo que vemos en la foto de la Figura 27: bandas de diferente color y composición (micas brillantes, feldespatos blanquecinos, cuarzo grisáceo). El cristal de feldespato del centro caracteriza la roca como un gneis glandular. Las manchas rojizas y anaranjadas se deben a la oxidación e hidratación de minerales de hierro como la pirita, la biotita o la magnetita, para dar lugar a otros como hematites, goethita o limonita. Las bandas están replegadas debido a la compresión y deformación originadas por la tectónica (o sea, debido a los movimientos de las placas tectónicas de la corteza terrestre) cuando la roca estaba en profundidad.



Figura 27: Gneis glandular del Ordovícico, una de las rocas más antiguas de la Comunidad de Madrid.

En esta parada también se pueden observar vetas que cortan la roca. Se trata de grietas o fracturas formadas cuando la roca estaba en profundidad, y que se fueron abriendo y rellenando con el mismo tipo de minerales que el gneis, pero con cristales mucho más grandes. Los geólogos llaman a estas rocas 'diques de pegmatita', y en ellas a veces se pueden encontrar minerales bastante raros.

Por el camino

En el trayecto de vuelta a Madrid, la carretera atraviesa un gran sinclinal con materiales que ya conocemos del recorrido que hicimos por la mañana: veremos primero los conglomerados de la parada 2 al aproximarnos a Venturada, después yesos blancos y arcillas rojas del Paleógeno un poco antes del desvío a Guadalix, luego calizas y dolomías del Cretácico pasado el desvío a Guadalix (en ambos lados hay antiguas canteras), y después gneises y esquistos en la subida. Cada una de estas rocas origina diferentes tipos de relieve, vegetación y paisaje.

A la altura del km 48,5, pasaremos por encima del llamado 'pliegue Zaleski' (sólo lo ven los que van por la calzada contraria hacia el norte). Se trata de un punto de interés geológico que se descubrió al hacer la

PARADA 5

antigua N-1 y que quedó protegido pero inutilizado al construir la autovía A-1 en los años 80. Es un pliegue tumbado que afecta a esquistos y cuarcitas feldespáticas, y por el que pasaron a observarlo varias generaciones de estudiantes hasta que se construyó la autovía. Actualmente, al encontrarse en la mediana entre las dos calzadas, ha quedado inaccesible para visitas. Este pliegue tiene interés porque aporta información sobre una de las principales fases tectónicas (o sea, fase de deformación de las rocas) y sobre la forma de los pliegues que afectaron a esta zona durante la Orogenia Varisca (mira el capítulo sobre la Geología de la Comunidad de Madrid). Se trata de un importante geotopo (lugar de interés geológico) que forma parte del patrimonio natural de la Comunidad de Madrid.

Itinerario geológico por el sureste

Descripción del recorrido

Salimos de Madrid por la Autovía del Este (A-3). Pasado Rivas-Vaciamadrid y el río Jarama, nos desviamos hacia Chinchón y Colmenar de Oreja (M-506 y M-311), después hacia Villacañeros (M-318 y M-324) y luego hacia Titulcia (M-320). De aquí vamos hacia Ciempozuelos (M-404) y después hacia Aranjuez (M-307), desviándonos antes de llegar a dicha localidad por la Autovía del Sur (A-4) para volver a Madrid. Longitud aproximada de todo el recorrido en vehículo: 120 km.

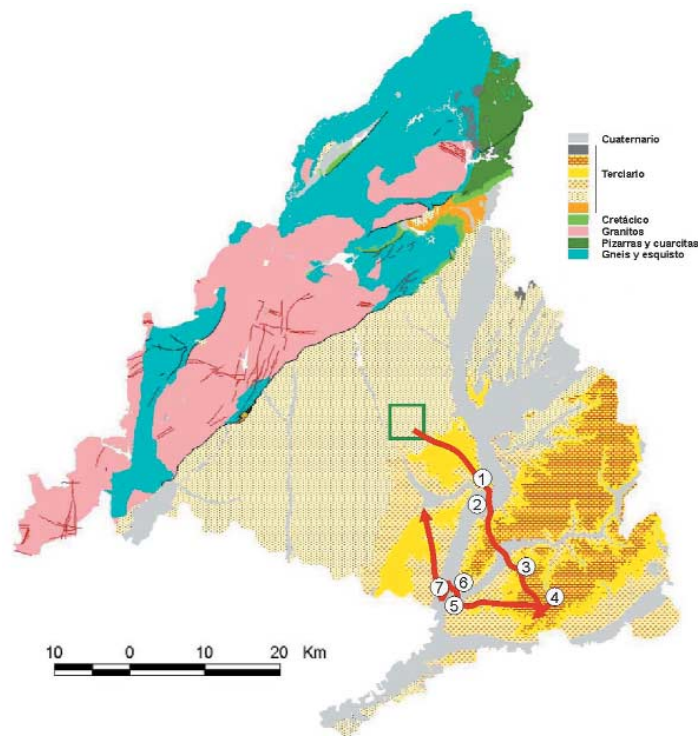


Figura 28: Recorrido del itinerario geológico por el sureste de Madrid, con indicación de las paradas.

El itinerario está diseñado para realizarse en un día completo (¡y bastante largo!), con un descanso para comer en torno a la Parada 4, por la zona de Chinchón, Colmenar de Oreja o Villacañeros. Los puntos de observación se han seleccionado cercanos a la carretera y accesibles a pie (andando

menos de 2 km en cada parada). Los lugares de parada cuentan con espacio para aparcar varios coches o un autobús, aunque a veces el espacio es bastante limitado y puede hacer falta maniobrar. Por favor, deja el vehículo aparcado fuera de la carretera principal y donde no obstruya el paso. Nunca dejes el vehículo en el arcén de la carretera. Debemos tener mucho cuidado si hay que cruzar la calzada, intentando permanecer el mínimo tiempo sobre el firme o el arcén.

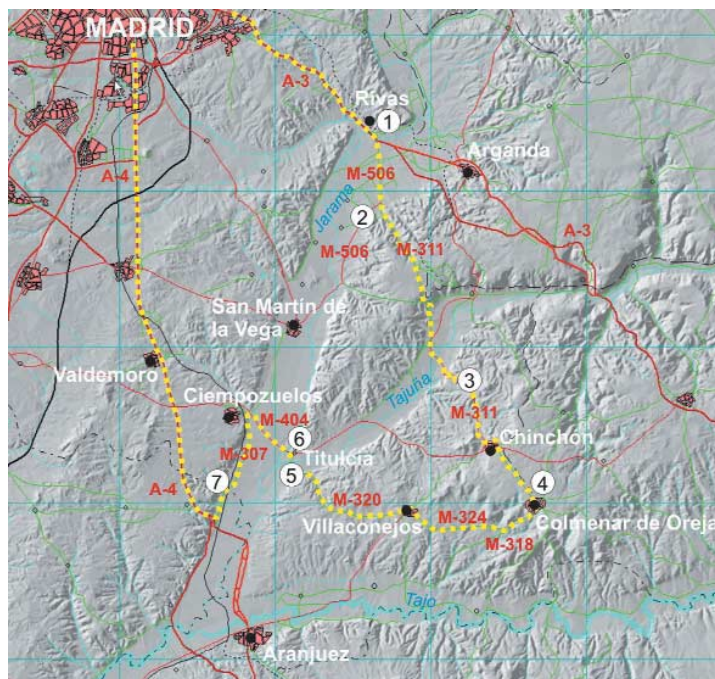


Figura 29: Modelo digital de la topografía del terreno para el itinerario geológico por el sureste.

Geología del itinerario

A continuación hay unas figuras esquemáticas para situar el recorrido y las paradas de las que consta el itinerario geológico, indicadas del 1 al 7. La idea es poder hacer tres paradas por la mañana y cuatro por la tarde. Si hacemos el recorrido en verano (días más largos) y/o le dedicamos poco tiempo a cada parada, puede que nos sobre tiempo. Si hacemos el recorrido en invierno (días más cortos) y/o le dedicamos mucho tiempo a cada parada, puede que no nos dé tiempo a hacerlas todas y haya que cancelar alguna.


A lo largo del recorrido se pueden observar sedimentos y rocas depositados durante los últimos 20 millones de años. Aunque pueda parecer mucho tiempo, estas rocas nos hablan sobre la historia geológica 'más reciente' de la Comunidad de Madrid. En el itinerario geológico por el norte de la Comunidad se pueden observar rocas mucho más antiguas, con más de 400 millones de años. Para poder situarnos en el tiempo geológico, a continuación hay un gráfico que indica la edad aproximada de las rocas que veremos en cada parada de este itinerario.

Periodo geológico			Edad (Ma)	Tipo de sedimentos o rocas	Parada
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	0,01	Gravas, arenas y limos fluviales	2 y 5
		Pleistoceno			
	Neógeno	Plioceno	1,8	Calizas, arcillas... <i>Cuenca exorreica</i>	4
		Mioceno	5,3	Arcillas, yesos, calizas, areniscas... <i>Cuenca endorreica</i>	1, 3, 6 y 7
			23		
	Paleógeno	Oligoceno Eoceno Paleoceno	65	Areniscas, conglomerados... <i>Ambiente continental</i>	
CRETÁCICO				Calizas <i>Ambiente marino</i>	

Figura 30: Esquema con los tipos de rocas y sedimentos que se pueden ver en cada parada, y su edad aproximada.

En este recorrido veremos diferentes tipos de rocas y sedimentos. Algunos de ellos han sido aprovechados por el hombre desde hace miles de años y hacen de la Comunidad de Madrid una de las principales productoras de materia prima mineral de Europa:

Depósitos fluviales: En las Paradas 2 y 5 veremos de qué están formadas las vegas y terrazas de los ríos Jarama y Tajuña. En los dos casos se trata de una acumulación de fragmentos de rocas, principalmente de tamaño grueso (cantos), pero también con granos de tamaño más fino (arena y limo). Cuando el material está suelto, los geólogos llaman grava al sedimento grueso, mientras que cuando está cementado llaman conglomerado a la roca sedimentaria resultante. Tanto en las gravas como en los conglomerados, debemos fijarnos en los cantos: su forma, tamaño, composición, orientación... nos pueden dar mucha información, ¡si sabemos interpretar el 'lenguaje' con el que nos 'hablan'!



Rocas sedimentarias carbonáticas: En las Paradas 1b y 4 veremos diferentes tipos de rocas calcáreas y carbonáticas formadas en antiguos lagos. En general, cuando están compuestas por calcita (carbonato de calcio) se llaman calizas, y si están compuestas por dolomita (carbonato de calcio y magnesio) se llaman dolomías. Estas rocas se utilizaron (y aún se utilizan) en la construcción como piedra de sillería y mampostería y para fabricar cemento. En la Parada 4 veremos un buen ejemplo de su aprovechamiento.

Rocas sedimentarias evaporíticas: En las Paradas 1a, 3, 6 y 7 veremos varios tipos de yeso y otros minerales formados por la evaporación del agua en antiguos lagos. Algunos de estos minerales se aprovechan de forma industrial en la zona, y han sido explotados desde hace miles de años.

Las formaciones geológicas

En estas figuras puedes ver los nombres que dan los geólogos a las rocas y sedimentos del Cenozoico de la Cuenca de Madrid que veremos en las paradas: Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior del Mioceno, y Unidades Pliocenas. Fíjate en cómo varían en la vertical (en el tiempo) y en la horizontal (de unos lugares a otros). Como ves, ¡la cosa no es sencilla!

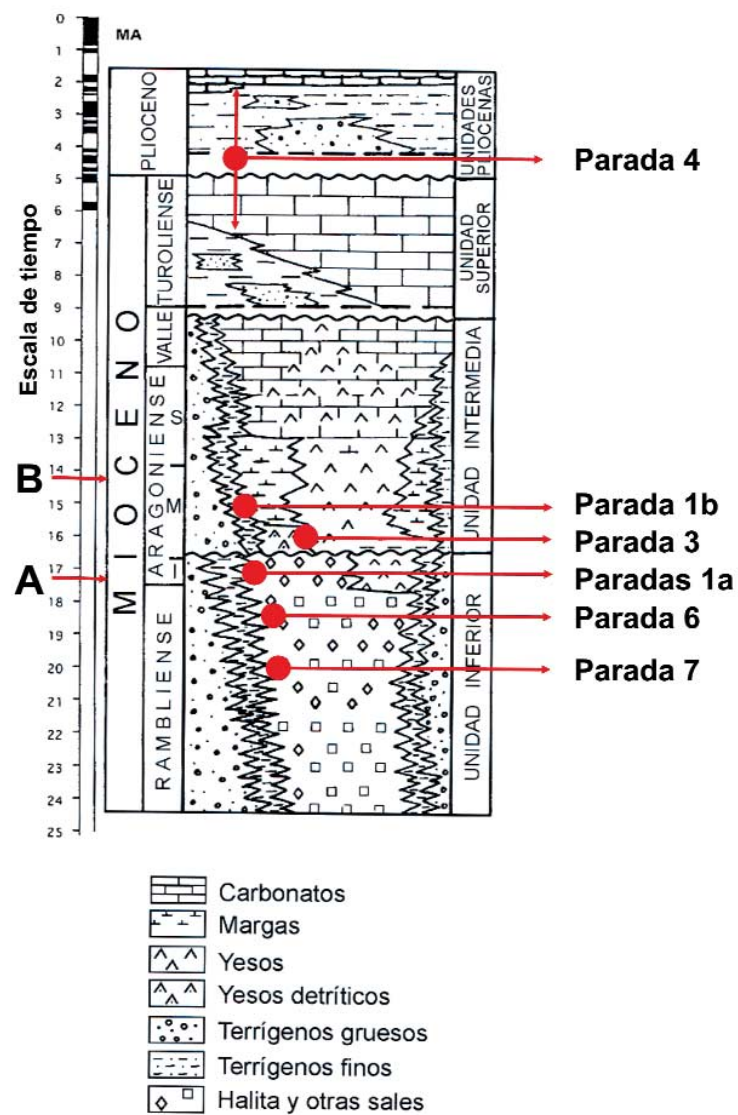


Figura 31: Esquema con las principales formaciones geológicas del Neógeno de la Cuenca de Madrid, y su edad aproximada, tomado de Rodríguez-Aranda et al. (1996; p. 31) en Segura et al. (1996). Se indica también lo que se ve en cada parada, y la situación en el tiempo de los mapas de la Figura 32.

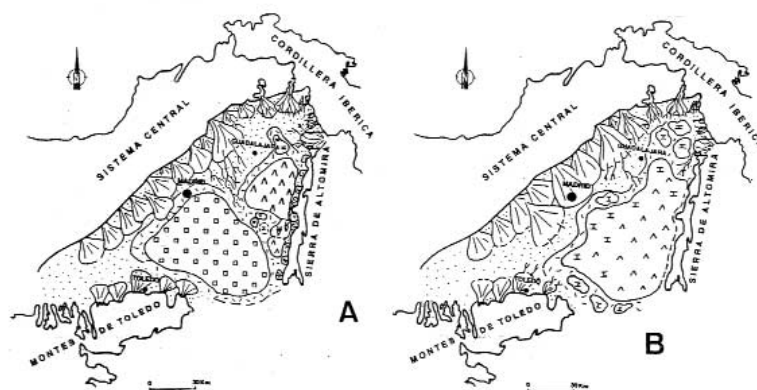


Figura 32: Esquemas del aspecto que pudo tener la Cuenca de Madrid hace unos 17 millones de años (A), durante la sedimentación de la Unidad Inferior, y hace unos 14 millones de años (B), durante la sedimentación de la Unidad Intermedia (tomado de Rodríguez-Aranda et al., 1996). La situación en el tiempo corresponde a las líneas A y B de la Figura 31.

PARADA 1

Parte superior de los cantiles de Rivas-Vaciamadrid

Acceso

Saliendo de Madrid por la A-3, tomamos el desvío a Rivas (pueblo) en el km 19. Pasamos bajo la autovía y subimos por la Avenida de Francia hasta cruzarnos con la Avenida de Levante (tercera rotonda), que tomamos a la derecha, siguiendo todo recto hasta un aparcamiento que hay al final junto al polideportivo. Dejamos el vehículo en el aparcamiento y desde ahí hacemos el recorrido indicado en la foto aérea.



Figura 33: Acceso a los puntos A y B de la parada 1.

Material y edad

Yeso y carbonatos lacustres del Mioceno inferior y medio (aprox. 15-18 millones de años).

Características

Esta parada sirve de introducción al itinerario geológico, pues permite observar una panorámica de las principales unidades geológicas y geomorfológicas de la zona sureste de la Comunidad de Madrid, y también de las numerosas modificaciones antrópicas asociadas. Además, podemos ver y tocar los principales tipos de rocas sedimentarias lacustres de la zona.

PARADA 1

Punto 1A: Mirador sobre la laguna de El Campillo

El paisaje que observamos desde este punto sintetiza lo que veremos a lo largo del itinerario. Hacia el norte está 'La Tarta', un pequeño relieve residual modificado por el ser humano con morfología de mesa que visitaremos un poco después (punto 1B). Hacia el suroeste, los cantiles de yeso característicos de esta zona del valle del Jarama. Por su flanco derecho llega el río Manzanares, que algo más adelante se une con el río Jarama al pie de los cantiles. Al noroeste, en la distancia, podemos ver la sierra de Guadarrama (parte del Sistema Central), de donde procede el río Manzanares. En cambio, el río Jarama viene desde el norte, y lo que vemos hacia el este y sur del mirador es precisamente la vega de este río. El cauce actual está marcado por una hilera de vegetación de ribera. En la llanura, a ambos lados del río, vemos las terrazas fluviales que ha ido formando, actualmente muy modificadas por la extracción de gravas y arenas. Un buen ejemplo de los resultados de estas extracciones lo tenemos cerca de nosotros, al pie del acantilado sobre el que se sitúa el mirador: la Laguna de El Campillo. Se trata de un pequeño humedal artificial, actualmente protegido por su avifauna, y junto al cual se puede visitar un Centro de Educación Ambiental.



Figura 34: Confluencia de los ríos Jarama y Manzanares junto a los cantiles de yeso. Vista hacia el suroeste desde el mirador (punto A de la Parada 1).

Hacia el sureste, por encima de la vega del Jarama y en la distancia, vemos que el horizonte se caracteriza por una superficie plana, sin relieves marcados: es lo que se conoce como la 'superficie del páramo'. Está hecha de caliza, una roca resistente a la erosión y que hace de escudo protector de los yesos y arcillas que hay por debajo (mira la Figura 36). Sobre esta superficie destacan algunas fábricas que utilizan esta caliza para hacer cemento.

Punto 1B: La Tarta

Llamamos así al cerrillo que culmina esta zona del Campillo de San Isidro, al nordeste del punto 1A. Nos acercaremos a él por el camino, saliéndonos de éste hacia la derecha para ver las rocas del morro meridional (en la Figura 35).



Figura 35: Aspecto del pequeño relieve conocido como "La Tarta", formado por capas estratificadas de dolomía, marga, caliza, arcilla, sílex o pedernal, y localmente yeso.

Origen

En el paisaje que vemos hay cuatro formaciones geológicas principales. Las tres primeras forman parte del relleno de la Cuenca de Madrid, una amplia cubeta sedimentaria o cuenca de sedimentación limitada al norte y oeste por el Sistema Central (Gredos, Guadarrama, Somosierra), al noreste por la Cordillera Ibérica, al este por la Sierra de Altomira y al sur por los Montes de Toledo (mira las Figuras 5 y 6). Más de la mitad de la Comunidad de Madrid se encuentra inmersa en esta vasta depresión tectónica que estuvo recibiendo sedimentos de los relieves circundantes durante millones de años. Las tres formaciones más antiguas (Unidades Inferior, Intermedia y Superior) están hechas de sedimentos

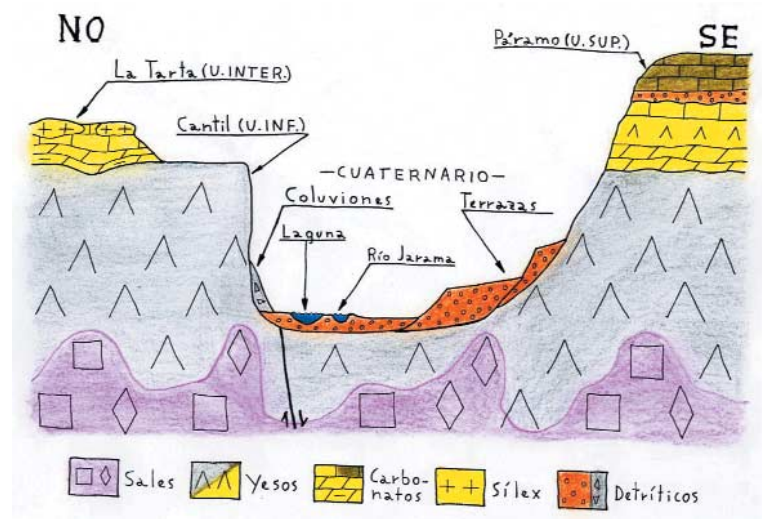


Figura 36: Esquema de la geología de la zona en un corte transversal al río Jarama.

PARADA 1

lacustres depositados durante el Mioceno, cuando esta cuenca estaba cerrada y sin salida al mar (cuenca endorreica). La cuarta y última formación es la más reciente y está formada por sedimentos fluviales depositados durante el 'Cuaternario'. Desde el Plioceno, el río Tajo drena la Cuenca de Madrid por el oeste de forma que el agua y los sedimentos de esta cuenca se van al Océano Atlántico (cuenca exorreica) igual que lo hacen actualmente, dando lugar a las morfologías que ahora vemos.

De más antigua a más moderna, estas cuatro formaciones geológicas son:

1. La roca gris sobre la que se sitúa el mirador, y que vemos por el suelo en el recorrido desde el aparcamiento, está hecha principalmente de yeso (sulfato cálcico dihidratado). Sobre esta roca se encajó el río Jarama, dando lugar a los acantilados que jalonan su vega. Junto con otros materiales como arcillas y evaporitas, forma parte de la 'Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca de Madrid'. Las perforaciones de sondeos y las minas que atraviesan esta unidad nos muestran que en la profundidad del subsuelo la unidad realmente se compone de halita (cloruro sódico, o sal común), glauberita (sulfato sódico cálcico), anhidrita (sulfato cálcico anhidro, o sea, sin agua en su estructura) y otras sales solubles. El yeso que vemos en la superficie de esta formación geológica generalmente procede de la transformación de dichas sales conforme la erosión las ha ido desenterrando.
2. La roca blanca que forma La Tarta está hecha principalmente de carbonatos (calcita y dolomita). Junto con otros materiales como arcilla, yeso y sílex o pedernal, forma parte de la 'Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid'.
3. La roca dura que forma la superficie del páramo al otro lado del río Jarama se compone principalmente de caliza y se incluye en la 'Unidad Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid'.
4. Los sedimentos que rellenan las vegas y forman las terrazas de los ríos Manzanares y Jarama constan de grava, arena, limo y arcilla, y se depositaron durante el 'Cuaternario'. También se suele considerar sedimentos recientes al coluvión, esa acumulación de todo tamaño de grano que se forma en las laderas y al pie de los escarpes.

La Tarta es un buen ejemplo de rocas sedimentarias estratificadas como si de una tarta o 'milhojas' se tratara, y permite comprobar lo que la intuición nos dice: que los estratos se suelen depositar unos encima de otros, con los más antiguos abajo y los más modernos encima. En la Tarta se observan los depósitos lacustres en su posición horizontal original o ligeramente plegados. Los niveles más duros y cementados aguantan mejor la erosión, y los más blandos y arcillosos se erosionan más fácilmente. El resultado son los entrantes y salientes que marcan la estratificación.



Figura 37: Bloque de caliza lacustre junto al mirador del punto 1A. Se encuentra fuera de su lugar de origen (traído por alguna máquina) y presenta evidencias de karstificación: oquedades formadas por disolución del carbonato, y espeleotemas de calcita que han precipitado rellenando esos huecos.

Llamamos mineral al yeso y a las sales (halita, glauberita, etc.) cuando se les considera como cristales individuales sueltos, pero cuando los cristales del mismo mineral (o diferentes) están unidos y cementados entre sí formando una masa, al conjunto se le llama roca. Los yesos y las sales de la Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca de Madrid se depositaron originalmente como cristales en el fondo de lagos hace más de 16 millones de años (mira las Figuras 31 y 32). Estos minerales se depositaron por precipitación química al aumentar la concentración de los iones en disolución (sulfato, cloruro, calcio, sodio, etc.) por la evaporación del agua del lago. Esto no significa que el lago se secase del

PARADA 1

todo, sino que una parte del agua del lago se evaporaba en cantidad suficiente para que se concentraran las sales y precipitasen. Una vez en el fondo del lago y durante su enterramiento, estos minerales sufrieron cambios (recristalización, disolución, reprecipitación, reemplazamiento, etc.) durante millones de años. También sufrieron modificaciones durante la erosión de lo que tenían por encima (exhumación) hasta dar lugar a la roca que vemos hoy. Un ejemplo cercano de estas transformaciones lo tenemos en la Unidad Inferior del Mioceno con los pseudomorfos de glauberita: cristales que tienen la forma rómbica de la glauberita, pero que realmente son de yeso. La palabra pseudomorfo significa forma falsa: un pseudomorfo se origina cuando un mineral es sustituido por otro diferente pero manteniendo la forma del primero. En la Tarta (Unidad Intermedia del Mioceno) también podemos encontrar pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso agrupados en forma de 'rosas del desierto' y que fueron sustituidos por calcita.

Por el camino

En el trayecto a la parada 2 abandonamos el relieve que forman los yesos de la Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca de Madrid y nos adentramos en la vega del Jarama, con sus numerosas terrazas fluviales, canales abandonados y cauces activos, graveras en explotación, lagunas de relleno de antiguas graveras, etc.

PARADA 2

Gravera en una terraza alta del río Jarama junto a la M-506

Acceso

Desde Rivas retomamos la A-3 en dirección a Arganda y Valencia y, enseguida, tomamos el desvío a la derecha en dirección a Chinchón y Morata de Tajuña. A los pocos kilómetros, en una rotonda, dejamos esta carretera y tomamos a la derecha en dirección a San Martín de la Vega. Nada más pasar el km 45 de esta carretera (M-506), bajamos por el primer camino que sale a la derecha. Aparcamos abajo, en la explanada del cruce de caminos, tratando de no obstruir el paso a ninguno de ellos, y vamos andando a la gravera que está al otro lado de la carretera (ver la foto aérea). ¡Atención! ¡Mucho cuidado al cruzar! No aparques dentro de la gravera, pues puedes obstruir el tráfico al intentar entrar, y luego al salir no tendrás visibilidad y puedes tener un accidente.



Figura 38: Esquema de acceso al punto de la Parada 2.

PARADA 2

Material y edad

Gravas (conglomerados), arenas (areniscas) y limos fluviales del 'Cuaternario' (terraza alta del río Jarama), depositados hace algo más de 120.000 años.

Características

La explotación de la gravera ha dejado algunas paredes en las que se pueden distinguir diferentes tipos de materiales según su tamaño de grano y grado de cementación. El material de tamaño más grueso está formado por cantos con arena y limo y, según el grado de cementación, se trata de gravas (cuando los cantos están sueltos) o conglomerados (cuando los cantos están unidos de forma natural). Los conglomerados originan resaltes y se rompen en grandes bloques. Los cantos son fundamentalmente de cuarcita, cuarzo y arenisca, de color gris oscuro, rojizo o marrón y tamaño mediano a grande (hasta más de un palmo), aunque también hay algún ejemplo raro de rocas magmáticas (granito, pórfido) y de caliza o dolomía, de color más claro y tamaño más pequeño. Por encima de las gravas hay material más fino (limo arenoso con algo de grava).



Figura 39: Depósitos de una terraza alta del río Jarama. Abajo: conglomerado de relleno de canal fluvial, con cantos cuarcíticos redondeados e imbricados. Arriba: limo arenoso de llanura de inundación.

Origen

Las gravas y conglomerados se depositaron dentro de los antiguos canales fluviales del río Jarama, cuando su cauce no se encontraba tan encajado como ahora, que está unos 20 m más abajo. Entonces, igual que ahora, el río se comportaba como una 'cinta transportadora', llevando los cantos hacia el mar desde los relieves que se iban erosionando. La composición de los cantos, por lo tanto, nos indica la composición del área fuente que se estaba erosionando. Los cantos están bastante redondeados para lo angulosas que suelen ser estas rocas en el área fuente y para lo resistente que es el cuarzo. Esto nos indica que el arrastre por la corriente del río debe de haberse producido durante bastante tiempo y/o distancia. Estos depósitos son sólo una pequeña parte de lo que se erosionaba en la cuenca de drenaje del río, ya que la mayor parte, sobre todo lo más fino, pasa de largo río abajo hacia el mar. En cambio, lo más grueso y pesado se deposita en cuanto la velocidad de la corriente disminuye, por ejemplo, después de una gran avenida. Los cantos más planos que están imbricados (inclinados unos sobre otros como si fueran tejas) nos indican que el sentido de flujo de la corriente era hacia el sur (hacia la derecha en la foto de la Figura 39), igual que ahora.

Se llama terraza a la forma del relieve y, por tanto, a la superficie que limita por arriba estos depósitos de gravas y conglomerados. Por extensión, también se llama terraza al depósito en sí. El nombre se debe a que esta superficie es más o menos plana y el encajamiento progresivo del río la ha dejado elevada a un lado del valle como si fuera la terraza de un mirador. En este caso se trata de una terraza alta porque se encuentra a una altura relativamente elevada sobre el cauce actual. Las gravas y conglomerados se depositaron originalmente hace más de cien mil años, en el Pleistoceno, y son más antiguos que los de las terrazas bajas próximas al cauce actual.

