

Aprender a cartografiar en áreas sedimentarias. Geología de la región de Nuévalos, provincia de Zaragoza

Yolanda Sánchez Moya¹. María Josefa Herrero Fernández².
Concha Herrero Matesanz³. María Josefa Varas Muriel².
José Francisco Martín Duque⁴. Francisco José Salinas Jiménez³.

¹ Departamento de Estratigrafía. ² Departamento de Petrología. ³ Departamento de Paleontología.

⁴ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense.
c/José Antonio Nováis, 12. 28040 Madrid. España

yol@ucm.es mjherrer@ucm.es cherrero@ucm.es
mjvaras@ucm.es josefco@ucm.es fjsalinas@gmail.com

Resumen: Se describe la metodología empleada para la realización de un trabajo de campo orientado a adquirir las habilidades necesarias para la elaboración de un mapa geológico, con estudiantes de los primeros cursos del Grado en Ciencias Geológicas. Para ello, se especifican los principales elementos que se utilizan en Cartografía Geológica y se recomienda una región escogida de la Cordillera Ibérica, dentro de la provincia de Zaragoza (España). La calidad de los afloramientos, la variedad de las litologías, la morfología y las estructuras tectónicas del entorno del municipio de Nuévalos, son adecuadas para el aprendizaje de las técnicas de cartografía más frecuentes aplicables en Geología de rocas sedimentarias.

Palabras clave: Cartografía geológica. Mapa geológico. Trabajo de campo. Geología Regional. Cordillera Ibérica. Nuévalos. Zaragoza.

INTRODUCCIÓN

El trabajo de campo es un elemento esencial para la formación de los graduados en Ciencias Geológicas en todas sus modalidades. La competencia transversal que se espera que adquieran los alumnos en cualquier trabajo de campo es que sepan observar desde el punto de vista geológico, describir lo que ven e interpretar, formulando hipótesis sobre la historia geológica de dicha zona. La toma de datos de la forma más cuidadosa posible y la recogida de muestras para su posterior estudio y análisis en laboratorio, son imprescindibles como paso previo a cualquier tipo de estudio geológico. Las técnicas analíticas y la instrumentación aplicada son variadas y dependen de cuál sea el objetivo final. Por ejemplo, para el estudio al microscopio de las propiedades petrográficas y mineralógicas de una roca o en una investigación acerca de su contenido isotópico, será necesario aplicar el mayor rigor en la calidad de las muestras recogidas. Deben ser muestras frescas sin alteraciones meteóricas y el lugar exacto donde fueron recogidas

debe quedar perfectamente registrado y anotado en la libreta de campo o en la base de datos utilizada. Realizar esquemas sobre el terreno incluyendo datos adicionales, facilitará llevar un buen control de ese registro y ayudará a la interpretación posterior. Las modernas tecnologías de posicionamiento por GPS, los ordenadores personales y las herramientas informáticas TIC, como *Google Earth*, facilitan de forma notable esta tarea. Para un geólogo de campo, el mapa geológico es un elemento imprescindible. Con mucha frecuencia, el profesional de la Geología realiza mapas o “los consume”, es decir, representa en un mapa a distintas escalas la geología de una región utilizando técnicas cartográficas, o interpreta la geología de una comarca por medio del mapa geológico disponible. El mapa geológico es, por tanto, uno de los instrumentos más importantes para el trabajo de geólogos, ingenieros geólogos, de minas, de caminos y, en general, para todos aquellos profesionales en cuyo trabajo es necesario un conocimiento adecuado del entorno geológico en que trabajan.

El **Mapa Geológico** se define como una representación tridimensional de una parte de la superficie terrestre a una escala adecuada para su impresión en papel o para su manejo en una pantalla de ordenador. Sobre una base topográfica adecuada, se incluye un conjunto de datos muy variado, desde las litologías presentes en la zona, hasta todo tipo de informaciones, como la geometría de las capas, la edad de las unidades representadas, los yacimientos de fósiles o de minerales de interés, etc. Los cortes geológicos verticales dibujados a partir de los datos obtenidos en superficie y que deben acompañar siempre al mapa geológico, completan la tercera dimensión y explican la estructura o la geometría de las diferentes unidades litológicas en profundidad. Las técnicas cartográficas son, por tanto, una de las materias que primero debe dominar el estudiante de Geología. La habilidad en su aprendizaje solo puede adquirirse en el campo, siendo imprescindible el contacto directo con el terreno. En la mayoría de los Centros de Enseñanza Superior, se realizan dos tipos de actividades encaminadas a la formación en Cartografía Geológica: jornadas de campo de un día y campamentos de trabajo situados en una región específica elegida por la calidad de sus afloramientos y la adecuación de sus características geológicas. A continuación, se detallan los elementos necesarios para esta última actividad, incluyendo los objetivos específicos perseguidos, el programa, los materiales necesarios, los métodos de evaluación y, en suma, todo lo que se precisa para un resultado final satisfactorio.

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA EN LA REGIÓN DE NUÉVALOS

Objetivos

- Diseñar y planificar un trabajo de campo de Cartografía Geológica.
- Observar, identificar y caracterizar sobre el terreno las unidades litológicas cartografiables, las superficies que las separan y las estructuras tectónicas representables en un mapa a una escala preestablecida.
- Realizar el mapa geológico de la región propuesta, incluyendo la leyenda cronoestratigráfica y los símbolos específicos utilizados.

- Efectuar todo tipo de cortes geológicos, en campo y gabinete, adecuando su escala a la del mapa geológico previamente realizado.
- Integrar en una memoria, las observaciones, datos e interpretaciones conseguidas a partir del estudio del mapa y los cortes geológicos realizados.
- Interpretar la historia geológica de la región a partir del conjunto de datos obtenidos y del análisis del mapa y de los cortes geológicos.

Trabajo a realizar que deberá entregarse de forma individual

- Mapa geológico a escala detallada con la leyenda cronoestratigrafía y de símbolos correspondiente. Este mapa será el realizado por cada alumno a partir de su trabajo diario.
- Interpretación fotogeológica que también será un documento de trabajo que no tendrá que estar pasado "a limpio".
- Columna sintética de la sucesión estratigráfica de la zona de trabajo con la descripción detallada de las unidades litológicas cartografiadas. Los espesores se estimarán a partir del corte geológico.
- Corte geológico representativo de la geología de la zona a la escala del mapa.
- Breve informe que integre los datos obtenidos y su significado en el contexto regional.

Evaluación de los resultados

En los mapas geológicos se evaluarán los siguientes aspectos:

- Selección y caracterización de las unidades litológicas cartografiadas y de las formaciones superficiales.
- Identificación de las estructuras tectónicas: fallas, ejes de pliegues, etc. y precisión en el trazado de las mismas.
- Exactitud de las medidas estructurales (direcciones y buzamientos) y número adecuado para la correcta interpretación de las estructuras consideradas.
- Precisión en el trazado de los contactos entre las unidades cartografiadas.
- Precisión y organización de la leyenda en su orden cronoestratigráfico correcto.

En los cortes geológicos se evaluarán los siguientes aspectos:

- Uso adecuado de la escala vertical y horizontal.
- Calidad del corte topográfico previo.
- Representatividad del corte geológico respecto al mapa realizado. Deberá incluir todas o la mayoría de las unidades litoestratigráficas más representativas.
- Coherencia con la cartografía geológica realizada.
- Exactitud en la representación de los buzamientos en correspondencia con los medidos en superficie.
- Calidad de la extrapolación de las estructuras en profundidad y de la interpretación de la parte erosionada del corte por encima de la topografía.

- Constancia de los espesores de las unidades o, en su caso, explicación razonada de las variaciones encontradas.
- Adecuación de las tramas en la representación de los materiales.
- Precisión y organización de la leyenda del corte según la simbología de tramas, litologías y estructuras utilizada.

INSTRUCCIONES GENERALES

Es este apartado se detalla el material necesario y los efectos personales de los que deben disponer los estudiantes para el trabajo de campo.

Material de trabajo

- Cuaderno de campo.
- Martillo de geólogo.
- Brújula con clinómetro.
- Lupa de bolsillo de entre 10 y 20 aumentos.
- Carpeta de tapas duras.
- Portaminas de 0,5 mm y lápices de colores. Como mínimo, marrón, magenta, malva, rosa, seis tipos de verdes, dos naranjas, dos amarillos y dos grises.
- Metro de carpintero.
- Bolsas de plástico para muestras.
- Bote con cuentagotas para ácido clorhídrico diluido.
- Estereoscopio de bolsillo y serie de fotos aéreas de la zona a estudiar.
- Escuadra, cartabón, regla graduada y transportador de ángulos.
- Rotulador negro de punta superfina.
- Calculadora.
- Cinta adhesiva y clips.
- Papel milimetrado.
- Mapa topográfico de la zona a estudiar.

Documentación y efectos personales

- Carnet de Identidad o Pasaporte.
- Tarjeta de la Seguridad Social o equivalente.
- Ropa de campo adecuada a la época del año. Debe incluir gorro, prendas de abrigo, chubasquero y paraguas.
- Calzado de campo.
- Chaleco reflectante.
- Protector solar y labial.
- Fármacos habituales. Es importante para las personas alérgicas, no olvidar la medicación.

ASPECTOS GENERALES DE LA GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE TRABAJO

La región propuesta se sitúa dentro de la Cordillera Ibérica (Fig. 1), una estructura de tectogénesis alpina, que limita al suroeste con la Cuenca terciaria del Tajo, al noroeste con la del Duero y al noreste con la del Ebro (Sopeña y De Vicente, 2004).

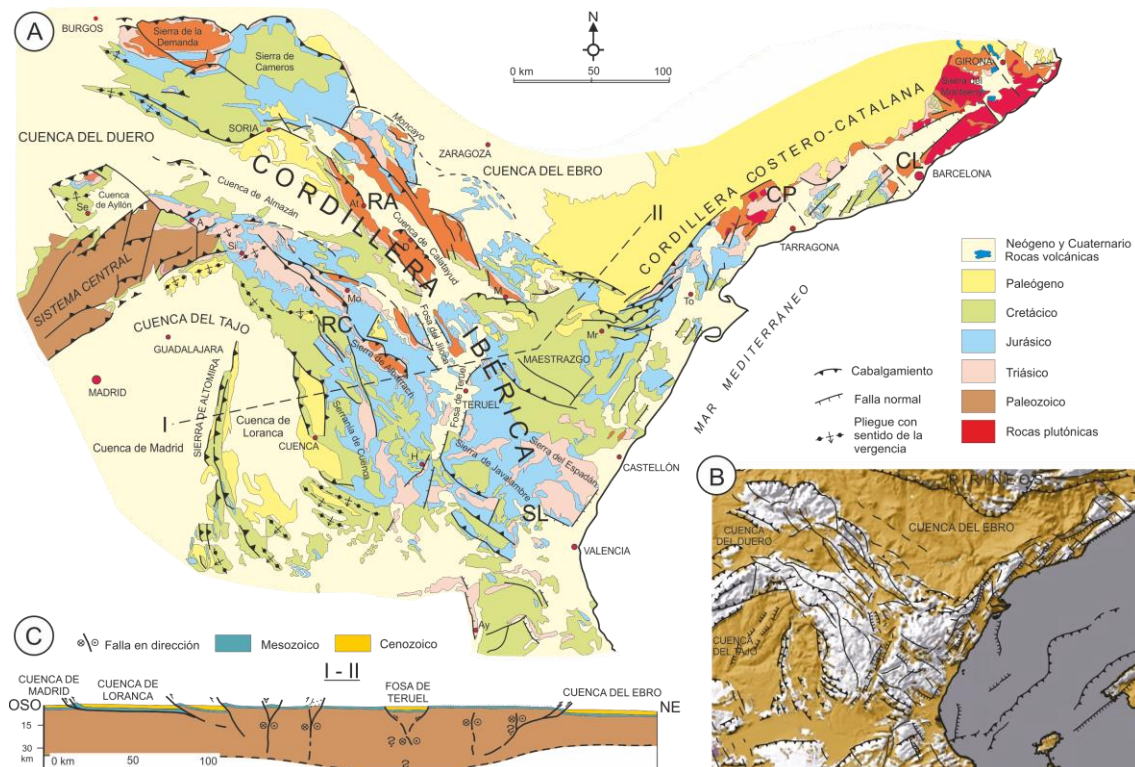


Figura 1. A. Esquema geológico de las Cadenas Ibéricas (según Sopeña y De Vicente, 2004). CL: Cordillera Litoral. CP: Cordillera Prelitoral Costero-Catalana. RA: Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. RC: Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. SL: Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. B. Principales fracturas que conforman su estructura. C. Corte esquemático y transversal de la Cordillera Ibérica. A: Atienza. At: Ateca. Ay: Ayora. D: Daroca. H: Henarejos. M: Montalbán. Mo: Molina de Aragón. Mr: Morella. Se: Sepúlveda. Si: Sigüenza. To: Tortosa.

Afloran en ella una amplia gama de materiales con edades comprendidas entre el Precámbrico y el Paleógeno continental. Esta Cadena está constituida por una serie de alineaciones montañosas cuya dirección principal es NO-SE (directriz Ibérica), con vergencia hacia el SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental. Se extiende a lo largo de más de 400 km, desde el E de la provincia de Burgos hasta la costa mediterránea, donde enlaza con los relieves de la Cordillera Costero Catalana. Su anchura máxima está próxima a los 200 km y en su extremo noroccidental enlaza con los relieves del Sistema Central, donde se observan algunas estructuras de dirección NE-SO (directriz Guadarrama) y NNE-SSO.

En el área concreta de trabajo, afloran materiales de diferentes edades: Ordovícico, Triásico, Jurásico inferior, Cretácico, Mioceno, Plioceno y Cuaternario (ver Mapas

Geológicos de España a escala 1:50.000 números [436, Alhama de Aragón](#) y [437, Ateca](#)). Para mejor ubicación de las edades, sistemas y pisos utilizados en estos mapas, en el apéndice de esta guía se incluye la [Tabla Cronoestratigráfica de la IUGS](#) y las equivalencias de los pisos con el Cenozoico continental de la Península Ibérica (ver Anexo I).

A continuación, utilizando como referencia los mapas geológicos de las dos hojas mencionadas, se describen las principales características y las atribuciones de edades de las unidades que pueden ser objeto de cartografía, siempre que su espesor sea representable a la escala elegida. Todas las descripciones están basadas en las memorias de los mapas citados pero debe tenerse en cuenta que dadas las fechas en las que están publicados los mapas del Mapa Geológico de España (MAGNA), pueden existir algunas diferencias con la nomenclatura utilizada en la [Tabla Cronoestratigráfica de la IUGS \(2015\)](#). Hay que advertir también que el conjunto de unidades que se describen a continuación son exclusivamente las que afloran en el área de trabajo propuesta para la cartografía y que la estratigrafía regional varía en zonas cercanas, en particular la que se refiere al Terciario.

PALEOZOICO

Ordovícico

El Sistema Ordovícico está representado en la zona de trabajo por dos unidades litoestratigráficas con rango de formación. Son los materiales más antiguos que afloran en la región.

Formación Deré. Pizarras y cuarcitas. Tremadociense

Esta unidad aflora en la carretera que une Ateca con el Embalse de la Tranquera. Está compuesta por unos 600 m de areniscas de colores blancos y ocre, cuarcitas y niveles de pizarras negras, bien estratificadas, en capas de 0,2 a 1,5 m de espesor. En los cuerpos arenosos se reconocen estratificación cruzada de gran escala y de bajo ángulo, *ripple marks*, normalmente de oscilación, estratificación *flaser* y superficies de reactivación. Son frecuentes los techos ondulados y las deformaciones por carga. En las facies finas hay estratificación lenticular. Su ambiente de sedimentación ha sido interpretado como una llanura de marea en la que se pueden separar facies de llanura arenosa (*sand-flat*) y mixta (*mixed-flat*), con desarrollo local de barras. La edad se establece por correlación con las series bien datadas de áreas próximas, donde se han encontrado crucianas y microfauna de acritarcos.

Formación Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Tremadociense - Arenigiense

Aflora en una franja con dirección NO-SE cubierta, en parte, por las aguas del Embalse de la Tranquera. Presenta una potencia mínima de 600 m. Está constituida por una alternancia de areniscas de tonos pardo-amarillentos en capas decimétricas y por lutitas pizarrosas verdes y rojas que son dominantes en el conjunto. Las areniscas

presentan *ripples* de oscilación en la mayor parte de los casos. La bioturbación es escasa. En la mitad superior se aprecia un aumento de la granulometría y de la potencia de los estratos. Se distinguen estratificaciones cruzadas planares y de bajo ángulo. Los tramos lutíticos contienen niveles centimétricos de areniscas con *ripples* y laminación paralela. Estos materiales han sido interpretados como depositados en la zona intermareal de una llanura fangosa o mixta (*mud flat* a *sand flat*). En la base se han encontrado trilobites y restos de braquiópodos articulados que indican una edad Tremadociense. Sin embargo, en el techo de la unidad aparece una fauna de trilobites, equinodermos y braquiópodos que indican una edad Arenigiense inferior.

MESOZOICO

Triásico

Las rocas de edad triásica se apoyan en discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Ordovícico. Están representados en esta región por lo que clásicamente se ha denominado “trilogía germánica” que fue definida por primera vez en Alemania por el geólogo Friedrich August von Alberti en 1834, quién describió las tres facies características del Triásico que afloran en gran parte de Europa occidental: *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper* (Fig. 2).

Facies Buntsandstein

En el área de trabajo, se disponen discordantes sobre cualquier material más antiguo. Presentan una potencia muy variable con un máximo cercano a los 300 m. Aunque no están datadas, se les atribuye una edad Triásico inferior y medio (probablemente Induiense-Anisiense). Desde el punto de vista litológico, pueden distinguirse bien tres tramos, aunque los dos primeros suelen cartografiarse juntos a las escalas utilizadas habitualmente.

1. Tramo inferior: constituido por conglomerados de cantos subredondeados de cuarcita y cuarzo, con huellas de presión-disolución, areniscas y lutitas en niveles de pequeño espesor. Se disponen en secuencias granodecrecientes de orden métrico, formadas por conglomerados, areniscas y lutitas. Presentan laminación paralela, estratificación cruzada de gran escala de tipo surco y en ocasiones, *ripples* en el techo. Se interpretan como depósitos fluviales de ríos entrelazados.
2. Tramo medio: dominan las areniscas, aunque también existe algún nivel de conglomerados. Los niveles lutíticos son más abundantes que el tramo inferior. Se interpretan como sistemas fluviales más evolucionados y distales que en el caso anterior.



Figura 2. Aspecto general de la serie triásica al E de Nuévalos. En primer plano las facies rojas del *Keuper*. Al fondo los relieves de las facies *Muschelkalk* y *Buntsandstein*.

3. El tramo superior: se caracteriza por una gran abundancia de sedimentos detríticos finos de tamaño lutita, de colores rojos y violáceos, entre los que se intercalan niveles decimétricos y excepcionalmente métricos, de areniscas de tonos rojos y blancos (Fig. 3). Son muy frecuentes los *ripples* de oscilación, las grietas de desecación (*mud-cracks*), los pseudomorfos de halita y las estructuras *tepees*, sobre todo en el techo de la unidad. Se interpretan como depositados en una llanura supralitoral.

Facies *Muschelkalk*

Están compuestas por dolomías, dolomías arcillosas y margas dolomíticas. En el área de trabajo presentan buenos afloramientos, como, por ejemplo, en los alrededores de Nuévalos (Fig. 3). Han sido datadas como Ladiniense (Triásico medio) y se interpretan como generadas en una plataforma carbonatada somera. Los procesos diagenéticos posteriores transformaron en dolomíticas las facies calcáreas originales. Desde el punto de vista cartográfico es posible separar dos unidades, una inferior compuesta por dos tramos que dan un mayor resalte topográfico y otra superior, también con dos tramos, pero con relieve más suave. Los cuatro tramos que pueden distinguirse son los siguientes:



Figura 3. Afloramientos del tramo superior de las facies *Buntsandstein* y *Muschelkalk* en los alrededores de Nuévalos.

1. Dolomías y margas con una potencia aproximada de 25 m. Es frecuente la bioturbación y la estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples*.
2. Dolomías en capas gruesas con una potencia aproximada de 30 m. Presentan estratificación cruzada de gran escala, ocasionalmente de bajo ángulo, observándose en algunos bancos morfologías de barras y canales. A veces aparece estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples* de oscilación en el techo de los bancos. El tramo termina con una superficie ferruginosa en la que se observa una concentración de fauna de gasterópodos.
3. Dolomías tableadas de aspecto noduloso con una potencia de 35 m. Los niveles presentan espesores comprendidos entre 5 y 50 cm. Son frecuentes las intercalaciones de margas grises en la parte media y alta del tramo. Se observan bandeados de origen estromatolítico, laminación cruzada de pequeña escala y laminación paralela. A techo de los bancos es frecuente la laminación de algas y los *ripples* de oscilación. La bioturbación es muy abundante, así como los moldes de lamelibranquios (*Myophoria*).
4. Alternancia de margas grises y dolomías con un espesor total próximo a los 20 m. Se observan de forma ocasional sombras de fósiles y laminaciones estromatolíticas rotas.

Lutitas, margas y yesos. Facies Keuper

Las facies *Keuper* se encuentran bien representadas en esta área. Se distinguen tres tramos:

1. Lutitas abigarradas (verdes, rojas y grises) con o sin cristales de yeso, en las que se intercalan niveles métricos de yesos con coloraciones y texturas secundarias variadas (fibrosas, nodulosas, alabastrinas, etc.). El espesor de este tramo, en cuyo aspecto general predominan los tonos grises ("*Keuper gris*"), es de unos 80-90 m.
2. Lutitas y areniscas con intercalaciones de niveles de margas. Este tramo presenta una potencia de unos 25 m.



Figura 4. Lutitas y yesos fibrosos secundarios de la parte superior de las facies *Keuper*.

3. Lutitas rojas y yesos con un espesor comprendido entre 100 y 120 m ("*Keuper rojo*"). En la base predominan las arcillas rojas con cristales de yeso dispersos y de origen diagenético. Hacia el techo predominan los yesos, también diagenéticos, rellenando grietas o en niveles bien diferenciados (Fig. 4).

Las facies *Keuper* se han interpretado como depositadas en una amplia llanura litoral con invasiones periódicas del mar. Algunos canales drenaron esta llanura en la que existieron extensos y abundantes lagos efímeros semejantes a salares (*sabkhas*) donde precipitaron importantes cantidades de evaporitas. La unidad tiene un escaso contenido fósil, pero teniendo en cuenta las asociaciones de polen encontradas en zonas próximas, se le atribuye una edad Triásico superior, probablemente Carniense-Noriense. Una característica sobresaliente de estos materiales es la presencia, a veces muy abundante

en algunos sectores de la Cordillera Ibérica, de cristales de aragonito y de Jacintos de Compostela que, en esta región, pueden observarse bien al sur de Nuévalos.

Jurásico

El Jurásico de esta región está muy poco representado porque fue erosionado en gran medida durante los movimientos tectónicos posteriores a su depósito. El contacto inferior puede ser de carácter mecánico debido a la plasticidad de las facies *Keuper* infrayacentes (Fig. 5). Aunque en zonas próximas al área de trabajo, por encima del *Keuper* aflora la Fm. Dolomías tableadas de Imón, en la zona concreta de trabajo no se ha reconocido con claridad y para la cartografía solo se considera una unidad.



Figura 5. Contacto entre las facies *Keuper* y las carniolas al SE de Nuévalos.

Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Hettangiense inferior

Está constituida por dolomías vacuolares y masivas, de aspecto brechoide, de colores pardo-amarillentos y rojizos (Fig. 6). Su potencia es variable, pero nunca superior a los 50 m. La diagénesis de estos depósitos sedimentarios ha sido intensa y compleja. Se trata de un depósito, originalmente carbonatado, pero con frecuentes niveles de evaporitas intercalados, cuya disolución posterior dio origen a la brechificación y al aspecto vacuolar característico de las llamadas carniolas. Se han interpretado como depósitos de *lagoon* restringido de tipo hipersalino.



Figura 6. Detalle de las carniolas de Cortes de Tajuña.

Cretácico

Los materiales cretácicos más antiguos que aparecen en el área de trabajo pertenecen a la Fm. Arenas de Utrillas. Reposan discordantes sobre distintos términos del Jurásico inferior o sobre las facies *Keuper*.

Formación Arenas de Utrillas. Areniscas, conglomerados y lutitas. Albiense-Cenomaniense inferior

Se apoya en suave discordancia angular directamente sobre el *Keuper* o sobre el Jurásico. La potencia de esta formación en el área de trabajo, oscila entre los 100 y 120 m. Está constituida mayoritariamente por niveles de areniscas y arenas de grano medio a grueso, con abundantes clastos de cuarzo, dispersos o concentrados en niveles de potencia irregular que varían desde algunos decímetros de espesor a varios metros. Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo planar y de surco. Son frecuentes los depósitos residuales (*lags*) de cantos de cuarcita y los cantos blandos. Los nódulos ferruginosos son también muy frecuentes. En conjunto, se interpretan como sedimentos deltaicos con un fuerte influjo de las mareas.

Formación Arenas, arcillas y calizas de Sta. María de las Hoyas. Margas y calizas con ostreidos. Areniscas, areniscas calcáreas y lutitas. Cenomaniense

Constituye la base del resalte morfológico originado por las dolomías y calizas dolomíticas suprayacentes (Fig. 7). Regionalmente la potencia de esta unidad oscila entre los 50 y los 70 m. En el Embalse de la Tranquera se han medido 57 m. Litológicamente es muy compleja y de carácter detrítico-carbonatado. Está constituida por areniscas de tonos ocre y marrones, con intercalaciones de lutitas que contienen restos vegetales, y niveles carbonatados de *packstones*, *wackestones* y *grainstones con bioclastos*. Contienen abundantes ostreidos, lamelibranquios, fragmentos de equinodermos,

gasterópodos, algas, foraminíferos y algunos componentes terrígenos. Esta unidad cartográfica, suele terminar en una superficie ferruginosa con concentración de fauna de caprínidos. Ha sido interpretada como compuesta por secuencias de somerización (*shallowing-upward*) correspondientes a depósitos litorales de llanuras mareales con lagunas asociadas (*tidal-flat-lagoon*) y con fuerte influencia de aportes terrígenos provenientes del continente. La edad que se atribuye a esta unidad cartográfica es Cenomaniense.



Figura 7. Afloramientos de las formaciones, Santa María de las Hoyas, Calizas dolomíticas de Nuévalos (resalte principal) y Calizas nodulosas de Monterde, en el entorno de Nuévalos.

Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos. Dolomías y calizas bien estratificadas. Cenomaniense-Turoniense

Su afloramiento da lugar a un marcado resalte topográfico (Fig. 7). En la sección del Embalse de la Tranquera tienen una potencia de 45 m, pero disminuye en dirección SE. La mitad inferior de la formación está compuesta por calizas y calizas dolomíticas (*wackestones-packstones*), algo arenosas en la base y bien estratificadas en bancos de 0,30 a 1,20 m de espesor. Se organizan en secuencias con laminación criptalgal y con *ripples* en el techo. En la mitad superior, dominan las dolomías estratificadas en bancos de 0,50 a 1,50 m. Presentan restos de lamelibranquios, equinodermos y algas. Suelen estar muy bioturbadas.

Formación Calizas nodulosas de Monterde. Calizas, margas y limolitas. Turoniense

Se reconoce bien en el campo porque marca una significativa ruptura de pendiente por encima del escarpe morfológico de la unidad infrayacente, como se observa en la figura 7. Está compuesta por calizas nodulosas de color gris claro, estratificadas en bancos de 0,50 m y con algunas bioturbaciones. Su potencia media es de 15 m. De forma

ocasional se observan laminaciones cruzadas de pequeña escala debidas a *ripples* de oscilación. Son frecuentes los ostreidos, pectínidos, equínidos, crinoides, etc. A techo de la formación aparecen niveles de limolitas y de areniscas de color gris-amarillento. Se han interpretado como depósitos de zonas submareales en una plataforma marina abierta y somera.

Formación Calizas bioclásticas de Jaraba. Dolomías con rudistas y calizas en bancos. Coniaciense-Santoniense

Forma un importante resalte morfológico (Fig. 8). En el Embalse de la Tranquera se ha medido una potencia de 210 m. Pueden distinguirse dos tramos:



Figura 8. Detalle del tramo inferior de la Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba donde se aprecian superficies de estratificación de gran escala.

1. Tramo Inferior. Constituido por entre 75 y 80 m de dolomías masivas blanquecinas con cristales muy gruesos. En la base son *mudstones* con rudistas y foraminíferos (miliólidos). Ha sufrido procesos importantes de dedolomitización y de oxidación del hierro asociado a bioclastos. En la parte superior del tramo dominan las dolomías de grano grueso con señales de disolución, dedolomitización y karstificación. Localmente tienen estratificaciones cruzadas de escala métrica o decamétrica que representan los flancos de biohermos de rudistas. Lateralmente pueden pasar a brechas calcáreas con clastos de dolomías y de calizas con organismos bioconstructores. Se han interpretado como depósitos de plataforma interna restringida en los que se pueden distinguir subambientes de arrecife, talud arrecifal y medios interarrecifales.
2. Tramo superior. Constituido por entre 130 y 135 m de calizas con niveles dolomíticos subordinados, estratificadas en capas de 0,30 a 0,50 m de espesor. En

algunos puntos se observan planos de estratificación ondulados. Normalmente se trata de *wackestones-packstones* con algunos bancos intercalados de *grainstones*. Contienen equinodermos y foraminíferos (miliólidos). Domina la laminación paralela, los *ripples* de oscilación y la laminación estromatolítica. Son muy frecuentes los niveles de dolomías con cantos negros como resultado de una intensa removilización. Se interpretan como depósitos de plataforma interna restringida o *lagoons* con depósitos de barras y canales.

Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. Calizas con macromiliólidos. Santoniense

Está constituida por calizas blancas, con algunas intercalaciones de margas. Los límites inferior y superior son fuertemente diacrónicos e irregulares. En la base hay *wackestones-packstones* de foraminíferos y fragmentos de lamelibranquios, que pasan a *grainstones* con grandes miliólidos observables a simple vista, intraclastos micríticos de algas y cemento de calcita drusiforme. Estos materiales han sido interpretados como depositados en una plataforma interna restringida en la que dominaban las barras y los canales en aguas someras (*bioclastic sand-shoal*).

Es frecuente que la unidad esté arrasada por la superficie de erosión del Plioceno, constituyendo planicies de materiales calcáreos en los que la red fluvial se encaja profundamente. En la columna del Embalse de la Tranquera se han medido un máximo de 70 m, pero hay que tener en cuenta que el techo está erosionado y cubierto por conglomerados terciarios.

Formación Calizas de Hontoria del Pinar. Calizas bioclásticas. Santoniense

Esta unidad se observa al S del Balneario de la Virgen (Jaraba). Está constituida por calizas bioclásticas muy recristalizadas y de color blanco y gris claro. Tienen un espesor aproximado de 40 m. Texturalmente varían desde *mudstones* a *grainstones*, pasando por todos los términos intermedios. Ocasionalmente se observan *boundstones* de rudistas. Corresponden a secuencias de somerización en una plataforma interna de alta energía que evoluciona hacia una plataforma externa de baja energía. El contenido en fósiles es sobre todo de gasterópodos y foraminíferos.

Formación Calizas de Burgo de Osma. Calizas con rudistas. Santoniense superior-Campaniense

Está formada por calizas bien estratificadas, de color blanco y gris claro, cuyo espesor conocido es de 35 m. Se distinguen en ella secuencias métricas de entre 0,5 y 5 m constituidas por *boundstones* de rudistas en la base, *wackestones* en el tramo medio y *wackestones-mudstones* en la parte superior. Se interpretan como secuencias de somerización dentro de un *lagoon* protegido que evoluciona desde medios submareales tranquilos y poco agitados con depósitos de facies de rudistas y foraminíferos, a medios inter y supramareales con algas y porosidad fenestral. Destaca su contenido en fósiles de rudistas, ostrácodos, placas de equínidos, algas y abundantes foraminíferos.

CENOZOICO

Paleógeno s.l.

El Paleógeno de esta región aflora con carácter discontinuo, está fuertemente deformado y recubre en discordancias progresivas las distintas formaciones del Cretácico superior. Se reconocen en él y se pueden cartografiar, varias unidades que tienen sus mejores afloramientos en las proximidades de las localidades de Alhama de Aragón, Godojos y Jaraba.

Margas, margocalizas, calizas, lutitas, areniscas y conglomerados. Paleoceno

Esta unidad es de carácter heterolítico. Al N de la localidad de Cetina está compuesta por margas, margocalizas y lutitas de tonos anaranjados, con intercalaciones de areniscas rojizas de grano fino. Sin embargo, en los sectores de Alhama de Aragón y de Jaraba, está formada por conglomerados matriz soportados. Los afloramientos aparecen recubiertos por los depósitos del Neógeno y por glaciares cuaternarios. Se ha interpretado como depósitos de una llanura lutítica surcada por canales de pequeña entidad y con depósitos proximales de abanicos aluviales cuando las facies son de conglomerados. No se han encontrado fósiles significativos que permitan mayor precisión en la edad.

Conglomerados, areniscas y lutitas rojas. Paleoceno-Mioceno inferior

Esta unidad se observa al sur de Godojos. Se apoya en clara discordancia sobre el Cretácico. Está compuesta por conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas de tonos rojos y marrones que incluyen nódulos carbonatados en el techo y cuyo espesor aproximado es de 30 m. Ha sido interpretada como facies medias y distales de abanicos aluviales, con canales entrelazados. Debido a la escasez de criterios paleontológicos que permitan establecer una edad precisa, se le asigna por criterios estratigráficos una edad comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno inferior.