Por el camino

En el trayecto desde la vega del Jarama hacia Chinchón subimos hacia la superficie del páramo que vimos desde la parada 1A. En la subida y junto a la carretera veremos un corte geológico de las rocas y sedimentos del Mioceno: yesos y arcillas grises y verdes, areniscas anaranjadas, calizas blanquecinas con tintes rojizos... Como lo hacemos de abajo hacia arriba, estamos viendo formaciones geológicas cada vez más jóvenes, hasta que lleguemos a la planicie de arriba, que tiene unos 700 m de altitud. Desde el Jarama, que está a unos 550 m, subimos unos 150 m y pasamos

PARADA 2

por las tres unidades (Inferior, Intermedia y Superior) del Mioceno de Madrid. Al comienzo de la bajada hacia Morata de Tajuña (después de tomar el desvío a la izquierda hacia Morata y antes de tomar el desvío a la derecha hacia Chinchón), podemos parar a la derecha para ver el paisaje del valle del Tajuña y la superficie del páramo, diferenciando los tipos de vegetación y relieve asociados a cada formación geológica (ver la Figura 40).



Figura 40: Situación del mirador sobre la vega del Tajuña, en la zona de laderas de transición a la superficie del páramo.

PARADA 3

Entrada a la urbanización Chinchón 2000

Acceso

Volvemos hacia el norte por la M-506 hasta la rotonda, donde giramos a la derecha para retomar la M-311 en dirección a Chinchón. Más adelante, en el valle del Tajuña, hay que tener cuidado para no despistarnos en los cruces con la M-302 y la M-404, siguiendo siempre la señalización a Chinchón. Antes de llegar a este pueblo, pasado el km 15 de la M-311 (aproximadamente en el km 15,3), hacemos la raqueta a la derecha para poder entrar en el camino de la izquierda que da acceso a la urbanización Chinchón 2000 (ver la foto aérea de la Figura 41).



Figura 41: Esquema de acceso a los puntos de observación de la parada 3.

Material y edad

Yeso lacustre del Mioceno medio (aprox. 16 millones de años).

Características

En los primeros cientos de metros del camino (ver la foto aérea de la Figura 41), el corte del terreno permite ver depósitos de yeso de diferentes tipos. Debemos fijarnos en el tamaño de los cristales, su color, grado de cementación, ordenación en capas o vetas, etc. En A podemos ver capas de yeso horizontales, bien estratificadas y con diferentes texturas. En B, podemos ver también acumulaciones de yeso en grandes cristales (selenita).

PARADA 3



Figura 42: Yesos detríticos bien estratificados (punto A de la Parada 3 en la Figura 41).

Origen

Los sedimentos y rocas que vemos en esta parada son poco frecuentes. ¿Quién ha visto antes una arena natural hecha con granos de yeso? Se trata de los depósitos lacustres y de borde de lago de la parte inferior de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid, que ya conocimos en el punto B de la Parada 1, pero que aquí vemos en un 'cambio lateral'. ¿Qué significa esto? Pues que hace unos 16 millones de años, mientras en un sitio de la cuenca del lago se depositaba una cosa, en otro sitio se depositaba otra diferente. Parece lógico, ¿no? Te ayudará ver las Figuras 32B y 44. El resultado final es que las capas de sedimento van cambiando su composición lateralmente: aquí ya no vemos tanta caliza y dolomía como en la Parada 1B, sino que casi todo es yeso, pero con muy diferentes aspectos. Durante el enterramiento, desde que se formó bajo el agua de aquel gran lago, hasta que la erosión natural y el hombre lo han hecho aflorar, el yeso ha sufrido disolución, precipitación y transformaciones, pues se trata de un mineral bastante fácil de disolver.

En algunas capas podemos ver yeso detrítico, resultado de la erosión, transporte y sedimentación de otro yeso depositado con anterioridad en el lago o en su borde. En otras capas encontramos yeso químico, resultado de la precipitación química de las sustancias disueltas en el agua salada del lago, debido a su evaporación. Por último, en B podemos ver masas de grandes cristales de yeso especular cortando las capas descritas. El agua de lluvia que se infiltra disuelve las capas de yeso formando huecos que después se rellenan por precipitación química a partir de las aguas subterráneas. Se trata de un karst en yesos, con procesos y formas resultantes (cavidades, espeleotemas) equivalentes a los que se ven en el karst en carbonatos.

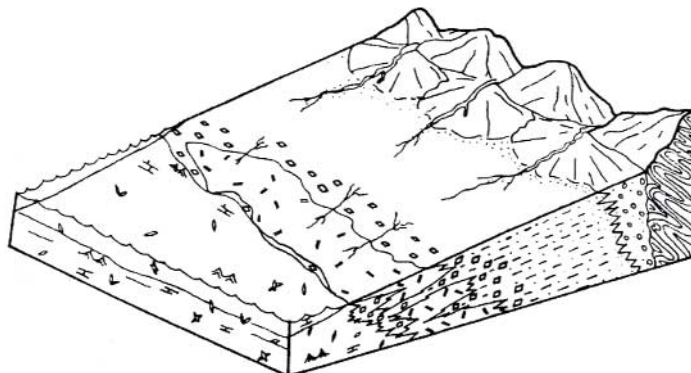


Figura 43: Esquema para la sedimentación de los yesos detríticos de la Parada 3 (tomada de Sanz Montero et al., 1994).

Los yesos que vemos en esta parada se depositaron al mismo tiempo que las rocas que vimos en la parada 1B en La Tarta: dolomías, calizas, margas, arcillas, yesos. En la Figura 44 puedes ver lo que los geólogos llaman un mapa paleogeográfico, es decir, un mapa que muestra la distribución aproximada de los diferentes ambientes de sedimentación que pudo tener la zona de Madrid en un momento determinado del pasado geológico. En este caso es para la época en que se depositó la parte inferior de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid, aproximadamente hace unos 16 millones de años (mira también la Figura 32B).

PARADA 3



Figura 44: Esquema de la Cuenca de Madrid durante la sedimentación de la base de la Unidad Intermedia del Mioceno (hace unos 16 millones de años), según Rodríguez-Aranda (1995). Los números indican las paradas en las que se observan estos materiales.

Por el camino

Al acercarnos a Chinchón, una vez más estamos subiendo a la superficie del páramo, sobre la que 'llaneamos' desde ahí hasta Colmenar de Oreja. Como ya hemos explicado antes, la superficie del páramo representa la altura hasta la que llegó la sedimentación lacustre y fluvial durante el Neógeno (Mioceno y Plioceno) en la Cuenca de Madrid antes de que se iniciara su erosión por los ríos actuales. A partir del Plioceno, en que la cuenca pasó de endorreica a exorreica, el drenaje fluvial ha sido hacia el Atlántico, excavando sobre esta superficie del páramo y todo lo que hay debajo.

PARADA 4

Canteras de roca caliza de Colmenar de Oreja

Acceso

Entrando en Colmenar de Oreja, tomamos el desvío hacia Valdelaguna por la M-315. Justo antes del km 16, tomamos el camino que sale a la izquierda. Pasada una caseta blanca que queda a la izquierda, en la siguiente bifurcación tomamos el camino también de la izquierda (ver la foto aérea). Debemos tener cuidado de no acceder a las partes de las canteras que están actualmente en explotación.

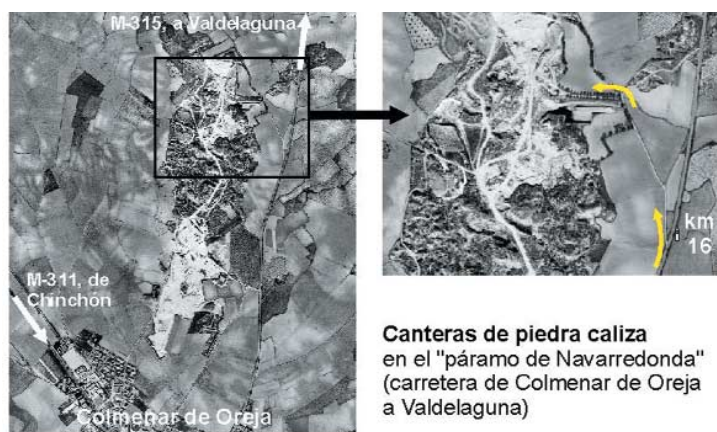


Figura 45: Esquema de acceso al punto de observación de la Parada 4. El recuadro de la izquierda está ampliado en la imagen de la derecha.

Material y edad

Caliza lacustre del Mioceno superior (hace 10-5 millones de años), arcillas y limos del Plioceno (hace 4-2 millones de años).

Características

En la cantera, tanto en las paredes como en los bloques sueltos, podemos ver una roca caliza de color claro, con estratificación horizontal o ligeramente plegada y con fracturación irregular por diaclasas y escasas fallas de pequeño salto. En algunos puntos del frente de la cantera, se observan las bocas de las cavidades que se hacían hace siglos para su explotación tradicional en galerías subterráneas. La parte superior de las capas de calizas tiene un relieve irregular que las separa de unas arcillas rojas que también se han explotado en la zona para hacer tinajas. En la salida hacia el sur de Colmenar veremos algunos de los hornos en que se hacían.

Las calizas presentan algunos fósiles, principalmente de gasterópodos (caraco-

PARADA 4

les) y muestran frecuentes huecos de disolución (karstificación) a favor de tubos de raíces, que pueden estar rellenos por calcita (espeleotemas).

Origen

En las canteras de Colmenar de Oreja existen varios tipos de caliza, generalmente en colores grises y cremas pálidos. Este color las diferencia de las calizas cretácicas procedentes de la franja adyacente al Sistema Central (El Molar, Venturada, Torrelaguna), que suelen tener colores más cálidos (anaranjado, amarillento) e intensos. Su origen y edad es totalmente diferente: las de Colmenar y en general todo el sureste de Madrid son de origen lacustre y edad neógena, mientras que las de la franja adosada al borde del Sistema Central son de origen marino y edad cretácica.

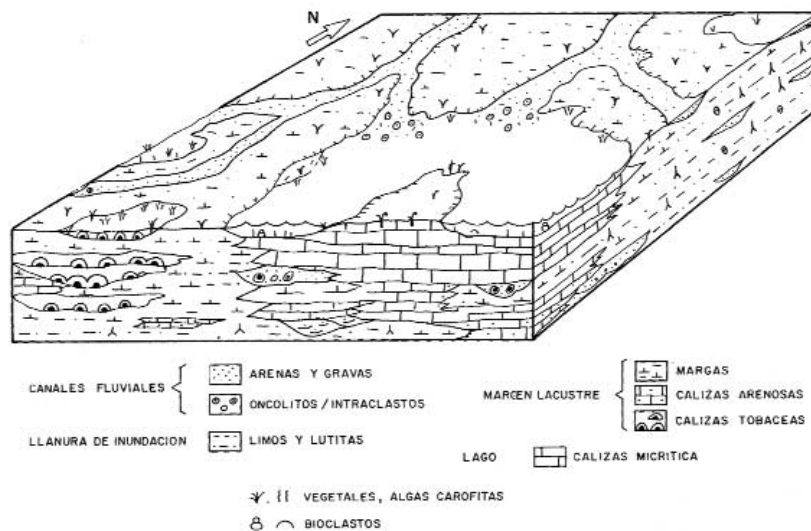


Figura 46: Esquema de sedimentación de la Unidad Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid, según Sanz-Montero (1996).

La caliza de Colmenar de Oreja, también conocida como 'piedra de Colmenar', se formó en un mosaico de lagos y lagunas de agua dulce, parecido a las actuales Tablas de Daimiel. Estas rocas se originaron por acumulación de restos calcáreos de algas caráceas, moluscos gasterópodos y ostrácodos, así como por carbonato cálcico procedente de la actividad de cianobacterias. Todos estos organismos son frecuentes en los lagos desde hace millones de años. La piedra caliza de Colmenar se ha utilizado en la construcción de algunos de los monumentos emblemáticos de la

Comunidad de Madrid, tales como los palacios reales de Aranjuez y de Madrid, las Puertas de Alcalá y de Toledo de la ciudad de Madrid, el conjunto monumental de Nuevo Baztán, etc.

Durante el Plioceno, los lagos y lagunas se secaron y las calizas quedaron expuestas a la acción de la atmósfera, disolviéndose gradualmente (proceso de karstificación) y dando lugar a una superficie de disolución (paleorrelieve) y a pequeñas cuevas y cavidades. Posteriormente, sobre esta superficie se depositaron arcillas y limos fluviales con desarrollo de suelos edáficos, fosilizándola para dar lugar a un paleokarst (karst antiguo que ya no está activo). En la cantera y el trayecto de acceso veremos evidencias de los procesos de karstificación: huecos de disolución, espeleotemas, arcillas de descalcificación, etc.

Además de la explotación tradicional de roca caliza para la construcción y ornamentación de edificios, también se aprovecha para obtener la cal por calentamiento. De ahí viene el término de roca calcárea: una roca de la que se obtiene cal. Entre sus múltiples usos, la cal se utiliza para enriquecer abonos, para fabricar cemento, como medicina para fortalecer los huesos, como fundente para la fabricación de vidrio, para blanquear, etc.



Figura 47: La explotación de 'piedra de Colmenar' en las canteras a cielo abierto ha dejado al descubierto las galerías que se abrieron hace siglos para la explotación que se hizo de las capas más aptas para la construcción de monumentos.

PARADA 4

Por el camino

Regresamos a Colmenar y tomamos el desvío a Villaconejos y de allí a Titulcia. Por el camino podemos ver los relieves suaves y alomados que se forman en los depósitos lacustres (arcillas, yesos, etc.) del Mioceno, y su contraste con las calizas que dejamos a la salida de Colmenar. Unos suelos son más aptos para cereales y otros para olivares, según la composición del sustrato. Entre Villaconejos y Titulcia, a la altura del km 5, dejamos a la izquierda una gran explotación de sales de sodio y una pequeña laguna hipersalina (ver la Figura 48). Aunque el camino no está asfaltado, si tenemos tiempo merece la pena acercarse a ver ambas, ya sea andando o con un vehículo todoterreno u otro que haga las veces. La explotación minera tiene interés, por un lado, como buen ejemplo de lo escandaloso del impacto visual que origina la acción humana en el paisaje, pero también como buen ejemplo de la riqueza de los recursos naturales de estas tierras aparentemente yermas y de escaso rendimiento agrícola. Precisamente, España es el único país europeo productor de minerales de sulfato sódico. En esta explotación a cielo abierto se extraen sales minerales (thenardita y glauberita) para obtener sulfato sódico anhidro de gran pureza, con una producción de miles de toneladas anuales. Tienes más datos en la explicación de la Parada 7. En cuanto a la Laguna Seca o Laguna de Las Esteras, es uno de los pocos salares naturales de la Comunidad de Madrid (humedal catalogado y protegido por la Ley 7/1990), con abundante flora halófila y precipitación natural de sales.



Figura 48: Esquema de acceso a la Laguna Seca o Laguna de Las Esteras, en el km 5 de la M-320 y pasando junto a la explotación de sales sódicas.

PARADA 5

Gravera en una terraza del río Tajuña cerca de Titulcia

Acceso

Según bajamos desde Villacañeros hacia Titulcia por la M-320, pasado el km 2 y antes de llegar al km 1 de esta carretera, tomaremos un desvío a la izquierda (aproximadamente en el km 1,3), accediendo por el camino a la gravera según se indica en la foto aérea. Si vamos en autobús, habrá que introducirlo marcha atrás en el camino que sale un poco antes a la derecha.



Figura 49: Esquema de acceso al punto de observación de la parada 5. El recuadro de la izquierda está ampliado en la imagen de la derecha.

Material y edad

Gravas, arenas y limos fluviales del 'Cuaternario' (terrazza del río Tajuña).

Características

Igual que en la Parada 2, la explotación de grava ha dejado una pared en la que se pueden distinguir dos formaciones geológicas con diferente tamaño de grano. Las gravas tienen arena y limo entre los cantos, y en ellas se pueden distinguir capas de diferentes características (color, tamaño, porosidad, etc.). A diferencia de lo que vimos en la Parada 2, aquí los cantos son fundamentalmente de carbonato (caliza y dolomía), de color claro y tamaño pequeño (en general menos de 10 cm), aunque también hay algunos de cuarcita o arenisca, que destacan por su color marrón o rojizo y su tamaño más grande. Por encima de las gravas, y también lateralmente, el material más fino (limo arenoso con algo de grava) está afectado por procesos edáficos, es decir, procesos de formación de suelos: alteración del sustrato, acumulación de materia orgánica oscura en la

PARADA 5

parte superior y de calcita clara en la parte inferior, diferentes estados de oxidación del hierro, etc.

En la pared del fondo de la gravera podemos ver un nivel gris verdoso que no está del todo horizontal y plano, sino algo alabeado. También podemos ver cómo el límite entre las gravas y los limos tampoco es del todo horizontal y plano, sino que hace algunos quiebros a modo de escalones más bajos a la derecha y más altos a la izquierda.

Origen

Las gravas de las terrazas fluviales nos dan información sobre las rocas que se erosionaron río arriba (según la composición de los cantos), sobre la fuerza del agua del río (según el tamaño de los cantos), e incluso sobre la dirección del flujo (según el sentido en que estén imbricados los cantos). En esta parada comprobamos que el área fuente (cuenca de drenaje) del río Tajuña es muy diferente a la del Jarama (Parada 2), tal y como nos lo indica la composición de los cantos, que aquí proceden en su mayor parte de los terrenos calizos de Guadalajara y del este de Madrid, por donde transcurre el Tajuña. El transporte ha sido durante un tiempo menor y/o una distancia menor, pues a pesar de que la caliza es menos resistente que la cuarcita, aquí los cantos son menos redondeados (más angulosos) que en la terraza del río Jarama. La distancia que hay desde donde estamos hasta el río Tajuña, tanto en la horizontal como en la vertical (altura sobre el cauce actual), nos indica que el sistema fluvial ha permanecido activo, divagando por la llanura fluvial y encajándose en sus propios depósitos para dar lugar a estas terrazas (¡así es como se forman!).

El paso hacia arriba (transición vertical) del conglomerado al limo significa que el canal fluvial en el que se depositaba la grava dejó de estar activo (fue abandonado por el río, que es el que trae la grava) y ya sólo llegaban los aportes de inundaciones (limos y arenas) por el desbordamiento del río. Por eso a la zona del valle o sistema fluvial donde encontramos estos depósitos limoarenosos se le llama llanura de inundación. En dicha zona se suelen desarrollar vegetación y procesos edáficos (los que forman los suelos), que en el corte del terreno podemos ver como alteraciones y cambios de color en el sedimento.



Figura 50: Depósitos de una terraza del río Tajuña. Capas de gravas y conglomerado de relleno de un canal fluvial, con predominio de cantos de carbonato (caliza, dolomía) poco redondeados.

La banda de color gris verdoso que se ve en la capa de limos en el frente meridional (el del fondo) de la gravera representa la formación de una laguna o encharcamiento en la antigua llanura de inundación del río. El color indica el estado de oxidación-reducción del hierro: colores calientes (rojizo, anaranjado, ocre, amarillento) cuando está oxidado (Fe^{3+}) y colores fríos (grisáceo, verdoso) cuando está reducido (Fe^{2+}). Los escalones que afectan a la capa de gravas y a la de limos (hay que fijarse bien y recorrer el frente de la gravera lateralmente) son pequeñas fallas con salto de menos de un metro (ver la Figura 51). Nos demuestran que el borde sureste del valle del río Tajuña ha estado afectado por fracturas y hundimientos (fallas normales) durante miles de años, y que también entonces se formaban lagunas junto a este borde, tal como se observa actualmente en la cercana laguna de San Juan y otras más que hay río arriba junto al Tajuña. En la Figura 51, la línea naranja discontinua marca el límite entre la capa de gravas de relleno de canal (G) y la capa de limos de llanura de inundación (L). La línea roja representa el plano de la falla y las flechas indican el bloque que bajó.

PARADA 5



Figura 51: Fallas normales que afectaron a los depósitos fluviales antiguos del río Tajuña originando una zona más hundida en la que se formó una zona encharcada o laguna. Mira la explicación en el texto.

Por el camino

En el acceso a la siguiente parada atravesamos la llanura de inundación actual del río Tajuña y a continuación entramos en el pueblo, abandonando la vega baja sobre depósitos del 'Cuaternario' para iniciar la subida a la Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca de Madrid. El cerro sobre el que se encuentra Titulcia tiene una posición estratégica debido a su ubicación en altura junto a la confluencia de dos importantes rutas fluviales (Jarama y Tajuña) y cerca de una de las principales vías romanas (tramo Alcalá-Toledo, que es parte de la ruta principal entre Zaragoza y Mérida). Como siempre, los aspectos geológicos no sólo han condicionado y condicionan la vegetación y el paisaje, sino también las actividades humanas. En la siguiente parada podremos ver un ejemplo del impacto de la actividad humana en la dinámica fluvial, en la vegetación y en el paisaje.

PARADA 6

Mirador sobre el Jarama en los cantiles de yeso de Titulcia

Acceso

Retomamos la M-320 en dirección a Titulcia y en la primera rotonda seguimos recto para entrar en el pueblo. El mirador se encuentra al otro lado del pueblo (ver foto aérea) y posiblemente tengamos que preguntar cómo llegar a él, pues no está señalizado y el recorrido por las calles es algo complejo. Aparcaremos donde terminan las casas, andando hacia el norte hasta el mirador según se indica en la foto aérea.

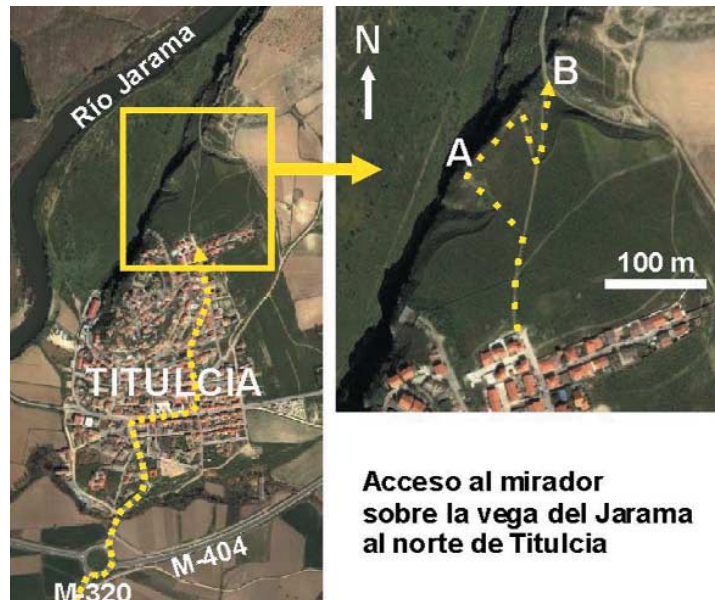


Figura 52: Esquema de acceso al punto de observación de la Parada 6.

Material y edad

Yesos del Mioceno (hace unos 20-18 millones de años) y depósitos fluviales del río Jarama ('Cuaternario').

Características

De forma parecida a lo que vimos desde el mirador de la Parada 1A, aquí observamos el modelado del río Jarama sobre los yesos de la 'Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca de Madrid'. El resultado de la erosión también son cantiles escarpados, aunque, en este caso, se sitúan en la margen izquierda del río Jarama (que es en la que nos encontramos). En

PARADA 6

las laderas de enfrente (margen derecha) las pendientes son menos pronunciadas. Hay varias posibilidades para explicar esta diferente morfología, que incluyen la composición del material (más o menos sales y arcillas), su fracturación por fallas, diferente subsidencia (o sea, hundimiento) o levantamiento, etc.

Si nos fijamos en la vega del río Jarama, veremos que algunas terrazas fluviales están siendo explotadas para extraer gravas. Cuando la explotación se ha realizado por debajo del nivel freático (la superficie del nivel de agua subterránea dentro de los sedimentos del subsuelo), el agua sale al exterior y se forman lagunas artificiales. En algunas partes, las graveras han sido 'restauradas', lo cual significa que, al acabar la explotación, se ha intentado dejar la superficie con un aspecto más o menos parecido al natural (aplanando los relieves, añadiendo vegetación, etc.). Estrictamente, estas actuaciones no se pueden considerar una restauración, ya que es imposible devolver el aspecto original. Además, junto al río se ha levantado un dique de gravas y arenas con la intención de retener las aguas en épocas de crecida e impedir que se inunde la vega. Sin embargo, es frecuente que estos diques no aguanten las crecidas más grandes, con periodos de retorno de centenas de años (y que nunca se sabe cuándo van a llegar...). Si se rompe un dique de este tipo, el resultado suele ser todavía más dañino que si no hubiera estado porque, al no contar con esa posibilidad, es frecuente que se construyan infraestructuras y edificios que luego quedan inundados. ¡No es casualidad que los geólogos llamen llanura de inundación a la vega baja de los ríos!

Las fotos aéreas como las de la imagen permiten hacer un seguimiento de la evolución de la zona, no sólo de la urbanización progresiva (casas, puentes, carreteras), sino también de los usos del suelo (cultivos, graveras, etc.) y de las modificaciones que se han hecho al curso del río. Al final de esta guía incluimos algunas páginas web en las que puedes ver imágenes aéreas y de satélite.

Bajando desde el mirador (A en la Figura 52) hacia el noreste (B en la Figura 52) podemos observar los yesos de la pared del cantil, bien estratificados. Estos yesos son de tipo secundario (proceden de la transformación de otras sales) y presentan pseudomorfos de sales solubles tales como rombos que originalmente fueron de glauquerita, y nódulos que originalmente fueron de anhidrita. También vemos un



Figura 53: El río Jarama y su vega han sufrido numerosas modificaciones por la acción humana, sobre todo durante las últimas décadas. Aquí vemos los cambios en el entorno de Titulcia desde 1956 hasta 2004.

corte de los depósitos de ladera o coluvión. Se trata de los materiales que se van alterando y erosionando del sustrato desde arriba del cerro y que, a lo largo de miles de años, van desprendiéndose y deslizándose de forma lenta y progresiva ladera abajo por la fuerza de la gravedad hasta llegar al cauce del río, donde serán arrastrados hacia el mar.

Por el camino

Entre Titulcia y Ciempozuelos atravesamos toda la vega del río Jarama que acabamos de ver desde el mirador: la vegetación de ribera junto al cauce actual activo, las graveras que explotan los rellenos de los anti-

PARADA 6

guos cauces, etc. Desde Ciempozuelos hasta la parada siguiente seguimos la margen derecha de la llanura fluvial del río Jarama en su límite con los sedimentos y rocas del Mioceno, y podemos ver la diferencia de relieve y paisaje según los diferentes materiales del sustrato y la forma en que son erosionados.

PARADA 7

Salinas de Espartinas

Acceso

Atravesamos de nuevo el pueblo de Titulcia hasta llegar a la rotonda, donde giramos a la derecha por la M-404 hacia Ciempozuelos. Pasamos sobre el río Jarama y su vega y, en la rotonda de entrada a Ciempozuelos, tomamos a la izquierda por la M-307 en dirección a Aranjuez. Al llegar al km 13, justo antes de cruzar la vía del tren, nos desviamos por la vía de servicio a la derecha. A partir de aquí caminamos hasta las salinas (ver foto aérea). Para volver a Madrid, retomamos la M-307 hacia Aranjuez hasta encontrar el desvío a la A-4, que nos devolverá a la capital.



Figura 54: Esquema de acceso al punto de observación de la Parada 7.

Material y edad

Yesos y sales del Mioceno (hace unos 20-18 millones de años)

Características

En las laderas de los cerros formados por yesos de la Unidad Inferior del Mioceno (ver parada 1A y figuras 31 y 32), junto a la vega del Jarama, se encuentran numerosas bocas de galerías de explotación minera subterránea. De algunas de ellas vemos salir regueros de agua salada donde precipitan costras blancas de sales (halita y thenardita). Todavía quedan los restos de varias balsas de evaporación (salinas).

Origen

La sal ha sido un recurso muy apreciado desde la antigüedad. Las Salinas de Espartinas se explotaron desde la Edad del Bronce, a lo

PARADA 7

largo de miles de años y hasta el siglo pasado. Las galerías excavadas en las laderas del cerro drenan el agua de lluvia infiltrada y que ha disuelto parte de la roca, saliendo al exterior cargada en sales. El agua salada se hacía evaporar en balsas de poca profundidad para obtener el preciado recurso. Se trata, en esencia, de recrear el proceso de formación en un lago salino de la roca original, pero mediante su destrucción previa por disolución. Es más fácil y barato sacar la sal disolviéndola y luego precipitándola en balsas de evaporación, que extrayéndola directamente de la roca por minería subterránea tradicional.



Figura 55: Antigua balsa de evaporación de agua salada en las Salinas de Espartinas.

Las Salinas de Espartinas están catalogadas como Espacio Natural Madrileño por su valor geológico (mineralogía, geomorfología, paleontología) y arqueológico (yacimiento de la Edad de Bronce y de Hierro). De hecho, a escala mundial, constituyen la localidad tipo de la thenardita, pues de estas salinas procede el mineral que fue utilizado para su descripción y denominación original. El nombre de este mineral no hace referencia a la localidad, sino que se puso en honor a Louis Jacques Thénard (1777-1857), profesor de química de la universidad de París.

La thenardita y la glauberita son materia prima fundamental para la obtención del sulfato sódico, muy utilizado en la industria (detergentes, textiles, pasta de papel, vidrio y cerámica, etc.). Según los datos del año 2001, en la Comunidad de Madrid se produjeron más de 800.000 toneladas de sulfato sódico anhidro por un valor de unos 2.000 millones de pesetas de las de entonces (más de 10 millones de euros). La explotación de los recursos geológicos de la zona siempre ha sido una fuente de riqueza, aunque últimamente existe otra fuente de riqueza que empieza a sobrepasarla en beneficios e impacto al paisaje... ¡La construcción de urbanizaciones y la especulación inmobiliaria!

Itinerario geológico por el suroeste

Descripción del recorrido

Salimos de Madrid por la Autovía de Extremadura (A-5) hasta Navalcarnero, donde nos desviamos por la M-600 para enseguida tomar la M-507 hacia Aldea del Fresno. Después de un pequeño desvío hacia Las Picadas, retomamos la M-507 pasando Villa del Prado. Al llegar a la N-403, nos dirigimos por ella hacia el norte en dirección a San Martín de Valdeiglesias, y después por la M-541 a la izquierda hacia Cadalso de los Vidrios y Cenicientos. En éste último pueblo, tomamos la M-544 (CM-544, TO-9400) hasta Escalona, donde termina el itinerario. Desde aquí continuamos por la N-403 a la derecha (hacia el sur) para volver a Madrid por Maqueda, tomando la A-5 a la altura del km 73. La longitud aproximada de todo el recorrido en vehículo es de algo más de 200 km.

El itinerario está diseñado para realizarse en un día desde Madrid. Los puntos de observación se han seleccionado cercanos a la carretera y accesibles a pie (andando menos de 1 km en cada parada). Las paradas 1, 2 y 5 cuentan con suficiente espacio para aparcar varios coches o un autobús. Sin embargo, en las paradas 3, 4 y 7 el espacio es más limitado y hará falta maniobrar. Por favor, es importante dejar siempre el vehículo aparcado fuera de la carretera y donde no obstruya el paso, nunca en el mismo arcén y mucho menos en la calzada. La parada 6 constituye una excepción, pues la única alternativa que tenemos es parar en el ensanchamiento del arcén. En casos como éste, y hasta que desde algún organismo de la Administración tomen la decisión de facilitar el acceso y aparcamiento, es imprescindible que señalicemos debidamente el vehículo con triángulos y que una persona con chaleco reflectante reglamentario permanezca en el arcén para avisar a otros vehículos. También recomendamos que durante las maniobras de acceso y aparcamiento en las paradas 3, 4 y 7 haya una persona con chaleco para facilitar la labor y evitar cualquier riesgo. Además, debemos tener mucho cuidado en las paradas 2 y 7, en las que hay que cruzar la calzada para poder ver los afloramientos, intentando siempre permanecer el mínimo tiempo sobre el firme o el arcén, y salirse directamente a la cuneta cuanto antes.

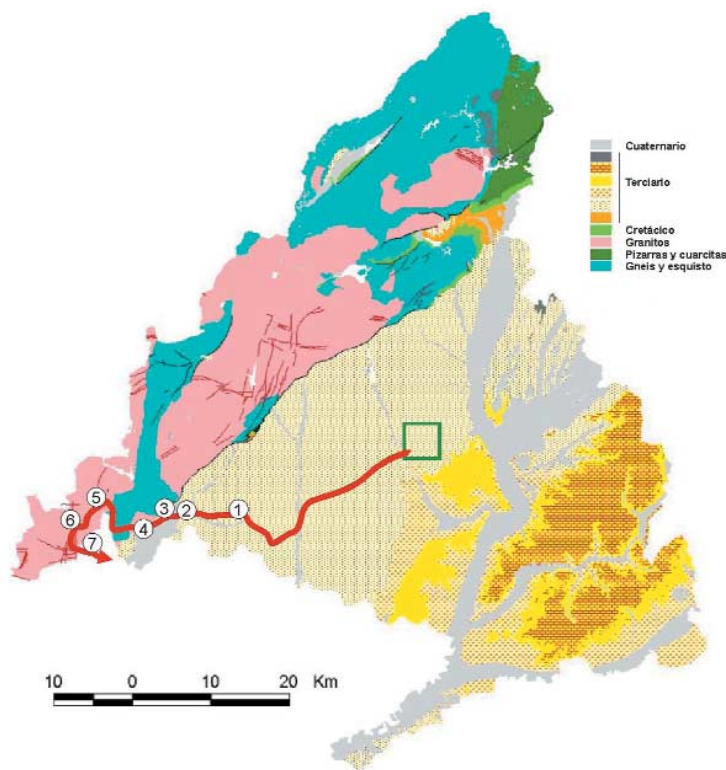


Figura 56: Esquema del recorrido del itinerario geológico por el suroeste de la Comunidad de Madrid.

Geología del itinerario

En la Figura 56 puedes situar el recorrido y las paradas de las que consta el itinerario geológico por el suroeste de la Comunidad de Madrid, indicadas con números del 1 al 7 según el orden en el que deben realizarse. Lo mejor sería poder hacer tres o cuatro paradas por la mañana y tres o cuatro por la tarde, comiendo en Villa del Prado, en los pinares de Cadalso o en el mismo Cadalso de los Vidrios. Si hacemos el recorrido en verano (días más largos) y le dedicamos poco tiempo a cada parada, puede que nos sobre tiempo. Si hacemos el recorrido en invierno (días más cortos) y/o le dedicamos mucho tiempo a cada parada, puede que no nos dé tiempo a hacerlas todas y haya que suspender la última.


Periodo geológico			Edad (Ma)	Tipo de sedimentos o rocas	Parada
CENOZOICO	Cuaternario			Gravas, arenas y limos fluviales	2 y 3
			1,8	Cuenca exorreica Cuenca endorreica	
	Neógeno	Plioceno		Arcillas, arenas y conglomerados de abanicos aluviales	1 y 4
		Mioceno	5,3		
			23 250		
PALEOZOICO	Pérmico			Granitos, aplitas y pegmatitas	4, 5, 6 y 7
	Carbonífero		360		
	Devónico			Gneises	(entre 4 y 5)
	Silúrico		435		
	Ordovícico Cámbrico				

Figura 57: Esquema con los tipos de rocas y sedimentos que se pueden ver en cada parada, y su edad aproximada.

En este itinerario las primeras tres paradas son para observar sedimentos depositados durante el Cenozoico, hace pocos millones de años, y las otras cuatro son para ver rocas más antiguas formadas durante la Orogenia Varisca o Hercínica en el Paleozoico, hace muchos millones de años (mira la escala geológica que hay al final de esta guía). En este recorrido veremos buenos ejemplos de las principales rocas y sedimentos del suroeste de la Comunidad de Madrid, así como las formas del relieve que resultan de su erosión y/o del depósito de sedimentos recientes:

Sedimentos: En las paradas 1, 2 y 3 veremos sedimentos sin consolidar y de diferente tamaño de grano (arcilla, limo, arena y grava). Aunque algunos de ellos se depositaron hace más de 10 millones de años, no se han llegado a consolidar para convertirse en roca y podemos desmenuzarlos con la mano. Los sedimentos del Mioceno forman el sustrato de una amplia franja de terreno próxima a la Sierra y orientada de suroeste a noreste. Mira la Figura 56 y verás que esta franja incluye también la mitad noroeste de la ciudad de Madrid. Otros sedimentos que veremos son los del río Alberche, que son más recientes (del 'Cuaternario') y están relacionados con cambios en la dinámica fluvial.

Rocas metamórficas: Entre las paradas 4 y 5 atravesaremos una zona con esquistos y gneis (rocas metamórficas de medio y alto grado). No hemos planificado ninguna parada 'oficial' para ver estas rocas debido a las dificultades de estacionamiento y porque alargaría la duración total del recorrido. Si decides parar, recuerda que te quedará



menos tiempo para ver el resto y que deberás tener mucho cuidado con el tráfico. Otra alternativa es hacer el itinerario en dos días, con más calma. Cuando veas estas rocas metamórficas conviene que te fijas en el tamaño de las micas, visibles a simple vista en los gneises y que son algo más pequeñas en los esquistos. También debemos fijarnos en la forma de los planos de rotura (fisuras) de la roca, para diferenciar la esquistosidad (marcada por la orientación de las micas) y las diaclasas (planos de fractura que cortan la esquistosidad). Estos gneises son unas de las rocas más antiguas de la Comunidad de Madrid (¡más de 400 millones de años!).

Rocas magmáticas plutónicas: En las paradas 5, 6 y 7 veremos diferentes tipos de rocas graníticas formadas al solidificarse el magma a varios kilómetros de profundidad. Para diferenciar los distintos tipos de granito y sus texturas debemos fijarnos en el tamaño, forma y composición de los minerales que lo forman. El granito se utiliza frecuentemente en edificios y construcciones por su resistencia a la rotura. A lo largo del recorrido veremos ejemplos de su utilización, como el puente de Aldea del Fresno, la iglesia de Villa del Prado y las casonas palaciegas de Cadalso o Cenicientos. También veremos buenos ejemplos de las formas del relieve que resultan de su erosión natural.

PARADA 1

Taludes junto a la carretera M-507, entre Navalcarnero y Villamanta

Acceso

Pasado el km 32 de la A-5 tomamos la Salida 32 (a Navalcarnero, Aldea del Fresno y Brunete), que nos sitúa en la M-600. En la siguiente rotonda vamos hacia Aldea del Fresno y Villamanta por la M-507. Cerca del km 6 de esta carretera se encuentra una gasolinera a la derecha en la que podemos parar a comprar pan y bebidas para la comida. Al poco de pasar la rotonda (ver foto aérea de la Figura 58) y a la altura del km 7, a la derecha hay una pequeña vía de servicio sin asfaltar en la que debemos aparcar.



Figura 58: Esquema de situación de la parada 1. El recuadro de abajo está ampliado en la imagen de arriba.

Material y edad

Arcosa y grava (conglomerado) del Mioceno inferior y medio (entre 20 y 10 millones de años).

Características

Se trata de un sedimento arenoso poco consolidado, prácticamente sin

PARADA 1

cementación, lo que le hace deleznable y fácilmente erosionable por los agentes atmosféricos (¡y por las excavadoras que hicieron el talud!). En algunas partes la proporción de arcilla y limo es mayor y por eso el sedimento tiene mayor cohesión. Si nos fijamos en el corte del talud (ver la foto), de abajo a arriba se pueden observar variaciones en la tonalidad y en el tamaño de los granos: son los estratos geológicos. Nos indican la acumulación sucesiva de diferentes capas a lo largo del tiempo: las más antiguas abajo y las más recientes arriba.



Figura 59: En el talud de la parada 1 vemos los sedimentos arenosos (arcosas) con grava que forman una gran parte del relleno de la Cuenca de Madrid.

Si miramos el sedimento en detalle, preferiblemente con una lupa, veremos que está formado por granos de arena de composición variable, forma más o menos redondeada, y tamaño bastante grueso para ser una arena. Los geólogos clasifican los sedimentos con granos mayores de 2 mm como grava. Cuando estos granos de varios centímetros son muy abundantes, están cementados y tienen formas redondeadas, entonces a la roca se le llama conglomerado. En el talud del corte de la carretera podemos ver que, en algunos casos, el tamaño de las piedras más grandes sobrepasa los 40 cm.

La composición de los granos de arena es fundamentalmente de cuarzo, feldespato y mica. El cuarzo se caracteriza por ser translúcido y de tonos grisáceos, los feldespatos son opacos y de tonos blanquecinos, y las micas son brillantes y aplanadas, unas veces blancas (moscovita) y otras negras (biotita).

Origen

¿De dónde vienen estos minerales? Contamos con un indicio detectivesco muy útil para saber de dónde vienen los granos más pequeños, y son los granos más grandes: los cantos de grava que hay dispersos en la arcosa son muestras directas de las rocas que se erosionaron para dar lugar al

material que vemos aquí. Encontraremos algunos de cuarzo, otros de granito, otros de gneis, otros de feldespato... En resumen, nos están indicando que en una zona próxima y más elevada se estaban erosionando rocas con esta composición. Los fragmentos erosionados fueron después arrastrados por las aguas y depositados donde los vemos ahora, ¡pero el paisaje era completamente distinto al actual! Estamos hablando del Mioceno, y en concreto hace entre 20 y 10 millones de años. El clima era más cálido que el actual, la vegetación era diferente (sabana tropical) y el relieve estaba formado por grandes abanicos aluviales, es decir, amplias llanuras con suaves pendientes que bajaban desde las montañas situadas al oeste dirigiéndose hacia unos lagos situados más al este. Los depósitos de estos lagos equivalentes en edad a lo que vemos aquí se pueden ver en el itinerario geológico por el sureste de la Comunidad de Madrid (mirar las Figuras 32 y 44).



Figura 60: Aspecto de detalle del sedimento arenoso (arcosa) con grava de la parada 1, incluyendo cantos de diferente composición: feldespato, cuarzo, granito, etc.

Por el camino

Una vez terminada la visita a este afloramiento, nos incorporaremos a la carretera hacia el oeste en dirección a Aldea del Fresno, pasando por Villamanta. Los muy interesados y con más tiempo disponible pueden visitar un afloramiento de la misma edad que el que acabamos de ver, pero con los cantos mucho más grandes, algunos de más de un metro de diámetro. Para ello, en la rotonda que hay a la salida de Villamanta, hay

PARADA 1

que tomar a la derecha hacia Villamantilla. Más o menos a un kilómetro y a la derecha de la carretera está el afloramiento de estas gravas y arenas con piedras enormes. Evidentemente, no fueron transportadas por ríos como los actuales, sino que son el resultado de lo que los geólogos llamamos 'flujo de detrito' o 'flujo de derrubios', un tipo de transporte especial del sedimento en el que los cantos se mezclan con lodo y agua formando una masa viscosa que fluye pendiente abajo. Estos sedimentos con un tamaño de grano tan grande nos indican que el área fuente de los materiales se encontraba cerca, hacia el noroeste y que formaban parte de un gran abanico aluvial que tenía su origen (ápice) por la zona de Las Picadas, desde donde se distribuía el sedimento hacia la Cuenca de Madrid durante el Mioceno.

PARADA 2

Aparcamiento junto a la carretera M-507 cerca de su confluencia con la M-610, junto al río Alberche y el Puente de la Pedreira

Acceso

Pasando Aldea del Fresno en dirección a Villa del Prado por la M-507, y antes de llegar al cruce con la M-610 que va a Métrida, nos salimos de la carretera a la derecha en una zona de descanso con aparcamientos cubiertos donde debemos dejar el vehículo. Es posible que cobren la entrada al aparcamiento en épocas de gran afluencia de visitantes (verano y fines de semana). Los autobuses no pueden acceder a todo el aparcamiento y deben quedarse a la entrada.



Figura 61: Esquema de situación de la parada 2. El recuadro de abajo está ampliado en la imagen de arriba.

Material y edad

Arcosa y grava (conglomerado) del Mioceno inferior y medio (entre 20 y 10 millones de años) y depósitos de arenas y gravas del Holoceno del río Alberche (últimos miles de años).

PARADA 2

Características

El talud oriental de la carretera próximo al aparcamiento y al cruce con la M-610 está excavado en arenas arcósicas con abundantes cantos de grava. Si cogemos algo de sedimento de lo que cae por la pendiente al pie del talud y lo miramos en detalle (a simple vista o con una lupa de bolsillo) veremos que está hecho de granos de cuarzo y feldespato, con abundante arcilla y limo, lo cual le da cohesión y su característico color marrón-anaranjado. Además, se pueden ver micas y otros granos de difícil identificación (fragmentos de roca, minerales raros, etc.).



Figura 62: En el talud de la parada 2 vemos los sedimentos arenosos (arcosas) y gravas que forman una gran parte del relleno de la Cuenca de Madrid.

En el lado occidental de la carretera podemos ver los depósitos fluviales recientes del río Alberche. Se trata de un tramo tranquilo de su recorrido en el que el río forma grandes meandros a la salida del Sistema Central. Esta ribera es conocida como la playa de Madrid por la abundancia de arenas y aguas someras (¡y bien frías!) donde tradicionalmente acudía la población de Madrid para refrescarse en verano.

Origen

Las arcosas del talud de la carretera se depositaron en el Mioceno. El cambio de relieve y de pendiente que existía entonces entre el Sistema Central al oeste y la Cuenca de Madrid al este hizo que se depositaran los materiales erosionados de la Sierra en un gran abanico aluvial que se extendía en un radio de decenas de kilómetros (incluyendo los sedimen-



Figura 63: El Puente de la Pedrera fue construido a finales del siglo XVIII de grani- to y ladrillo en una zona donde el río Alberche se reorienta hacia el sur en dirección al río Tajo. La dinámica fluvial hace que de un año para otro pueda cambiar la posi- ción del canal activo. Compara esta foto del mes de Diciembre de 2005 con lo que ves en tu visita.

tos que vimos en la parada 1), hasta una zona con lagos que había hacia el este, más allá de Navalcarnero (ver el itinerario geológico por el sures- te). Igual que en la parada anterior, vemos que el sedimento no está cla- sificado (ordenado) según su tamaño de grano, como suelen estarlo los depósitos de río: arenas por un lado y gravas por otro. Lo lógico es que al disminuir la velocidad de una corriente de agua se deposite primero el sedimento más grande y pesado, y después lo más pequeño y ligero. En cambio, entre las arenas se observan piedras y cantos grandes dispersos. ¿Cómo pudo el agua transportar y depositar al mismo tiempo ambos? La explicación está en el tipo de transporte: el sedimento no fue arrastrado y depositado por una corriente de agua, sino que se trata de un tipo espe- cial de transporte llamado 'transporte en masa por gravedad'. Explicado de forma sencilla, consiste en el transporte de todo el sedimento a la vez, del tamaño que sea, y que se mueve sin que sea empujado por el agua, el hielo o el aire, sino sólo debido a la fuerza de su propio peso, es decir, la fuerza de la gravedad. Se trata de una mezcla de arena, grava, arcilla, limo y agua, una especie de argamasa fluida y viscosa que se forma cuan- do las lluvias torrenciales arrastran todo tipo de materiales y el resultado fluye pendiente abajo en forma de flujo de detrito o flujo de derrubios. Este tipo de depósitos suelen ser frecuentes en los abanicos aluviales y

PARADA 2

especialmente en la proximidad de sistemas montañosos, como es el caso. En cuanto a las arenas y gravas que vemos en el cauce actual del río Alberche, son el depósito que quedó después de la última avenida y que el río va retrabajando después, poco a poco, según el cauce activo va cambiando de lugar dentro de la llanura fluvial. Lo que vemos ahora es sólo una foto instantánea de la evolución del río, diferente a la que podíamos haber visto hace tan sólo unos años (ver las Figuras 61 y 63). No debemos olvidar que los ríos son sistemas dinámicos, en continua búsqueda de un equilibrio que nunca alcanzan. Al mismo tiempo, el río se comporta como una gran 'cinta transportadora', llevando el sedimento hacia el mar. A lo largo de miles y miles de años, la mayor parte del sedimento pasa de largo y sólo una pequeña parte tiene la 'suerte' de quedarse en forma de terraza u otro tipo de depósito fluvial. Se llama terraza a la forma del relieve más o menos plana que el encajamiento progresivo del río deja elevada a un lado del valle como si fuera la terraza de un mirador. Las terrazas altas se encuentran a una altura relativamente elevada sobre el cauce actual y suelen estar formadas por depósitos más antiguos que los de las terrazas bajas, próximas al cauce activo.



Figura 64: Graveras de explotación de los depósitos fluviales (terrazas bajas) del río Alberche, a la derecha entre las paradas 2 y 3.

Por el camino

Una vez terminada la visita, nos incorporaremos a la carretera M-507 hacia el suroeste en dirección a Villa del Prado. En el tramo hasta la siguiente parada, la carretera sube una pendiente escalonada que atraviesa sucesivas terrazas del río Alberche en uno de sus grandes meandros. Cuanto más arriba está el depósito que forma la terraza, más antiguo es. En la subida, a la altura del km 18, en las choperas que hay a los lados de la carretera vemos graveras y areneros, explotaciones activas y abandonadas que aprovechan los depósitos de grava y arena que forman el sustrato de estas terrazas (mira la Figura 64).

PARADA 3

Meandro del río Alberche junto a la carretera de acceso a Las Picadas

Acceso

Continuando por la M-507 hacia Villa del Prado, entre el km 20 y el km 21 hay un desvío a la derecha hacia la presa de Las Picadas y varias urbanizaciones. Tomamos este desvío y, a los pocos cientos de metros (menos de 1 km), aparcamos a la entrada del camino sin asfaltar que sale a la derecha (mira la foto aérea de la Figura 65).



Figura 65: Esquema de situación de la parada 3. El recuadro de abajo está ampliado en la imagen de arriba.

Material y edad

Grava arenosa (conglomerado) y arenas del Pleistoceno (Cuaternario antiguo, entorno a 1 y 2 millones de años).

PARADA 3

Características

En esta parada nos interesa ver dos cosas a diferentes escalas. Por un lado, vemos el sedimento que estamos pisando: gravas y arenas del Pleistoceno, similares a las que vimos en el río Alberche en la parada anterior, pero algo más antiguas. Se trata de una terraza alta, de las más antiguas del río en esta zona. En el talud podemos ver este sedimento en detalle y reconocer la diferente composición, forma y tamaño de los granos de arena y cantos de grava, así como su disposición en capas. Por otro lado, vemos el paisaje que se abre ante nosotros sobre la llanura fluvial del río Alberche. Desde que depositó las terrazas altas por las que hemos llegado hasta esta parada, hasta que llegó a su posición actual allá abajo, el río Alberche ha ido encajándose y erosionando, circulando y divagando. El resultado han sido las terrazas y meandros que tenemos delante, y las terrazas que hemos visto por el camino.



Figura 66: En la parada 3 vemos sedimentos fluviales depositados por el antiguo río Alberche hace cientos de miles de años y que ahora están siendo erosionados por el actual río Alberche y sus afluentes.

Origen

El sedimento que vemos en esta parada es semejante al que hemos visto en las dos paradas anteriores. En los tres casos, el sedimento procede de la erosión de las rocas de la sierra y, por lo tanto, la composición es muy similar. El tamaño y disposición de los granos varía según la distancia al área fuente de donde se erosionaron y según el tipo de transporte haya

sido por la corriente de un río o por flujos de detrito. En las paradas 1 y 2 la distancia al borde del Sistema Central es mayor, pero el transporte en masa por flujos de detrito permite el transporte de grandes bloques sin que se rompan y redondeen como ocurre en el transporte fluvial. En esta parada 3 la distancia a este borde es menor, pero el transporte y reabajamiento por la corriente del río hace que predomine la grava o la arena más en unas capas que en otras, y que el tamaño de los granos y cantos sea menor y más homogéneo (rotura por choques entre sí). En la parada 1 vimos depósitos que pertenecen a grandes abanicos aluviales formados junto al borde del Sistema Central en el Mioceno. En ellos, el gran tamaño de los cantos dispersos indica un transporte en masa (flujos de detrito). En el caso del río Alberche en la parada 2 y de esta terraza alta del río Alberche sobre la que nos encontramos, el transporte ha sido por la corriente del río, que selecciona los cantos por tamaños según la fuerza de la corriente. Estamos mucho más cerca del área fuente que la parada 1, pero... ¿ves algún canto grande?



Figura 67: Evolución de los meandros del río Alberche entre Las Picadas y Aldea del Fresno durante los últimos 50 años. Ver la explicación en el texto.

PARADA 3

Es importante hacer un ejercicio de imaginación y pensar que todo el espacio abierto delante de nosotros estuvo hace cientos de miles de años ocupado por sedimentos y rocas del Mioceno, un volumen impresionante que después el río Alberche ha ido erosionando hasta dar lugar a la gran llanura que vemos abajo. Poco a poco, lento pero implacable, durante estos cientos de miles de años, el río Alberche ha ido llevándose todos estos sedimentos hacia el río Tago y el mar. Los cambios que sufrió el río y su vega durante las últimas décadas nos permiten ver el impacto de la acción humana en la dinámica fluvial. En la Figura 67 puedes ver cómo ha cambiado la zona desde 1956 hasta 2004. Los números indican algunas de las diferencias que podemos ver entre las dos fotos:

- 1.- Abandono total del cauce del río que erosionaba la parte externa del meandro (la más próxima a nosotros y que tiene mayor pendiente) y estabilización del nuevo cauce activo en una zona más interna del meandro. Crecimiento de vegetación en la llanura de inundación y sobre todo árboles y arbustos en la ribera del cauce activo.
- 2.- Disminución de los aportes de sedimento del río Perales al río Alberche.
- 3.- Crecimiento de vegetación en la llanura de inundación y sobre todo árboles y arbustos en la ribera del cauce activo.
- 4.- Abandono de aprovechamientos tradicionales (cultivos y encinar adehesado) y reclasificación del suelo rústico como suelo urbanizable para ampliar el casco urbano de Aldea del Fresno y construir una urbanización sobre una de las terrazas antiguas (la terraza que pisas y sobre la que se sitúa esta parada 3).
- 5.- Nuevas plantaciones de chopos y álamos en el interior de los meandros a expensas de los antiguos cultivos y encinar adehesado.
- 6.- Nuevas explotaciones de gravas y arenas de las terrazas bajas en el interior del meandro.

Las tres últimas diferencias son un claro resultado de la actividad humana, pero lo que quizá no resulte tan obvio es que las tres primeras diferencias también lo son. ¿Cómo se consigue que el cauce deje de divagar y se estabilice? Porque crece vegetación estable que retiene el sedimento de la llanura de inundación. ¿Y por qué antes no crecía tanta vegetación en la llanura fluvial y ahora sí? La razón es sencilla. Aguas arriba del río Alberche y del río Perales existen varias

represas (mira la tabla adjunta) que tienen un impacto importante en el comportamiento de estos ríos. Por un lado, controlan y reducen (regulan) los efectos de las grandes avenidas e inundaciones que antes afectaban al río, de tal forma que ahora, cuando hay grandes lluvias (como en septiembre-octubre o en abril), la crecida del río es mínima y sólo se suelta agua cuando va a rebosar la presa. Las crecidas naturales de un río son las que hacen que se inunde la vega baja (llanura de inundación), como las del río Nilo en el antiguo Egipto. Estas inundaciones son las que redistribuyen sedimentos, aportan nutrientes, y a veces resultan en cambios en la posición del cauce activo dentro de la llanura fluvial. El fondo de color claro en la imagen de 1956 indica que la mayor parte de la llanura fluvial estaba periódicamente afectada por inundaciones, las cuales impiden que la vegetación se establezca. Desde entonces hasta ahora han disminuido los efectos de las inundaciones.

Otro de los efectos importantes de las presas es que retienen los sedimentos que el río transporta continuamente hacia el mar, haciendo que queden atrapados en el vaso (que es como se llama al recipiente que origina la presa). Esto hace que no lleguen nuevos aportes de sedimentos a esta parte del río, pero como se sigue erosionando lo que ya hay, el resultado (del balance de entradas y salidas en la llanura del

Presas de los ríos Alberche y Perales (datos de la Confederación Hidrográfica del Tago)						
Nombre	Año de constr.	Río	Altura (m)	Vol. embalse (hm ³)	Sup. embalse (ha)	Uso
El Burguillo	1913	Alberche	91,00	208,00	910,00	Riego e hidroeléctrico
Charco del Cura	1931	Alberche	32,30	3,47	34,50	Riego e hidroeléctrico
San Juan	1955	Alberche	78,00	148,30	650,00	Abastecimiento, riego e hidroeléctrico
Las Picadas	1952	Alberche	58,50	15,20	91,70	Abastecimiento, riego e hidroeléctrico
Cerro Alarcón	1970	Perales	21,50	1,04	25,00	Recreativo

río) es que aumenta la erosión en el fondo y el cauce principal se va profundizando (entre 1 y 2 metros). Otra consecuencia de este encajamiento ha sido la erosión del delta de desembocadura del río Perales en el río Alberche y el encajamiento del río Perales por erosión remon- tante. El avance de esta erosión río arriba es el que ha hecho que se

PARADA 3

descalcan las zapatas de los pilares del antiguo viaducto de hierro del tren Madrid-Almorox construido en los años 30.

Por el camino

Una vez terminada la visita a este afloramiento, nos incorporaremos a la carretera M-507 hacia el suroeste en dirección a Villa del Prado. Los muy interesados y con más tiempo pueden hacer una visita rápida a la presa de Las Picadas (la carretera es estrecha y, a veces, puede ser inaccesible para un autobús grande). En el recorrido hacia la presa pasaremos sin darnos cuenta sobre la falla que separa, al noroeste, los gneises del Paleozoico del Sistema Central y, al sureste, los sedimentos del Neógeno de la Cuenca de Madrid. Esta gran fractura de la corteza terrestre es la principal causa de los cambios de relieve que hay en la zona. Al poco tiempo empezaremos a ver afloramientos de gneis en la cuneta de la carretera, atravesados por algunos diques de cuarzo y pegmatita. Retomando el itinerario, y antes de llegar a la parada 4, resulta interesante entrar a Villa del Prado y visitar la iglesia parroquial de Santiago Apóstol, del siglo XV y estilo gótico tardío, como un buen ejemplo del uso tradicional de la roca granítica en la arquitectura local. Otra visita interesante, ya con más tiempo, es acercarse a la ermita de la Virgen de la Poveda (patrona de Villa del Prado), donde podremos ver las placas de cerámica que registran el nivel alcanzado por el río Alberche en las sucesivas crecidas e inundaciones que han afectado al edificio. A la ermita se accede por una carretera asfaltada de unos 5 km que se encuentra señalizada a la izquierda al entrar a Villa del Prado.

PARADA 4

Cuneta derecha de la carretera M-507 a la salida de Villa del Prado

Acceso

El punto de visita está en la cuneta de la carretera M-507, cerca del km 29, a pocos cientos de metros del cruce que hay justo a la salida de Villa del Prado (mira la foto aérea en la Figura 65). Antes de llegar al km 29, en el mencionado cruce, deberemos buscar dónde aparcar, ya sea en el camino que sale a la derecha (hacia el norte), por donde está el cartel de Reserva de Caza, o en el Polígono Industrial Los Palomares que está a la izquierda (hacia el sur). En cualquier caso, después de aparcar tendremos que andar por el lado norte de la carretera para acceder al punto y bajar a la cuneta, así que deberemos llevar chaleco reglamentario y tener mucho cuidado con el tráfico.