Neógeno

La sucesión de sedimentos neógenos de esta región forma parte del relleno progresivo del sector suroccidental de la llamada Cuenca Terciaria de Almazán (Varas *et al.*, 1997). En el área de trabajo existen varias unidades de esta edad que se apoyan siempre discordantes sobre cualquiera de las unidades descritas anteriormente (Fig. 9). Se trata de sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos, depositados en régimen continental y de edades comprendidas entre el Mioceno inferior y el Plioceno. El relleno de esta Cuenca es muy heterogéneo porque la sedimentación se produjo en ambientes fluviales y lacustres-palustres condicionados por la actividad tectónica. Por tanto, la distribución superficial de los depósitos es muy variable, pero siempre muestran una evolución de los medios sedimentarios en sentido distal, hacia el NO de la cuenca. Es difícil también establecer la potencia total de todo el conjunto. Se ha estimado en 350 m, aunque en el área concreta de trabajo, los espesores medidos no alcanzan esta cifra. Se distinguen los tipos litológicos y las edades que se describen a continuación.



Figura 9. Discordancia entre las facies *Keuper* y el Neógeno en la carretera Nuévalos a Monterde.

Conglomerados mixtos. Ageniense-Aragoniense

Se trata de niveles de conglomerados de elementos mixtos de gran tamaño compuestos por cantos y bloques de composición calcárea y silíceo que alternan con niveles de areniscas y de lutitas. Se depositaron en zonas proximales de abanicos aluviales.

Lutitas rojas y conglomerados silíceos. Turolense

Esta unidad está constituida por lutitas rojizas, a veces con nódulos carbonatados, en las que se intercalan paleocanales de espesor variable rellenos por conglomerados silíceos. Su potencia puede variar entre 10 y 50 m.

Calizas y margas. Turolense-Rusciniense

Se trata de una unidad carbonatada que en la literatura geológica se conoce como "Caliza del Páramo". Está ampliamente representada en la cuenca terciaria del Duero, pero en el área de trabajo tiene poco desarrollo y solo alcanza un máximo de 15 m de espesor. Está constituida por carbonatos microdolomíticos con oncolitos, y micritas con presencia de ostrácodos y caráceas que se han interpretado como depósitos de medios lacustres, a veces con tendencia palustre y con episodios de elevada salinidad.

Conglomerados silíceos rojos, brechas, areniscas y limos. Rusciniense-Villanyense

Esta unidad es de composición muy variable. Al NE de la zona de trabajo está formada por conglomerados de cantos silíceos con matriz lutítica roja. Sin embargo, en las proximidades de Alarba y Acered en el SE de la [Hoja Geológica 1:50.000, 437 \(Ateca\)](#)

está constituida por lutitas arenosas de colores rojizos en las que se intercalan niveles de brechas de cantos angulosos procedentes del Paleozoico.

Cuaternario. Pleistoceno - Holoceno

Los depósitos cuaternarios ocupan áreas de pequeña extensión. Son sobre todo de origen fluvial o de caída por gravedad. Los primeros ocupan los cursos actuales de los ríos, mientras que los segundos recubren las laderas de algunos relieves en forma de coluviones. Su litología es de carácter detrítico y, por tanto, compuestos por gravas de distintos tipos y tamaños, y por limos. La excepción la constituyen las tobas calcáreas que son frecuentes en los alrededores de la zona de trabajo.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Un mapa geológico es una representación, simbólica y proyectada sobre una base topográfica, de los diferentes tipos de rocas que afloran en una región, de su disposición geométrica y de su variabilidad espacial. Las edades de los distintos tipos de rocas se diferencian por colores y tramas diversas. Las estructuras geológicas como fallas, pliegues, foliaciones, etc., se representan en el mapa con diferentes símbolos. Se incluyen también las leyendas explicativas del significado de cada una de las tramas de colores, de las edades y de los símbolos utilizados (ver Anexo II). Para la realización de un mapa geológico es necesario conocer bien la petrología, la bioestratigrafía y la disposición estructural de los materiales.

Reconocimiento de las rocas sedimentarias

Reconocer las distintas litologías que afloran en una región, es el primer paso para la realización de un mapa geológico. Se incluye a continuación un breve resumen de la petrología de los principales tipos de rocas presentes en el entorno de Nuévalos. Para una información más completa y general sobre rocas sedimentarias se puede consultar la bibliografía específica y/o el Atlas de Petrología Sedimentaria de Arribas, et al., 2007-2011: <http://www.ucm.es/info/petrosed/>.

Las rocas sedimentarias se clasifican según su textura y composición mineralógica. En función de su origen, se pueden dividir en los grandes grupos siguientes: rocas detríticas, rocas carbonáticas, rocas evaporíticas, rocas silíceas, rocas fosfáticas, rocas ferruginosas y rocas sedimentarias orgánicas. Las rocas detríticas son las formadas por procesos físicos de acumulación en distintos medios sedimentarios de los fragmentos producidos durante la hipergénesis/meteorización de otras rocas formadas con anterioridad. Las rocas carbonáticas, evaporíticas, silíceas y ferruginosas son rocas químicas porque están formadas por la precipitación inorgánica o bioinducida de minerales desde soluciones acuosas o también por la acumulación mecánica de granos esqueléticos (fósiles) y/o no esqueléticos (*pellets*, oolitos o intraclastos). Las rocas

fosfáticas y orgánicas son aquellas que resultan de la acumulación y/o degradación de restos orgánicos de diversos tipos.

Rocas Detríticas

Conglomerados

Los conglomerados son rocas detríticas constituidas por clastos de tamaño superior a 2 mm, es decir, por cantos o bloques. Los criterios para caracterizar un depósito de conglomerados en un afloramiento son los siguientes: genéticos, de procedencia, texturales y composicionales (Fig. 10). La composición de un conglomerado puede estimarse directamente en el afloramiento mediante el conteo de los diferentes tipos de clastos en una unidad de superficie. Según su composición, los clastos pueden ser monominerales y poliminerales. Debe también prestarse atención a la forma y al grado de redondez (plantilla de Powers, 1953). Cuando los cantos son angulosos o muy angulosos el conglomerado se llama brecha. Las brechas indican proximidad al área fuente de la que proceden y que han sufrido poco transporte. Por el contrario, los conglomerados de cantos redondeados o muy redondeados, sugieren un transporte largo o, incluso, diferentes de ciclos de sedimentación dependiendo de su composición.

Epiclásticos	Extracuencales	ORTO- CONGLOMERADOS (clasto-soportados)	<10% cantos inestables	CUARCÍTICOS
			>10% cantos inestables	PETROMÍCTICOS
		PARA- CONGLOMERADOS (matriz-soportados)	Matriz laminada	"drop-stones"
			Matriz no laminada	TILLITAS (glaciar) TILLOIDES (no glaciar)
Intracuencales	Conglomerados y brechas intraformacionales			
Piroclásticos	Aglomerados y brechas volcánicas			
Cataclásticos	Brechas de "slump" y deslizamientos			
	Brechas de pliegue y falla ("morrenas tectónicas")			
	Brechas de disolución y colapso			
Meteoríticos	Brechas de impacto			

Figura 10. Clasificación de conglomerados y brechas. En: Atlas de Petrología Sedimentaria (Arribas et al., 2007-2011). <http://www.ucm.es/info/petrosed/>.

Los cantos de mineralogía de alta dureza (ej. cuarcitas) necesitan mucho transporte o muchos ciclos de sedimentación para redondearse. Por el contrario, la mineralogía blanda necesita poco transporte para redondearse. En cualquier caso, el redondeamiento implica transporte y alejamiento del área fuente. Es importante distinguir también, si los cantos están en contacto y constituyen el llamado esqueleto del conglomerado o, por el contrario, están incluidos en una pasta (matriz) que los soporta y amalgama. Según este

criterio se diferencian dos tipos de conglomerados, los clasto-soportados, o los matriz-soportados, donde la matriz más frecuente es arenosa.

Areniscas

Las areniscas son rocas detríticas constituidas por granos de tamaño comprendido entre 0,0625 y 2 mm. Las texturas más importantes a considerar para clasificar las areniscas son: tamaño de grano, selección y redondez. Por el origen y procedencia de los clastos se diferencian tres tipos: extracuencales, intracuencales e híbridas (Zuffa, 1980). A su vez, las areniscas de procedencia extracuencaal se clasifican, según Pettijohn *et al.* (1973) en función del porcentaje de matriz arcillosa y por la composición de los granos extracuencales (cuarzo-Q, feldespato-F y fragmentos de roca-R). Cuando las areniscas contienen menos del 15% de matriz arcillosa se denominan arenitas y si presentan más del 15% de matriz se denominan grauvacas. La nomenclatura y clasificación de cada uno de los distintos tipos de areniscas que resultan de la aplicación de estos criterios es la que figura en el gráfico de la figura 11.

En la región de Nuévalos la mayor parte de las areniscas que afloran en las diferentes unidades litoestratigráficas que pueden distinguirse en la cartografía, pueden clasificarse atendiendo al contenido en cuarzo, feldespato y fragmentos de roca (pizarras, calizas, dolomías, etc). Los tipos más frecuentes presentes en esta zona están incluidos dentro del campo de las arcosas, subarcosas según la clasificación modificada de Pettijohn *et al.*, 1973, por Arribas, *et al.*, 2007-2011 (Fig. 11).

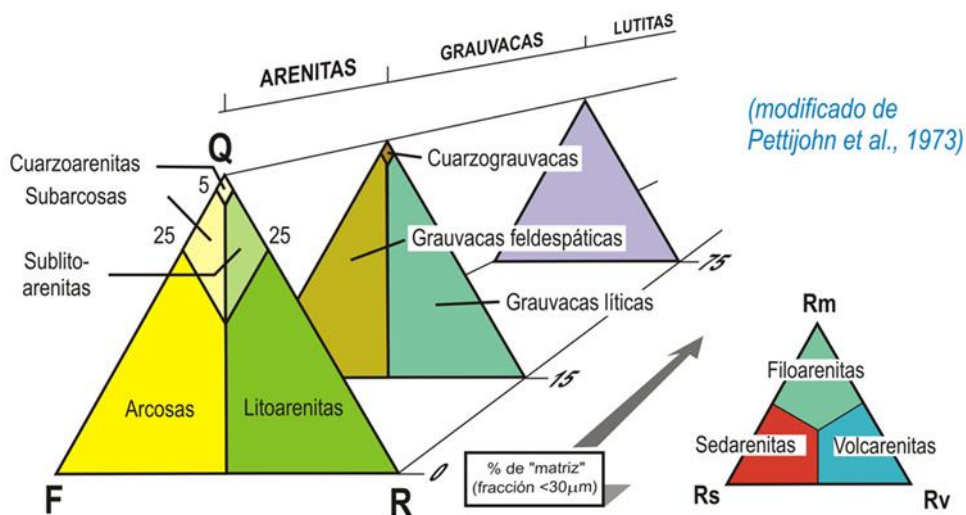


Figura 11. Clasificación genética de arenas y areniscas. En: Atlas de Petrología Sedimentaria (Arribas, *et al.*, 2007-2011). <http://www.ucm.es/info/petrosed/>

Lutitas

Las lutitas son rocas detríticas compuestas por partículas de tamaño inferior a 0,0625 mm e incluyen los limos de un tamaño de partículas comprendido entre 0,0625 y 0,0039 mm y las arcillas de tamaño menor a 0,0039 mm. Las limolitas o lutitas aleuríticas

son de tacto rugoso, pero no tanto como las areniscas, mientras que las lutitas o lutitas arcillosas son muy suaves, untuosas al tacto y moldeables cuando están húmedas. Como características texturales observables en el campo hay que atender a su color y a la fisibilidad. La composición detallada no se puede establecer en el campo debido a que el pequeño tamaño de las partículas, no permite distinguir la mineralogía de sus componentes. Las lutitas de color rojo son muy abundantes en la zona de trabajo, aunque también destacan aquellas que presentan marmorización (parcheado multicolor: rojos, naranjas, verdes y/o grises), como consecuencia de los procesos de hidromorfía que afectaron a la cuenca sedimentaria. También es habitual la presencia de nodulizaciones carbonáticas de distinto tamaño y gran dureza.

Rocas Carbonáticas

Son rocas, formadas por más de un 50% de componentes carbonáticos como producto de procesos biológicos o inorgánicos. Pueden generarse por precipitación físico-química o inorgánica de carbonato en el agua, aunque la mayor parte de las partículas carbonáticas de las rocas sedimentarias se deben a algún tipo de proceso biológico. Para reconocer este tipo de rocas hay que atender a dos de sus características principales: la fábrica y los componentes. Solo se incluyen aquí algunos aspectos importantes de las litologías más comunes de las calizas y de las dolomías porque son las más frecuentes en las unidades litoestratigráficas que afloran en el entorno de la región de Nuévalos. La fábrica de las rocas carbonáticas puede ser de los tipos siguientes:

- **Cristalina:** constituida por cristales de distinto tamaño generados por procesos de precipitación química directa o por procesos diagenéticos de cementación, recristalización o reemplazamiento. Por ejemplo, calizas micríticas o esparíticas, calizas pseudoesparitas, dolomías cristalinas, etc.
- **Clástica:** es la constituida por granos carbonáticos, tanto intracuencales (intraclastos, oolitos o *pellets*) como extracuencales y/o por granos esqueléticos carbonáticos (fósiles o fragmentos de fósiles).
- **Organógena:** constituida por bioconstrucciones desarrolladas por diferentes tipos de organismos como arrecifes de coral, algas, estromatolitos, etc.

Los componentes principales de las rocas carbonáticas son los siguientes:

- **Componentes esqueléticos:** son restos completos o fragmentados de esqueletos calcáreos construidos por organismos (animales o plantas) a través de procesos bioquímicos. Son componentes esqueléticos frecuentes, las algas, las cianobacterias, los braquiópodos, briozoos, corales, equinodermos, etc.
- **Componentes no esqueléticos:** granos que no son restos esqueléticos y que se forman por diferentes procesos físicos, físico-químicos y bioquímicos como, por ejemplo, los peloides y los *pellets*.

- Otros componentes: Son granos intracuencales no carbonáticos (minerales autigénicos: glauconita, piritita, etc.) y/o granos extracuencales no carbonáticos (granos terrígenos: cuarzos).

Calizas

Son rocas sedimentarias formadas por más del 50% de CO_3Ca . Por tanto, si aplicamos HCl diluido sobre una caliza se producirá una fuerte efervescencia. Las calizas que conservan la textura deposicional están compuestas por: granos carbonáticos de procedencia intracuencal como son los bioclastos, oolitos, peloides, intraclastos, oncolitos, etc., una matriz micrítica de carbonato microcristalino ($<10\ \mu\text{m}$) y un cemento compuesto por cristales de carbonato precipitados en los poros de la roca durante su diagénesis. El tipo de cemento más frecuente es el de textura espáritica (tamaño de cristal $>30\ \mu\text{m}$) que está formado por cristales de carbonato cálcico. Para caracterizar en el campo la textura primaria de las calizas se utilizará la clasificación de Dunham (1962), basada en las diferentes proporciones de sus tres componentes (Fig. 12).

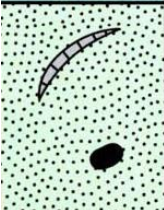
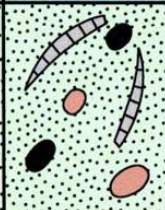



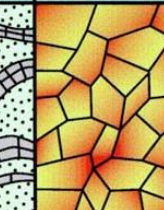
Textura deposicional reconocible				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico		
Con barro micrítico		Esqueleto grano-soportado			
Esqueleto matriz-soportado					
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina
					

Figura 12. Clasificación de Dunham (1962). Según Arribas, et al., 2007-2011.

El reconocimiento de los componentes carbonáticos en el campo se realiza con ayuda de una lupa de unos 10 aumentos o más, observando superficies recién fracturadas y húmedas. En general los componentes micríticos (matriz o granos) tienen un color blanquecino y mate, como ocurre con muchos foraminíferos de concha aporcelanada (miliólidos, alveolínidos, etc.) o con las algas rojas. Los componentes espáriticos tienen un color grisáceo y un aspecto vidrioso transparente que les hace brillar

al ser expuestos a la luz del sol. Nótese que estos aspectos son precisamente los contrarios de los que se observan en lámina delgada.

Existen también una serie de nombres descriptivos no excluyentes mutuamente y muy usados por los geólogos en el campo. Aunque no todos son correctos desde el punto de vista petrológico, se incluyen aquí porque se encuentran con mucha frecuencia en las descripciones de las memorias de los mapas MAGNA o en algunas publicaciones. Son, por ejemplo, caliza margosa (contiene una cierta cantidad de arcilla que le da un aspecto terroso), caliza bioclástica (contiene fósiles o fragmentos de fósiles visibles a simple vista), toba (caliza muy porosa formada por precipitación de calcita alrededor de musgos y plantas), carniola (caliza cristalina brechoide, con un enrejado de venas de calcita), caliza espeleotémica (con crecimientos bandeados de esparita propios de formaciones calcáreas en cuevas kársticas) y caliza arenosa o calcarenita (incluye una cierta proporción de granos terrígenos no carbonáticos).

Dolomías

Las dolomías (Fig. 13) están formadas por más del 50% de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Por tanto, reaccionan muy poco o nada con HCl diluido, aunque sí lo hacen en caliente o con el ácido muy concentrado. En el campo se pueden distinguir dos grandes familias de dolomías: dolomicritas y doloesparitas.

Dolomía

Equigranular
 Los cristales son de tamaños similares y dependiendo de su forma, la fábrica puede ser:
Xenotópica: cristales anhedrales con bordes irregulares o curvos
Hipidiotópica: cristales subeuhedrales. Combinación de bordes irregulares y curvos
Idiotópica: cristales euhedrales con bordes rectos

Inequigranular
 Los cristales tienen diferentes tamaños y según sus relaciones mutuas pueden ser:
Poiquilotópica: los cristales son de gran tamaño y engloban cristales más pequeños
Porfirotópica: mezcla de cristales de tipo porfiroblástico o de fenocristales con otros más pequeños
 Y además, dependiendo de la forma de los cristales la fábrica puede ser:
Xenotópica: Cristales anhedrales
Hipidiotópica: cristales subeuhedrales
Idiotópica: cristales euhedrales

A: Dolomía equigranular xenotópica

B: Dolomía inequigranular porfirotópica diotópica

C: Dolomía inequigranular poiquilotópica hipidiotópica

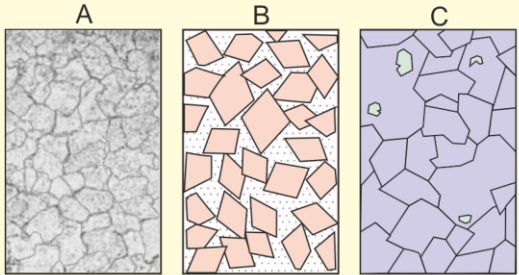


Figura 13. Clasificación para carbonatos cristalinos (modificado de Friedman, 1965).

- Dolomicritas. Son dolomías de textura cristalina fina (<10 μm) y suelen ser el producto de un reemplazamiento diagenético temprano, normalmente relacionado con el ambiente de sedimentación. Aunque algo desdibujadas, preservan gran parte de sus texturas deposicionales, tanto a macroescala, en forma de estructuras sedimentarias, como a microescala, cuando con la lupa es posible percibir cuales fueron los componentes originales. Por tanto, la mayoría puede clasificarse de acuerdo con el esquema de Dunham (1962), aunque anteponiendo en cada caso el prefijo "dolo".
- Doloesparitas. Son dolomías de textura cristalina gruesa (>30 μm). Suelen ser el producto de un reemplazamiento diagenético tardío. Normalmente preservan poco o nada sus texturas y estructuras deposicionales. En fractura reciente y con lupa son muy características ya que están formadas por agregados de cristales romboédricos con exfoliaciones perfectas. En estos casos, se utiliza la clasificación para carbonatos cristalinos de Friedman (1965), donde se considera la forma, tamaño y relación entre los cristales (Fig. 13).

Tobas

Las tobas son rocas calcáreas de origen continental, muy frecuentes en el área de trabajo (Fig. 14). Su formación es un proceso complejo en el que interviene el agua que cuando circula por el subsuelo, normalmente en cavidades de tipo kárstico, disuelve las rocas carbonáticas y se carga en iones de Ca y bicarbonato. Cuando el agua cargada de carbonatos sale al exterior en surgencias o manantiales, se produce una desgasificación y pérdida de CO_2 favorecida por turbulencias o por la acción biológica de las plantas que usan el CO_2 en la fotosíntesis. Tiene lugar entonces la precipitación de carbonato cálcico en forma de pequeños cristales que recubren las plantas. La ecuación que gobierna el proceso es la siguiente:

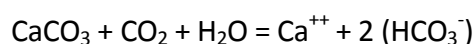




Figura 14. Detalle de una toba en el área de Nuévalos

Rocas evaporíticas

Son rocas formadas a partir de salmueras con altas concentraciones de sulfatos, carbonatos, cloruros, bromuros, etc. Puede precipitar a partir de aguas continentales o marinas en ambientes de una intensa evaporación. Suelen ser rocas monominerales, por lo que sus características principales son las del mineral del que están compuestas. Las principales rocas evaporíticas resultan de la acumulación de alguno/s de los siguientes minerales: yeso ($\text{SO}_4\text{Ca} + 2\text{H}_2\text{O}$), silvina (ClK), halita (ClNa), thenardita (SO_4Na_2), carnalita ($\text{ClK} \cdot \text{Cl}_2\text{Mg} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Suelen presentar texturas equigranulares, y se reconocen fácilmente por su solubilidad, por su baja dureza o por ambas propiedades. De forma práctica, para el trabajo de campo en la región de Nuévalos, algunas evaporitas y sus fábricas más habituales pueden resumirse de la siguiente forma:

Sulfatos

- Yesos (Fig. 15). Pueden ser: detríticos, selenitas (cristales grandes zonados), lenticulares, porfiroblastos (cristales euhedrales), alabastros (de grano fino) y fibrosos (con mucha frecuencia formando vetas).
- Anhidrita: normalmente transformada a yeso cuando aflora en superficie y con texturas, laminadas o nodulosas.



Figura 15. Cristales de yesos incluidos en las facies *Keuper*.

Cloruros: pueden ser simples como la halita y la silvina o complejos como la carnalita.

ELABORACION DEL MAPA GEOLÓGICO

Una vez identificadas las principales litologías y las unidades que tienen representación a la escala elegida, se puede proceder a representarlas en el mapa geológico. Para elaborar un mapa geológico es necesario conocer, comprender y saber emplear el mapa topográfico que se utiliza como base, así como conocer la naturaleza de las rocas en superficie, allí donde son visibles y no están recubiertas por suelos, infraestructuras urbanas, etc. Las rocas se examinan en los afloramientos, estudiando sus características y su contenido fósil, para establecer las diferentes unidades que serán cartografiadas y delinear sus límites sobre el mapa. La información de las litologías y edades se suele representar mediante tramas y colores. A continuación, se repasan los conceptos más importantes que se utilizan en la realización de cualquier tipo de cartografía geológica.

Escala

La escala de representación de los elementos y de las unidades geológicas es lo primero que debe decidirse antes de iniciar cualquier cartografía. La escala es la relación

entre una distancia lineal medida en el mapa y su equivalente real sobre el terreno. Por ejemplo, una distancia de 10 cm medida en línea recta sobre un mapa a escala 1:25.000, será de 250.000 cm = 2,5 km sobre el terreno. Es importante tener en cuenta que, por ejemplo, a escala 1:10.000 el grueso de la traza de un lápiz con una mina de 0,5 mm representa 5 m en la realidad. Por tanto, es necesario valorar, antes de empezar a cartografiar, los espesores mínimos de las unidades que serán representables a la escala elegida.

Existen varias formas de expresar la escala en un mapa:

- Escala escrita o literal.
- Escala numérica. Ejemplo, E. 1:50.000.
- Escala gráfica. Un mapa **siempre debe mostrar**, al menos, una escala gráfica. La forma más completa de dibujarla es la que se muestra en la figura 16, aunque puede simplificarse eliminando el talón y la trama en el negro de las subdivisiones.

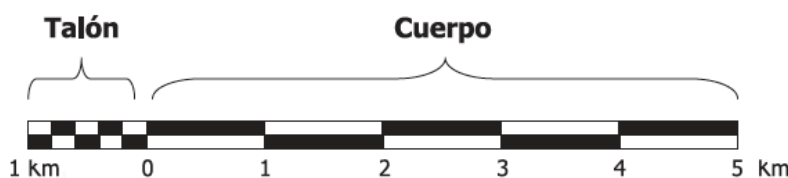


Figura 16. Modelo de escala gráfica. En este caso se ha dibujado con cuerpo y talón. Se han resaltado las unidades con barras negras alternantes.

Dirección y buzamiento de los estratos

Cualquier estructura geológica debe referenciarse respecto al norte geográfico y al plano horizontal. La posición espacial de un estrato se define mediante la dirección y el buzamiento del plano de su techo, o de su base, también llamada muro. Mediante un plano se pueden representar también otras estructuras geológicas como discordancias, fallas, diques intrusivos, etc. La dirección es el ángulo que forma la línea de intersección de un estrato con un plano horizontal medido con respecto al norte (Fig. 17, α). Para su determinación se utiliza la brújula. El buzamiento es el ángulo que forma el plano de estratificación de una capa con respecto a la horizontal, es decir el ángulo de la máxima pendiente (Fig. 17, β). Por tanto, se mide en un plano perpendicular a los planos horizontal y de estratificación (Fig. 17).

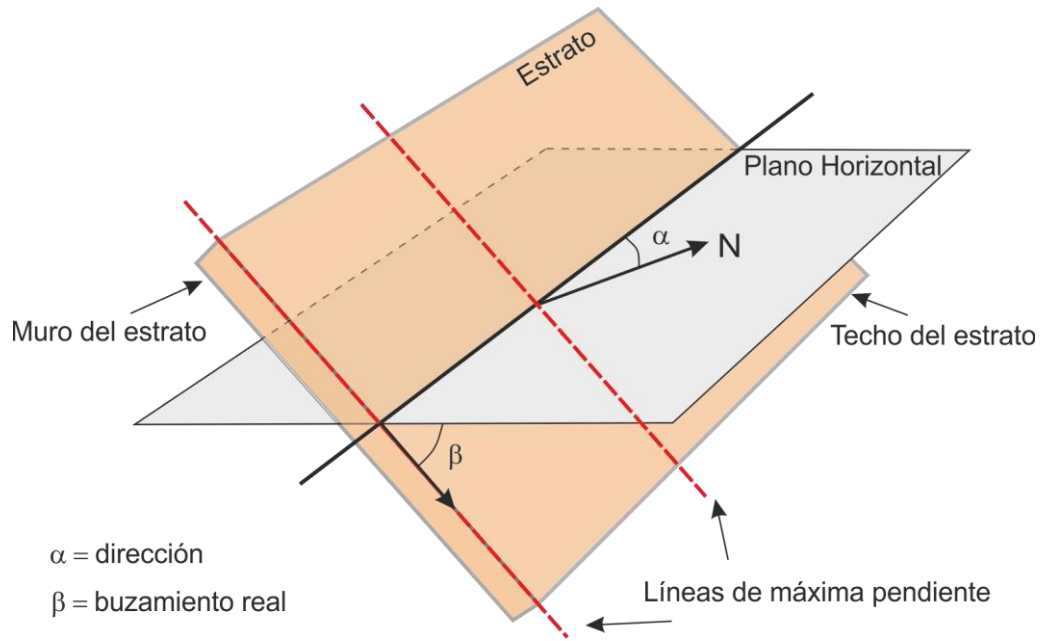


Figura 17. Principales elementos geométricos de un estrato que hay que tener en cuenta para para la medida de su dirección y buzamiento real.

Debe indicarse también el sentido en el que se sumerge la línea de máxima pendiente. Normalmente se expresa según el cuadrante geográfico al que dirige: hacia NE, SE, SO o NO.

Buzamiento real y buzamiento aparente

Se llama buzamiento real al ángulo medido con respecto a la horizontal en un plano vertical que contiene la línea de máxima pendiente. La medida tomada en cualquier otra dirección se llama buzamiento aparente (Fig. 18). Cuando el buzamiento es aparente, el ángulo de inclinación es siempre menor que el buzamiento real. En los mapas se debe representar siempre el buzamiento real.

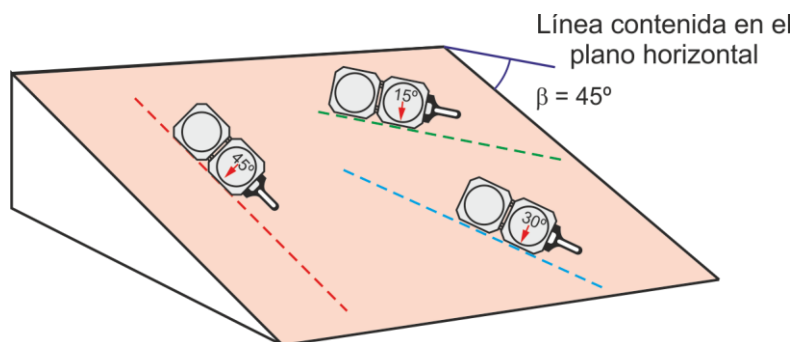


Figura 18. La línea roja marca la perpendicular a la dirección de la capa y por tanto el buzamiento real. En cualquier otra dirección se obtiene un buzamiento aparente.

No obstante, hay ocasiones en las que es necesario medir el buzamiento aparente porque el afloramiento sólo permite la medida en una dirección que no es perpendicular a la dirección de la capa. En estos casos, el buzamiento real debe calcularse a partir de la medida del aparente y de la dirección de la capa. Existen diferentes métodos para este tipo de cálculo, todos ellos mediante una construcción geométrica sencilla (Fig. 19).

El buzamiento aparente será:

$$\text{tg } \beta^a = \text{AE/EC} \quad \text{tg } \beta = \text{AE/ED}$$

$$\text{AE/EC} = \text{AE/ED} \times \text{ED/EC}$$

es decir

$$\text{tg } \beta^a = \text{tg } \beta \cos \alpha$$

El buzamiento real β será:

$$\text{tg } \beta = \text{tg } \beta^a \cos \alpha$$

$$\beta = \text{arc tg } (\beta^a / \cos \alpha)$$

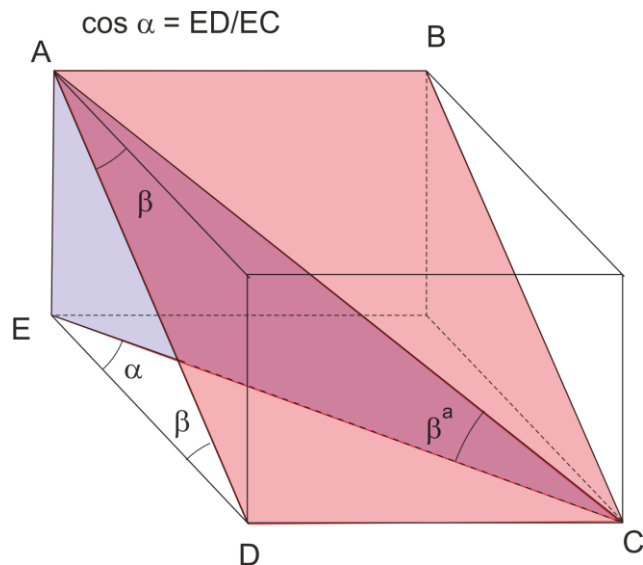


Figura 19. Cálculo del buzamiento real a partir de un buzamiento aparente.

La figura 20 es una tabla y un gráfico a partir de los cuales es posible determinar estos valores de forma estimativa y muy sencilla.

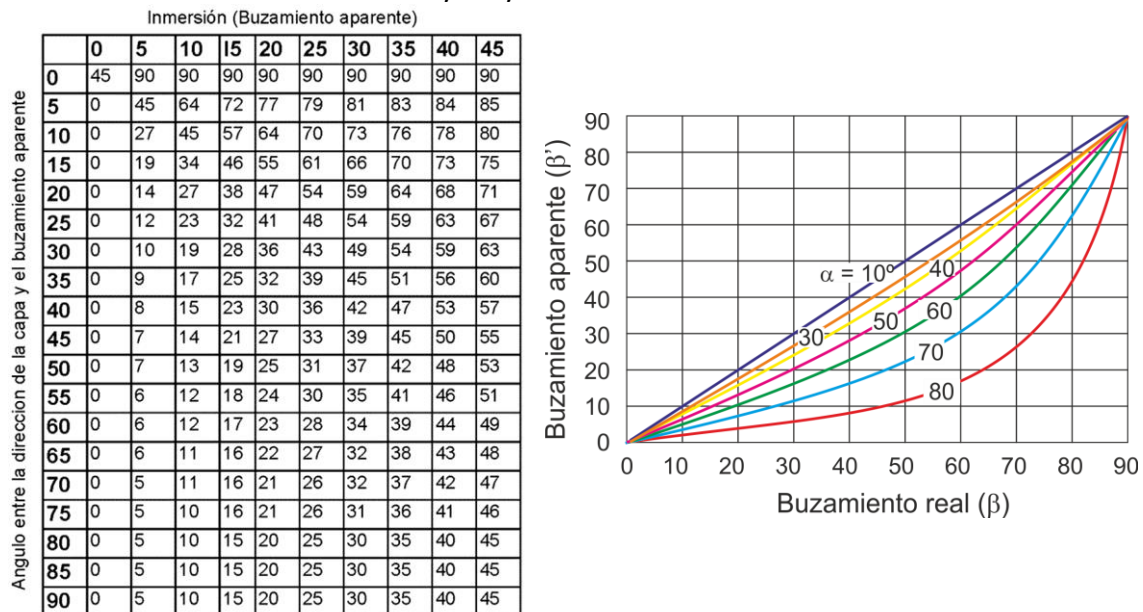


Figura 20. Tabla y ábaco para la estimación del buzamiento real a partir de la medida de uno aparente.