En un futuro, sería deseable que desde la administración local (Ayuntamiento de Villa del Prado) o regional (Comunidad de Madrid) se facilite el acceso y visita a este importante punto de interés geológico de la Comunidad de Madrid.



Figura 68: Esquema de situación de la parada 4.

Material y edad

Granito del Carbonífero (entre 300 y 290 millones de años) en contacto mediante una falla inversa sobre arenas y arcillas rojas con cantos del Cenozoico (posiblemente Mioceno medio, aprox. 15-10 millones de años).

Características

En esta parada veremos un afloramiento pequeño y aparentemente insignificante, pero que representa uno de los pocos lugares en la

PARADA 4

Comunidad de Madrid, en el que se puede ver y tocar la falla que separa el Sistema Central al oeste, de la Cuenca de Madrid al este. Se trata de una falla inversa, es decir, una fractura de las rocas según la cual el bloque que sube se pone encima del que baja y, por lo tanto, lo más antiguo sobre lo más moderno.

Si miramos el plano de falla en detalle (a lo mejor hace falta picar un poco para limpiar la superficie del talud), veremos que es rectilíneo y neto (o sea, que no es transicional). El granito que hay encima está bastante meteorizado (alterado químicamente) y se puede tallar fácilmente con el martillo de lo blando que está. La arcilla que hay debajo es de un color rojizo intenso resultado de la oxidación del hierro.

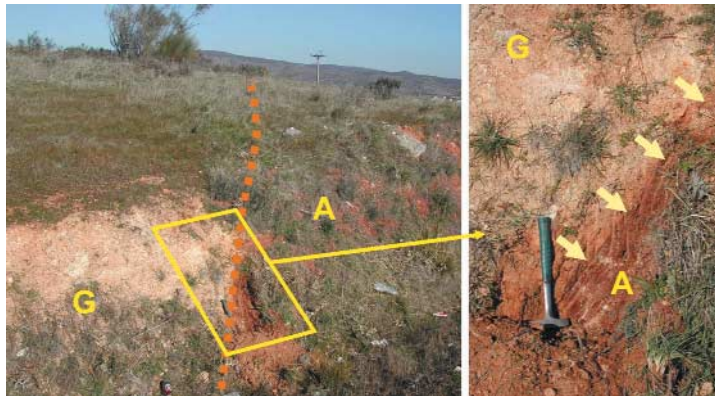


Figura 69: En Villa del Prado (parada 4) podemos ver y tocar la falla inversa que separa la roca granítica del Sistema Central (a la izquierda) del sedimento de la Cuenca de Madrid (a la derecha).

Origen

Fallas inversas como la que vemos aquí son las que dieron lugar al levantamiento del Sistema Central después del Cretácico y fundamentalmente en el Mioceno. Durante 200 millones de años (entre el Carbonífero superior y el Cretácico inferior), las montañas del Orógeno Varisco en el que se formaron los granitos y gneises del Paleozoico de la zona central de la Península Ibérica fueron erosionadas y niveladas del todo. La llanura resultante quedó cubierta por los depósitos marinos del Cretácico superior. En el Oligoceno-Mioceno, la zona volvió a ser afectada por fracturas de la corteza terrestre, fundamentalmente como resultado de la colisión entre varias placas tectónicas (Ibérica, de Alborán, Africana y Euroasiática) en la Orogenia Alpina. La compresión

inducida por el choque de las placas obligó a la corteza terrestre a romperse según las fallas inversas que hoy en día vemos que limitan el Sistema Central. En muchos casos, se trata de antiguas fallas formadas en el Orógeno Varisco y que se reactivaron durante la Orogenia Alpina, volviendo a romperse las rocas más o menos por el mismo lugar. A pesar de la considerable extensión de estas fallas, son poquísimos los lugares en los que se puede ver el plano de la falla y poner el dedo en el contacto. A los lados del gran bloque levantado que es el Sistema Central quedaron las cuencas del Duero y del Tajo (ver las Figuras 5 y 6), en las se depositaron los materiales que se iban erosionando. Estas cuencas actuaron primero como cuencas endorreicas hasta el Plioceno, dando lugar a las dos mesetas norte y sur, y a partir de entonces como cuencas exorreicas hasta la actualidad, originando el paisaje que vemos hoy día, con encajamiento de los ríos en las mesetas para dar lugar a páramos, alcarrias, mesas y cerros testigo (ver el itinerario geológico por el sureste de la Comunidad de Madrid).

Por el camino

Terminada la visita a este pequeño afloramiento, retomamos una vez más la M-507 hacia el oeste, adentrándonos ya en el dominio geológico del Sistema Central, con sus granitos y gneises del Paleozoico. Antes de llegar a la confluencia con la N-403 podemos fijarnos en algunos aspectos por el camino. Como siempre, los muy interesados y con más tiempo pueden parar a ver y tocar. Eso sí, siempre teniendo sumo cuidado en las paradas 'extraoficiales', porque si no las incluimos no es sólo por el tiempo que conllevarían, sino también por lo complicado del acceso y/o aparcamiento, que podría dar lugar a accidentes si no se toman las precauciones necesarias.

Nada más pasar el km 30 de la M-507 se puede parar en la entrada de la 'Finca El Encinar' y ver los gneises y esquistos con pegmatitas que hay algo más adelante. Después, justo antes del km 34 hay otra entrada a la derecha desde la que podemos ver una espectacular vista hacia el oeste con las Peñas de Cadalso y Cenicientos que veremos más adelante en el recorrido. Además, en este mismo punto y entre las encinas hay un antiguo hórreo de granito, aparentemente desubicado respectó a los lugares en que estamos acostumbrados a ver este tipo de construcciones. Quizás haya influido la presencia en la zona de canteros gallegos que también trabajaron las explotaciones de granito en Cadalso. Una cañada cruza la carretera en el alto

PARADA 4

que hay junto al km 35 y desde donde se pueden ver, una vez más, la Peña de Cadalso, configurando el paisaje, y las canteras en las que se explota el granito.

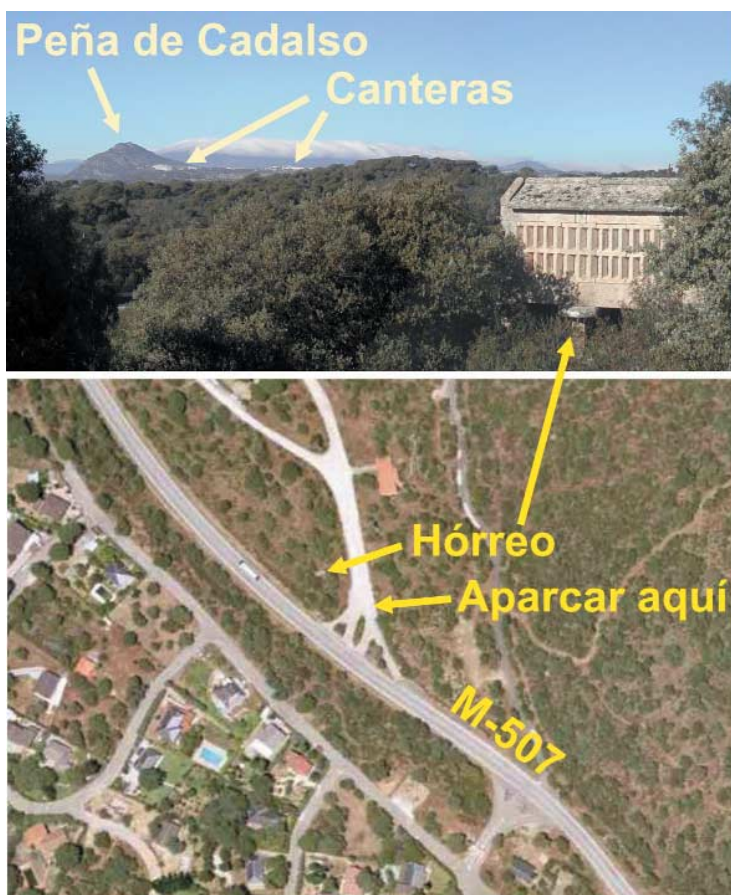


Figura 70: Situación del hórreo de granito, próximo al km 34 de la M-507, y vista de la Peña de Cadalso y de las canteras de granito que se nos ofrece desde ahí.

PARADA 5

Pinares y canteras de granito al norte de la Peña de Cadalso

Acceso

Continuamos por la M-507 hacia el oeste hasta el km 36, en el cruce con la N-403, donde tomamos a la derecha en dirección a San Martín de Valdeiglesias. A poco más de 4 km, pasado el km 73 de esta carretera, giramos a la izquierda por la M-541 en dirección a Cadalso de los Vidrios. Justo antes de llegar al km 9 de esta carretera encontramos la entrada a dos explotaciones a cielo abierto que aprovechan el granito que hay en torno a la Peña de Cadalso. En la página web <http://www.cadalsodelosvidrios.org/granito.htm> podemos encontrar los nombres y teléfonos de estas dos empresas y otras de la zona para poder concertar una visita de grupo. Como es lógico, está prohibido visitar las canteras sin permiso, estén en explotación o no. Algo más adelante, pasado el km 9, tomamos el desvío a la izquierda por un camino que está sin asfaltar y que va al Centro de Interpretación de Cadalso de los Vidrios y al Área Recreativa 'El Venero'. Aquí podemos aprovechar para comer (hay mesas y bancos en el pinar antes de cruzar el río) y para visitar el centro de interpretación (sí es que está abierto).



Figura 71: Esquema de situación de la parada 5. Las imágenes de la derecha y abajo son ampliaciones de los recuadros.

Material y edad

Granito del Carbonífero (entre 300 y 290 millones de años).

PARADA 5

Características

Junto a la carretera, en la entrada a las canteras, hay varias empresas que se dedican al tratamiento del material granítico de pequeño tamaño para su distribución local, mientras que las grandes empresas se dedican a la extracción de grandes bloques para el tratamiento en plantas de transformación y su distribución a escala nacional e internacional. A la izquierda está la empresa Marcelino Martínez SA, que trabaja las canteras en la concesión minera 'El Venero' (unas 78 ha) y a la derecha Levantina Pavimentos de Granito SA, que trabaja las canteras en la concesión minera 'Tórtolas' (unas 45 ha). El principal tipo de granito que hay en la zona es leucogranito, caracterizado por su color gris claro debido a la presencia de abundante feldespato y cuarzo acompañados de pequeños cristales negros de biotita. El nombre comercial que recibe este granito como roca ornamental es 'Blanco Cristal' y es apreciado a nivel nacional e internacional por el alto grado de homogeneidad mineralógica, textural (forma y tamaño de granos) y cromática, su buen comportamiento mecánico (respuesta a los golpes y a la presión de carga) y su excelente respuesta al pulido. De las nueve variedades comerciales de granito que se producen en la Comunidad de Madrid, cuatro de ellas proceden de la zona de Cadalso de los Vidrios: Blanco Cristal (el de mayor producción actualmente), Blanco Cadalso, Fino Cristal y Gris Cadalso (este último en expansión). Localmente existe también una variedad llamada Rosa Cadalso, pero que no ha conseguido competir con los granitos rosados gallegos.

Entrando por el camino que va a la zona recreativa y antes de llegar al centro de interpretación, a la derecha podemos ver un afloramiento del granito con formas de erosión natural (mirar la Figura 73).

Origen

El granito se forma por la solidificación y consolidación de un magma por enfriamiento dentro de la corteza terrestre. Esto significa que antes de enfriarse era un fluido viscoso y muy caliente (más de 800°C), como la lava volcánica pero sin salir a la superficie. El granito se ha enfriado lentamente y en profundidad, dando tiempo a que crezcan los cristales de los minerales. Esto hace que los podamos ver claramente a simple vista, sin necesidad de lupa, mientras que en las lavas volcánicas a veces son muy pequeños porque no les ha dado tiempo a crecer lo suficiente. Como el enfriamiento y la solidificación del granito duran tanto (miles de años), unos minerales se forman antes que otros y se pueden produ-



Figura 72: El granito de Cadalso es fuente de riqueza para la economía local y regional. Entrada a las canteras del sector de 'El Venero'.

cir cambios en la composición del magma y de las rocas resultantes. Las variaciones de temperatura y composición de los magmas dan lugar a distintos tipos de granito, de grano más grueso o más fino, con mayor o menor cantidad de cuarzo, minerales félsicos, máficos, etc. Los granitos de la zona de Cadalso y Cenicientos (siguiente parada) se pueden agrupar en dos tipos generales. Uno más claro y de grano más fino, con mayor proporción de cuarzo y minerales félsicos, se llama leucogranito, y es más resistente a la erosión. Es el que hay en la vertiente norte y este de la Peña de Cadalso, que se explota en las canteras y que vemos en su entorno (mira la Figura 73). El otro tipo de granito es algo más oscuro y de grano más grueso, con menor proporción de cuarzo y mayor de minerales máficos (sobre todo biotita), se llama monzogranito y es más fácilmente alterable y, por tanto, menos resistente a la erosión. Es el que veremos en la parada 6, que forma la Peña de Cenicientos y que veremos también entre las paradas 6 y 7.

El imponente relieve de la Peña de Cadalso nos permite visualizar las distintas formas del relieve a que dan lugar los diferentes tipos de granito. En la siguiente parada veremos el segundo tipo de granito que mencionamos antes, el monzogranito, con menos cuarzo y más biotita, y que, por lo tanto, resulta algo más fácilmente alterable. El leucogranito que pisamos se formó a partir del mismo magma origi-

PARADA 5



Figura 73: Formas de erosión natural en el leucogranito de la Peña de Cadalso. Entrada al área recreativa en el Pinar del Concejo.

nal que el monzogranito, pero mediante procesos complicados de explicar que los geólogos llaman 'diferenciación por cristalización fraccionada' (puedes mirar su significado en el glosario). Como resultado de este proceso, el leucogranito tiene más cuarzo (que es más resistente a la alteración y a la erosión) y menos biotita (que es menos resistente a la alteración y a la erosión). En definitiva, el leucogranito es posterior al monzogranito, se metió (intruyó) dentro del monzogranito y es más resistente a la erosión. Pero lo interesante de la Peña de Cadalso es que está formada por un tipo de leucogranito todavía más resistente que el leucogranito "normal" y que por eso ha dado lugar a un importante relieve conocido como inselberg en geomorfología (esta es la parte de la geología que estudia las formas y depósitos superficiales). La palabra inselberg viene del alemán y significa monte aislado, y por eso también se usa el término traducido de monte-isla. En geomorfología se llama así a un cerro aislado residual (o sea, lo que queda después de erosionar lo que hay alrededor del cerro) que se eleva de manera abrupta en un área de relieve más o menos plano. Los inselbergs son típicos, aunque no exclusivos, de climas tropicales áridos y semiáridos y, por lo tanto, nos dan información sobre los climas que afectaron una zona en el pasado (paleoclimas). El leucogranito que forma la Peña de Cadalso es todavía de grano más pequeño, con más cuarzo y con menos biotita que el leucogranito que se explota en las canteras. El orden de formación sería, de más antiguo a más moderno, primero el monzogranito de Cenicientos, luego el leucogranito de El Venero y finalmente el leucogranito de la Peña de Cadalso, todo ello en el Carbonífero, entre 300 y 290 millones de años.

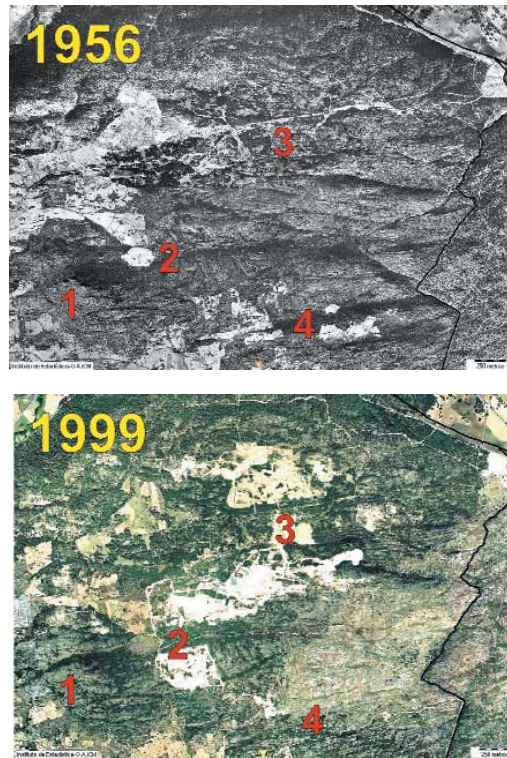


Figura 74: Cambios inducidos por las explotaciones de granito en el entorno de la Peña de Cadalso.

En las imágenes de la figura puedes ver cómo ha cambiado el paisaje de la zona. Algunos de los cambios que la han afectado entre 1956 y 1999 son:

- 1.- Crecimiento y regeneración de la vegetación autóctona en el entorno de la Peña de Cadalso.
- 2 y 3.- Nuevas explotaciones en grandes canteras hasta la carretera (El Venero) y al otro lado de la carretera (Las Tórtolas).
- 4.- Recuperación de la vegetación en pequeñas canteras abandonadas hace décadas.

Si este relieve de la Peña no fuera tan emblemático y no tuviera tanto valor geológico, geomorfológico y paisajístico como parte del patrimonio natural y cultural de la región, podría ser un objetivo para las empresas que explotan los granitos. Por eso, sin menospreciar la contribución que

PARADA 5

estas empresas hacen al desarrollo socioeconómico de la región, conviene apreciar y considerar el valor patrimonial de la Peña de Cadalso y salvaguardarlo para las generaciones venideras.



Figura 75: Casona palaciega construida con granito del entorno en Cadalso de los Vidrios.

Por el camino

Una vez terminada esta parada, nos incorporaremos a la carretera M-541 hasta Cadalso de los Vidrios. En este pueblo merece la pena visitar alguno de los excelentes ejemplos de la arquitectura en granito: numerosas casas blasonadas, como la 'Casa de Austria', con fachada plateresca; la iglesia parroquial de la Asunción, de los siglos XV y XVI; el Palacio de Villena, anteriormente de Don Álvaro de Luna, quien lo fortificó con torreones, y que después fue reformado al estilo renacentista italiano en el siglo XVI. Saliendo de Cadalso hacia Cenicientos podemos disfrutar del paisaje que queda a nuestra izquierda y que interpretaremos durante la siguiente parada en lo que respecta a las formas del relieve y su relación con las rocas y sedimentos del sustrato.

PARADA 6

Talud de la carretera M-541, entre Cadalso de los Vidrios y Cenicientos

Acceso

Desde la parada anterior continuamos por la M-541, atravesando Cadalso de los Vidrios en dirección a Cenicientos. Pasado el km 17 hay un pequeño ensanche en la carretera donde aparcaremos. El espacio disponible no es excesivamente amplio, así que deberemos tener mucho cuidado al maniobrar y, sobre todo, si hay que cruzar la calzada para observar el talud. Es conveniente llevar chaleco reflectante reglamentario y estar muy atentos al tráfico (mejor si alguien vigila y avisa).



Figura 76: Esquema de situación de la parada 6.

Material y edad

Granito del Carbonífero (entre 300 y 290 millones de años).

Características

En esta parada vemos otro tipo de granito diferente al de la parada anterior. Se trata de un monzogranito, roca plutónica que en general es algo más rica en biotita, con cristales de tamaño más grande y con menos cuarzo que el leucogranito. La edad es muy similar, sólo ligeramente más antiguo, y en conjunto el monzogranito es más fácilmente alterable que el leucogranito. Como muestra de ello, en el talud de la carretera podemos ver diferentes grados de alteración y erosión: formas redondeadas resistentes, separadas entre sí por

PARADA 6

una masa de granito alterado que llega a ser deleznable, deshaciéndose con la mano para dar lugar a una arena gruesa.



Figura 77: Paisaje y relieves del oeste de la Comunidad de Madrid: interacción del sustrato geológico con el clima, la vegetación y la actividad humana.

Hacia el otro lado de la carretera (al este) podemos ver la superficie de erosión excavada sobre el granito de la Sierra durante millones de años y que dejó algunos remanentes resistentes como la Peña de Cadalso y otras cumbres menores. Parte del material erosionado de esta zona está rellenando la Cuenca de Madrid, que es lo que vemos al fondo, la llanura que se extiende algo más abajo en el horizonte y que se sitúa al otro lado de esa 'pequeña gran falla' que vimos durante la parada 4 en Villa del Prado.

Origen

Una característica del granito es que suele ser homogéneo y generalmente no presenta capas o bandeados como la estratificación sedimentaria que vimos en las paradas 1 a 3 anteriores (terrazas del Cuaternario y arcosas del Mioceno), ni como la esquistosidad o foliación que muestran las rocas metamórficas que afloran a lo largo de la carretera. Por lo tanto, los únicos planos de debilidad para la alteración química de los minerales del granito son los planos de fractura. Entre los planos de fractura que pueden limitar un gran bloque de granito, la alteración química de los minerales de la roca progresa desde la fractura, que es por donde más fácilmente circula el agua, hacia el interior del bloque, donde circula más lentamente o simplemente no pasa. En el caso de planos de fractura (diaclasas) que se entrecortan, los bloques que se forman son como paralelepípedos. Su alteración progresiva a partir de las fracturas da lugar a frentes concéntricos de avance de la alteración química. La roca alterada pierde la cohesión y la tenacidad, haciendo que los granos de mineral se desmoronen y que no sea apropiada para la construcción. Evidentemente, si se erosiona después de alterarse en el subsuelo, entonces la parte del granito que está más cerca de las fracturas, que es la más altera-

da y deleznable, será arrastrada por el agua. Después de la erosión quedarán sólo formas redondeadas como las que vemos en los taludes de la carretera en esta parada (mira la Figura 78). Estas formas, llamadas berruecos, constituyen los llamados berrocales, tan frecuentes en las áreas graníticas de la Comunidad de Madrid.



Figura 78: Algunas formas de erosión del granito son heredadas de su alteración previa en el subsuelo. Las zonas de fractura están más alteradas y se erosionan más fácilmente, mientras que los núcleos no están tan alterados y aguantan mejor la erosión.

Al erosionarse el granito se separan los cristales que lo formaban, originándose granos de cuarzo, feldespato o mica. Además, la alteración de los feldespatos y micas origina minerales de arcilla de muy pequeño tamaño que son fácilmente arrastrados por el agua y alcanzan grandes distancias pues viajan en suspensión dentro del agua y tardan mucho en caer al fondo. Igual ocurre si los arrastra el viento, en cuyo caso las distancias pueden ser de cientos o miles de kilómetros viajando suspendidos dentro del aire hasta que se depositan en cualquier sitio. Así que... ¡ya sabes de qué está hecha una parte del polvo que entra en tu casa!

Los procesos más importantes que actúan durante la alteración química del granito son la hidrólisis (que significa rotura por el agua) y la oxidación (que significa entrada de oxígeno). Por un lado, la hidrólisis convierte al feldespato y a la mica en arcilla. Por otro lado, la oxidación de la mica biotita también produce óxidos de hierro que hacen que se coloree la roca de rojo. De este modo, cuanto más feldespato y mica biotita tenga un granito (por ejemplo, un monzogranito), más fácil será su descomposición frente a los agentes atmosféricos. La palabra científica para referirse a estos procesos de alteración química es meteorización. Esta alteración también afecta a las rocas con las que están contruidos los monu-

PARADA 6

mentos y constituyen lo que se ha dado en llamar las 'enfermedades de las rocas o mal de la piedra', que tanto preocupan a los arquitectos y restauradores. Cuando observes una construcción hecha con granito, fíjate en la alteración que tiene y cómo depende de la composición, el tamaño de grano, la situación del bloque en el edificio, etc.

Por el camino

Una vez terminada la visita a este afloramiento, continuamos por la carretera hacia el sur hasta Cenicientos, donde podemos entrar a visitar otros ejemplos de arquitectura en granito: la iglesia de San Esteban (siglos XV y XVI) o la ermita de la Virgen del Roble (siglo XV). También merece la pena parar junto al Hostal Restaurante Las Peñas, junto al cruce a la salida del pueblo, para observar la Peña de Cenicientos, otro ejemplo de inselberg en la llanura granítica.



Figura 79: La Peña de Cenicientos, patrimonio natural geológico de la Comunidad de Madrid. Se trata de formas del relieve heredadas del clima tropical que afectó a la Península Ibérica durante millones de años, en el Neógeno.

A lo largo del recorrido hasta la siguiente parada pasamos varios lugares en los que se puede parar a observar el monzogranito en detalle, con diferentes formas de relieve y grados de alteración.

PARADA 7

Canteras y taludes junto a la carretera CM-543

Acceso

En Cenicientos tomamos la carretera M-543 en dirección a Escalona. El kilometraje en los mojones de la carretera aumenta hasta llegar al límite con la provincia de Toledo y a partir de ahí pasa a ser la CM-543 y el kilometraje va disminuyendo hasta Escalona. Pasando las curvas y el estrechamiento del valle que hay en torno al km 6 de la CM-543, aparcamos a la entrada de una finca en un camino que sale a la derecha. El acceso para autobús es difícil y quizás sea mejor que espere en el arcén, señalizándolo debidamente. Siguiendo por la carretera algo más adelante se puede entrar a una cantera recientemente abandonada (en vehículo todoterreno o andando).

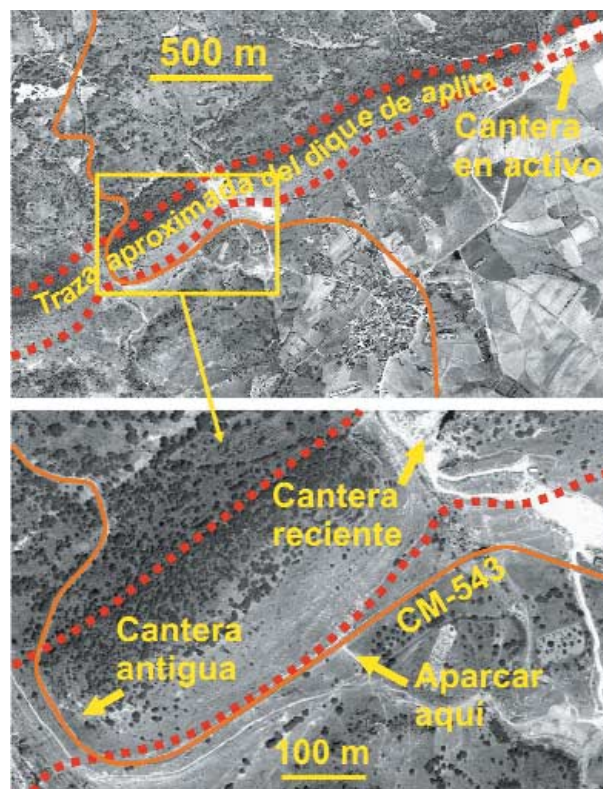


Figura 80: Esquema de situación de la parada 7. La imagen inferior es una ampliación del recuadro.

PARADA 7

Material y edad

Dique de aplita en monzogranito del Carbonífero (entre 300 y 290 millones de años).

Características

El relieve que se levanta frente a nosotros pasado el km 7 es un gran dique de aplita (más abajo explicamos lo que es un dique y lo que es una aplita) que se extiende más o menos paralelo a la gran falla que limita el Sistema Central por el sur (la que vimos en la parada 4 en Villa del Prado). El río ha erosionado y seccionado el dique formando un estrechamiento que la carretera aprovecha para atravesar el relieve y salir a la llanura que hay al otro lado. En la curva del km 6 hay una antigua cantera abandonada de la que posiblemente se extrajo material para la carretera. La otra cantera que hay al final de la siguiente recta es más reciente, aunque también está abandonada actualmente. La que sí se encuentra en explotación es la que se halla en el mismo dique de aplita pero siguiéndolo hacia el noreste (mira la Figura 80). En el tramo del dique de aplita junto a la carretera entre las dos canteras abandonadas podemos ver el contacto neto (o sea, que no es transicional) entre el monzogranito y la aplita.

Origen

Una aplita es una roca granítica hecha fundamentalmente de feldespato y cuarzo en cristales de tamaño muy pequeño. El nombre de aplita se usa para referirse a la textura, o sea, al tamaño y la forma de los cristales. Un geólogo la describiría como "roca de grano fino y composición granítica en la que los minerales félsicos son equigranulares y anhedrales". Esto quiere decir que los



Figura 81: Las canteras abandonadas quedan como registro del antiguo aprovechamiento de los recursos geológicos y además ofrecen la posibilidad de observar el patrimonio geológico y minero. Desgraciadamente, es frecuente su utilización como vertedero incontrolado. En la imagen, cantera de aplita de Paredes de Escalona. En la zona de sombra junto al vehículo está el contacto con el granito.

granos de cuarzo y feldespato (minerales félsicos) son todos del mismo tamaño (equigranulares), pequeñitos (de grano fino) y se formaron al mismo tiempo, apretados unos con otros sin que cada mineral individual pudiera desarrollar las caras o facetas del cristal (anhedrales).

Estrictamente, una aplita es un tipo más de granito, en este caso de composición muy similar a los leucogranitos que vimos en la parada 5. Podríamos decir que se trata de una aplita leucogranítica o un leucogranito aplítico. Lo que cambia en esta parada 7 de forma muy significativa respecto al plutón de Cadalso es la forma que tiene la masa de aplita vista en el mapa o en la foto aérea (Figura 80). En el mapa geológico (Hoja 580 de Méntrida) aparece como una banda continua de unos 8 km de largo y que puede sobrepasar varios cientos de metros de espesor. En la foto aérea se ve como una serie de cerros alargados separados entre sí por los estrechamientos excavados por los arroyos. Se trata de un dique que rellena una fractura, como ocurre con muchos filones o vetas de minerales que se explotan en las minas, pero en este caso es de aplita. Para que se forme un dique hace falta que se rompa la roca en que está metido (llamada encajante). Esto significa que el monzogranito en el que se metió (los geólogos dicen que se inyectó o que intruyó) ya estaba solidificado (no era un magma) y que no estaba muy profundo. Esto último lo sabemos porque, para que el granito se rompa, hace falta que se comporte de forma frágil, sin deformarse, y para eso tiene que estar relativamente cerca de la superficie. Al decir



Figura 82: Contacto entre aplita y monzogranito, dos rocas graníticas de composición similar pero de textura (forma y tamaño de los cristales) muy diferente. Afloramiento junto a la carretera CM-543.