Utilización de la brújula para las medidas de dirección y buzamiento

Brújula de tipo Silva

Para medir la dirección de una capa se coloca la brújula con su lado mayor paralelo a la línea cuya dirección con respecto al norte se desea medir (Fig. 21).

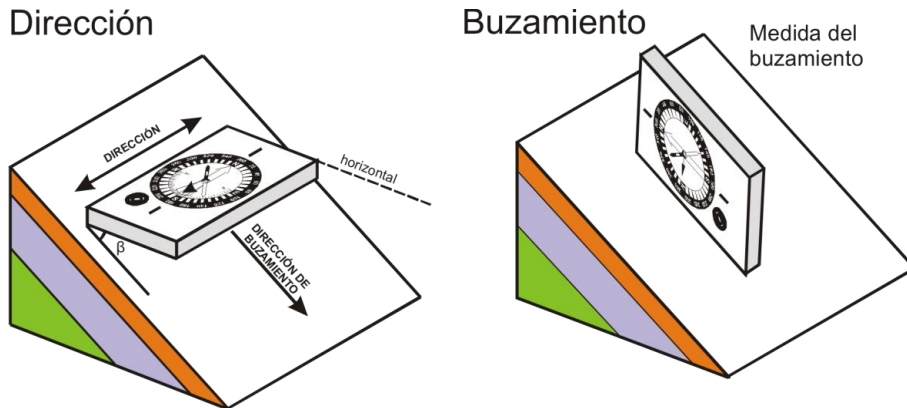


Figura 21. Esquema de colocación de la brújula para la medir la dirección y el buzamiento de una capa.

A continuación, se determina un plano horizontal con el nivel de la brújula, procurando que burbuja esté lo más centrada posible dentro de la circunferencia que la rodea. Una vez determinado el plano horizontal por este método, se gira el limbo hasta que la flecha pintada en él, esté alineada con la aguja. Entonces, la dirección de la capa será el ángulo que forman la posición de la flecha y la aguja imantada de la brújula (Fig. 22). Debe prestarse mucha atención para no equivocarse la medida puesto que lo que señala el N no es la letra marcada en el limbo, sino la aguja imantada. Para medir el buzamiento se inclina la brújula sobre la capa hasta situarla en la dirección de máxima pendiente es decir en la perpendicular a la dirección, de forma que el péndulo pueda moverse libremente.

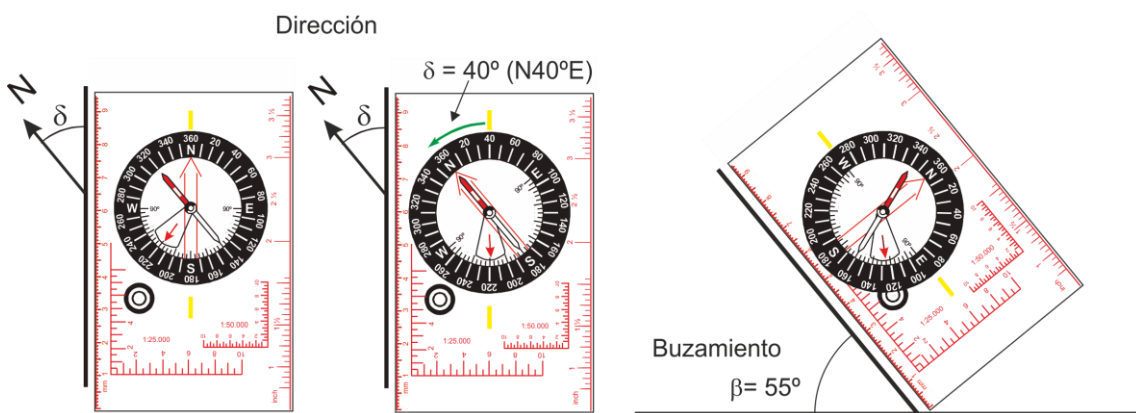


Figura 22. Lectura de la dirección y el buzamiento en una brújula de tipo Silva.

Brújula de tipo Brunton y similares

Se procede a situar la brújula sobre la capa, de igual forma que en el caso anterior (Fig. 23) y se busca el plano horizontal nivelando la brújula con la burbuja situada sobre el fondo (nivel de dirección en la Fig. 24). En este caso, la medida de dirección es directa sobre el limbo. La lectura del ángulo debe hacerse con la flecha de la aguja imantada que señala el norte. Como en el caso anterior, para determinar el buzamiento, se coloca la brújula sobre la capa buscando la perpendicular a la dirección y una vez situada, se mueve la lengüeta trasera hasta nivelar la burbuja alargada del nivel móvil. La medida se realiza sobre la escala del clinómetro (fig. 24).

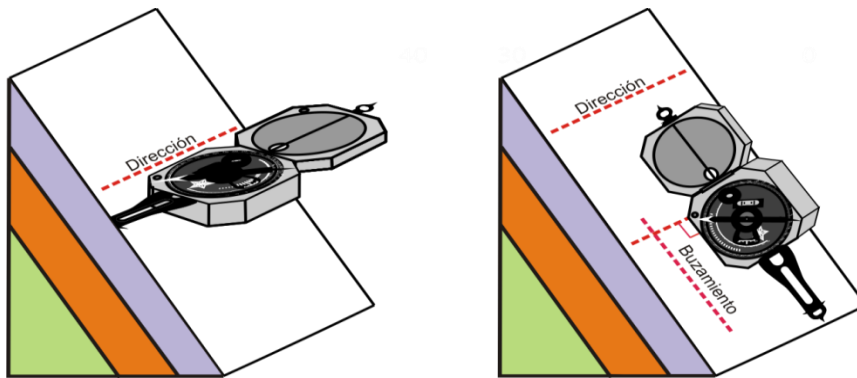


Figura 23. Colocación de una brújula de tipo Brunton para las medidas de dirección y buzamiento.

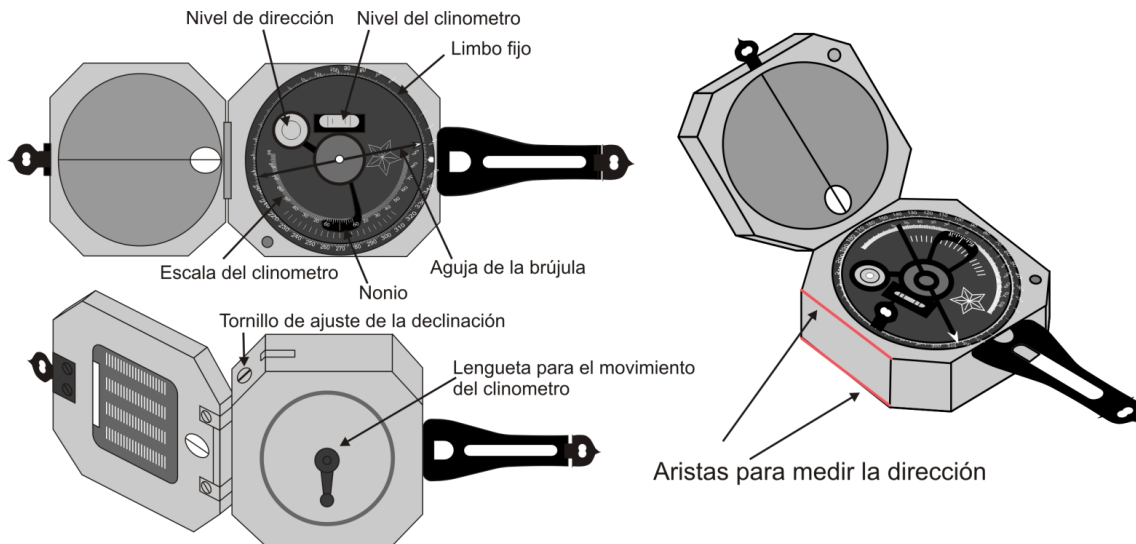


Figura 24. Medidas de los ángulos de dirección y buzamiento con una brújula de tipo Brunton.

Notación

El mapa geológico debe llevar siempre las medidas de dirección y buzamiento suficientes para permitir realizar los cortes geológicos que completan la tercera dimensión de las estructuras. Aunque los datos no varíen en distancias muy alejadas,

deben repetirse las indicaciones de dirección y buzamiento sobre el mapa. Para expresar las medidas de dirección y buzamiento en un mapa geológico, existen diferentes formas (ver leyenda de símbolos geológicos en el Anexo II), pero no deben mezclarse en un mismo mapa y es importante conocer el uso correcto de, al menos, un tipo de notación. Para no complicar la toma de datos, en el cuaderno de campo es preferible utilizar notaciones simples. Hay que recordar que las direcciones sin valor numérico se notan citando los dos extremos de una misma línea, separados por un guion. Por ejemplo, NO-SE. Cuando se da una dirección con valor numérico, se emplean distintos tipos de notaciones según se utilicen todas las divisiones en grados del limbo o solo la mitad del círculo graduado:

- **Círculo completo:** dirección de inclinación y buzamiento (ej. $320^{\circ}-65^{\circ}$). Este tipo de notación es probablemente la menos aconsejable para cartografía ya que en el mapa lo que debe figurar es la dirección de las capas y no la dirección de inclinación (Fig. 25A).
- **Medio círculo:** dirección y buzamiento (ej. $50^{\circ}65^{\circ}\text{NO}$). Los ángulos con respecto al N se miden siempre en el sentido de las agujas del reloj, es decir, hacia el E. A continuación, se indica el ángulo del buzamiento. Las letras que siguen muestran el cuadrante hacia el que dirige la inclinación de la capa. Es necesario ya que siempre existen dos posibilidades, la real y la suplementaria (Fig. 25B).

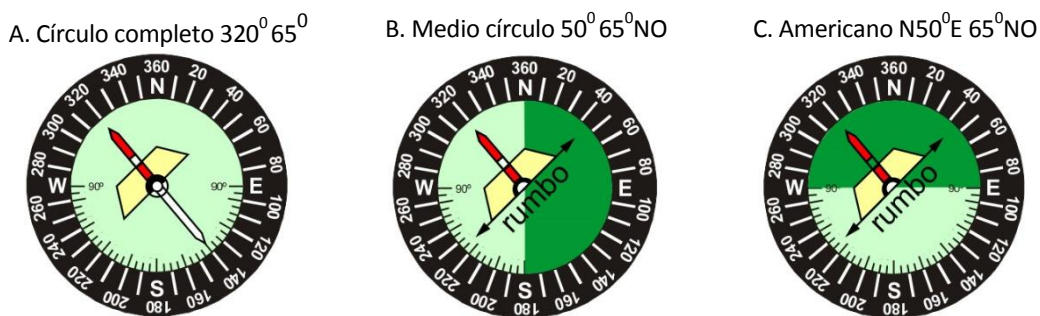


Figura 25. A. Ejemplo en el que se utiliza el círculo completo de 0 a 360° . En este caso se da la dirección de la inclinación del buzamiento y a continuación el ángulo de buzamiento. B. Ejemplo en el que se utiliza la mitad del círculo de 0° a 180° . En este caso el primer número es la dirección o rumbo de la capa, el segundo es el ángulo de buzamiento y las letras indican el cuadrante hacia el que se sumerge la capa. C. Ejemplo de notación americana en la que solo se utilizan los dos cuadrantes superiores del limbo de la brújula.

- En la notación de tipo americano se emplean los dos cuadrantes superiores de la brújula (Fig. 25C). Para la dirección, o rumbo de la capa, se mide el ángulo desde el N hacia el E o hacia el W. En este caso es imprescindible indicar el cuadrante sobre el que se realiza la medida. A continuación, se indica el buzamiento y en letras la dirección de la inclinación. El problema de esta notación es la gran cantidad de letras y números que hay que utilizar para definir el plano.

Otras medidas necesarias para situar en el espacio algunas estructuras geológicas

- Inmersión de una línea (*plunge* en los textos en inglés). Es el ángulo que forma una línea con un plano horizontal, medido sobre un plano vertical que contenga esa línea. Su valor varía entre 0° y 90° (Fig. 26).
- Cabeceo es el ángulo entre la línea y la dirección del plano inclinado que la contiene, medido sobre el mismo plano inclinado (Fig. 26).

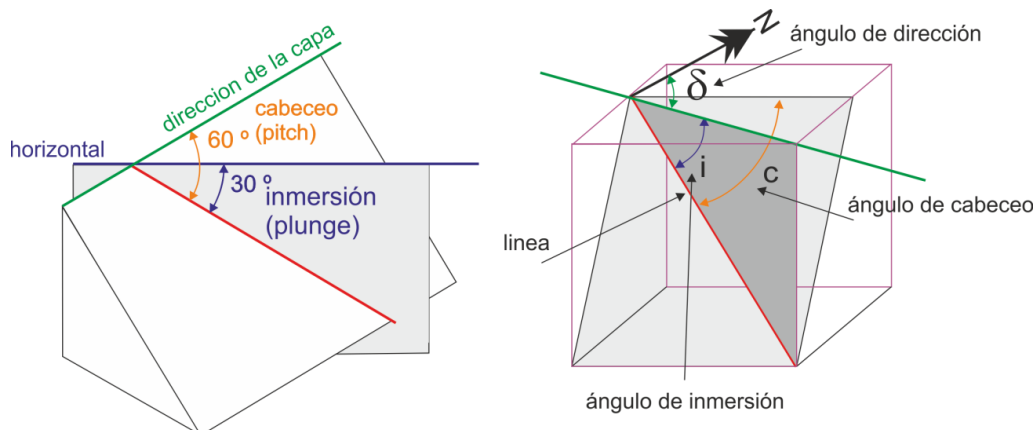


Figura 26. Medidas de los ángulos de inmersión y cabeceo.

Expresión cartográfica de las estructuras geológicas

Un mapa geológico es un sistema acotado y, por tanto, se construye proyectando de forma ortogonal sobre el plano de un mapa topográfico, las intersecciones de las capas o de cualquier otra estructura geológica, con la topografía de la región cartografiada. La forma y orientación de las estructuras geológicas se pueden determinar mediante la construcción de los llamados **contornos estructurales**. Cuando se unen entre sí los puntos en los que una capa corta a la misma curva de nivel, las líneas obtenidas han de ser paralelas a la dirección de las capas (Fig. 27).

Si esto no se cumple, el trazado del contacto es incorrecto. Además, si la dirección y el ángulo de buzamiento no varían, el contacto geológico debe cortar a intervalos regulares a las curvas de nivel. Por el contrario, si varían en el espacio la dirección y/o el buzamiento de las capas, estos cambios deben reflejarse en la cartografía. Por ejemplo, cuando aumenta el ángulo de buzamiento, la separación entre los contornos estructurales disminuye, y viceversa, si disminuye, debe aumentar la separación entre las líneas paralelas de intersección de las capas con la topografía.

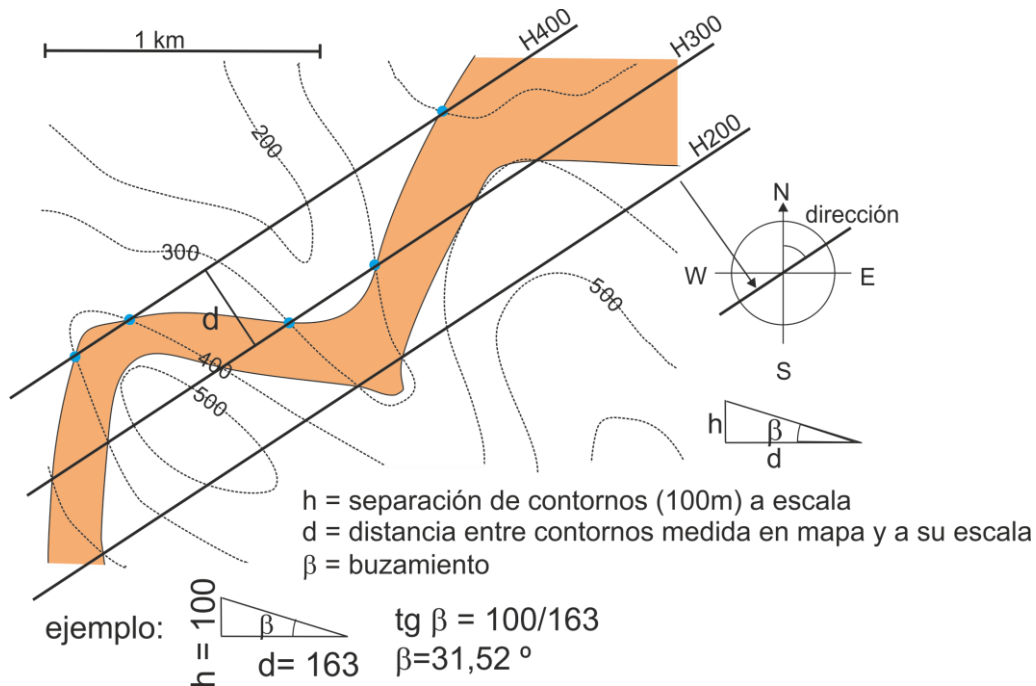


Figura 27. Esquema de los contornos estructurales de una capa donde se aprecian las líneas paralelas que unen los puntos homólogos de corte con las curvas de nivel de la topografía.

Espesor real de las capas y de las unidades

El espesor real de una capa o conjunto de capas, es la distancia entre su techo y su base, pero siempre medida en un plano perpendicular a estas dos superficies, es decir, la distancia más corta entre la base y el techo de la capa. Cualquier otra medida dará un valor más alto, que se denomina espesor aparente. En un mapa geológico sólo las capas verticales tendrán en el mapa un afloramiento igual a su espesor real.

Expresión geométrica de los contactos entre las capas y la topografía. Regla de las Uves

Dependiendo de la posición de las capas con respecto a la superficie topográfica, las geometrías de los contactos entre las unidades cartografiadas tendrán una traza diferente una vez proyectados sobre el plano. En síntesis, las situaciones que pueden producirse se resumen a continuación de forma esquemática.

Capas horizontales

Las trazas de las capas horizontales son independientes de las pendientes o de las irregularidades del terreno. Dado que las curvas de nivel son el resultado de cortar la superficie topográfica por un plano horizontal y por tanto representan el lugar geométrico de los puntos de igual altitud, los afloramientos de unidades horizontales son siempre paralelos a las curvas de nivel, incluso pueden ser coincidentes con ellas (Fig. 28).

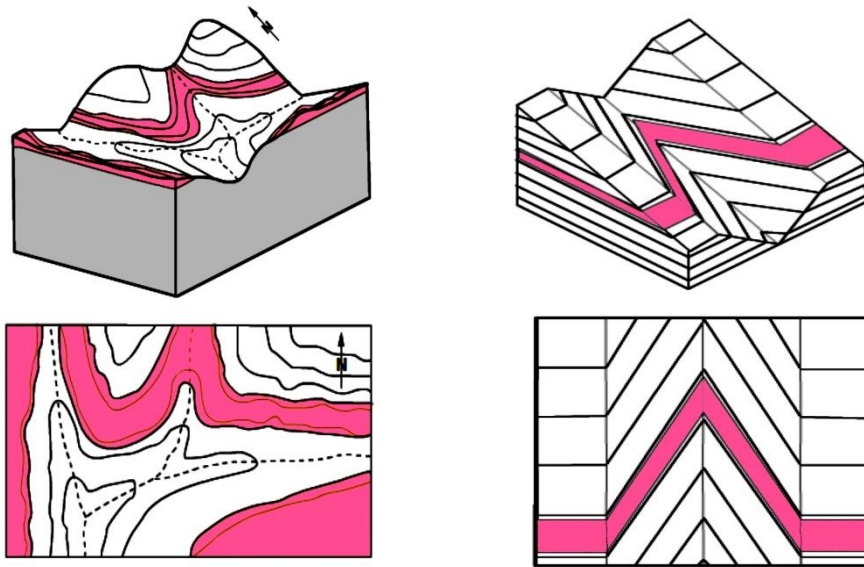


Figura 28. Cuando las capas son horizontales los contactos entre ellas son paralelos a las curvas de nivel. La “V” cierra hacia la parte superior de la pendiente y su traza es paralela a las curvas de nivel (modificado de Lisle, 2004).

Capas inclinadas

Cuando las capas están inclinadas sus afloramientos no son paralelos a las curvas de nivel, por el contrario, siempre las cortan. En estos casos, las trazas de las intersecciones de un plano de contacto de una capa con la superficie topográfica son líneas irregulares como se observa en la figura 29. Cuando el modelado del relieve tiene forma de valle, las intersecciones adoptan geometrías que recuerdan a la letra V. En las figuras 29 y 30, se observan los diferentes tipos de contactos según la topografía y los buzamientos de una capa en contra de la pendiente del valle, o a favor de ella.

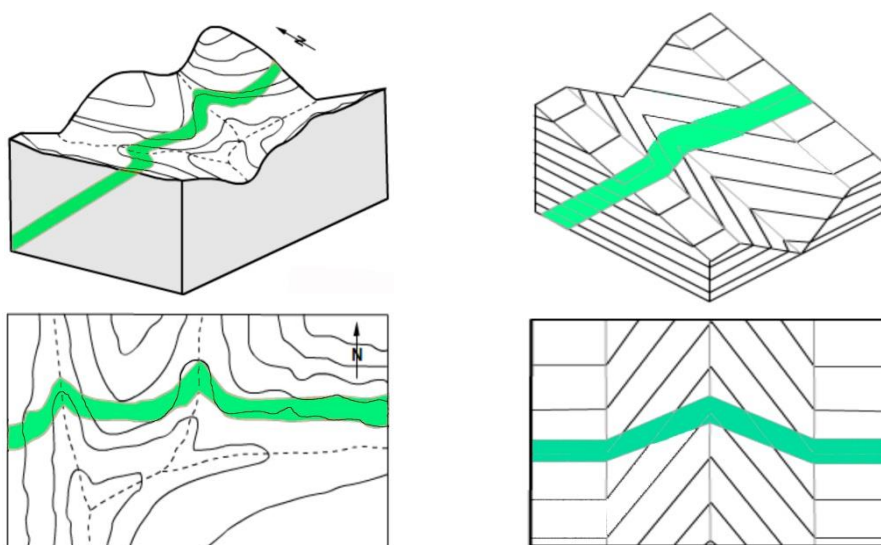


Figura 29. Afloramiento de capas con buzamientos en contra de la pendiente topográfica (modificado de Lisle, 2004).

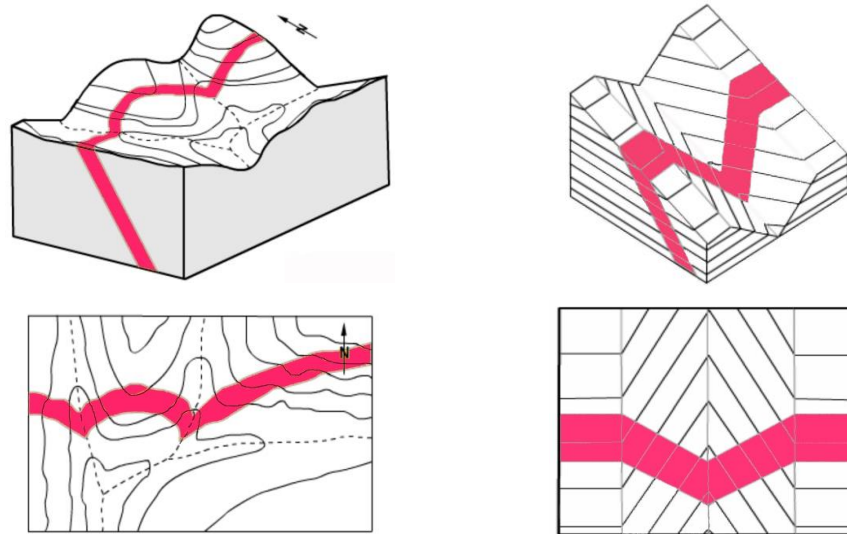


Figura 30. Afloramiento de capas que buzanan a favor de la pendiente topográfica, pero con un ángulo mayor que la topografía (modificado de Lisle, 2004).

Este tipo de geometrías ha dado lugar al enunciado de una sencilla y práctica regla fácil de recordar llamada “Regla de las Uves”: cuando el muro o el techo de una capa corta una topografía en forma de valle, la intersección adopta una forma de “V” cuyo vértice apunta hacia donde buza el estrato. De forma análoga, si la capa corta con una superficie topográfica con forma de loma, el contacto con el relieve dibuja un arco amplio con la concavidad orientada hacia donde buza el plano. Obsérveseme las diferentes trazas que adoptan los contactos según los buzamientos a favor o en contra de las pendientes en las figuras 29 y 30.

Excepciones

Cuando las capas tienen un buzamiento igual al gradiente de pendiente del valle, sus afloramientos son bandas paralelas a ambos lados del valle (Fig. 31).

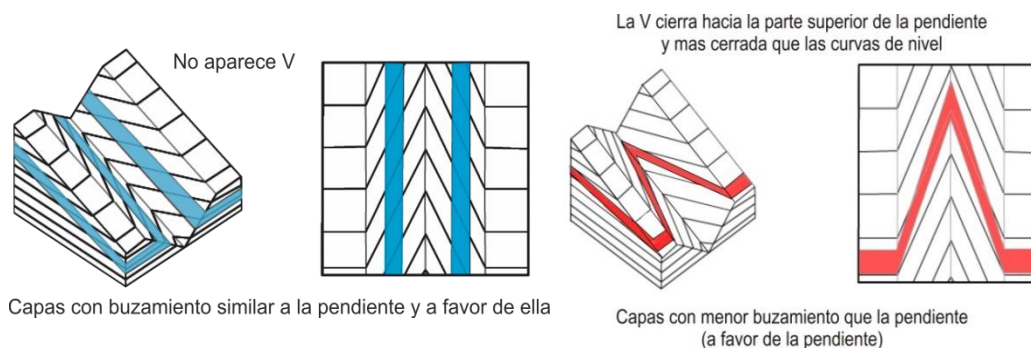


Figura 31. Modificado de Lisle (2004).

En el caso de que el ángulo de buzamiento de las capas sea menor que el gradiente del valle, la traza del contacto dibuja una V en dirección opuesta a la del buzamiento (Fig. 31). Cuando las capas son verticales los contactos de las unidades litológicas verticales son líneas rectas paralelas a la dirección de las capas como se observa en la figura 32.

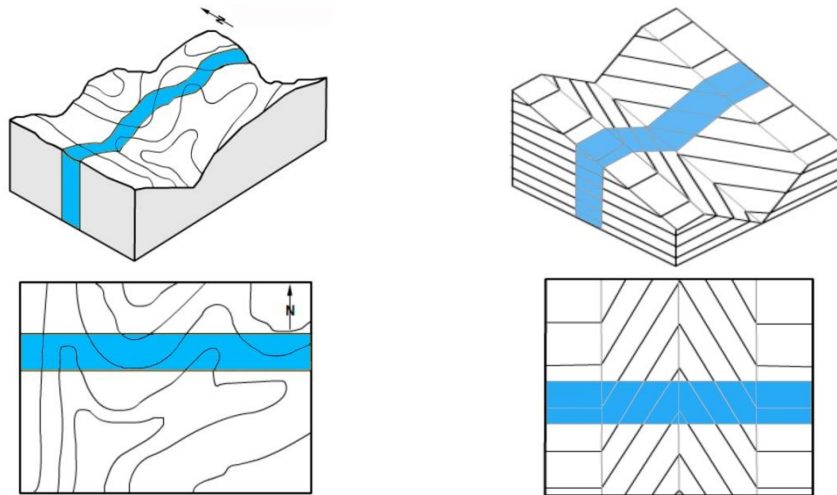


Figura 32. Trazas de los afloramientos de capas verticales (modificado de Lisle, 2004).

Discordancias

Las discordancias son superficies que marcan la falta de continuidad en el paralelismo de los estratos o de un conjunto de estratos (Fig. 33). Normalmente separan unidades con direcciones y buzamientos diferentes, de forma que la unidad superior recubre a cualquier otra infrayacente. Por lo tanto, su traza corta los contactos de las unidades subyacentes (Fig. 34).

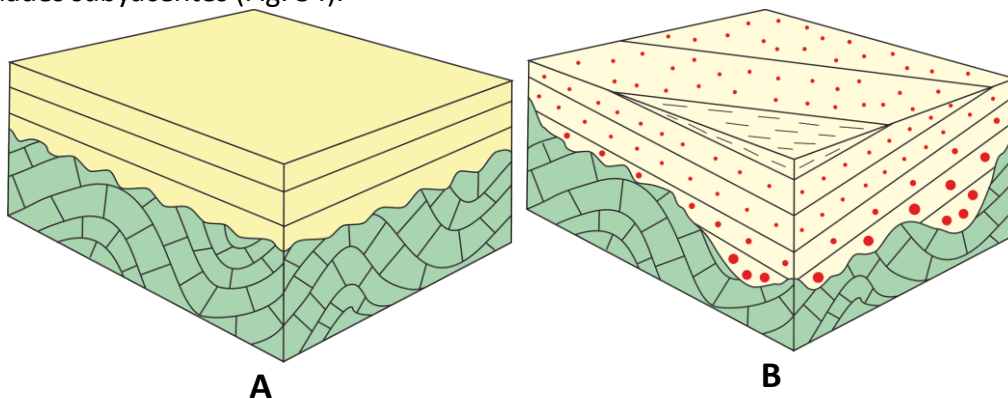


Figura 33. Bloques diagrama que muestran dos tipos de discordancias. A. Se observa la falta de paralelismo entre las capas de la unidad infrayacente y las capas que la recubren. B. discordancia con paleorelieve desarrollado sobre las capas infrayacentes.

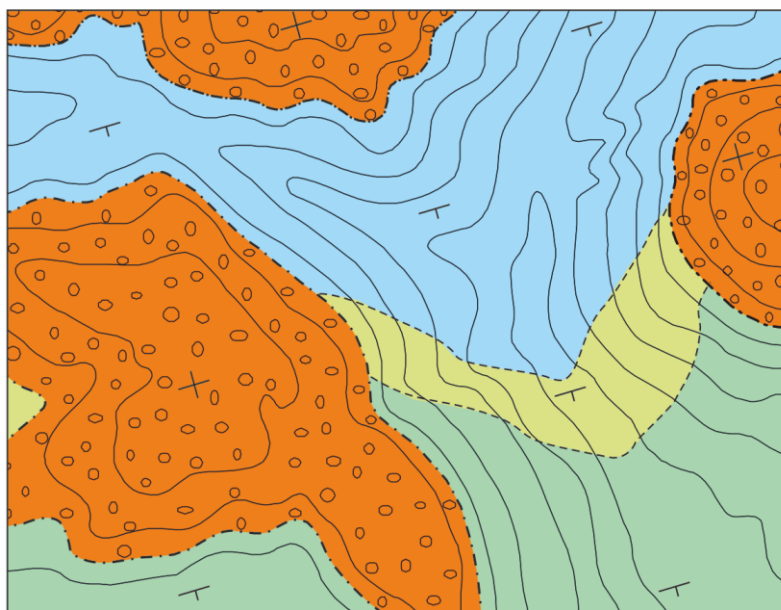


Figura 34. Expresión gráfica de una discordancia sencilla entre varias unidades cartográficas. Las inferiores de colores azul, amarillo y verde, buzcan hacia el SE. El contacto de la unidad de color naranja que las recubre, es una discordancia. Obsérvese que la traza de este contacto es paralelo a las curvas de nivel lo que indica que en este caso la discordancia es un plano horizontal.

Existen diversos tipos de discordancias cuyo significado geológico debe analizarse con detalle. Para el propósito de este curso lo más destacable es que marcan la ausencia de paralelismo entre las capas y se cartografían como superficies, simples o complejas, pero que siempre cortan a las capas y a las unidades más antiguas situadas por debajo de ella. Según su génesis, la geometría del contacto puede ser muy complicada y no seguir ninguna regla geométrica sencilla. Es, por ejemplo, el caso de las discordancias que marcan un paleorelieve desarrollado sobre las unidades infrayacentes (Figs. 33B).

Pliegues

Son uno de los modos más frecuentes de deformación de las rocas. Los pliegues con formas convexas se llaman anticlinales y los cóncavos sinclinales (Fig. 35). Por su geometría tridimensional pueden ser cilíndricos, no cilíndricos, simétricos o asimétricos. Para determinar si un pliegue es anticlinal o sinclinal es conveniente conocer la edad relativa de las unidades litológicas.

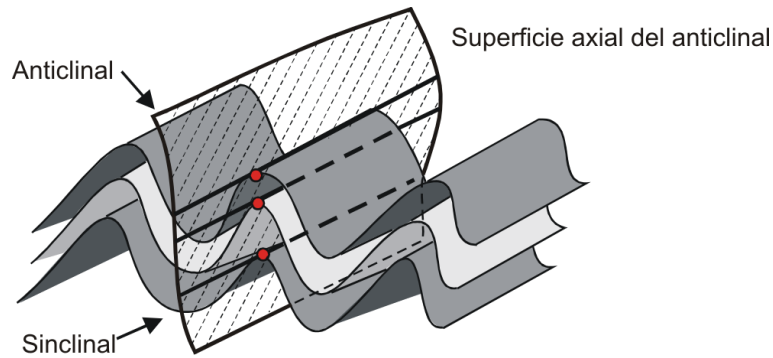


Figura 35. Principales geometrías de pliegues simples.

Las líneas que separan pliegues adyacentes se llaman líneas de inflexión y marcan los puntos donde las superficies pasan de ser convexas a cóncavas o viceversa. La zona de mayor curvatura de un pliegue se conoce como charnela (Fig. 36). La línea de charnela es la línea que coincide con la máxima curvatura de las capas y divide al pliegue en dos flancos. El plano axial del pliegue es aquel que contiene las líneas de charnela de las sucesivas capas de un pliegue y divide a éste en dos partes, no necesariamente simétricas. Se llama traza axial del pliegue a la intersección de su plano axial con la superficie topográfica.