PARADA 7

cerca nos referimos a unos pocos kilómetros, pues a mucha profundidad el calor y la presión hacen que se deforme como plastilina en lugar de romperse.

La razón de que la aplita tenga menor tamaño de grano que el leucogranito que vimos en paradas anteriores es porque el enfriamiento del magma fue más rápido, ya que se introdujo en una fractura de otra roca (el monzogranito) ya enfriada previamente y que muy probablemente se encontraba más próxima a la superficie del terreno. Junto a la recta de la carretera (mira la Figura 82) vemos la superficie de contacto entre la aplita y el monzogranito. Este contacto es la superficie de una de las paredes de la fractura que rompió al monzogranito y en la que se inyectó la aplita. La otra pared de la fractura está al otro lado del dique de aplita, en la ladera opuesta del cerro.

Por el camino

Una vez terminada la visita a estos afloramientos, nos incorporamos a la carretera CM-543 hacia el sureste pasando Paredes de Escalona hasta llegar a Escalona. Los que después de haber llegado a esta última parada del día sigan interesados y todavía con tiempo disponible, pueden aprovechar para hacer una última parada extraoficial antes de regresar a Madrid. Una vez atravesada la parte antigua del pueblo de Escalona, al final de la bajada al río Alberche y antes de entrar al puente sobre este río, nos desviamos por un camino que hay a la derecha y aparcamos ahí mismo. Subiendo una escalinata podremos ver una bonita perspectiva sobre la vega del río, y también un buen afloramiento de sus terrazas antiguas (sobre las que se sitúa la muralla) y el contacto erosivo a modo de paleorrelieve excavado sobre las arenas arcósicas del Mioceno.



Figura 83: *Gravas y arenas fluviales del Pleistoceno (Cuaternario antiguo) en una terraza alta del río Alberche en Escalona, depositadas sobre una superficie erosiva en contacto con sedimentos arcósicos del Mioceno.*

Itinerario geológico por el oeste

Descripción del recorrido

Salimos de Madrid por la Autovía del Noroeste (A-6) hasta el km 18 en el que nos desviamos hacia Las Rozas y El Escorial, y después hacia Galapagar por la M-505. Seguimos por esta carretera pasando de largo Galapagar y El Escorial, y subiendo en dirección a Ávila. Al llegar al Puerto de la Cruz Verde dejamos la M-505 para tomar la M-533 a la izquierda pasando por Zarzalejo, Pajares y Peralejo hasta la M-600, a la que nos incorporamos hacia el sureste. Pasado Valdemorillo, tomamos la M-503 hacia Villanueva del Pardillo y volvemos a Madrid. La longitud aproximada de todo el recorrido en vehículo es de unos 130 km.

El itinerario está diseñado para realizarse en un día desde Madrid. Los puntos de observación se han seleccionado cercanos a la carretera y accesibles a pie (andando menos de 1 km en cada parada). Las paradas 1, 2 y 3 cuentan con suficiente espacio para aparcar varios coches o un autobús. En cambio, el espacio disponible para aparcar en las paradas 4 y 5 es más limitado y puede que haga falta maniobrar. Por favor, en todos los casos es importante dejar siempre el vehículo aparcado fuera de la carretera y donde no obstruya el paso, nunca en el mismo arcén y mucho menos en la calzada. El aparcamiento en la parada 5 es muy limitado (sólo para uno o dos coches, no sirve para un autobús grande). Una alternativa es entrar a la urbanización El Mirador del Romero por la M-853 y atravesar la urbanización hasta su extremo sur para aproximarnos y acceder al afloramiento por el túnel que pasa bajo la carretera. En casos como éste, y hasta que desde algún organismo de la administración tomen la decisión de facilitar el acceso y aparcamiento para visitas, es imprescindible que señalicemos debidamente el vehículo con triángulos y que una persona con chaleco reflectante reglamentario permanezca en el arcén para avisar a otros vehículos. También recomendamos que durante las maniobras de acceso y aparcamiento en las paradas 4 y 5 haya una persona con chaleco reflectante para facilitar la labor y evitar cualquier riesgo. Además, debemos tener mucho cuidado en las paradas 2, 4 y 5, ya que hay que cruzar la calzada para poder ver los afloramientos, intentando siempre permanecer el mínimo tiempo sobre el firme o el arcén, y bajar directamente a la cuneta.

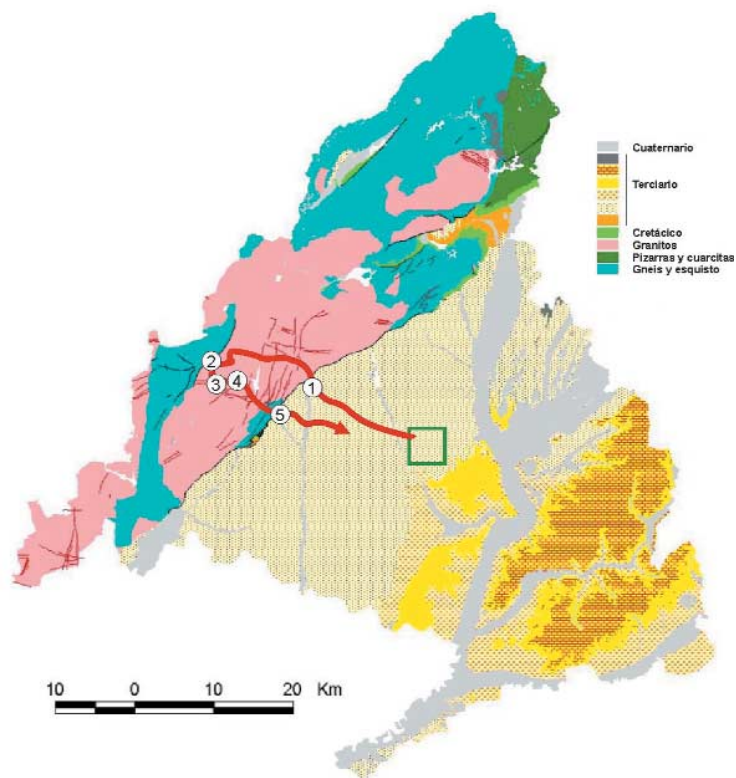


Figura 84: Esquema del recorrido del itinerario geológico por el oeste de la Comunidad de Madrid.

Geología del itinerario

A continuación hay una serie de figuras esquemáticas para situar el recorrido y las paradas de las que consta el itinerario geológico por el oeste de la Comunidad de Madrid, indicadas con números del 1 al 5 según el orden en el que deben realizarse. Lo mejor sería poder hacer tres paradas por la mañana y las otras dos por la tarde, comiendo en el pueblo de Zarzalejo o en Pajares (La Estación). Si hacemos el recorrido en verano (días más largos) y/o le dedicamos poco tiempo a cada parada, puede que nos sobre tiempo. Si hacemos el recorrido en invierno (días más cortos) y/o le dedicamos mucho tiempo a cada parada, puede que no nos dé tiempo a hacerlas todas y que tengamos que suspender la última.

En este recorrido veremos una gran variedad de formaciones geológicas, desde los sedimentos más recientes depositados en el cauce del río Guadarrama hasta las rocas metamórficas del Puerto de la Cruz Verde formadas originalmente hace más de 500 millones de años. Para poder situarnos en el tiempo, a continuación hay un gráfico que indica la edad aproximada de las rocas que veremos en cada parada.

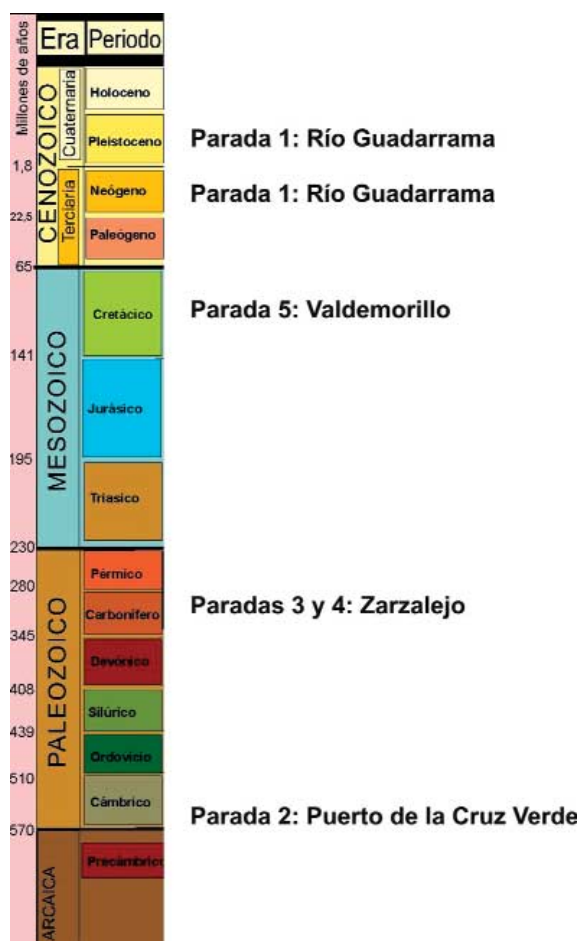



Figura 85: Edad aproximada de las rocas y sedimentos que se pueden ver en el itinerario geológico por el oeste de la Comunidad de Madrid.

En este recorrido veremos las principales rocas y sedimentos del oeste de la Comunidad de Madrid:



Sedimentos: En la parada 1 veremos arenas y gravas sin consolidar y colocadas según el orden en el que se depositaron: las arcosas con grava del Mioceno (hace más de 10 millones de años) debajo y las gravas y arenas del Cuaternario (último millón de años) encima. En ninguno de los dos casos se han llegado a convertir en roca dura y por eso podemos desmenuzarlos con la mano.

Rocas sedimentarias: En la parada 5 veremos areniscas, dolomías y calizas del Cretácico. Algunas de estas rocas se utilizan frecuentemente en la construcción y por eso hay canteras y hornos en la zona: unas para la extracción del material y los otros para la fabricación de cal a partir de la caliza. Durante la parada 2 observaremos rocas metamórficas que eran rocas sedimentarias antes de sufrir las transformaciones del metamorfismo, principalmente dolomías. Todas estas dolomías y calizas son de origen marino y demuestran que la zona centro de lo que ahora es la Península Ibérica estuvo cubierta por un mar tropical hace bastante tiempo y por lo menos dos veces: una en el Cámbrico y otra en el Cretácico.

Rocas metamórficas: En la parada 2 veremos mármoles compuestos por magnesita y otros minerales poco frecuentes. Debemos fijarnos en el tamaño de los cristales, visibles a simple vista (sin necesidad de lupa) debido a su recrecimiento durante el metamorfismo. Estas son unas de las rocas más antiguas de la Comunidad de Madrid (¡más de 500 millones de años!).

Rocas magmáticas plutónicas: En las paradas 3 y 4 veremos diferentes tipos de granito y, si nos fijamos en el tamaño de los cristales y en los diferentes minerales, podremos distinguir de qué tipo es cada uno. Debido a su gran resistencia, el granito se usa frecuentemente en edificios y construcciones. Por toda la zona hay buenos ejemplos de su utilización.

PARADA 1

Taludes del río Guadarrama junto al Puente del Retamar

Acceso

Salimos de Madrid por la A-6 y tomamos la salida 18 hacia Las Rozas y El Escorial. Una vez en la M-505, pasamos Las Rozas y al acabar la bajada hacia el río Guadarrama, en la rotonda que hay antes de cruzar el río, dejamos la M-505 y tomamos la siguiente salida de la rotonda que se caracteriza porque es pequeña, con la curva muy cerrada y no señalizada. Bajamos la cuesta y aparcamos en el Área Recreativa Virgen del Retamar, que está dentro del llamado 'Parque Regional del Curso Medio del río Guadarrama y su entorno', más vulgarmente conocido como Parque del Guadarrama.



Figura 86: Esquema del acceso a la Parada 1 del itinerario oeste.

PARADA 1

Material y edad

Arcosa y grava del Mioceno inferior y medio (entre 20 y 10 millones de años), y grava con arena del Cuaternario.

Características

Caminando río abajo desde el aparcamiento del área recreativa, pasamos junto a un panel explicativo de la geología de la zona que recomendamos leer. Algo más adelante pasamos por debajo del Puente del Retamar, construido en el siglo XVIII en granito y situado en la antigua vía principal de comunicación entre Madrid y Ávila. Más abajo y en el talud de la izquierda vemos los depósitos del Mioceno y del Cuaternario que son el objeto de esta parada. En ambos casos se trata de un sedimento poco consolidado y con poca cementación, lo que le hace deleznable y fácilmente erosionable. En algunas partes presenta mayor cohesión debido a la mayor cantidad de arcilla y limo. Si nos fijamos en el corte de los depósitos de gravas y arenas fluviales del Cuaternario en la parte alta del talud (ver la Figura 87), veremos niveles de diferente tonalidad y tamaño de los granos: son los estratos. Éstos nos indican la acumulación sucesiva de diferentes capas de sedimento a lo largo del tiempo: las más antiguas abajo y las más recientes arriba.

Se llama arcosa a una arena o arenisca con abundante proporción de feldespatos y cuarzo. Si miramos la arcosa del Mioceno en detalle, preferiblemente con una lupa, veremos que está formada por granos



Figura 87: En el talud de la parada 1 vemos los sedimentos (arena con grava) del Mioceno que forman una gran parte del relleno de la Cuenca de Madrid. Por encima se observan restos de un antiguo depósito de grava y arena del río Guadarrama: una terraza fluvial que ha quedado 'colgada' debido al encajamiento del río y que, en su parte superior, está afectada por procesos edáficos.

de arena de composición variada, forma más o menos redondeada, y tamaño bastante grueso para ser una arena. A los granos con más de 2 mm ya se los clasifica como grava. Cuando estos granos (más bien cantos o piedras) de varios centímetros son muy abundantes y con predominio de formas redondeadas, entonces la roca o sedimento se llama conglomerado. La composición de los granos de la arcosa es fundamentalmente de feldespato, cuarzo y mica. El feldespato se caracteriza por ser opaco y de tonos blanquecinos (rosado, ocre, etc.), el cuarzo por ser translúcido y de tonos grisáceos, y la mica por ser brillante y aplanada, unas veces blanca (moscovita) y otras negra (biotita).

Origen

¿De dónde vienen estos sedimentos? Contamos con un indicio detectivesco muy útil para saber de dónde vienen los granos más pequeños, y son los granos más grandes: los cantos de grava dispersos en el sedimento son muestras directas de las rocas que se erosionaron para dar lugar al material que vemos aquí. Encontraremos algunos de cuarzo, otros de granito, otros de gneis, otros de feldespato... En resumen, nos están indicando que en una zona próxima y más elevada se estaban erosionando rocas con esta composición. Los fragmentos erosionados fueron después arrastrados por las aguas y depositados donde los vemos ahora, ¡pero el paisaje era completamente distinto al actual! Estamos hablando del Mioceno, y en concreto hace entre 20 y 10 millones de años. El clima era más cálido que el actual, la vegetación era diferente (sabana tropical) y el relieve estaba formado por grandes abanicos aluviales, es decir, amplias llanuras con una suave pendiente que bajaban desde las montañas situadas al norte dirigiéndose hacia unos lagos situados más al sur, por el sureste de la Comunidad de Madrid (ver el itinerario sureste). En cambio, el paisaje que vemos hoy es resultado del encajamiento del río Guadarrama y sus afluentes en estos sedimentos poco consolidados. Como no han estado enterrados a mucha profundidad, no están suficientemente compactados y cementados como para convertirse en una roca dura y resistente a la erosión. Por lo tanto, el relieve de esta zona es suave y alomado, sin afloramientos de roca dura. Cuando falta la vegetación y la pendiente es pronunciada, en este material arenoso son frecuentes las cárcavas y pequeños surcos de erosión debido a la escorrentía del agua de lluvia que arrastra los granos. Los taludes del entorno del área recreativa tienen algunos ejemplos de estos surcos.

PARADA 1

Por el camino

Salimos del área recreativa a la rotonda y hacemos la vuelta casi completa para retomar la M-505 en dirección a Galapagar (hacia el norte). Pasado el puente sobre el río Guadarrama y el desvío al Molino de la Hoz deberemos fijarnos en los taludes junto a la carretera. Es una pena que a lo largo de esta subida no haya ningún espacio mínimamente adecuado para hacer alguna parada, porque tiene algunos lugares de gran interés geológico. Una de las cosas en las que debemos fijarnos en el corte de la carretera es cómo va aumentando el tamaño de las piedras y cantos que están incluidos en los sedimentos arcósicos del Mioceno. Esto nos indica que nos acercamos hacia el área fuente de donde fueron erosionados hace millones de años: más grandes cuanto más cerca estemos, más pequeños cuanto más nos alejemos. Precisamente en un pequeño tramo del recorrido de la cuesta de subida hacia Galapagar, cerca del km 11, veremos a la izquierda unos grandes bloques de granito que sobresalen en el talud. Estamos ya junto a la gran falla que rompió una parte de la corteza terrestre y separó por un lado el Sistema Central al noroeste y por otro la Cuenca de Madrid al sureste (ver las Figuras 5 y 6, y la parada 4 del itinerario geológico por el suroeste). A partir de la falla, tapada por depósitos de ladera (coluvión), empiezan los afloramientos de granito que veremos durante gran parte del recorrido. En la subida de San Lorenzo del Escorial al Puerto de la Cruz Verde pasaremos del granito al gneis.



Figura 88: Bloques de granito en los depósitos del borde de la Cuenca de Madrid (abánicos aluviales del Mioceno), cerca de la falla principal junto al km 11 de la carretera M-505 entre Las Rozas y Galapagar.

PARADA 2

Canteras de mármol cerca del Puerto de la Cruz Verde

Acceso

Retomamos la carretera M-505 pasando de largo Galapagar y El Escorial y subiendo en dirección a Ávila. Pasadas las curvas cerradas y justo antes de llegar a la rotonda del Puerto de la Cruz Verde, nos desviamos a la derecha para entrar al aparcamiento del restaurante (mira la foto aérea en la Figura 89). Si nos pasamos este desvío y llegamos a la rotonda, ¡no pasa nada!: giramos a la derecha en dirección a las Navas del Marqués y Ávila, y enseguida otra vez a la derecha para entrar en el aparcamiento del restaurante. Desde aquí deberemos ir andando, cruzar la rotonda con mucho cuidado y entrar por el camino sin asfaltar que lleva a la cantera.



Figura 89: Esquema de acceso a la Parada 2 del itinerario oeste. En amarillo (1), la alternativa normal para autobuses; en rojo (2), la alternativa si te pasas el desvío de antes de la rotonda; y en verde (3), la alternativa para dos o tres vehículos pequeños.

PARADA 2

Material y edad

Mármoles magnesíticos, probablemente del Cámbrico inferior (hace más de 500 millones de años).

Características

Por el camino de acceso, y también por la senda que va junto a la valla al otro lado de la carretera M-533, veremos afloramientos y fragmentos de la roca metamórfica. En la cantera encontraremos fragmentos de mármol magnesítico y otras rocas (esquisto, gneis, etc.). En algunos lugares la magnesita está acompañada de talco: una masa de color verdoso y bastante blanda (se raya con la uña). Los aficionados a la mineralogía podrán encontrar otros minerales interesantes por el entorno. Junto a las canteras están las ruinas de los edificios que formaron parte de las antiguas explotaciones.

Origen

La palabra mármol tiene diferentes significados según quien la use. En ciencias naturales, y concretamente en geología, la palabra mármol se usa sólo para referirse a una roca metamórfica compuesta en su mayor parte de carbonato, ya sea en forma de calcita (en cuyo caso sería un mármol típico), dolomita (en cuyo caso sería un mármol dolomítico) o magnesita (en cuyo caso sería un mármol magnesítico). Por el contrario, en el sector de las rocas industriales (canteros, marmolistas, lapidarios, constructores), la palabra mármol es más genérica y hace referencia a cualquier roca carbonática aunque no sea metamórfica. Así, por ejemplo, llamarían mármol también a las calizas y a las dolomías, que no son rocas metamórficas sino rocas sedimentarias.

El mármol que vemos en esta parada está compuesto en su mayor parte de magnesita, o sea, de carbonato de magnesio (MgCO_3). La masa de mineral verdoso acompañante también está hecha de minerales de magnesio (serpentina y talco), pero en lugar de carbonato tienen silicato hidratado. La magnesita se explotó en estas canteras a cielo abierto fundamentalmente para la obtención de óxido de magnesio. Al calentar la magnesita en un horno de calcinación se libera gas de dióxido de carbono (CO_2) y queda óxido de magnesio. La magnesita y el óxido de magnesio tienen numerosas aplicaciones en nuestra vida diaria: fabricación de ladrillos y morteros refractarios, cementos, cerámicas y esmaltes, alimentación animal, industria química, agricultura (corrector de suelos ácidos y fertilizante para aportar magnesio a las plantas), tratamientos

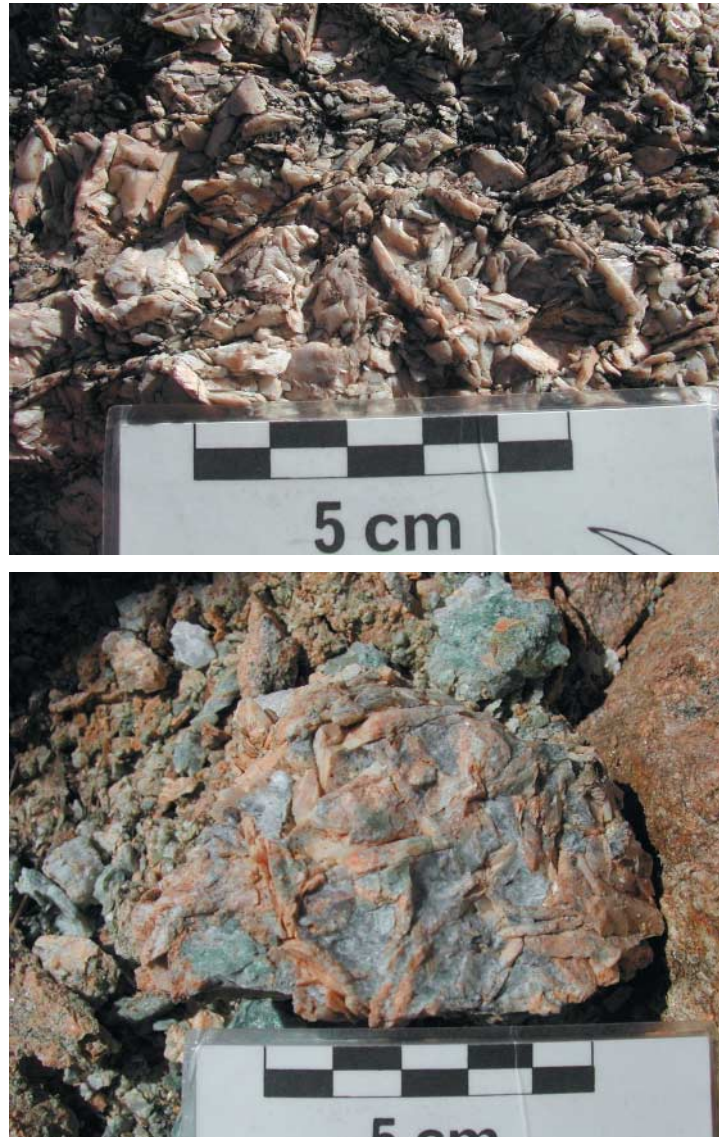


Figura 90: Mármol del puerto de la Cruz Verde, formado por grandes cristales de magnesita (carbonato de magnesio) de color blanquecino, en ocasiones acompañados de serpentina y talco (silicatos hidratados de magnesio) de color verdoso.

medioambientales (aguas, limpieza de gases embotellados), productos cosméticos, pasta de dientes y como aislante térmico y eléctrico. Los escaladores, trapecistas y gimnastas usan magnesita molida para evitar

PARADA 2

la sudoración de las manos y así evitar posibles resbalones y caídas que podrían ser fatales. También se usa como antiácido y como aditivo en la sal de mesa para que no se apelmace.

El origen de este mármol es el metamorfismo de una dolomía. El aumento de presión y temperatura produjo cambios en la dolomita, acompañados de pérdida de calcio y formación de nuevos minerales como pirita y silicatos hidratados de magnesio (talco y serpentina). La dolomía que dio lugar a este mármol magnesítico era una roca sedimentaria que se depositó originalmente en el fondo de un mar hace más de 500 millones de años durante el Cámbrico. Esta edad no es del todo segura, pero sí representa la hipótesis más probable, pues aunque en algunos lugares de España hay formaciones de carbonato más antiguas que el Cámbrico, son bastante raras. El problema es que el metamorfismo cambia tanto la roca original que hasta ahora no se ha conseguido saber su edad con fiabilidad.



Figura 91: Junto a las canteras de mármol quedan las ruinas de los edificios utilizados durante su explotación.

Los minerales verdosos que acompañan a la magnesita los podemos diferenciar por su dureza: el talco se raya con la uña y la serpentina con la navaja u otro metal, pero no con la uña. La razón de que el talco sea tan blando es porque sus átomos no están unidos tan fuertemente como en la mayoría de los demás minerales, mediante los enlaces químicos de tipo covalente, iónico o metálico. La estructura del talco a escala microscópica está formada por capas de silicato y magnesio unidas entre sí por unas fuerzas muy débiles, conocidas en química como enlaces de van der Waals. Esta es la razón de que el talco tenga ese tacto suave y untuoso. Cuando lo rayamos o rascamos, se rompe la

estructura cristalina del mineral y se forman multitud de fragmentos diminutos, como si fuera polvo. ¡Ahora ya sabes de dónde se obtienen los polvos de talco!

Por el camino

La vuelta andando al aparcamiento del restaurante en el Puerto de la Cruz Verde la podemos hacer por una senda que hay al otro lado de la carretera, ¡siempre poniendo mucho cuidado al cruzarla! Entre la carretera y la valla metálica podemos ver afloramientos del mármol magnésico que muestran su aspecto natural cuando está expuesto a la alteración durante miles de años, sometido a la disolución por el agua de lluvia y a los fuertes cambios de temperatura que se dan en estas alturas (1256 m en el puerto) y a la acción del hielo y deshielo del agua que entra en sus poros y grietas. Al helarse, el agua aumenta de volumen y puede romper la roca. Recuerda lo que le pasa a una botella de cristal llena de agua o refresco si la metes al congelador. Esta es también una de las razones por las que las carreteras de montaña tienen tantos baches y hay que repararlas tan a menudo.

Si vas bien de tiempo y tienes interés en la interpretación del paisaje de este valle y de esta zona de la Sierra de Guadarrama, antes de tomar la M-533 puedes acercarte al mirador con aparcamiento que hay a menos de un kilómetro por la carretera M-505 que va a Ávila (saliendo del estacionamiento del restaurante hacia la derecha), y después volver al puerto para continuar con el itinerario. Este mirador pertenece a la Red de Senderos del Sistema Central (GR-10 y GR-11) y es un ejemplo de lo que



Figura 92: Mirador con panel para la interpretación del paisaje del valle de El Escorial y la Sierra de Guadarrama, cerca del Puerto de la Cruz Verde en la carretera a Ávila (M-505).

PARADA 2

se podría hacer para facilitar la visita a algunos de los muchos puntos de interés geológico que hay en la Comunidad de Madrid. Las paradas que exponemos en esta guía que tienes en tus manos son sólo una pequeña muestra de la geodiversidad de la región. El coste de un mirador no es mucho comparado con sus beneficios (educativo, de ocio, sociocultural, etc.) a corto, medio y largo plazo. Sólo hace falta voluntad política para contribuir al uso público del patrimonio natural y así no vernos obligados a jugarnos la vida para poder apreciar y conocer nuestra geodiversidad.

Volviendo al Puerto de la Cruz Verde, bajamos hacia Zarzalejo por la M-533. Antes de llegar a este pueblo, y oculto bajo el pinar, pasamos por encima del límite o contacto entre las rocas metamórficas (gneis, mármol, esquisto) en las que se ubica la cantera de la parada 2, y las rocas ígneas (granito y pórfido) que veremos con más detalle en las paradas 3 y 4.

PARADA 3

Mirador a la salida de Zarzalejo

Acceso

Desde el Puerto de la Cruz Verde tomamos la carretera M-533. A la salida del pueblo de Zarzalejo paramos a la derecha en un pequeño aparcamiento que hay junto a un mirador.

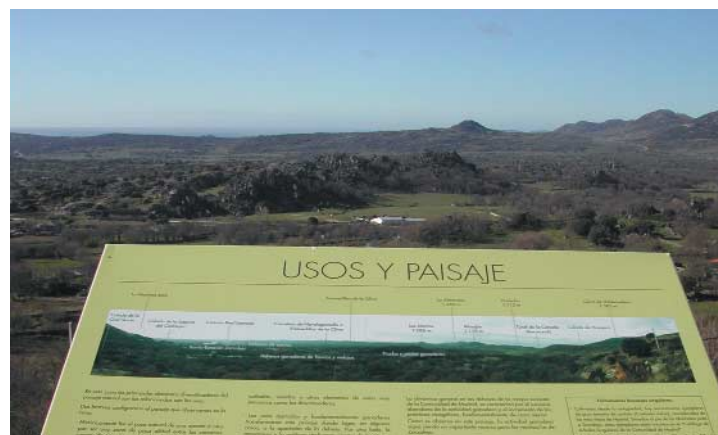


Figura 93: No es raro que en la interpretación del paisaje se olvide que el relieve, la vegetación y los usos del suelo están condicionados por la composición y la estructura del sustrato geológico. Así pues, debemos tener presente que la geodiversidad de un territorio es también parte de su patrimonio natural y cultural, y un importante condicionante del paisaje.