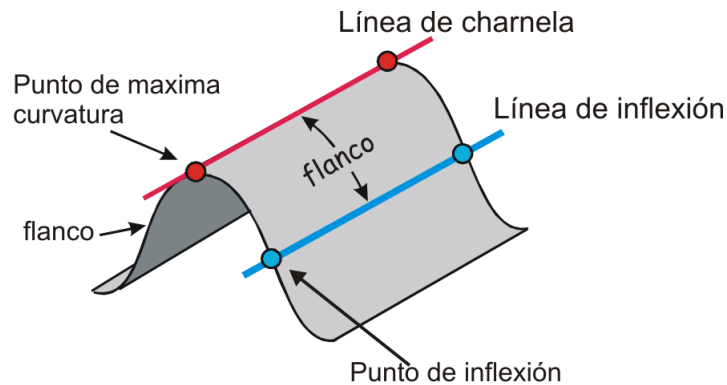


Figura 36. Principales elementos de un pliegue.

La inmersión del pliegue es el ángulo que forma la línea de charnela con un plano horizontal (Fig. 37). En el campo se observa la repetición simétrica de las mismas unidades litológicas desde la zona de charnela hacia afuera del pliegue. El eje del pliegue se sitúa en la línea de charnela y es una línea teórica que permite representar abreviadamente su orientación tridimensional.

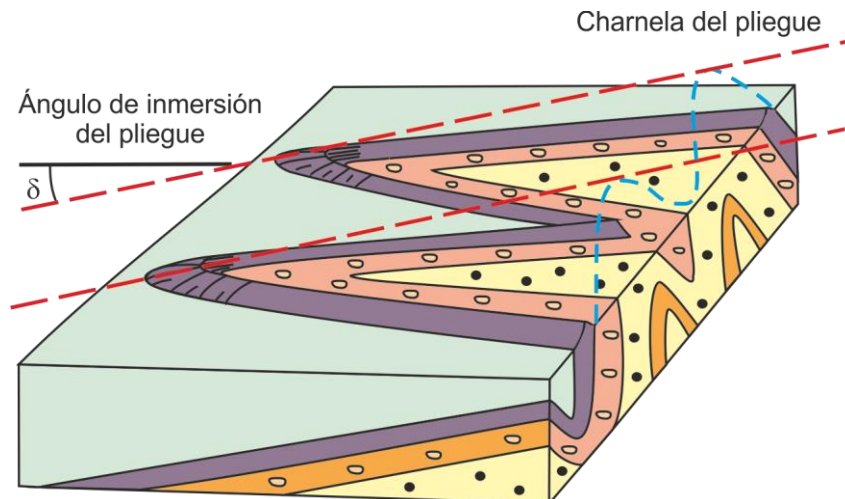


Figura 37. El ángulo de inmersión de un pliegue (δ) es el formado por la línea de charnela con el plano horizontal.

Clasificación esquemática de las estructuras plegadas de acuerdo con la forma y/o la edad de los materiales

- Monoclinal: inclinación estructural de las capas en una sola dirección.
- Homoclinal: inclinación estructural de las capas en una sola dirección en la que no varía el buzamiento.
- Anticlinal: pliegue de morfología superior convexa en cuyo núcleo se encuentran las rocas estratigráficamente más antiguas.
- Anticlinorio: estructura anticlinal formada por varios pliegues a escala regional.
- Sinclinal: pliegue de morfología superior cóncava, en cuyo núcleo se encuentran las rocas estratigráficamente más modernas.
- Sinclinorio: estructura sinclinal formada por varios pliegues a escala regional.
- Pliegues cilíndricos: pliegues cuyo eje es horizontal y rectilíneo.
- Pliegues cilíndricos con inmersión: pliegues cilíndricos cuyo eje tiene inmersión.
- Pliegues no cilíndricos: son aquellos en los que el eje es curvilíneo.
- Pliegues paralelos: cuando el espesor de las capas plegadas, medido de forma horizontal permanece constante.
- Pliegues similares: cuando el espesor de las capas plegadas medido de forma ortogonal es variable.
- Pliegues rectos: cuando el plano axial es vertical.
- Pliegues en abanico: los flancos pueden tener pendientes negativas (morfología en champiñón) e individualizarse dos superficies axiales.
- Pliegues inclinados: cuando el plano axial está inclinado menos de 45° respecto de la vertical (Fig. 38).
- Pliegues vergentes: cuando el plano axial se inclina más de 45° respecto de la vertical. El sentido de vergencia del pliegue es el que corresponde a la posición de la charnela. (Fig. 38).

- Pliegues tumbados o recumbentes: cuando la inclinación del plano axial del pliegue está próxima a la horizontal (Fig. 38). En muchas ocasiones los pliegues recumbentes pueden fracturarse por el núcleo, dando lugar a un pliegue-falla o a un cabalgamiento.

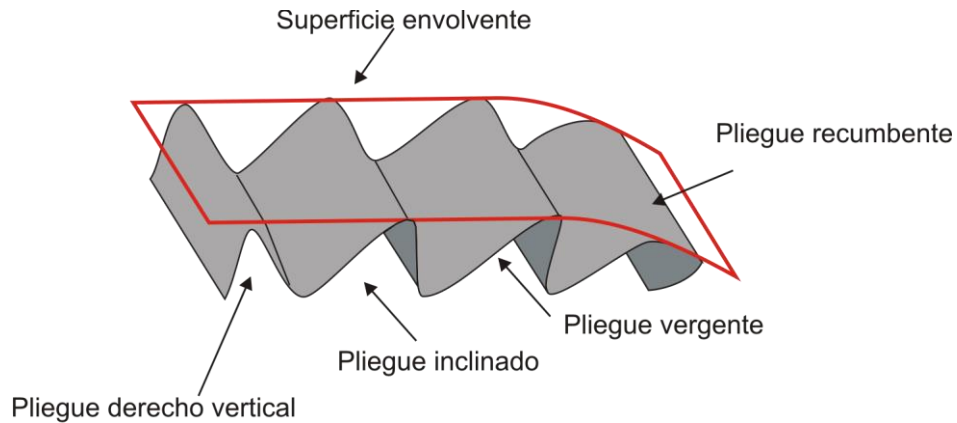


Figura 38. Nomenclatura utilizada para algunos tipos de pliegues según su geometría y la inclinación de su plano axial.

- Pliegues isoclinales: cuando los dos flancos de una serie de pliegues buzan en el mismo sentido.
- Pliegues monoclinales: cuando uno de los dos flancos de una serie de pliegues está mucho más desarrollado que el otro.
- Pliegues simétricos: cuando el plano axial del pliegue divide simétricamente el pliegue en dos unidades especulares (Fig. 39).
- Pliegues asimétricos: cuando el plano axial del pliegue no divide simétricamente el pliegue en dos unidades especulares (Fig. 39).

En la figura 39 se han representado de forma esquemática otros tipos de pliegues y asociaciones de pliegues, según algunas características como la armonía, el ángulo entre los flancos, geometría del conjunto, etc.

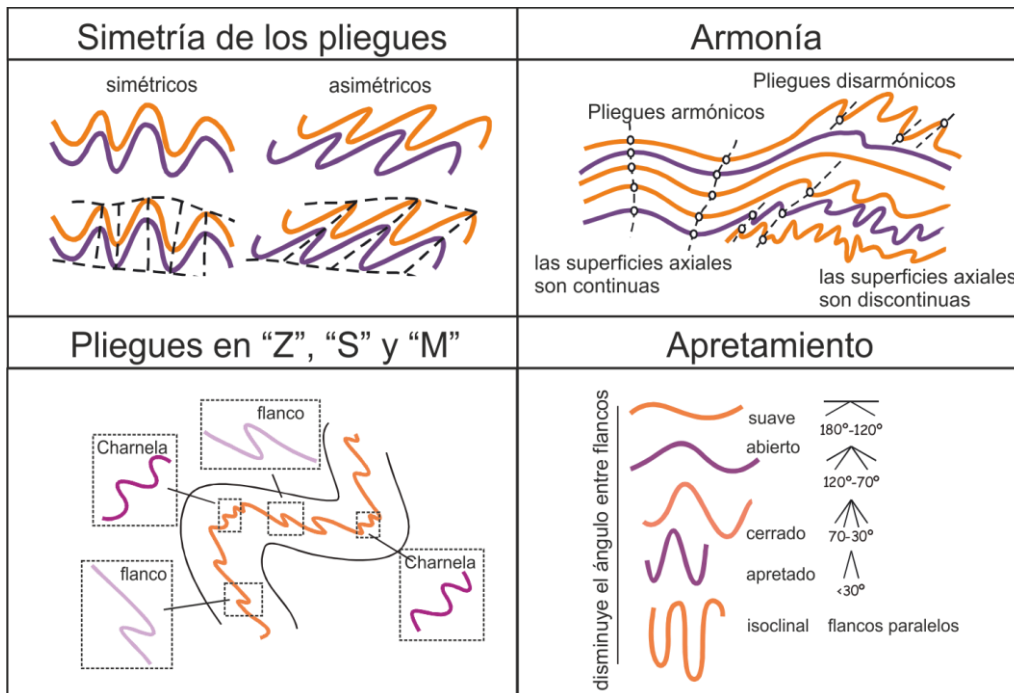


Figura 39. Nomenclatura de distintos tipos de pliegues según algunas de sus características geométricas.

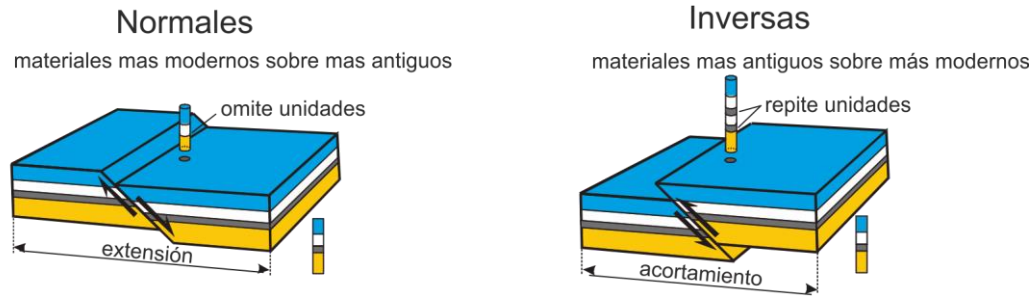
Fallas

Las fallas son roturas lo largo de las cuales se han movido dos bloques de rocas (Fig. 40). La discontinuidad de las estructuras, las repeticiones, o la ausencia de unidades litológicas de la sucesión tipo de una región, pueden ser manifestaciones de fallas.

En general, son superficies de tendencia plana o de forma alabeada. En la mayor parte de los mapas se representan como una línea, aunque, en ocasiones, se trate de una zona de rocas rotas o trituradas llamada **milonita de falla** y producida por los esfuerzos de cizalla asociados al movimiento de los bloques. En la cartografía geológica se representan por medio de una línea que marca la intersección del plano de falla con la superficie topográfica. De la forma de su traza sobre el mapa, se pueden deducir algunas características sobre la geometría de la superficie que separa los bloques fallados, como su buzamiento, si es de tendencia plana, o si se trata de una superficie compleja. Al igual que otras superficies como, por ejemplo, los planos de estratificación, la orientación de las fallas puede indicarse por medio de una dirección y un buzamiento.

La clasificación más simple de las fallas se basa en la dirección dominante del desplazamiento que han sufrido los bloques: si el desplazamiento se produce en la vertical y en el sentido del buzamiento del plano de falla, se llaman fallas directas o normales. Si el desplazamiento vertical se produce en sentido contrario al del buzamiento del plano que separa los bloques, se trata de una falla inversa (Fig. 40).

Dip-slip. Movimiento en la dirección del buzamiento del plano de falla



Strike-slip. Movimiento a lo largo de la dirección del plano de falla



Figura 40. Nomenclatura de las fallas según la dirección y el sentido del desplazamiento relativo de los bloques fallados.

Si el desplazamiento principal se produce a lo largo de la dirección del plano de falla, se trata de una falla en dirección y dependiendo de cómo haya sido el sentido del movimiento se denominan dextrales o sinestrales (Fig. 40). Cuando la resultante del desplazamiento no es paralela a la dirección de la falla o a la dirección de su buzamiento, se dice que la falla es oblicua, o rotacional en el caso de que los bloques hayan sufrido un movimiento de rotación (Fig. 41).

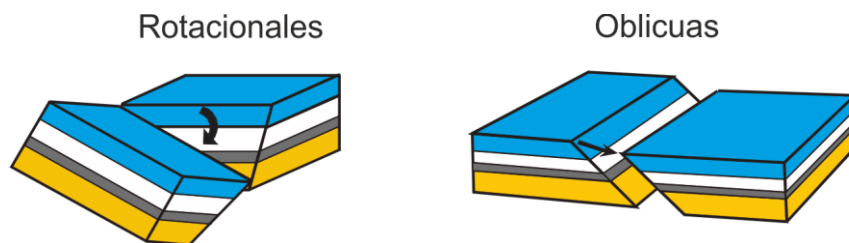


Figura 41. Nomenclatura de las fallas cuando la dirección del desplazamiento no coincide ni con su dirección ni con su buzamiento.

Cabalgamientos

Un cabalgamiento es una falla inversa en la que el labio levantado cubre al labio hundido en una considerable extensión y en la que los materiales más antiguos se disponen sobre los más modernos (Figs. 42 y 43).

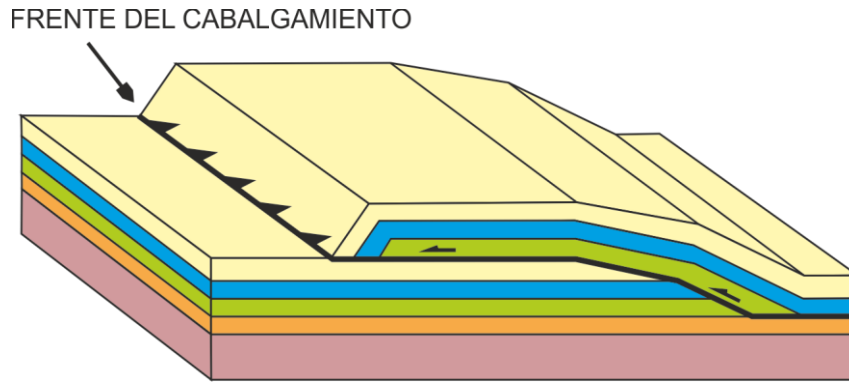


Figura 42. Esquema de la geometría tridimensional de un cabalgamiento.



Figura 43. Frente de cabalgamiento de las facies Muschelkalk en las proximidades de Monterde.

La unidad que cabalga se denomina unidad alóctona o cabalgante y la unidad sobre la que se deslizan los materiales más antiguos se llama unidad autóctona o cabalgada. Con frecuencia, el plano de cabalgamiento es de bajo ángulo y tiene un desarrollo notable en la horizontal.

El corte geológico

Un corte geológico es una representación gráfica vertical de la disposición en profundidad de las unidades litológicas presentes en una región y de su organización estructural (Fig. 44). Se utiliza el perfil topográfico como base y a partir de él se dibuja la disposición de las capas y estructuras presentes en la zona. Desde el punto de vista geométrico es la intersección de los elementos y estructuras geológicas con un plano vertical que contiene a la línea de corte considerada. En la mayoría de los cortes geológicos debe hacerse una interpretación razonada de cómo son las estructuras en

profundidad, puesto que solo cuando la topografía es muy abrupta y las diferencias de cota importantes, es posible hacer suficientes observaciones directas.

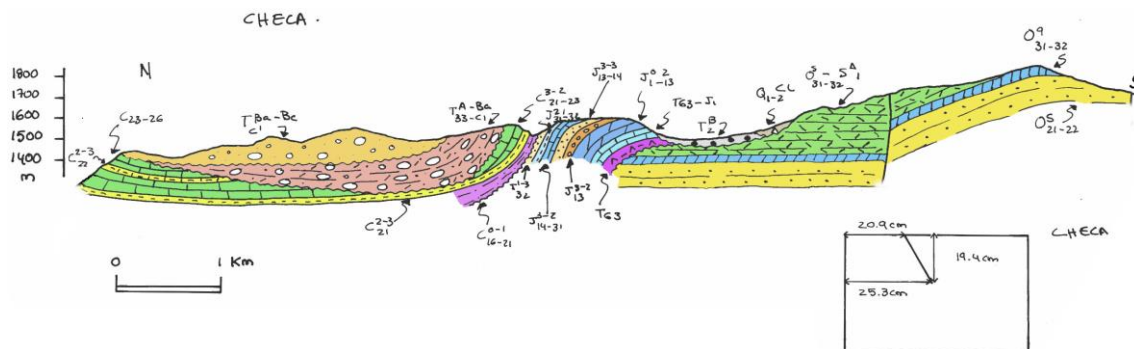


Figura 44. Esquema de campo de un corte geológico de la hoja a escala 1:50.000, nº 540 (Checa).

Los cortes geológicos normalizados deben cumplir los criterios siguientes:

- Incluir siempre una escala, tanto vertical, como horizontal.
- Ambas escalas deben ser iguales entre sí e iguales a la escala del mapa geológico. El perfil topográfico debe realizarse correctamente, ya que de lo contrario no podrá efectuarse bien la proyección de las diferentes capas y estructuras geológicas en profundidad.
- El corte debe estar orientado, deben referenciarse sus extremos y situarlos en el mapa geológico.
- Las unidades representadas deben mostrar en su interior una trama conforme con la estratificación que presentan. El color del relleno es opcional y nunca debe sustituir a la trama. Si se utilizan colores, deben ser los mismos empleados en el mapa para cada tiempo y material geológico y además, siempre que sea posible, se usarán tonos similares a los reconocidos internacionalmente para la [Tabla Cronoestratigráfica](#) (ver Anexo I).
- Debe incluirse una leyenda en la que se especifiquen los diferentes colores y tramas utilizados para representar la edad y la litología de los materiales.
- De forma preferente los cortes deben realizarse según una dirección lo más perpendicular posible a las orientaciones principales de los materiales y de las estructuras geológicas. Es muy frecuente que la dirección del corte no sea perfectamente perpendicular a la orientación de todas las estructuras o bien que estas varíen a lo largo de la línea elegida. En ese caso, deben reflejarse las variaciones y calcular los buzamientos aparentes según la orientación del corte.
- Es muy importante realizar correctamente la proyección sobre el perfil topográfico de las intersecciones de las trazas de los contactos geológicos y de los diferentes elementos estructurales.
- Esta proyección debe realizarse siempre de forma perpendicular a la traza del perfil topográfico.
- Se debe tener en cuenta toda la información disponible en el mapa, y no sólo la que se localiza en la zona más próxima al trazado de la línea de corte considerada.

De esta manera pueden interpretarse mejor las estructuras en profundidad que no afloran en la dirección exacta del perfil sobre el que se realiza el corte geológico.

Columna general

Los cortes geológicos deben incluir siempre una leyenda en forma de columna que contenga de forma ordenada todas las unidades estratigráficas que existen en la zona y que han sido representadas en él. Debe ser coherente con la leyenda del mapa geológico y debe cumplir las siguientes normas:

- Los materiales más antiguos deben situarse en la base de la columna y el resto apilarse por orden de edad de forma que los más modernos queden ubicados en la parte superior.
- El espesor de las unidades debe ser proporcional al espesor representado en el corte.
- Se indicará también la edad de cada una de las unidades y, en su caso, también el nombre de las formaciones.
- Se incluirá en el lateral y a la derecha, una breve descripción de la litología. Por ejemplo: Dolomías nodulosas grises y margas verdes.
- Como en el caso del mapa geológico, también debe incluirse una pequeña leyenda de símbolos con los tipos de trazas utilizados para representar las fallas, los contactos entre las capas, las discordancias, etc.

Cortes de campo

El alumno deberá elaborar también en el campo esquemas sencillos de los afloramientos estudiados que recojan aspectos geológicos fundamentales, como elementos tectónicos, disposición de las capas, dirección y buzamiento, litología, fósiles, escala gráfica aproximada y localización y orientación del esquema. Es conveniente también indicar la fecha en la que se realiza. Este tipo de bocetos resultarán muy útiles en la redacción final de la memoria que debe acompañar al mapa geológico y pueden incluso acompañarla, cuando sea necesario explicar algún afloramiento de especial interés o complicación.

Leyenda general

El mapa geológico se entregará correctamente delineado y con las leyendas explicativas correspondientes que deben incluir toda la simbología empleada, las tramas y los colores utilizados para las distintas unidades cartografiadas con expresión de su litología y edad. Como ejemplo puede consultarse cualquier Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. (MAGNA) editado por el Instituto Geológico y Minero de España.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a todos los profesores de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid que a lo largo de los años han contribuido de

forma directa o indirecta en la elaboración de materiales de las asignaturas de Trabajos de Campo en áreas exógenas, Cartografía de Áreas Sedimentarias y Cartografía Geológica II. También queremos expresar nuestro agradecimiento al Dr. Alfonso Sopeña por la revisión profunda del manuscrito que ha mejorado notablemente la versión inicial.

BIBLIOGRAFÍA

- Arribas, M^a.E., Arribas, J., De la Peña, J.A., Estrada, R., López-Acevedo, F.J., Marfil, R., Varas, M.J. 2007-2011. *Atlas de Petrología Sedimentaria*. Dpto. de Petrología y Geoquímica. UCM. <http://www.ucm.es/info/petrosed/>
- Dunham, R.J. 1962. *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. En: *Classification of Carbonate Rocks, A Symposium*. W.E. Hamm (Ed.), American Association of Petroleum Geologists, 108-121.
- Ferreiro, E. 1991. *Memoria del mapa Geológico de España 1:200.000 nº 40 Daroca*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 239 pp.
- Friedman, G.M. 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Gómez-Alba, J.A.S. 1988. *Guía de campo de los fósiles de España y Europa*. Omega, Barcelona, 925 pp.
- Lisle, R.J. 2004. *Geological structures and maps: A practical guide*. Pergamon Press. Oxford, GB, 150 pp. Third edition, Elsevier Butterworth-Heinemann, Oxford, GB, 106 pp.
- Pettijohn, F.P., Potter, P.E., Siever, R. 1973. *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin, 618 pp.
- Powers, M.C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*. 23(2): 117-119.
- Sopeña, A., De Vicente, G. 2004. Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. Rasgos Generales. En: *Geología de España*. J.A. Vera (Ed.). Geología de España. SGE-IGME, Madrid. Cap. 5: 467-470.
- Zuffa, G.G. 1980. Hybrid Arenites: Their Composition and Classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (1): 21-29.

BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA

- Barnes, J. 1995. *Basic Geological Mapping*. J. Wiley & Sons, New York. 133 pp.

- López-Martínez, N. 1986. Guía de campo de los fósiles de España. Pirámide, Madrid, 479 pp.
- Lendínez, A., Martín-Herrero, D. 1991. *Memoria del mapa Geológico de España 1:50.000 nº 436 Alhama de Aragón*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 68 pp.
- Maltman, A. 1995. *Geological Maps: an introduction*. John Wiley and Sons. Chinchester, England, 184 pp.
- Martínez-Álvarez, J.A. 1989. *Cartografía geológica*. Paraninfo, Madrid, 477 pp.
- Olmo, P., Aragonés, E., Portero, J.M. 1983. *Memoria del mapa Geológico de España 1:50.000 nº 437 Ateca*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 67 pp.
- Pozo-Rodríguez, M., González-Yélamos, J., Giner Robles, J. 2004. *Geología Práctica. Introducción al reconocimiento de materiales y análisis de mapas*. Pearson Educación, Madrid, 352 pp.
- Ramón-Lluch, R., Martínez Torres, L.M. 1993. *Introducción a la cartografía geológica*. Servicio Editorial del País Vasco, Bilbao, 134 pp.
- Varas-Muriel, M.J., Barba, P., Armenteros, I. 1997. Estratigrafía del Mioceno en el sector suroccidental de la cuenca de Almazán (Zaragoza). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 12(1): 63-75.
- Vázquez-Maure, F. y Martín-López, J. 1989. *Lectura de mapas*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 382 pp.

RECURSOS DIGITALES

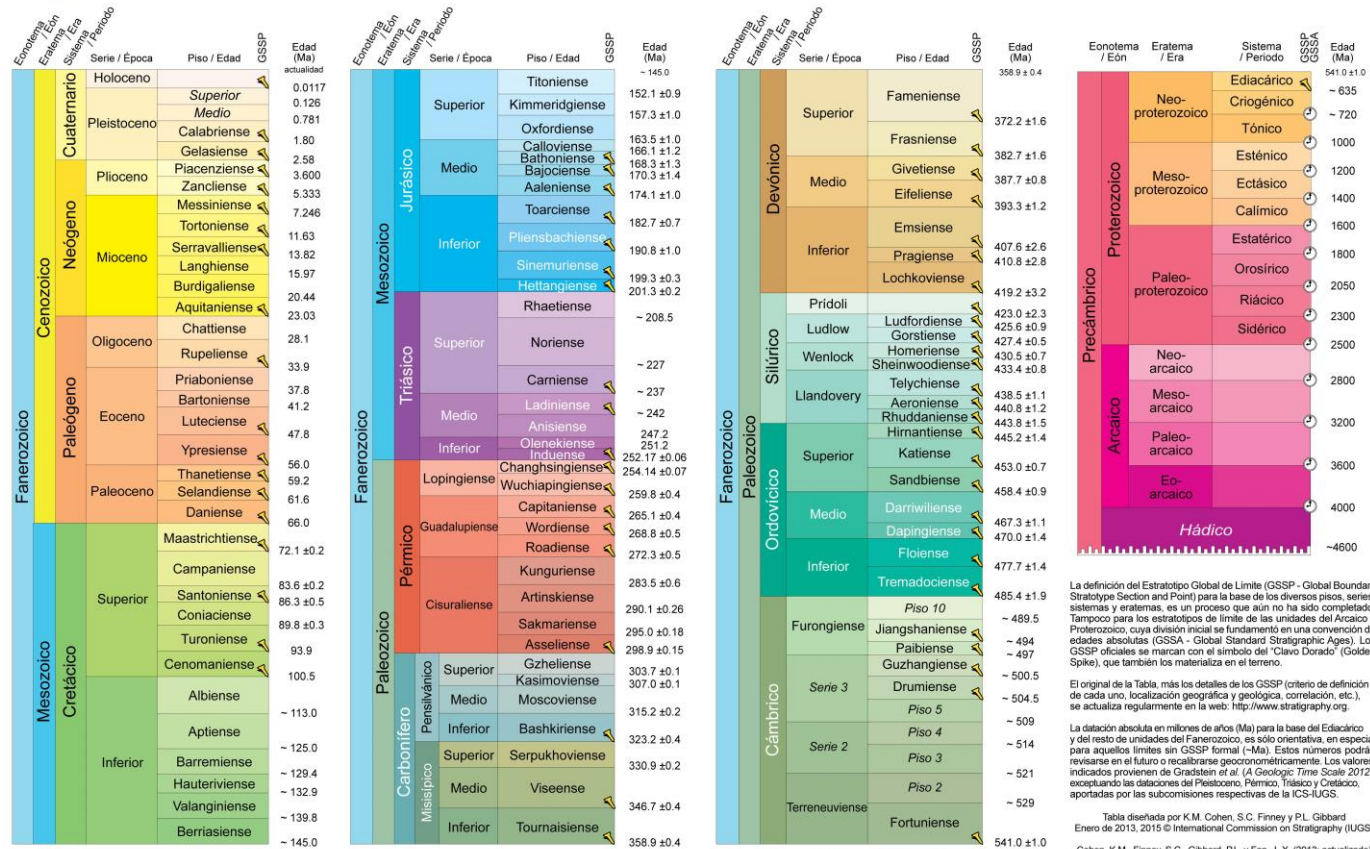
- Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. MAGNA:
<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>
- Cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000. GEODE:
<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Geode.aspx>
- Ortofotos y cartografía raster. IBERPIX:
<http://www.ign.es/iberpix2/visor>
- Infraestructura de datos espaciales de Aragón. IDEARAGON:
<http://idearagon.aragon.es/>

ANEXO I
Equivalencias de los pisos continentales del Cenozoico

Eratema/Eón	Sistema/Periodo	Serie/Época	Piso/Edad	GSSP	Edad (Ma)	Pisos continentales	
							actualidad
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno		↘	0.0117	Tirreniense	
		Pleistoceno	Superior				0.126
			Medio				0.781
			Calabriense	↘	1.80		
			Gelasiense	↘	2.58		
	Neógeno	Plioceno	Piacenziense	↘	3.600	Rusciniense	
			Zancliense	↘	5.333	Turolense	
		Mioceno	Messiniense	↘	7.246	Vallesiense	
			Tortonense	↘	11.63	Astaraciense	
			Serravallense	↘	13.82		
			Langhiense		15.97	Orleaniense	
			Burdigaliense		20.44		
			Aquitaniense	↘	23.03	Ageniense	
		Paleógeno	Oligoceno	Chattiense			28.1
				Rupeliense	↘	33.9	
	Eoceno		Priaboniense		37.8	Sueviense	
			Bartoniense		41.2		
			Luteciense	↘	47.8		
			Ypresiense	↘	56.0		
	Paleoceno		Thanetiense	↘	59.2	Rhenaniense	
			Selandiense	↘	61.6		
		Daniense	↘	66.0			

Tabla Cronoestratigráfica de la IUGS

TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL
 www.stratigraphy.org Comisión Internacional de Estratigrafía v 2015/01



La norma de colores se rige por la de la Comisión del Mapa Geológico del Mundo (CGM-IUGS) - <http://www.cgm.org>

Traducción al castellano de J.C. Gutiérrez-Marco en colaboración con: Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, Instituto de Geociencias (CSIC-UCM) y Real Academia de Ciencias.

La definición del Estratipo Global de Límite (GSSP - Global Boundary Stratotype Section and Point) para la base de los diversos pisos, series, sistemas y eras, es un proceso que aún no ha sido completado. Tampoco para los estratopos de límite de las unidades del Arcaico y Proterozoico, cuya división inicial se fundamentó en una convención de edades absolutas (GSSA - Global Standard Stratigraphic Ages). Los GSSP oficiales se marcan con el símbolo del "Clavo Dorado" (Golden Spike), que también los materializa en el terreno.

El original de la Tabla, más los detalles de los GSSP (criterio de definición de cada uno, localización geográfica y geológica, correlación, etc.), se actualiza regularmente en la web: <http://www.stratigraphy.org>.

La datación absoluta en millones de años (Ma) para la base del Ediacárico y del resto de unidades del Fanerozoico, es sólo orientativa, en especial para aquellos límites sin GSSP formal (-Ma). Estos números podrán revisarse en el futuro o recalibrarse geocronométricamente. Los valores indicados provienen de Gradstein et al. (A Geologic Time Scale 2012), exceptuando las dataciones del Pleistoceno, Pérmico, Triásico y Cretácico, aportadas por las subcomisiones respectivas de la ICS-IUGS.



Anexo II

Leyenda de los símbolos y de las tramas más usadas en los mapas, columnas y cortes geológicos.

SÍMBOLOS Y TRAMAS

	Dirección y buzamiento		Pizarras
	Capas invertidas		Cuarcitas
	Capa horizontales		R. volcánicas
	Capas verticales		Brechas
	Dirección y buzamiento de foliaciones		Conglomerados
	Foliación vertical		Arenas/Areniscas
	Lineación		Lutitas
	Diaclasado		Lutitas yesíferas
	Eje anticlinal		Evaporitas s./.
	Eje sinclinal		Yesos
	Anticlinal con flanco invertido		Margas
	Sinclinal con flanco invertido		Calizas
	Contacto normal		Calcarenitas
	Contacto discordante		Brechas calcáreas
	Contacto mecanizado		Dolomías
	Falla		Calizas dolomíticas
	Falla normal		Calizas margosas
	Falla inversa		Calizas nodulosas
			Dolomías arcillosas
			Calizas arenosas
			Calizas arrecifales
			Niveles de carbón

ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS

	Laminación de algas		Perforación (<i>Boring</i>)
	Bioturbación suave		Galerías
	Bioturbación moderada		Trazas de invertebrados
	Bioturbación intensa		Huellas de raíces
	Excavación (burrow)		Ichnofauna de vertebrados
	Tubos verticales		Ocolitos
	Tubos en "U"		Coprolitos

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y RASGOS DIAGENÉTICOS

	Laminación paralela		Depósito de lag
	Estrat. cruzada de gran escala		Grietas de retracción
	Estratificación cruzada de surco		Cantos imbricados
	Estratificación cruzada planar		Cantos blandos
	Herringbone		Escape de fluidos
	Estratificación hummocky		Parting lineation
	Estratificación épsilon		Marcas de corriente
	Ripples de corriente		Huellas de carga
	Climbing ripples		Estructuras tepee
	Ripples de oscilación		Slumps
	Estratificación lenticular		Porosidad fenestral
	Estrat. ondulada (wavy)		Cuarzo idiomorfo
	Estratificación flaser		Pseudomorfos de halita
	Estratificación nodular		Cristales de yeso
	Granoselección positiva		Pseudomorfos de yeso
	Granoselección negativa		Costra ferruginosa
	Tendencia estratodecreciente		Pirita
	Tendencia estratocreciente		

CONTENIDO PALEONTOLÓGICO

	Fósiles en general		Corales solitarios
	Bioclastos		Corales coloniales
	Fragmentos		Algas en general
	Moldes de		Carófitas
	Escaso		Esponjas
	Frecuente		Foraminíferos bentónicos
	Abundante		Foraminíferos planctónicos
	Bivalvos en general		Miliólidos
	Ostreidos		Braquiópodos
	Pectínidos		Crustáceos
	Rudistas		Trilobites
	Belemnoideos		Ostrácodos
	Gasterópodos		Graptolitos
	Ammonoideos		Serpúlidos
	Equinodermos en general		Macroflora
	Equinoideos regulares		Asociación palinológica
	Equinoideos irregulares		Restos de vertebrados
	Crinoideos		Dientes de Peces
	Briozoos		Pellets

Recibido: 14 marzo 2016.

Aceptado: 8 junio 2015.