Material y edad

Granito del Carbonífero superior (entre 300 y 290 millones de años).

Características y origen

En este mirador podemos disfrutar de una espléndida vista y al mismo tiempo aprender con la interpretación del paisaje. Conviene leer los paneles explicativos, que nos ayudarán a saber en qué hay que fijarse para extraer la abundante información 'escondida' en el paisaje. Con la experiencia y los años podremos aprender a interpretar el relieve, el sustrato geológico, la vegetación y sus cambios, los tipos de suelo, los usos que se ha dado y se está dando al territorio, los cambios recientes originados por la acción humana o las modificaciones que se hicieron hace décadas o siglos. Todo eso, con sólo echar un vistazo.

Los bloques de roca que hay en el mirador están hechos de granito, igual que los principales relieves cercanos. Las formas del relieve que vemos en

PARADA 3

los granitos nos dan información sobre el clima que afectó a esta zona hace millones de años. Los grandes bolos de roca granítica que forman los berruecos y berrocales son el resultado de la erosión, que es mayor junto a las fracturas por donde se 'pudre' o altera la roca, y que es menor en los bloques que no están fracturados. La mayor parte de esta 'putrefacción' del granito (realmente es una alteración química) tuvo lugar antes de ser erosionado, cuando todavía estaba enterrado en el subsuelo. La acción del agua de lluvia que se infiltra y las altas temperaturas propias de un clima tropical hacen que los feldespatos y las micas se vayan deshaciendo y transformando en arcillas. Posteriormente, la erosión debida a la escorrentía del agua de lluvia es la que hace que la parte más alterada sea arrastrada en forma de arena, limo y arcilla, y que la parte menos alterada (los núcleos de granito no fracturado) se quede resistiendo la erosión y dando lugar a esas formas redondeadas que vemos.

En el paisaje podemos distinguir dos tipos de relieve: uno rugoso y alomado en la zona más cercana, y otro mucho más plano que hay abajo al fondo y que se extiende hasta el horizonte al sureste. El primero tiene como sustrato a los granitos y gneises del Sistema Central y el segundo tiene como sustrato a los sedimentos que rellenan la Cuenca de Madrid. Entre las dos zonas se encuentra la falla que pasamos al dejar la parada 1, y que se puede ver y tocar en la parada 4 del itinerario geológico por el suroeste de la Comunidad de Madrid.

Este mirador sirve de punto de partida y llegada para un recorrido a pie por la Ruta de los Arribes. Esta ruta forma parte del uso recreativo de las vías pecuarias, que también son un importante componente del patrimonio natural y cultural de la zona.



Figura 94: Panel explicativo del relieve que hay hacia el nordeste del mirador de Zarzalejo.

PARADA 4

Canteras de pórfido granítico en Pajares, junto a la estación de Zarzalejo

Acceso

Retomamos la carretera M-533 bajando a Pajares, donde se encuentra la estación de tren de Zarzalejo. Antes de salir del pueblo aparcamos cerca del pequeño parque alargado paralelo a la carretera que hay a la izquierda y andamos por el camino que sale de la parte baja del parque. Por este Camino del Prado podemos acceder a las canteras, pasar al lado de las antiguas casas de las explotaciones y después bajar por las calles entre las casas del pueblo para volver al vehículo (ver la foto aérea en la Figura 95).



Figura 95: Esquema de acceso a las canteras de la Parada 4 del itinerario geológico por el oeste de la Comunidad de Madrid. La imagen de arriba es una ampliación del recuadro.

Material y edad

Granito porfídico atravesado por pórfidos graníticos, del Carbonífero superior (entre 310 y 290 millones de años).

PARADA 4

Características

El pórfido granítico que hay en los alrededores de la estación de Zarzalejo es conocido desde hace décadas entre los coleccionistas de minerales porque contiene grandes cristales de feldespato con desarrollo casi perfecto de las caras o 'facetas del cristal'. En donde más cristales de feldespato hemos encontrado es en el entorno del pinar que hay a la derecha del Camino del Prado, antes de subir hacia las canteras.

La textura de las rocas es una propiedad que indica el tamaño, forma y distribución de los minerales. En las rocas ígneas, la textura porfídica consiste en cristales relativamente grandes dentro de una masa o matriz rocosa que tiene un tamaño de grano bastante más pequeño. A las rocas ígneas con textura porfídica también se las llama pórfidos, especialmente si están en forma de vetas, diques o filones. La roca que hay en el entorno de Pajares es un granito porfídico con vetas de pórfido granítico en el que los cristales más grandes son de feldespato (a veces hasta más de 10 cm) y los medianos de cuarzo y mica biotita. Si encuentras algún cristal de feldespato suelto fuera de la roca podrás ver que tiene una forma un poco rara, aplanada (alargada en corte) y como con picos. Es una macla, o sea, varios cristales del mismo mineral que han crecido juntos, pero no de cualquier forma, sino ordenadamente y con una simetría particular que en cristalografía se conoce como la ley de maclado. En un libro de mineralogía o cristalografía podrás encontrar la descripción y esquemas de los diferentes tipos de maclas que hay aquí (la mayoría son maclas de Karlsbad, pero también puede haber otras). El cuarzo del pórfido granítico, en cambio, suele estar en forma de cristales bipiramidales hexagonales, o sea, que cada grano de cuarzo es un solo cristal con la forma de dos pirámides de seis lados unidas por la cara hexagonal. Los cristales de mica biotita suelen tener la forma de prismas hexagonales aplastados (más anchos que altos) y, aunque son muy pequeños, con una lupa podrás ver que se rompen en capas paralelas, como escamas. Esta propiedad de las micas se llama exfoliación y se debe a que los átomos de la estructura cristalina de las micas están ordenados en láminas.



Figura 96: El pórfido granítico de Zarzalejo tiene cristales grandes de feldespato dentro de una matriz de tamaño de grano pequeño (Fotos: Ramón Jiménez).

PARADA 4

Origen

¿Cómo se forma un pórfido? La explicación más sencilla es que el magma del que procede se enfrió primero lentamente, dando tiempo a que se formen algunos cristales grandes, y luego se enfrió rápidamente, sin dar tiempo a que crecieran tanto los cristales en el resto del magma (mira la tabla que hay en la página siguiente). El resultado es una roca dura y resistente que se suele usar para los adoquines de las calles, siempre y cuando no esté fracturada y alterada por los procesos químicos del suelo. En las canteras abandonadas y su entorno por el Camino del Prado (Figura 95 y 97), podemos ver los diferentes grados de alteración del granito porfídico, desde muy alterado y que se desmenuza con la mano (en los suelos superficiales y zonas de fracturas), hasta poco o nada alterado y, por lo tanto, muy duro y resistente (en los frentes de explotación de las canteras que profundizaron hasta la roca fresca).

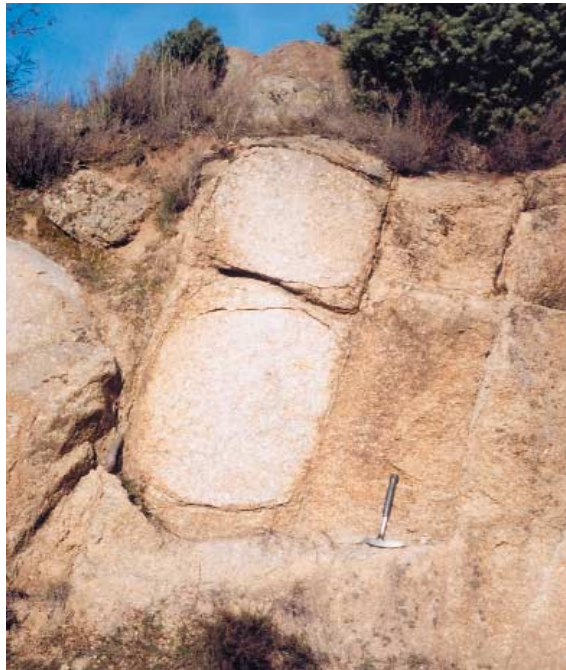


Figura 97: La alteración química del granito se inicia a partir de las fracturas por las que se infiltra el agua. El resultado de la erosión es la formación de bolos, berruecos y formas redondeadas en general, como éstas que hay junto al Camino del Prado. Mira también las Figuras 25 y 78.

En cuanto a los cristales grandes del pórfido, nos permiten apreciar cómo cada mineral tiene su forma característica y lo único que necesi-

ta para crecer y desarrollar esa forma es espacio y tiempo suficientes. Lo normal en una roca ígnea de tipo plutónico, como el granito que vimos en la parada 3 de este itinerario geológico o los que se ven en otros itinerarios de esta guía, es que los cristales crezcan todos más o menos a la vez durante un enfriamiento lento y progresivo que puede durar de miles a millones de años. De este modo, la mayoría de los minerales no encuentra espacio suficiente para seguir creciendo porque chocan con los de al lado. Así, los minerales se quedan con formas raras (no geométricas), que dependen de si los cristales vecinos se encontraban más cerca o más lejos conforme crecían, y si les impedían desarrollarse más o menos libremente.

En una roca ígnea de tipo volcánico, como las que se ven en los volcanes del Campo de Calatrava (Ciudad Real) o de la Garrotxa (Gerona), el enfriamiento del magma al salir a la superficie de la Tierra en forma de lava suele ser tan rápido que no da tiempo a que crezcan bien los cristales. El resultado es que la mayoría de los cristales son de pequeño tamaño o simplemente no se llegan a formar. Si el magma se enfría muy rápidamente (horas, días) y se convierte en roca sin que dé tiempo a que se forme ningún cristal, el resultado es un vidrio volcánico. La obsidiana es un ejemplo de roca volcánica hecha toda de vidrio. El pórfido es un caso intermedio: empezaron a formarse algunos cristales que crecieron lentamente, pero después hubo un enfriamiento rápido y el resto del magma se solidificó a gran velocidad, e incluso a veces una parte no tuvo tiempo para organizarse y cristalizar, formándose un vidrio que engloba a los cristales mayores. A veces el enfriamiento rápido se produce en el interior de la Tierra, sin salir a la superficie pero a poca profundidad, y las rocas resultantes se llaman rocas filonianas o rocas subvolcánicas. Estas rocas pueden tener diferentes texturas: porfídica, aplítica, pegmatítica, etc. En la siguiente tabla podemos ver un resumen simplificado de sus características y cómo se forman:

Tipos de texturas en diferentes rocas de composición granítica					
Roca:	Granito	Pórfido granítico Granito porfídico	Aplita	Pegmatita	Obsidiana
Tipo de textura:	Granítica	Porfídica	Aplítica	Pegmatítica	Vítrea
Tamaño de los cristales:	Todos medianos	Unos grandes y otros pequeños	Todos pequeños	Todos grandes	Sin cristales (sólo vidrio)
¿Cómo se formó la roca?	Muchos cristales crecieron lentamente	Unos pocos cristales crecieron lentamente y el resto después rápidamente	Muchos cristales crecieron rápidamente	Unos pocos cristales crecieron lentamente	Enfriamiento instantáneo, sin formación de cristales

PARADA 4

Por el camino

Retomamos la M-533 hacia abajo (hacia el este) y al poco tiempo cruzamos la vía del tren Ávila-Madrid. Antes de llegar a Peralejo, y si vamos bien de tiempo, es interesante acercarse a ver desde fuera una explotación de granito (Blokdegal, S.A.) que hay por el camino que sale a la izquierda, antes de llegar al km 3, nada más pasar la valla de una finca arbolada que se llama Villa Rita (mira las Figuras 95 y 98). El camino está sin asfaltar y no es transitable para autobuses ni vehículos bajos, así que lo mejor es acercarse andando o en vehículo todoterreno (aprox. 1 km en cada sentido).



Figura 98: Cantera de granito en explotación en las proximidades de Zarzalejo.

Pasado Valdemorillo y antes de llegar a la parada 5, atravesamos el límite o contacto entre el granito (homogéneo y gris claro) y el gneis glandular (bandeado por la foliación y de tonos más oscuros y cálidos). El cambio lo notaremos claramente si nos fijamos en las rocas del corte de la carretera según nos acercamos a Valdemorillo, y desde ahí hasta cerca de las urbanizaciones.

PARADA 5

Corte de la carretera pasado el km 26 de la carretera M-600

Acceso

Desde la estación de Zarzalejo (Pajares) retomamos la carretera M-533 hacia el este pasando Peralejo. En el cruce con la carretera M-600 giramos a la derecha hacia Madrid pasando Valdemorillo. Nada más pasar el km 26 de esta carretera M-600, aparcamos en la entrada de un camino que sale a la derecha. El espacio disponible para aparcar es escaso y sería deseable que con el tiempo se amplíe para poder visitar este excelente corte estratigráfico y punto de interés geológico de la Comunidad de Madrid. Mientras tanto, insistimos en lo de siempre: chaleco reflectante reglamentario, mucho cuidado con el tráfico, e insistir a las autoridades políticas y administrativas en lo que queremos. Otra solución para aparcar cerca puede ser en el extremo sur de la urbanización El Mirador del Romero (mira la Figura 99), aunque el acceso es restringido y habrá que solicitarlo al guarda. El túnel que hace de aliviadero bajo la carretera es transitable a pie y permite acceder a uno y otro lado de la carretera sin riesgo a interferir con el tráfico.



Figura 99: Esquema de acceso a la Parada 5 del itinerario oeste.

Material y edad

Areniscas y dolomías del Cretácico superior (95-85 millones de años).

PARADA 5

Características

Entrando por el camino veremos los restos de un antiguo horno en los que se calcinaba la roca carbonática para obtener cal. El corte de la carretera lo podemos ver desde arriba, subiendo a uno de los lados, o también desde la cuneta. Como el tráfico en esta carretera es bastante intenso, para cualquier maniobra arriesgada que hagamos con el vehículo y para el acceso a la cuneta deberemos llevar siempre chaleco reglamentario y tener alguna persona encargada de avisar.



Figura 100: Entrada al horno en el que se aprovechaban las rocas carbonáticas del Cretácico superior para obtener cal.

La carretera corta capas de dolomía, arenisca y arena en un tramo de más de cien metros. Deberemos fijarnos en el tamaño de grano, composición, grado de consolidación y resistencia de las rocas a la erosión.

Origen

Las dolomías y arenas se depositaron hace más de 80 millones de años, en el Cretácico superior. Evidentemente, el paisaje de entonces era completamente diferente: la zona estaba ocupada por amplias playas y marismas, con un mar somero y cálido bajo clima tropical. En la lejanía, más de cien kilómetros hacia el oeste, se verían los pequeños relieves que quedaban de la erosión de una cordillera antigua, y hacia el este, el ancho océano. En este tipo de ambiente se acumularon las arenas procedentes del lejano oeste, removilizadas por el oleaje y las mareas del océano que llegaba hasta aquí. Por eso los granos de arena

son de tamaño pequeño y bastante bien redondeados en comparación con los de la parada 1.

Siguiendo una larga y estrecha franja paralela a la falla que separa el Sistema Central de la Cuenca de Madrid hay algunos afloramientos de este Cretácico marino (mira también la parada 3 del itinerario geológico por el norte de la Comunidad de Madrid). Las dolomías que se ven son muy resistentes a la erosión, pues están bien cementadas. Esto es lo que hace que sean frecuentemente utilizadas en las construcciones urbanas, y que originen relieves como los que vemos en esta parada. La dolomía y la caliza están hechas respectivamente de dolomita y de calcita, dos minerales de carbonato que pueden ser lentamente disueltos por el agua. Al disolverse estas rocas va quedando un residuo formado por componentes insolubles en agua, como arcillas, cuarzo, etc. Otra característica de las rocas carbonáticas es que no suelen ser porosas como las arenas o areniscas (con poros entre los granos), así que no pueden retener el agua de lluvia o de escorrentía, que inmediatamente se infiltra por las fracturas. Además, el agua que disuelve las rocas carbonáticas se vuelve gorda (dura), y todo esto hace que la vegetación tenga que estar especialmente adaptada. El cantueso, la jara pringosa y otras especies frecuentes en las rocas silíceas (granitos y gneises) que hemos visto por la Sierra de Guadarrama hasta aquí, son sustituidas por espliego, romero, tomillo y otras especies mejor adaptadas a los suelos calcáreos.

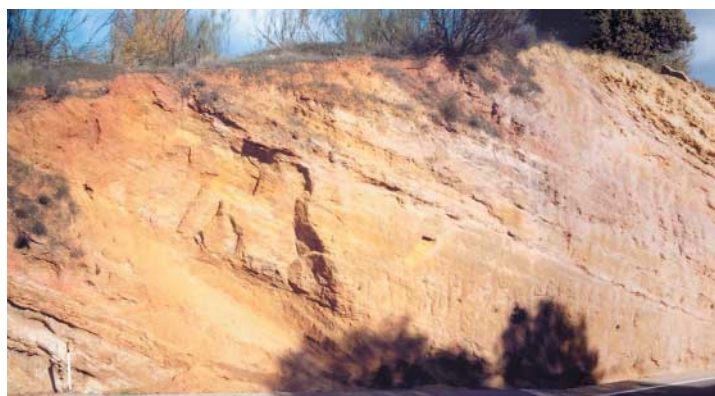


Figura 101: El corte estratigráfico del Cretácico superior de Valdemorillo constituye uno de los principales puntos de interés geológico del oeste de la Comunidad de Madrid, es parte importante de su patrimonio geológico, y un claro indicador de la geodiversidad de esta región.

PARADA 5

Aunque las dolomías y las calizas suelen ser rocas duras y resistentes a la rotura y a la erosión mecánica, pueden erosionarse por disolución, sobre todo cuando el agua es ácida, como por el CO_2 procedente de la acción de los seres vivos o de la contaminación del aire. Cuando esto ocurre, se forman cuevas en el interior del terreno y también depresiones (torcas), cañones y formas de lo más variadas en la superficie, como la conocida Ciudad Encantada de Cuenca. En resumen, se forma un paisaje muy característico que se llama karst. El nombre viene de la región de Karst, situada entre Italia, Eslovenia y Croacia, una región caliza que presenta muchas de estas morfologías. El paisaje kárstico de la zona de Valdemorillo no está muy desarrollado porque las dolomías tienen poco espesor. En cambio, en la banda de rocas del Cretácico que se extiende desde Guadalix y Venturada por Torrelaguna hasta Valdepeñas de la Sierra sí existen buenos ejemplos de cuevas y otras formas kársticas (mira la parada 3 del itinerario geológico por el norte de la Comunidad de Madrid).

Por el camino

Retomando la carretera M-600 en dirección a Madrid, abandonamos el dominio del Sistema Central y entramos en la Cuenca Miocena de Madrid. La franja de rocas del Cretácico hace de límite en esta zona de cambios importantes en el paisaje, pasando de los granitos y los gneises del Paleozoico, que son rocas ígneas y metamórficas poco permeables y resistentes a la erosión, a las arenas y gravas del Cenozoico, que son mucho más blandas y permeables. En consecuencia, cambia la vegetación, cambian los usos de suelo y el relieve se vuelve alomado.



Para saber más

Mapas geológicos

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) publica mapas geológicos y geomorfológicos. Cada itinerario de esta guía atraviesa diferentes hojas a escala 1:50.000, que puedes utilizar para conocer más detalles sobre las unidades geológicas por las que pasa el itinerario, su edad, composición, etc. Las imágenes escaneadas de los mapas geológicos (archivos de tipo JPG) pueden descargarse gratuitamente desde la página web del IGME en <http://www.igme.es>

En esta misma página web también puedes bajarte los mapas geocientíficos de la Comunidad de Madrid, cada uno de los cuales cubre un aspecto diferente: arqueología, energía solar, erosionabilidad e inundabilidad, espacios naturales, geología, geotecnia, hidrogeología, peligrosidad geológica, recursos geoculturales, minerales y rocas industriales, síntesis geocientífica, suelo y vegetación, unidades fisiográficas y vulnerabilidad a la contaminación.

Los mapas geológicos a escala 1:50.000 que corresponden a cada itinerario son:

Itinerario geológico	Hojas del mapa a escala 1:50.000
1 - Norte	484 (Buitrago) y 509 (Torrelaguna)
2 - Sureste	582 (Getafe), 583 (Arganda), 605 (Aranjuez) y 606 (Chinchón)
3 - Suroeste	580 (Méntrida) y 581 (Navalcarnero)
4 - Oeste	532 (Navas del Marqués), 533 (El Escorial) y 558 (Majadahonda)

Cada mapa geológico y geomorfológico junto con su memoria explicativa puedes comprarlo en:

– Servicio de Publicaciones del IGME, en C/ Cristóbal Bordiú 34, 28003 Madrid, teléfonos 913495730 y 913495750, de lunes a viernes y solo por las mañanas de 9:00 a 13:00. Más información en: http://www.igme.es/internet/Serv_Publicaciones/Indexc.htm

Otros lugares en Madrid donde se pueden comprar mapas topográficos y geológicos son:

– **La Casa del Mapa** (Centro Nacional de Información Geográfica), C/ General Ibáñez de Íbero 3, 28003 Madrid, teléfono 915979644 y fax 915532913. Sólo abre por las mañanas de 8:30 a 14:00. Más información en:

<http://www.cnig.es/>

– **La Tienda Verde**, C/ Maudes 38, 28003 Madrid, teléfono 915330791 y 915343257 y fax 915336454 y 915333244. Más información en:

<http://www.tiendaverde.es/>

– **Comercial Liber 2000**, C/ Mar de la Sonda 8 (bajo dcha.), 28033 Madrid, teléfono 913821074 y fax 913821078.

– **Reydis Libros**, C/ Hierbabuena 35 (bajo), 28039 Madrid, teléfono 913116682 y fax 913116667.

Fotos aéreas e imágenes de satélite

La Comunidad de Madrid ofrece buenas fotos aéreas de diferentes fechas, disponibles en: <http://gestiona.madrid.org/nomecalles/> Si cambiamos la base de datos de fotos aéreas que se utiliza de fondo y comparamos las fotos de diferentes años podremos identificar los cambios que ha sufrido una zona desde 1956 hasta la actualidad. Algunas de ellas las hemos utilizado en esta guía para que puedas ver los cambios producidos por los procesos geológicos activos en las últimas décadas.

El visor GeoMadrid está desarrollado por la empresa Tres Cantos S.A. para la Comunidad de Madrid, y permite ver el aspecto de toda la comunidad en el año 2004, con imágenes georeferenciadas (ortoimágenes con coordenadas) y hasta una escala de 1:5000. Está disponible en: <http://www.trescantossa.com/navegar/>

Las fotos aéreas en blanco y negro (grises) del Sistema de Información Geográfica Oleícola también se pueden consultar y están disponibles a través de la página web del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación en: http://w3.mapya.es/dinatierra_v3/

El portal Google de internet ofrece imágenes de satélite y fotos aéreas con una resolución muy buena para algunas zonas (y bastante mala para otras...). Para ello hay que instalarse un programa gratuito que está disponible en: <http://earth.google.com/>

Glosario

Si en este glosario no encuentras la palabra, puedes buscarla en el Glosario geológico de la página web del Colegio Oficial de Geólogos en la dirección:

http://www.icog.es/_portal/glosario/sp_search.asp

También puedes preguntarle a un experto mediante la opción de El Geólogo responde, disponible en:

<http://www.icog.es/portal/pregunta/pregunta.asp>

Además, puedes consultar los libros sugeridos en la bibliografía, especialmente el *Diccionario de Ciencias de la Tierra*.

(Las referencias cruzadas se indican en cursiva)

Abanico aluvial: depósito de sedimentos que en conjunto presenta una forma de abanico o segmento de cono con mucho más diámetro que altura. Un abanico se forma cuando una corriente de agua que iba encajada en un relieve llega a una zona amplia y con menos pendiente. El resultado es una disminución de la velocidad de la corriente, con lo que se deposita el sedimento que arrastraba, el cual se desparrama formando un abanico con el extremo (ápice) situado cerca del relieve (ver la Figura 32 y 44). Se llama abanico aluvial al que se forma por corrientes fluviales y aluviones procedentes de relieves montañosos. También existen abanicos submarinos.

Anatexia: proceso geológico de transformación de una roca en un *magma*.

Arcilla: el término arcilla puede hacer referencia al tamaño de grano o a la composición del sedimento. Por un lado, arcilla es un *sedimento* compuesto por granos de un tamaño de menos de 4 micras (o sea, menos de 4 milésimas de milímetro). Para hacerse una idea, los granos no se notan ni al tacto ni con la boca. Por otro lado, también se llama arcilla a los minerales del grupo de los silicatos con estructura en hojas (filosilicatos) y tamaño de grano muy pequeño (décimas a milésimas de milímetro). Son ejemplos la caolinita, la esmectita, la sepiolita. Hay que utilizar el término con cuidado, porque no todos los minerales del grupo de la arcilla son de tamaño arcilla, ni todos los minerales de tamaño arcilla son del grupo de las arcillas.

Arcosa: *arenisca* rica en *feldespatos* y con menos de un 75% (3/4) de granos de *cuarzo*.

Arena: *sedimento* compuesto por granos sueltos (no cementados) de un tamaño entre *limo* y *grava*, es decir, entre 0,065 y 2 milímetros.

Arenisca: *roca sedimentaria detrítica* compuesta por granos de tamaño arena unidos por una matriz y/o cemento de grano más fino.

Argilita: *roca sedimentaria detrítica* compuesta por granos de tamaño *arcilla*.

Brecha: *roca* compuesta por fragmentos de otras rocas con predominio del tamaño *grava*. Brecha sedimentaria es la que se forma por procesos de sedimentación y brecha tectónica es la que se forma por procesos tectónicos.

Calcita: *mineral* compuesto de carbonato de calcio (CaCO_3) con *estructura cristalina* trigonal.

Caliza: *roca sedimentaria* compuesta principalmente por *calcita*.

Carbonato: compuesto químico o *mineral* en el que el anión principal es $(\text{CO}_3)^{2-}$.

Carbonático: que contiene *carbonato* en proporción elevada.

Cenozoico: era geológica que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 65 millones de años hasta la actualidad. También hace referencia a las rocas formadas durante este tiempo. Equivale a lo que hasta hace poco se llamaba *Terciario* y *Cuaternario*, términos recientemente eliminados de la escala del tiempo geológico según la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS, 2004), pero que todavía se siguen utilizando.

Conglomerado: *roca sedimentaria* detrítica compuesta por granos de tamaño *grava* (más de 2 milímetros). Cuando los cantos son angulosos se llama *brecha sedimentaria*.

Cretácico: último periodo del *Mesozoico* que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 145 millones de años hasta hace 65 millones de años. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo.

Cristal: Sólido con los átomos ordenados (con periodicidad). Cuando tiene espacio para crecer, la forma refleja la *estructura cristalina del mineral*, y cuando no lo tiene, la forma está condicionada por el espacio disponible.

Cuarzo: *mineral* compuesto de sílice (SiO_2) con *estructura cristalina* trigonal.

Cuarcita: *roca metamórfica* procedente del metamorfismo de una *arenisca* y compuesta por granos de tamaño *arena* predominantemente de *cuarzo*, y que están cementados por *cuarzo*, dando lugar a una *roca* muy dura y resistente a la erosión.

Cuaternario: término que se utilizaba hasta hace poco para referirse al tiempo transcurrido desde hace 1,8 millones de años hasta la actualidad, equivaliendo al *Pleistoceno* y *Holoceno*. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo. Actualmente, el término Cuaternario ha sido eliminado de la escala del tiempo geológico según la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS, 2004), pero todavía se sigue utilizando.

Cubeta sedimentaria y cuenca sedimentaria: zona deprimida del relieve que recibe *sedimentos* y permite que se acumulen. El término cubeta se refiere a una cuenca sedimentaria *endorreica* pequeña (rodeada por relieves elevados en todo su contorno y sin salida al mar).

Cuenca endorreica: cuenca hidrográfica o sedimentaria sin salida al mar.

Cuenca exorreica: cuenca hidrográfica o sedimentaria con salida al mar.

Depresión tectónica: zona de menor altura y relieve que su entorno y limitada por *fallas* en uno o varios de sus bordes.

Diaclasa: plano de rotura de una *roca* a lo largo del cual no hay desplazamiento entre los dos bloques que separa. Generalmente es de pequeña extensión (desde centímetros a decenas de metros).

Diagénesis: conjunto de procesos geológicos de transformación de los *minerales* y *textura* de un *sedimento* o *roca* después de su sedimentación debido a cambios en la presión, la temperatura, los fluidos que circulan, etc. Puede resultar en *litificación* (transformación de un sedimento en una *roca*) mediante cementación, compactación, etc.

Diferenciación por cristalización fraccionada: separación de los *minerales* que van cristalizando en un *magma* según se va enfriando, generalmente porque se hunden por su propio peso dentro de la masa viscosa del *magma*. Los primeros que se forman suelen ser *minerales máficos*, y el *magma* queda empobrecido en esos componentes y enriquecido en otros (silicatos de sodio, potasio, calcio, etc.). Si una *roca* se solidifica a partir de este segundo *magma*, tendrá mayor proporción de *minerales félsicos* que la que se formó a partir del *magma* original.

Dolomía: *roca sedimentaria* compuesta principalmente por *dolomita*.

Dolomita: mineral compuesto de *carbonato* de calcio y magnesio ($\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$) con *estructura cristalina* trigonal.

Edáfico: relativo al suelo. Relacionado con la alteración y modificación de la capa superficial del terreno como resultado de la acción de procesos químicos, físicos y biológicos en función del clima, la vegetación, las características del sedimento o roca, etc.

Endorreica: cuenca hidrográfica o sedimentaria sin salida al mar.

Época geológica: subdivisión de la escala del tiempo geológico de rango inferior al *periodo*. Ejemplos de épocas geológicas: *Mioceno*, *Pleistoceno*.

Era geológica: subdivisión de la escala del tiempo geológico de rango superior al *periodo*. Ejemplo de era geológica: *Mesozoico*.

Escurrentía: agua de lluvia que discurre por la superficie de un terreno.

Esquisto: *roca metamórfica* compuesta principalmente por *micas* visibles sin lupa (más de 1 mm), algunos otros *minerales* (por ejemplo, *cuarzo*), y caracterizada por la presencia de *esquistosidad* (propiedad de fracturarse según planos paralelos a las *micas* del esquisto).

Esquistosidad: propiedad de las rocas metamórficas de romperse por planos irregulares más o menos paralelos debido a la orientación preferente de los cristales de mica visibles sin lupa (más de 1 mm).

Estructura cristalina: la que forman los átomos de un compuesto cuando están ordenados formando una malla tridimensional con grupos de átomos que se repiten en una o varias direcciones. Un mismo compuesto puede dar lugar a diferentes estructuras cristalinas, y cada una de ellas será un *mineral* diferente (*polimorfo*).

Evaporita: *roca* que se disuelve fácilmente en agua y que se puede formar por la evaporación del agua de lagos, mares, aguas subterráneas, etc. Son ejemplos el yeso y la sal común.

Exorreica: cuenca hidrográfica o sedimentaria con salida al mar.

Falla: plano de rotura de una roca con desplazamiento relativo entre los dos bloques que separa. Generalmente es de gran extensión (metros a kilómetros). Reciben diferentes nombres según el tipo de desplazamiento relativo.

Feldespato: *mineral* compuesto de tetraedros de sílice y alúmina (silicato

aluminico) unidos en una *estructura cristalina* tridimensional que incluye diferentes cationes (sodio, potasio, calcio, etc.). Generalmente presenta colores claros. Ejemplos: ortosa (de potasio), albita (de sodio), anortita (de calcio).

Foliación: tipo de estructura bandeada que presentan los *minerales* que forman el *gneis* y otras *rocas metamórficas* de alto grado.

Fractura: plano de rotura en las rocas o *sedimentos*. Si hay desplazamiento se llama *falla* y si no hay desplazamiento se llama *diaclasa*.

Glauberita: *mineral* compuesto por sulfato de sodio y calcio con *estructura cristalina* monoclinica.

Gneis: *roca metamórfica* compuesta principalmente por *cuarzo*, *feldespato* y *mica*, y que estuvo sometida a alta temperatura y presión en el interior de la corteza terrestre. Estos *minerales* forman un bandeo característico al que se denomina *foliación*.

Granito: *roca plutónica* compuesta principalmente de *cuarzo*, *feldespato alcalino* y *plagioclasa* en cantidades variables, generalmente acompañados también de *hornblenda*, *biotita* y otros minerales secundarios.

Granitoide: término genérico utilizado en la descripción de *rocas* en el campo para hacer referencia a *rocas plutónicas* de aspecto similar a un *granito*, y pendiente de su confirmación una vez que se haya hecho el análisis químico, mineralógico y petrológico.

Grava: *sedimento* compuesto por granos y cantos de un tamaño mayor de 2 milímetros.

Holoceno: última época del periodo *Neógeno* de la era *Cenozoica*, y que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 11.500 años hasta la actualidad (también se suele poner el límite en los 10.000 años). Para agrupar al *Pleistoceno* y *Holoceno*, hasta hace poco se utilizaba el término *Cuaternario*, pero este término ha sido recientemente eliminado de la escala del tiempo geológico según la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS, 2004).

Inselberg: cerro aislado residual (o sea, lo que queda después de erosionar lo que hay alrededor) que se eleva de manera abrupta en un área de relieve más o menos plano. Es típico, aunque no exclusivo, de climas tropicales áridos y semiáridos, y por lo tanto nos da información sobre el *paleoclima*.

Karst: región del norte de Italia, Eslovenia y Croacia caracterizada por un tipo de morfologías del relieve debidas a la disolución de *rocas carbonáticas* (*calizas y dolomías*). El término se aplica a los lugares que presentan morfologías similares en *rocas* solubles, aunque no sean *carbonáticas* (por ejemplo, *yeso* y otras *evaporitas*).

Karstificación: procesos geológicos que dan lugar a un karst. El principal proceso es la disolución de rocas solubles que origina surcos y cavidades de diferentes tamaños, pero también son frecuentes los colapsos por gravedad, rellenos de material insoluble (arcilla, arena), reprecipitación de la calcita disuelta, etc.

Leucogranito: *granito* con alto contenido en *minerales félsicos*, bajo contenido en *minerales máficos* y generalmente de color gris claro.

Limo: *sedimento* compuesto por granos de un tamaño entre 0,0625 y 0,004 milímetros, o lo que es lo mismo, entre 62,5 y 4 micras (milésimas de milímetro). Para hacerse una idea, los granos no se notan al tacto, pero sí con la boca (al morder un poco del sedimento entre los dientes).

Limolita: *roca sedimentaria detrítica* compuesta por granos de tamaño *limo*.

Litificación: conjunto de procesos (compactación, cementación, etc.) mediante los cuales un *sedimento* se transforma en *roca sedimentaria*.

Lutita: *roca sedimentaria detrítica* compuesta por granos de tamaño *limo* y *arcilla*.

Macla: dos o más *cristales* de un mismo *mineral* que han crecido juntos con una simetría particular que en cristalografía se conoce como ley de maclado. En la parada 4 del itinerario geológico por el oeste de la Comunidad de Madrid puedes ver algunos ejemplos de maclas en los *cristales de feldespato* del granito porfídico.

Magma: mezcla muy caliente de rocas fundidas con *minerales* y fragmentos de *roca* sólidos, líquidos y gases que se forma en el interior de la Tierra por fusión parcial al aumentar la temperatura y/o disminuir la presión. Se llama lava al magma cuando sale a la superficie terrestre y se desgasifica.

Magnesita: *mineral* compuesto de *carbonato* de magnesio (MgCO_3) con *estructura cristalina* trigonal.

Marga: *roca sedimentaria* compuesta por una mezcla de *carbonatos* y *sedimento fino* (*limo* y *arcilla*).

Mármol: *roca metamórfica* de composición *carbonática*.

Mesozoico: era de la escala del tiempo geológico que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 250 millones de años hasta hace 65 millones de años. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo.

Metamorfismo: proceso de transformación de los *minerales y textura de una roca* debido a elevada presión y/o temperatura.

Micas: *minerales* compuestos de tetraedros de sílice y alúmina (silicato aluminico) y formados por el apilamiento de estructuras cristalinas bidimensionales (planares) que contienen muy diferentes elementos químicos. Ejemplos: moscovita (de potasio), biotita (de potasio, hierro y magnesio).

Mineral: compuesto sólido inorgánico natural caracterizado por su estructura cristalina y composición química.

Minerales félsicos: término genérico para referirse al *cuarzo y silicatos* del grupo de los *feldespatos*, generalmente de colores claros y baja densidad relativa.

Minerales máficos: término genérico para referirse a *silicatos* ricos en hierro y magnesio, como olivino, piroxeno, hornblenda, biotita, etc., generalmente de colores oscuros y alta densidad relativa.

Monzogranito: *granito* con bajo contenido en *cuarzo* y generalmente de color gris oscuro .

Mioceno: época geológica del Cenozoico que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 23 millones de años hasta hace 5,3 millones de años. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo.

Neógeno: periodo geológico del *Cenozoico* que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 23 millones de años hasta la actualidad. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo.

Orogenia: conjunto de procesos geológicos que actúan en los márgenes de las placas tectónicas durante su convergencia (colisión o subducción) para formar sistemas montañosos y cordilleras.

Orógeno: sistema montañoso o conjunto de cordilleras formado por la convergencia entre placas tectónicas. El Orógeno Varisco (antes también llamado hercínico) es el sistema montañoso en el que se formaron gran parte de las *rocas ígneas y metamórficas* del Sistema Central durante el periodo Carbonífero. El Orógeno Alpino es el sistema montañoso en el que se formaron los relieves actuales del Sistema Central y otras partes del sur de Europa en el Cenozoico.

Paleocanal: antiguo canal fluvial o de *abanico* aluvial, posteriormente rellenado por *sedimentos*.

Paleoclima: clima que afectó a una zona en el pasado.

Paleógeno: periodo geológico del *Cenozoico* que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 65 millones de años hasta hace 23 millones de años. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo.

Paleokarst: *karst* antiguo, que ya no está activo.

Paleorrelieve: antiguo relieve resultado de la erosión y que posteriormente fue recubierto por *sedimentos* o *rocas* más recientes.

Paleozoico: era de la escala del tiempo geológico que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 542 millones de años hasta hace 250 millones de años. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo.

Periodo geológico: subdivisión de la escala del tiempo geológico inferior a *era* y superior a *época*. Ejemplos de periodos geológicos: Carbonífero (Era Paleozoica), Cretácico (Era Mesozoica) y Neógeno (Era Cenozoica).

Pizarra: *roca metamórfica* compuesta principalmente por *micas* visibles con lupa (menos de 0,5 mm) y caracterizada por la presencia de *pizarrosidad*.

Pizarrosidad: propiedad de las *rocas metamórficas* de romperse por planos paralelos lisos debido a la orientación preferente de los abundantes cristales de *mica* visibles con lupa (menos de 0,5 mm).

Pleistoceno: penúltima época del periodo *Neógeno* de la era *Cenozoica*, y que corresponde al tiempo transcurrido desde hace 1,8 millones de años hasta hace 11.500 años. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo. Para agrupar al *Pleistoceno* y *Holoceno*, hasta hace poco se utilizaba el término *Cuaternario*, pero este término ha sido recientemente eliminado de la escala del tiempo geológico según la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS, 2004).

Polimorfo: *mineral* que tiene la misma composición que otro, pero diferente *estructura cristalina*.

Pórfido: *roca ígnea* con algunos *minerales* mucho más grandes que el resto.

Roca: sustancia sólida compuesta por uno o más *minerales*, originada de forma natural por procesos geológicos: solidificación de un magma (*roca ígnea*), acumulación de sedimento (*roca sedimentaria*), o cambios en los *minerales* por aumento considerable de la temperatura y/o la presión (*roca metamórfica*).

Roca calcárea: *roca* de la que se puede obtener cal (óxido de calcio, CaO). La cal se forma por descomposición del carbonato cálcico (CaCO_3) al perder el dióxido de carbono (CO_2) con el aumento de la temperatura. El término calcáreo hace referencia al contenido en carbonato cálcico y, por tanto, la roca calcárea por excelencia es la *caliza*.

Roca carbonática: *roca* con una elevada proporción de *carbonato* en su composición. Algunos ejemplos de este tipo de rocas son la *caliza*, la *dolomía* y el *mármol*.

Roca ígnea o magmática: *roca* formada por el enfriamiento y solidificación de un *magma*.

Roca metamórfica: *roca* formada a partir de otra *roca* por transformación de sus *minerales*, así como de su textura y estructura, debido al aumento de la presión y/o de la temperatura. El grado del metamorfismo (bajo, medio o alto) es proporcional al aumento de presión y/o temperatura que haya sufrido la *roca*.

Roca plutónica: *roca ígnea* resultado del enfriamiento y cristalización de un magma en profundidad, en contraposición a las *rocas volcánicas*, que se han enfriado en superficie. Suelen enfriarse lentamente, permitiendo que se formen cristales.

Roca sedimentaria: *roca* formada por la acumulación y enterramiento de *sedimentos* y su posterior compactación, consolidación y cementación (procesos englobados en la *litificación*).

Roca volcánica: *roca ígnea* resultado del enfriamiento y cristalización de un magma en la superficie terrestre en contacto con la atmósfera o la hidrosfera. El término se opone al de roca plutónica, que es la que se ha enfriado en el interior de la Tierra. Si se solidifica a poca profundidad, cerca de la superficie pero sin salir, se llama roca subvolcánica. Ambos tipos de rocas (volcánicas y subvolcánicas) pueden haberse enfriado tan rápidamente que no cristaliza todo el magma y en su lugar se forma vidrio (sólido sin estructura cristalina).

Sedimento: material sólido que ha sido o está siendo erosionado, transportado y/o depositado de forma natural, y que no ha sufrido una com-

pactación, consolidación y/o cementación como para considerarlo una roca. Los sedimentos recién depositados suelen incluir una elevada proporción de agua y gases.

Serpentina: grupo de *minerales polimorfos* compuestos por silicato hidratado de magnesio y hierro $((\text{Mg}, \text{Fe})_3 \text{Si}_2\text{O}_5 (\text{OH})_4)$ con diferentes *estructuras cristalinas* (monoclínico, ortorrómbico, trigonal, etc.). Se raya con la navaja pero no con la uña.

Talco: *mineral* compuesto por silicato hidratado de magnesio $(\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ con estructura cristalina monoclínica. Se raya con la uña.

Tectónico o tectónica: que tiene relación con la estructura geológica de las rocas (pliegues, *fallas*, etc.), su formación, origen y evolución.

Terciario: término que se utilizaba hasta hace poco para referirse al tiempo transcurrido desde hace 65 millones de años hasta hace 1,8 millones de años, equivaliendo al Paleógeno y parte del Neógeno según la acepción actual. También hace referencia a las rocas formadas durante ese tiempo. Actualmente, el término Terciario ha sido eliminado de la escala del tiempo geológico según la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS, 2004), aunque todavía se sigue utilizando.

Textura: aspecto general de una *roca* definido por el tamaño, la forma y la disposición de sus componentes tal como se ven a simple vista, a la lupa o al microscopio.

Thenardita: *mineral* compuesto por sulfato de sodio (Na_2SO_4) con estructura cristalina ortorrómbica. En presencia de agua, la absorbe y se convierte en mirabilita (sulfato de sodio hidratado).

Yeso: el yeso natural es un *mineral* compuesto de sulfato cálcico dihidratado $(\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O})$ con *estructura cristalina* monoclínica. El yeso utilizado en la construcción (yeso industrial) no es yeso natural sino que se ha calentado (cocido) para que pierda parte del agua $(\text{CaSO}_4 \times 1/2\text{H}_2\text{O})$ y luego se ha molido a tamaño polvo.

Bibliografía

Sobre la geología y otros aspectos interesantes de Madrid y la zona centro de España

Alcalá, L. y Alonso Zarza, A.M. (editores.) (1997). *Itinerarios geológicos en el Terciario del centro y este de la Península Ibérica*. Ed. HC Multimedia, Madrid, vol. I y II.

Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J., Muñoz Martín, A. (1999). *Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources*. Tectonophysics, vol. 305, p. 153–164.

Artículo científico en inglés dirigido a especialistas y que puede resultar complejo para el aficionado. De él hemos obtenido las figuras que después hemos modificado para mostrar de forma simplificada la estructura geológica de la Sierra de Guadarrama y de la cuenca de Madrid que se muestra en las Figuras 5 y 6.

Avisón Martínez, J.P. (2003). La sierra oeste de Madrid. Ediciones El Senderista, 192 p.

Libro de excursiones por la zona del Sistema Central situada al oeste de la ciudad de Madrid. Incluye algunos itinerarios que coinciden con paradas de los itinerarios oeste y suroeste de esta guía.

Calvo, J.P., Ordoñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso Zarza, A.M., Sanz-Montero, M.E. y Rodríguez-Aranda, J.P. (1989). *Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid*. Acta Geológica Hispánica, 24, p. 281–298.

Es uno de los primeros artículos generales sobre la Cuenca de Madrid. Aunque algunas de las ideas que expone ya están superadas, incluye bonitos esquemas paleogeográficos y sedimentarios. Para una información más actualizada, consulta los capítulos correspondientes de los libros de la bibliografía sobre Geología de España.

Carvajal García, D. (2004). *Los descubrimientos minerales en la Unidad Salina de la Cuenca de Madrid durante el siglo XX. Historia de una fiebre minera en el Bajo Jarama*. Actas del IV Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero, Utrillas, p. 323–332.

Artículo que resume la historia de las explotaciones de sal en el sureste de la Cuenca de Madrid, incluidas las salinas de Espartinas, que se visitan en el itinerario sureste.

Centeno, J.D., Sanz, M.A. y Fernández, P. (1991). Itinerario Segovia-Guadarrama-Cadalso de los Vidrios. En: G. Garzón, J.D. Centeno y E. Ascaso (Editores), "Problemas geomorfológicos del centro y noroeste de la Península Ibérica". Universidad Complutense de Madrid, p. 83-85.

Artículo que describe las principales características geomorfológicas del macizo granítico de Cadalso de los Vidrios y las terrazas del río Alberche. El libro contiene otros artículos que pueden resultar interesantes.

Corvea Porras, J.L., de Bustamante Gutiérrez, I., García-Hidalgo, J.F., Sanz García, J.M. y Mateos Martín, J. (2006). *Guía de puntos de interés didáctico del norte de la Comunidad de Madrid*. Cátedra UNESCO de Educación Científica para América Latina y El Caribe (Universidad de Alcalá), 120 p.

En un formato de ficha describe 36 puntos de interés didáctico, la mayoría de ellos concentrados en el entorno de Torrelaguna. A continuación plantea 17 itinerarios agrupando los puntos en diferentes combinaciones correspondientes a diferentes niveles de enseñanza, materias, cursos y contenidos. Aporta abundante información, aunque se echan en falta mapas de ubicación más detallados y más imágenes y esquemas explicativos.

Del Prado, C. (1998). *Descripción física y geológica de la Provincia de Madrid*. Instituto Geológico y Minero de España, Facsímil de la edición de 1864, 219 p.

Delgado Buscalioni, A. (2005). *Rutas por museos y colecciones de paleontología. Madrid y Castilla-La Mancha*. Instituto Geológico y Minero de España, Serie Guías Museos de Paleontología, 132 p. + CD-ROM.

La primera guía de esta serie editada desde el Museo Geominero del IGME está dedicada a los museos con contenido paleontológico que hay en las comunidades autónomas de Madrid y de Castilla-La Mancha. Está dirigida a un público "sensible y entusiasta de la naturaleza, que esté interesado por la vida del pasado y al que le guste viajar. Se dirige a familias y a personas que disfrutan visitando pequeñas localidades en busca de paisajes excepcionales o de pequeños museos y aulas que divulguen conocimientos de la naturaleza y de los fósiles".

Díez Herrero, A. y Martín Duque, J.F. (2005). *Las raíces del paisaje. Condicionantes geológicos del territorio de Segovia*. Ed. Junta de Castilla y León, Colección Hombre y Naturaleza, vol. 7, 464 p.

Aunque está dedicado a Segovia y solo toca indirectamente el territorio de Madrid, este libro contiene numerosos cuadros explicativos, imágenes y textos que también nos ayudarán a entender la evolución geológica de la Comunidad de Madrid. Abundante información en formato útil y con un diseño muy cuidado. Escrito por dos geólogos segovianos, es un libro que recomendamos a todos los amantes de la geología.

Díez Herrero, A. y Pedraza Gilsanz, J. de (1994). *Variaciones actuales en el meandro de El Santo (río Alberche)*. En: Arnáez-Vadillo, J.; García-Ruiz, J.M.; Gómez-Villar, A. (Eds.), Geomorfología en España. Actas de la III Reunión de Geomorfología, Logroño, tomo I, p. 457-470.

Artículo que describe las principales características geomorfológicas de este meandro del río Alberche, visitado en las paradas 2 y 3 del itinerario geológico por el suroeste.

Durán, J.J. (Editor) (1998). *Patrimonio geológico de la Comunidad Autónoma de Madrid*. Sociedad Geológica de España y Asamblea de Madrid, Madrid, 290 p.

Escuder Viruete, J. y Valverde vaquero, P. (1999). *Modelización termal en 2-D del metamorfismo de baja-P/alta-T asociado a la Zona de Cizalla Extensional de Berzosa-Riaza (Zona Centro-Ibérica)*. Revista de la Sociedad Geológica de España, vol. 12, p. 215-228.

Artículo científico dirigido a especialistas y que puede resultar complejo para el aficionado. Incluye información sobre el orógeno varisco, la estructura geológica antigua del Sistema Central y la Sierra de Guadarrama, y en concreto sobre el sector de Somosierra y la zona de cizalla dúctil de Berzosa-Riaza.

Garzón, G., Fernández, P. y Centeno, J.D. (1991). *La morfogénesis en el Sistema Central Ibérico*. En: G. Garzón, J.D. Centeno y E. Ascaso (Editores), "Problemas geomorfológicos del centro y noroeste de la Península Ibérica". Universidad Complutense de Madrid, p. 61-72.

Este artículo constituye un buen resumen (¡cuidado: por y para especialistas!) de las principales características geomorfológicas del Sistema Central (superficies de erosión, depresiones, depósitos, alteraciones, relieves residuales) y una buena introducción a la problemática de su interpretación. El libro contiene otros artículos que pueden resultar interesantes.

Instituto Geológico y Minero de España (1988). *Atlas geocientífico del medio natural de la Comunidad de Madrid*. ITGE y Comunidad de Madrid, Madrid, 83 p.

Martín Álvarez, M. (2005). El Parque Regional del Sureste de Madrid: flora, fauna, geología, rutas principales. Tierrazul Ediciones, Serie Los Espacios Naturales Protegidos de la Comunidad de Madrid, vol. 1, 153 p.

Martín Hernández, M.T., Tostón Menéndez, F. y López Ciudad, F. (2002). *Documentación histórica de las Salinas de Espartinas*. Archaia:

Revista de la Sociedad Española de Historia de la Arqueología, vol. 2, no. 2, p. 46-53.

Artículo que resume la evolución histórica de las Salinas de Espartinas a partir de fuentes documentales y bibliográficas desde la Edad Media hasta los años 60 del siglo pasado.

Meléndez Hevia, F., Morillo-Velarde, M.J. y Meléndez Hevia, I. (1979). *Excursiones geológicas por la región central de España*. Editorial Paraninfo, Madrid, 95 p.

Durante varias décadas, este libro ha sido una de las pocas guías de excursiones geológicas (si no la única) disponible para los profesores, alumnos y personas interesadas en la geología de la zona central de España. Una de las excursiones que describe es a la Sierra de Guadarrama (Madrid-Torrelaguna-Montejo-Guadalix-Villalba-Valdemorillo-Madrid) y coincide en parte con algunas de las paradas de nuestros itinerarios norte y oeste. Las otras tres excursiones que describe son a la Cordillera Ibérica, a la Serranía de Cuenca y a los Montes de Toledo.

Menduiña, J., y Fort, R. (2005). *Las piedras utilizadas en la construcción de los Bienes de Interés Cultural de la Comunidad de Madrid anteriores al siglo XIX*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 131 p.

Excelente oportunidad de aprender sobre la relación entre geología y arquitectura. Incluye un mapa de rocas de la Comunidad de Madrid con indicación de las principales canteras y Monumentos de Interés Cultural anteriores al siglo XIX. También incorpora las fichas con información completa de 18 de estos monumentos estudiados y fotos del monumento y de la roca con la que está hecho tal como se ve a simple vista y al microscopio.

Morales, J., Nieto, M., Amezuza, L., Fraile, S., Gómez, E., Herráez, E., Peláez-Campomanes, P., Salesa, M.J., Sánchez, I.M., y Soria, D. (eds.), 2000. *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. Comunidad de Madrid, Serie Arqueología, Paleontología y Etnografía, Monográfico 6, 371 p.

Ordóñez, S., Calvo, J.P., García del Cura, M.A., Hoyos, M. y Alonso Zarza, A.M. (1991). *Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain)*. En: Lacustrine facies analysis (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts). Oxford. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 13, p. 39-55.

Artículo científico en inglés donde se recogen ideas interesantes sobre la formación de algunos de los yacimientos minerales más importantes de la Cuenca de Madrid.

Piedra Morales, I. (2005). *Estudio informativo de la Radial 1: un itinerario geológico didáctico*. Tierra y Tecnología, vol. 27, p. 89-94.

Puche Riart, O., Mazadiego Martínez, L.F. y Jordá Bordehore, L. (2004). *Hornos refractarios de D. José Orodea en las proximidades de la casa del Vétago, Valdemorillo (Madrid)*. Actas del IV Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero, Utrillas, p. 237-244.

Describe el principal conjunto de hornos cerámicos históricos de la Comunidad de Madrid, utilizados desde hace siglos y hasta 1951.

Rodríguez-Aranda, J.P. (1995). *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona Oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Univ. Complutense de Madrid. 474 pp. y apéndices. No publicada.

Es un libro especializado que sólo se puede encontrar en algunas bibliotecas. De él hemos sacado los esquemas paleogeográficos generales de la Cuenca de Madrid.

Salazar, A. (2004). *Patrimonio geológico de la Comunidad de Madrid: utilización didáctica y científica*. En: F. Guillén Mondéjar y A. del Ramo Jiménez (Editores), "El patrimonio geológico: cultura, turismo y medio ambiente", Actas de la V Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España, p. 77-84.

Salazar, A. (2004). *Patrimonio geológico de la Comunidad de Madrid: situación actual de su catalogación y estado de conservación*. En: F. Guillén Mondéjar y A. del Ramo Jiménez (Editores), "El patrimonio geológico: cultura, turismo y medio ambiente", Actas de la V Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España, p. 203-209.

Salís, I. (Coord.) (1999). *Por la sierra de Madrid: Sendas de educación ambiental*. Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Regional de la Comunidad de Madrid, 147 p.

Sanz-Montero, M.E. (1996). *Sedimentología de las formaciones neógenas del sur de la cuenca de Madrid*. CEDEX (ed.). Serie Monografías, vol. 52, 245 p.

Libro científico dirigido a especialistas en el que se describen en detalle algunos aspectos del itinerario sureste. Resultará de interés para los más curiosos, aunque es muy especializado.

Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P. y Ordóñez, S. (1994). *Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin. Criteria for*

interpreting detrital gypsum in continental evaporite sequences.

En: *Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient saline lakes* (R.W. Renaut y W.M. Last) Tulsa. SEPM Spec. Publ., 50, p. 217-228.

En este artículo se detalla como se forman los yesos detríticos o arenas de yeso de la Cuenca de Madrid. Es muy especializado, pero incluye modelos fáciles de entender.

Segura, M., de Bustamante, I., y Bardají, T. (Editores) (1996). *Itinerarios geológicos desde Alcalá de Henares*. Universidad de Alcalá de Henares, Servicio de Publicaciones, Alcalá de Henares, 288 p.

Libro guía de las excursiones realizadas con motivo del 4º Congreso Español de Geología que tuvo lugar en Alcalá de Henares en 1996. Está dirigido a expertos en geología, pero incluye datos interesantes y localiza y describe en detalle numerosos puntos de interés geológico de la Comunidad de Madrid que no hemos mencionado en los itinerarios de esta guía pero que también serán de interés para el aficionado.

Ubanell, A.G., Pedraza Gilsanz, J., Centeno Carrillo, J.D., González Alonso, S., Sánchez Palomares, O., Carretero Carrero, P. y Martínez Alfaro, P.E. (1987). *Mapa litológico de Madrid (cualidades de las rocas)*. Consejería de Agricultura y Ganadería, Comunidad de Madrid. 48 p.

Libro interesante por su carácter práctico. Es de donde hemos tomado prestado y modificado el mapa geológico general de la Comunidad de Madrid en esta guía.

Valiente Cánovas, S., Ayarzagüena Sanz, M., Moncó García, C. y Carvajal García, D. (2002). *Excavación arqueológica en las Salinas de Espartinas (Ciempozuelos) y prospecciones en su entorno*. Archaia: Revista de la Sociedad Española de Historia de la Arqueología, vol. 2, no. 2, p. 33-45.

Artículo que resume los resultados de las excavaciones arqueológicas realizadas el año 2001 en las Salinas de Espartinas, que comprobaron que la explotación de sal ya estaba en marcha en el Calcolítico antiguo (hace unos 5000 años) y que, por lo tanto, es una de las más antiguas de la Península Ibérica.

Zarzuela Aragón, J. (2006). *Excursiones para niños por la Sierra de Madrid*. Ediciones La Librería, Madrid, 5ª edición, 335 p.

Una guía con 40 paseos de diferente dificultad y (lo mejor de todo) llenos de sugerencias de actividades para hacer con los niños en la naturaleza. Cada paseo incluye una descripción de zonas de parada y esparcimiento, itinerarios opcionales o complementarios, valores ambientales y aspectos culturales destacables, modo de acceso, etc. Algunos paseos coinciden con paradas de nuestros itinerarios norte y oeste. La primera edición del libro es de 2003.

Sobre la geología de España

Comba, J.A. (coordinador) (1983). *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Tomos I y II*. I.G.M.E., Madrid, 656 p. + 752 p.

Hasta que se publicó el libro editado por J.A. Vera en 2004 sobre el mismo tema, esta fue la principal fuente de información recopilatoria sobre la geología de España. Es interesante contrastar con el nivel de conocimientos de hace más de 20 años.

Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (Editores) (1990). *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, 416 p.

Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Editores) (1996). *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press, 400 p.

Gibbons, W. y Moreno, T. (Editores) (2002). *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 649 p.

Gutierrez Elorza, M. (Coordinador) (1994). *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, Alcorcón (Madrid), 526 p.

IGME (1974). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME, Madrid, 113 p.

IGME (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME, Madrid, 467 p.

IGME-ITGE (1975-2004): Mapas geológicos (escala 1:50.000, 1:200.000, 1:1.000.000) y sus memorias explicativas publicadas por el Instituto Geológico y Minero de España, IGME.

Meléndez Hevia, I. (2004). *Geología de España. Una historia de 600 millones de años*. Editorial Rueda, Madrid, 277 p.

Este libro constituye una referencia esencial para el aficionado a la geología en España, aunque no tenga conocimientos profundos de geología. Consta de tres partes diferenciadas: una explicación de los principales conceptos utilizados en geología, una narración de la evolución geológica de la Península Ibérica en los últimos 600 millones de años, y una descripción de cada unidad geológica del territorio español: cuencas terciarias, cadenas alpinas y macizo ibérico.

Vera, J.A. (Editor) (2004). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 884 p.

Este libro describe con abundantes ilustraciones los principales rasgos de la geo-

logía de España. Viene acompañado de un mapa geológico y un mapa tectónico de España a escala 1:2.000.000, además de un CD que incluye todas las figuras del libro y otras figuras e imágenes complementarias, la base de datos bibliográfica (ideal para poder hacer búsquedas) y los mapas mencionados. Se trata de una recopilación exhaustiva del estado del conocimiento sobre la geología de España, con una visión moderna y actualizada. Es una obra colectiva, rigurosamente redactada por algunos de los mejores geólogos de nuestro país, muy útil para el investigador y profesional de la geología, el estudiante avanzado y el profesor de enseñanza media y superior. Sin embargo, puede resultar excesivamente técnico y especializado para el aficionado, por lo que para el público no iniciado recomendamos el libro de Ignacio Meléndez Hevia (Geología de España. Una historia de 600 millones de años).

Sobre geología general

Anguita, F. (2002). *Biografía de la Tierra*. Ed. Aguilar, Madrid, 200 p.

Excelente introducción a las ciencias de la Tierra.

Bastida, F. (2005). *Geología. Una visión moderna de las Ciencias de la Tierra*. Ediciones Trea, 974 p. (vol. 1) y 1031 p. (vol. 2).

Libro de texto casi enciclopédico que asume un nivel previo de conocimientos al estar principalmente dirigido a universitarios. Es uno de los más recientes y actualizados sobre geología general en español. Trata todos los aspectos con buenas ilustraciones y relativa exhaustividad (¡son 2000 páginas!). Según su propio autor, busca "ofrecer un texto de Geología que reúna sus bases doctrinales y metodológicas y que, partiendo prácticamente de cero, pueda servir de ayuda a cualquier persona relacionada con el mundo de las Ciencias de la Tierra, tanto en sus estudios universitarios como fuera de ellos". El primer volumen trata sobre la Tierra en su conjunto, mineralogía, petrología, magmatismo, estratigrafía, paleontología, sedimentología, metamorfismo y dataciones. El segundo volumen trata sobre geología estructural y tectónica, hidrogeología, geomorfología y geología aplicada (recursos minerales y energéticos, riesgos geológicos, geotecnia, etc.).

Dabrio, C.J. y Hernando, S. (2003). *Estratigrafía*. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 382 p.

Libro de texto dirigido a universitarios y profesionales. Es bastante especializado, pero vendrá bien a los aficionados e interesados en el tema.

Mottana, A., Crespi, R., y Liborio, G. (1980). *Guía de minerales y rocas*. Editorial Grijalbo, 608 p.

Existen multitud de guías de minerales y rocas en el mercado. Ésta en concreto es un ejemplo de una buena guía, con fotos adecuadas. En cambio, la mayoría de las guías muestran fotos espectaculares, más bonitas que la cruda realidad, y que por lo tanto resultan de poca utilidad. Por ello, cuando utilicemos una guía para identificar una roca o un mineral, no debemos fijarnos sólo en las fotos para comparar con lo que estamos viendo. Debemos utilizar también todos los otros datos que están escritos: variaciones del color, brillo, textura, formas más típicas (morfología), dureza, densidad, origen, etc.. De esta guía, como de la mayoría, existen varias ediciones.

Tarback, E.J. y Lutgens, F.K. (2000). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Editorial Prentice-Hall, 563 p.

Se trata de un libro de texto reciente, con bastante detalle sobre geología. Incluye un capítulo sobre España, además de apéndices y un CD de actividades en inglés. En algunas universidades se usa como libro de texto para la asignatura de geología de los primeros años.

Vera, J.A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Ed. Rueda, Madrid, 806 p.

Libro de texto a nivel universitario que puede servir a los más interesados para actualizar sus conocimientos sobre estratigrafía, sedimentología, etc.

Wilson, G. (1978). *Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo en el campo*. Ediciones Omega, Barcelona, 107 p.

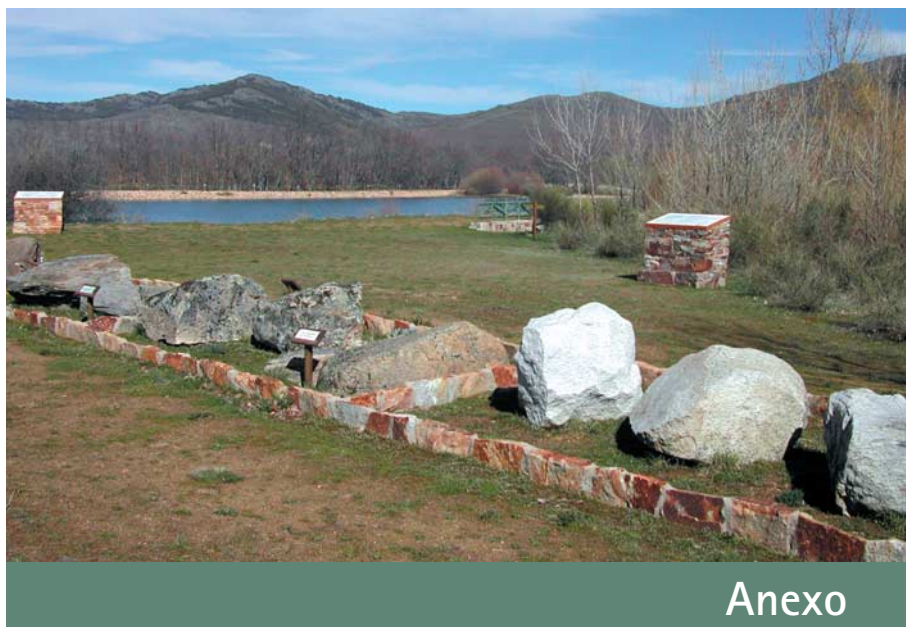
Este libro viene bien para saber cómo interpretar las estructuras tectónicas que se suelen ver normalmente en los afloramientos del campo, desde pliegues y fracturas a pizarrosidad y esquistosidad pasando por diques y venas hidrotermales. Desde hace 30 años en que se publicó, algunos términos han variado, pero los gráficos e interpretaciones siguen siendo de utilidad.

Escala del tiempo geológico

EÓN	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	EÓN	ERA	PERÍODO	ÉPOCA
F A N E R O Z O I C O	C E N O Z O I C O	CUAT.	HOLOCENO	F A N E R O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	CARBONÍFERO	299 Ma
			PLEISTOCENO				PENNSYLVANIENSE
			1-8 Ma				MISSISSIPPIENSE
		NEÓGENO	PLIOCENO			DEVÓNICO	359 Ma
			5 Ma				SUPERIOR
	P A L E O Z O I C O	PALEÓGENO	MIOCENO				MEDIO
			23 Ma			DEVÓNICO	INFERIOR
			34 Ma				416 Ma
		PALEOCENO	EOCENO			SILÚRICO	PRÍDOLI
			55 Ma				LUDLOW
	M E S O Z O I C O	CRETÁCICO	PALEOCENO				WENLOCK
			65 Ma			ORDOVÍCICO	LLANDOVERY
			SUPERIOR				443 Ma
		JURÁSICO	INFERIOR			CÁMBRICO	SUPERIOR
			445 Ma				MEDIO
			SUPERIOR Malm				INFERIOR
F A N E R O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	TRIÁSICO	MEDIO Dogger	P R O T E R O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	CÁMBRICO	488 Ma
			INFERIOR Lías				SUPERIOR
			499 Ma				MEDIO
	M E S O Z O I C O	TRIÁSICO	SUPERIOR			CÁMBRICO	INFERIOR
			MEDIO				542 Ma
			INFERIOR			EDIACÁRICO	800 Ma
	P A L E O Z O I C O	PERMICO	LOPINGIENSE				CRIOGÉNICO
			GUADALUPIENSE			MESOPROTEROZOICO	850 Ma
			CISURALIENSE				TÓNICO
	P A L E O Z O I C O	PERMICO	LOPINGIENSE			MESOPROTEROZOICO	1000 Ma
			GUADALUPIENSE				1600 Ma
			CISURALIENSE			PALEOPROTEROZOICO	2500 Ma
F A N E R O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	ARCAICO	P R O T E R O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	P A L E O Z O I C O	

Nota:

Actualmente se utiliza la propuesta de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, 2004), según la cual se abandona el uso formal de los términos Terciario y Cuaternario. De esta forma, la era Cenozoica se compone de los periodos Paleógeno y Neógeno, y el periodo Neógeno se compone de las épocas Mioceno, Plioceno, Pleistoceno y Holoceno. El término Cuaternario queda como término informal para referirse al conjunto del final del Plioceno (Gelasense), Pleistoceno y Holoceno. Más información en: <http://www.stratigraphy.org>



Anexo

Respuestas a las preguntas de las páginas 14 y 15:

· *¿De qué roca está formado el pico más alto de la Comunidad de Madrid? ¿Por qué es el más alto?*

La montaña más alta de la Comunidad de Madrid es el Pico de Peñalara y está hecha de una roca que se llama gneis. Aunque es una roca dura y resistente que aguanta bastante bien la erosión, no lo es mucho más que otras rocas de la Sierra de Guadarrama como el granito o las cuarcitas. Entonces, ¿por qué es este el pico más alto, y no otro? Todo el Sistema Central y en concreto esta zona de la Sierra de Guadarrama, se levantó en diferentes bloques a lo largo de millones de años, principalmente durante el Mioceno. El levantamiento se debió a la deformación y fracturación del centro de la Placa Ibérica (la que forman Portugal y España) como resultado del 'choque' con las placas Africana, Euroasiática y de Alborán. Este 'choque' duró millones de años, dando tiempo a que los bloques se fueran erosionando mientras se iban levantando. El Macizo de Peñalara es uno de esos grandes bloques que se levantó más y, como está más hacia el interior del sistema montañoso, protegido por otros bloques tectónicos a ambos lados, la erosión fluvial remontante no ha conseguido rebajar el relieve tanto como en otras zonas de la Sierra de Guadarrama.

· *¿De qué roca está hecha La Pedriza de Manzanares, las Peñas de Cadalso y Cenicientos, o la Sierra de La Cabrera? ¿Por qué tienen esas formas redondeadas?*

Estas zonas del Sistema Central están hechas de granito. Si resaltan en el paisaje es porque están en una zona de la sierra que sufrió un mayor levantamiento o porque el granito de que están hechas tiene mayor resistencia a la erosión que otras rocas que le rodean. La forma redondeada de los bloques graníticos (bolos, berruecos, berrocales) se debe a la erosión del granito a lo largo de fracturas en las que ha habido una alteración previa. Para entenderlo mejor, mira las Figuras 25, 78 y 97, y su explicación en el texto.

· *¿De qué están hechos el cemento y el hormigón con que se hacen las casas?*

Explicado de forma simplificada, el cemento se hace con una mezcla de cal (caliza quemada que ha perdido el CO_2 del carbonato), cuarzo, óxidos de hierro y alúmina (éste último obtenido de arcilla quemada que ha perdido el agua). La mezcla se somete a alta temperatura, y el producto resultante (llamado clinker) se tritura hasta convertirlo en polvo que ya se puede vender así o mezclar con yeso. El hormigón es una mezcla de cemento (más del 25%) y material agregado (menos del 75%). El material agregado puede ser fino (generalmente arena de cuarzo) y grueso (generalmente grava de cuarzo y cuarcita conocida como árido). En la cuenca sedimentaria de Madrid existen todas las materias primas necesarias para fabricar hormigón y, de hecho, hay numerosas industrias cementeras.

· *¿Cuál es la roca más antigua de la Comunidad de Madrid? ¿Dónde está?*

La roca más antigua de la Comunidad de Madrid es el gneis, que se encuentra por gran parte de la Sierra de Guadarrama y Somosierra. Se trata de antiguos depósitos sedimentarios y volcánicos del Cámbrico y Ordovícico, o incluso del Proterozoico superior según algunos especialistas (mira la escala del tiempo geológico en la página 180). Después de quedar enterrados a mucha profundidad, estos antiguos depósitos sufrieron un metamorfismo de alto grado en la Orogenia Varisca que los convirtió en lo que vemos ahora.

· *¿De qué están hechos los páramos y alcarrias del sureste de la Comunidad de Madrid? ¿Por qué son tan planos y parecen horizontales?*

El relieve del este y sureste de la Comunidad de Madrid se caracteriza por la presencia de una o varias capas de roca resistente a la erosión que ha dado lugar a un relieve característico: los páramos y alcarrias. Se trata de caliza, una roca bastante soluble en presencia de agua, pero que no se disgrega fácilmente porque suele estar bien cementada por el propio carbonato cálcico de que está hecha. Esta caliza se formó en un ambiente lacustre

originalmente depositada en posición horizontal hace unos pocos millones de años en la cuenca sedimentaria de Madrid. Desde entonces, el río Tajo y sus afluentes fueron erosionando esta cuenca, y las capas calizas todavía remanentes han quedado como testigos de hasta qué altura llegó la sedimentación dentro de la Cuenca de Madrid. Estos páramos y alcarrias son tan planos y parecen horizontales cuando los miramos desde lejos o estamos encima porque esa ha sido su posición desde que se formaron como un depósito en el fondo de lagos y charcas. Después no ha habido grandes deformaciones de las capas, aunque si los vemos de cerca en algunos lugares veremos que no siempre es así (paradas 1 y 4 del itinerario sureste).

· ¿De qué están hechos la mayor parte de los sedimentos del río Jarama? ¿Por qué los del río Tajuña son tan diferentes? ¿Y los del río Guadarrama?

Los sedimentos de los ríos están formados principalmente por granos de cuarzo y otros minerales resistentes procedentes de la erosión de los relieves que hay en su cuenca hidrográfica, y que ha sido formada por estos ríos y sus afluentes. Los minerales más blandos, alterables y solubles se van destruyendo por el camino durante el transporte fluvial, por disolución, abrasión, etc. La diferencia que existe entre los sedimentos arrastrados y depositados por unos ríos y otros se debe a que en su área fuente (zona de la cabecera) y cuenca de drenaje (toda el área por la que circula el agua que llega a ese río) hay diferentes tipos de rocas y sedimentos. Otra diferencia es la distancia a la que los sedimentos han sido transportados. La diferencia más clara la vemos si comparamos los depósitos de los ríos Guadarrama o Jarama (este último sobre todo antes de su confluencia con el río Henares) con los del río Tajuña. Los dos primeros discurren principalmente por zonas con rocas y sedimentos silíceos (cuarzo, cuarcita, granito, gneis, arcosa, etc.) y, tras un transporte moderado, la mayor parte del material de las terrazas fluviales está compuesto por cuarzo y cuarcita. En cambio, en la cuenca de drenaje del río Tajuña los materiales silíceos resistentes son escasos en comparación con otros no silíceos mucho más abundantes, como la caliza y el yeso. El yeso suele disolverse durante el recorrido, y el resultado es que la mayor parte del material de las terrazas flu-

viales del río Tajuña está compuesto por caliza, como se puede comprobar en la parada 5 del itinerario geológico por el sureste.

· *¿Qué minerales de la Sierra de Guadarrama puedo encontrar en el agua del grifo? ¿Y en las estanterías de mi casa?*

En el agua que bebemos se encuentran los iones que se forman por la alteración (hidrólisis, oxidación, etc.) y disolución de las rocas y minerales menos resistentes y más solubles de la sierra: la mica y feldespato del granito, gneis y esquisto y, sobre todo, los iones que resultan de la disolución del yeso, la caliza y la dolomía. El resultado son aguas con iones disueltos de sodio, calcio, magnesio, carbonato, sulfato, etc. Pero no debemos preocuparnos, pues el agua que bebemos en Madrid es de las más puras de España (de mineralización débil).

En las estanterías de tu habitación, y sobre todo si no limpias el polvo frecuentemente, encontrarás los granos de arcilla y limo resultantes de la alteración y degradación de rocas de muchos lugares. Los vientos que normalmente vienen del noroeste nos los traen de la meseta del Duero y de la Sierra. En cambio, las calimas veraniegas nos traen arcilla y limo del norte de África en forma de polvo que se deposita por doquier. Así que, ya sabes, una pequeña parte del desierto del Sahara está... ¡en tu casa!

Índice de términos

Abanico aluvial	29, 102, 104, 161
Aplita	29, 128-130, 151
Arcosa	22, 28, 40-42, 44, 99-101, 103, 104, 107, 124, 134, 136, 137, 161
Arenisca	29, 37, 42, 44, 48, 49, 50, 74, 75, 85, 134, 136, 153-155, 162
Argilita	162
Biotita	40, 58, 100, 118-120, 123, 125, 137, 148
Brecha	162
Cal cárea (ver Roca calcárea)	
Calcita	50, 64, 70-72, 82, 86, 140, 155, 162
Caliza	16, 20-22, 28, 29, 37, 42, 44, 46, 50, 51, 59, 64, 68-71, 74, 75, 78, 79, 81-87, 134, 140, 155, 156, 162
Carbonato	50, 64, 67, 70, 71, 79, 82, 85, 87, 140-142, 155, 162
Carbonática (ver Roca carbonática)	
Cenozoico	20, 37, 51, 64, 97, 113, 156, 162
Conglomerado	22, 29, 37, 40, 44-46, 59, 63, 74, 75, 86, 87, 99, 100, 103, 107, 137, 162
Cretácico	20, 29, 37, 42, 46, 48, 49, 51, 59, 114, 134, 153-156, 162
Cristal	37, 54, 55, 58, 59, 71, 72, 77, 79, 118, 123, 125, 128, 129, 134, 141, 143, 148-151, 162, 163
Cuarzo	40, 41, 44, 49, 50, 54, 55, 58, 74, 75, 100, 101, 104, 112, 118-120, 123, 125, 128, 136, 137, 148, 155, 162
Cuarcita	19, 44, 49, 52, 60, 74, 85, 86, 162
Cuaternario	22, 29, 70, 74, 85, 88, 89, 97, 124, 130, 134, 136, 162, 163
Cubeta sedimentaria	20-22, 41, 64-66, 69-72, 78-82, 86-89, 100-104, 112-115, 124, 136, 138, 146, 155, 156, 163
Cuenca endorreica	20, 22, 70, 80, 115, 163
Cuenca exorreica	22, 70, 80, 115, 163
Cuenca sedimentaria (ver Cubeta sedimentaria)	
Depresión tectónica	22, 69, 163
Diaclasa	37, 81, 98, 124, 163
Diagénesis	16, 163
Diferenciación por cristalización fraccionada	120, 163
Dolomía	20, 29, 37, 42, 46, 48-51, 59, 64, 69, 74, 78, 79, 85, 87, 134, 140, 142, 153-156, 164
Dolomita	50, 64, 70, 140, 142, 155, 164
Edáfico	83, 85, 86, 136, 164
Endorreica	20, 22, 70, 80, 115, 164

Esquisto	19, 29, 51, 59, 60, 97, 115, 140, 144, 164
Esquistosidad	37, 98, 124, 164
Estructura cristalina	143, 148, 164
Evaporita	21, 70, 164
Exorreica	22, 70, 80, 115, 164
Falla	37, 42, 45, 46, 51, 52, 81, 87, 88, 90, 112-115, 124, 128, 138, 146, 155, 163, 164
Feldespato	40, 41, 55, 58, 100, 101, 104, 118, 125, 128, 129, 136, 137, 146, 148, 149, 162, 165
Félsico (ver Minerales félsicos)	
Foliación	58, 124, 152, 165
Fractura	37, 45, 50, 51, 54, 55, 58, 59, 81, 87, 90, 98, 112, 114, 124, 125, 129, 130, 146, 150, 155, 165, 165
Glauberita	70-72, 84, 90, 94, 165
Gneis	19, 28, 29, 37, 41-44, 51, 52, 57-59, 97, 98, 101, 112-115, 137-140, 144, 146, 152, 155, 156, 165
Granito	9, 13, 19, 28, 37, 41, 44, 51-58, 74, 98, 101, 105, 113-126, 128-130, 134-138, 144-148, 150-152, 155, 156, 165
Granitoide	165
Holoceno	22, 103, 163, 165
Ígnea (ver Roca ígnea)	
Inselberg	120, 126, 165
Karst	51, 79, 83, 156, 166
Karstificación	71, 82, 83, 166
Leucogranito	29, 54, 56, 118-120, 123, 129, 130, 166
Limolita	166
Litificación	164, 166
Lutita	166
Macla	148, 166
Máfico (ver Minerales máficos)	
Magma	53, 58, 98, 118-120, 129, 130, 150, 151, 161, 164, 166
Magmática (ver Roca magmática)	
Magnesita	134, 140-142, 166
Marga	69, 79, 166
Mármol	6, 19, 29, 134, 139-144, 167
Metamórfica (ver Roca metamórfica)	
Metamorfismo	19, 58, 134, 142, 167
Mica	37, 40, 55, 58, 98, 100, 104, 125, 137, 146, 148, 167
Minerales félsicos	54, 119, 128, 129, 164, 167

Minerales máficos	54, 119, 167
Monzogranito	123, 125-130, 167
Moscovita	40, 100, 137, 167
Orogenia	19, 20, 60, 97, 114, 115, 167
Orógeno	114, 115, 167
Paleocanal	44, 168
Paleoclima	120, 168
Paleokarst	83, 168
Paleorrelieve	83, 130, 168
Pegmatita	29, 58, 59, 112, 115, 151
Pizarra	48-52, 58, 168
Pizarrosidad	37, 49, 168
Pleistoceno	22, 75, 130, 168
Plioceno	22, 70, 80, 81, 83, 115
Plutónica (ver Roca plutónica)	
Polimorfo	168
Pórfido	147-151, 169
Roca calcárea	64, 83, 169
Roca carbonática	50, 64, 140, 154, 155, 169
Roca ígnea o magmática	16, 27, 37, 74, 98, 134, 144, 148, 151, 156, 169
Roca metamórfica	19, 27, 29, 37, 48, 57, 97, 98, 124, 133, 134, 140, 144, 156, 169
Roca plutónica	19, 37, 98, 123, 134, 169
Roca sedimentaria	19-21, 37, 63, 64, 67, 69, 71, 124, 134, 140, 142, 169
Roca volcánica	53, 54, 118, 151, 169
Sedimentaria (ver Roca sedimentaria)	
Serpentina	140-142, 170
Talco	140-143, 170
Tectónico o tectónica	10, 17, 18, 21, 22, 29, 58, 60, 69, 114, 170
Terciario	22, 170
Textura	77, 98, 118, 128, 129, 148, 151, 170
Thenardita	84, 93, 94, 170
Volcánica (ver Roca volcánica)	
Yeso	5, 22, 29, 46, 59, 64, 67-72, 75, 77-79, 84, 89, 90, 93, 170

Índice de localidades

Aldea del Fresno	95, 98, 99, 101, 103, 109, 110
Aranjuez	61, 83, 93, 159
Arganda del Rey	73, 159
Cabanillas	57
Cadalso de los Vidrios	14, 95, 96, 98, 115-124, 129
Cenicientos	14, 95, 98, 115, 119, 120, 122, 123, 126, 127,
Chinchón	61, 73, 75-77, 80, 159
Ciempozuelos	61, 91-93
Colmenar de Oreja	26, 27, 61, 80-84
El Berrueco	9, 33, 35, 47, 53-55, 57
El Escorial	131, 135, 138, 139, 143, 159
El Espartal	33, 42, 43, 46
El Molar	33, 42, 43, 46, 82
El Vellón	33, 42, 46
Escalona	95, 127, 128, 130
Galapagar	131, 138, 139
La Cabrera	14, 27, 33, 55, 57
Laguna Seca	84
Las Picadas	95, 102, 107, 109, 111
Las Rozas	131, 135, 138
Maqueda	95
Morata de Tajuña	73, 76
Navalcarnero	95, 99, 105, 159
Pajares (estación de Zarzalejo)	131, 132, 147, 148, 153
Paredes de Escalona	128, 130
Patones	51
Peña de Cadalso	14, 115, 119-122, 124, 126
Peña de Cenicientos	14, 115, 119, 126
Peñalara	13
Peralejo	131, 152, 153
Perales	110, 111
Pico de la Miel	56
Puerto de la Cruz Verde	131, 133, 138, 139, 141, 143-145
Río Alberche	97, 103-112, 130
Río Guadarrama	15, 133, 135-138, 143
Río Jarama	15, 42, 61, 63, 68-76, 86-93

Río Tajuña	15, 63, 73, 76, 77, 85-88
Rivas Vaciamadrid	61, 67, 73
Salinas de Espartinas	93, 94
San Agustín de Guadalix	39
San Martín de la Vega	73
San Martín de Valdeiglesias	95, 117
Titulcia	61, 84, 85, 88-93
Torrelaguna	33, 35, 43, 46, 47, 51, 53, 82, 156, 159
Valdemorillo	131, 152-156
Valdepeñas de la Sierra	51, 156
Venturada	59, 82, 156
Villa del Prado	95-98, 103, 106, 107, 111-114, 124, 128
Villaconejos	61, 84, 85
Villamanta	99, 101, 102
Villamantilla	102
Zarzalejo	131, 132, 144-149, 152, 153

Los autores

Enrique Díaz Martínez

Estudió Ciencias Geológicas en la Universidad Complutense de Madrid y se doctoró en Estados Unidos con una tesis sobre la evolución geológica de los Andes bolivianos en el Paleozoico. Ha escrito numerosos artículos científicos y de divulgación. También ha organizado actividades para la Feria de la Ciencia y la Semana de la Ciencia de la Comunidad de Madrid, que fueron el germen de esta guía. En la actualidad es investigador en el Instituto Geológico y Minero de España.

Juan Pablo Rodríguez Aranda

Estudió Ciencias Geológicas en la Universidad Complutense de Madrid y se doctoró en esta misma universidad con una tesis sobre la sedimentología de los lagos salinos miocenos de la Cuenca de Madrid. Ha escrito numerosos artículos científicos y de divulgación sobre rocas evaporíticas principalmente en relación con la sedimentología de lagos, trazas fósiles, paleokarsts y dolomitas bacterianas. En la actualidad es profesor en el Instituto de Educación Secundaria 'Villa de Vallecas' de Madrid y forma parte del Programa de Enseñanza Secundaria Bilingüe MEC-British Council.

Agradecimientos

A nuestras familias, por el tiempo de dedicación que les hemos quitado.

A nuestros compañeros de trabajo en el IGME, que amablemente aportaron información, revisaron versiones previas e hicieron sugerencias, contribuyendo a mejorar el resultado final. En especial a Andrés Díez Herrero, Alejandro Díez Montes, Ángel Martín Serrano, Ángel Salazar, Fabián López, Félix Bellido, Francisco Nozal, Francisco Rubio, Javier Escuder, Jerónimo Matas, Juan Mendiña, Luis Miguel Martín Parra, Manuel Montes, Pablo Valverde, Rafael Lozano, Ramón Jiménez y Victorio Monteserín.

También nos ayudaron otros geólogos y amigos, y en especial agradecemos su ayuda a Pablo Silva, Carlos Manuel Pina Martínez, Esther Sanz, Martín Fernández y Javier García Guinea.

Esta guía surgió a partir de los itinerarios geológicos que organizamos desde el IGME con motivo de la Semana de la Ciencia los años 2004, 2005 y 2006. Isabel Rábano, directora del Museo Geominero del IGME, y Roberto Rodríguez, entonces director del Departamento de Geología y Geofísica del IGME, apoyaron en todo momento la iniciativa y sin su ayuda no tendrías esto entre tus manos, así que ambos merecen un agradecimiento especial.

Desde la Comunidad de Madrid también hemos recibido mucho apoyo e interés. Agradecemos sobre todo a María José Fernández Casals, en la Consejería de Medio Ambiente, por la información sobre los Centros de Educación Ambiental y su interés en la divulgación del patrimonio geológico de la Comunidad de Madrid, y a Teresa Barbado, en la Consejería de Educación, por la divulgación de los itinerarios por internet (<http://www.madrimasd.org/cienciaysociedad/patrimonio/rutas/geologicas/ItinerariosGeologicos/>) y por animarnos a que la iniciativa no se quedara en tan sólo una excursión para la Semana de la Ciencia. Pepe Astiaso, del Centro de Educación Ambiental de Polvoranca, y Andrés Bermejo, del Centro de Educación Ambiental del Hayedo de Montejo, también aportaron información sobre sus jardines de rocas y apoyaron la iniciativa. Da gusto ver que la educación ambiental en la Comunidad de Madrid está en manos de tan buenos profesionales.

A todos ellos, y a todos los que nos hayamos dejado sin mencionar expresamente, muchas gracias.

Con esta guía queremos contribuir a que la generación de nuestros hijos llegue algún día a ver que el patrimonio geológico y la geodiversidad son considerados parte íntegra del patrimonio natural que hay que conservar.



Itinerarios geológicos en la Comunidad de Madrid

Enrique Díaz-Martínez
Juan Pablo Rodríguez Aranda

En los alrededores de Madrid existen numerosos lugares en los que podemos aprender sobre la evolución geológica de millones de años a la que ha estado sometida la región. Esta guía describe algunos de estos lugares de interés geológico, agrupados en cuatro itinerarios que permiten una visión general de la geología del entorno de Madrid. Se trata de recorridos para realizar en vehículo y están orientados al público en general, especialmente si está interesado en aprender el porqué del paisaje y de los usos del territorio, y su relación con la geodiversidad y el patrimonio geológico madrileños.

