

Tema 14

Educación Secundaria



BIOLOGÍA y GEOLOGÍA

GEOMORFOLOGÍA. LOS FACTORES CONDICIONANTES DEL RELIEVE. LA IMPORTANCIA DE LA LITOLOGÍA Y LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS.

0. INTRODUCCIÓN

1. GEOMORFOLOGÍA

2. FACTORES CONDICIONANTES DEL MODELADO DEL RELIEVE

3. LA MORFOLOGÍA LITOLÓGICA

3.1. El modelado de las rocas poco coherentes

3.2. El modelado de las rocas coherentes

A) Morfología de los países graníticos

b) Morfología de los países calizos: el régimen kárstico.

4. LA MORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

A) Relieve de las cubetas sedimentarias: estructuras tabulares

b) Relieve de las regiones con fallas o sistemas de fallas

c) Relieve de las regiones plegadas

d) Relieve de las regiones volcánicas

5. BIBLIOGRAFIA

6. ESQUEMA-RESUMEN

7. CASOS PRÁCTICOS O EJERCICIOS RESUELTOS

✂ RESUMEN (Ejemplo para la Redacción del tema en la Oposición)

0. INTRODUCCIÓN.

La acción geológica interna modifica actualmente el relieve y lo ha modificado en otras épocas de la historia de la tierra. Su espectacular actividad a corto plazo en algunas ocasiones, (por ejemplo en una erupción volcánica) es extraordinaria en el transcurso de los tiempos geológicos; de antiguos mares surgen cordilleras de montañas, amplias mesetas continentales se hundén, etc. Todo ello gracias a los plegamientos y a las fracturas producidos por los esfuerzos tectónicos.

De este modo se incorporan al ambiente aéreo masas de rocas sedimentarias que se formaron en cuencas marinas, se rejuvenecen relieves continentales al elevarse sus materiales rocosos, etc.

Sobre las rocas que son elevadas por las fuerzas tectónicas actúan los agentes exógenos meteorizándolas, arrancando sus fragmentos y transportándolos hacia depresiones continentales o marinas.

El aspecto que la superficie terrestre muestra a la observación directa constituye el paisaje, definido en cada caso por un determinado relieve topográfico, es decir, una cierta irregularidad de dicha superficie.

Este relieve no es algo fijo y definitivo, sino que supone solamente una situación transitoria e instantánea, a la escala geológica del tiempo, que se está modificando ininterrumpidamente.

Cuando un escultor utiliza distintos materiales para realizar una obra, el resultado que obtiene está condicionado por la naturaleza y características de cada uno de ellos, pues cada materia debe trabajarse de modo diferente. Algo análogo ocurre en la naturaleza, pues el resultado de la acción de los agentes geomorfológicos está enormemente influenciado por la composición y disposición de las rocas sobre las que actúan.

Por ello, en este tema vamos a considerar la influencia en el paisaje de dos factores de primera magnitud: la naturaleza de las rocas y su disposición estructural. Ello nos lleva a estudiar la geomorfología desde dos puntos de vista: litológico y estructural.

1. GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología es una ciencia que estudia las formas del relieve de la superficie terrestre, así como los procesos geológicos determinantes de dicho relieve y los agentes que lo han generado.

Un **agente geológico externo** es un elemento físico que actúa sobre la superficie terrestre produciendo un desgaste mecánico o químico en las rocas situadas en dicha superficie y ocasionando su rotura y disgregación.

La mayoría de los agentes geológicos realizan, además, una labor de transporte y una labor posterior de sedimentación de los materiales previamente disgregados



El **modelado** es el resultado de la acción de un determinado agente geológico externo sobre los materiales de la corteza, que presentan sus propias características litológicas y estructurales. Estos dos factores, litología y estructura, junto con el agente modelador son los responsables de los diferentes tipos de modelados.

El **relieve** de una determinada región es el conjunto de todos los tipos de modelados que se observan en dicha región.

El relieve se ha formado por la acción combinada de los agentes geológicos internos o constructivos y los agentes geológicos externos o destructivos; por tanto, podemos decir que se encuentra en equilibrio dinámico entre ambos tipos de agentes y que se halla sometido a una constante evolución, tan sumamente lenta a escala del tiempo geológico que es prácticamente inapreciable a nuestra observación.

2. LOS FACTORES CONDICIONANTES DEL MODELADO DEL RELIEVE

La actuación de los agentes geológicos externos y por tanto las formas de los relieves resultantes de la misma, depende de varios factores:

- a) **La zona climática** en que actúan los agentes erosivos. Los mismos tipos de agentes geológicos producirán resultados diferentes al actuar en distintas zonas climáticas. Así, la acción del agua líquida es distinta según se realice en climas templados y húmedos, donde los ríos limitan su acción al cauce y esporádicamente a la llanura de inundación, que en los climas áridos y subáridos, donde las lluvias torrenciales arrolladoras afectan a grandes áreas de forma esporádica pero intensa.
- b) **La litología de las rocas.** La acción de los agentes externos varía también según la naturaleza litológica de la roca sobre la que actúa y especialmente según el grado de cohesión o unión entre sus minerales.

No se altera igual un granito que una caliza en un mismo régimen climático y por otra parte, la misma clase de roca se altera de forma distinta si está sometida a climas distintos. Este hecho refuerza el criterio de considerar la morfología desde un punto de vista climático y litológico simultáneamente.

- c) **La estructura de las rocas.** La estructura es la disposición que presentan las rocas en la superficie terrestre y que condiciona el tipo de modelado como consecuencia de haber actuado sobre ellas los esfuerzos tectónicos que producen el plegamiento y la fracturación en las cordilleras.

Por ejemplo, las laderas de las montañas son fácilmente erosionadas si los estratos están inclinados o buzando en el sentido de la pendiente de la ladera. Si el buzamiento es en sentido contrario a los deslizamientos de la ladera, la erosión se realiza con más dificultad.

3. LA MORFOLOGÍA LITOLÓGICA

La naturaleza de las rocas ejerce una gran influencia en la variedad del modelado, ya que la erosión no actúa al mismo ritmo en toda clase de rocas. Ello se debe a la diferente resistencia que unas u otras ofrecen a los agentes morfogenéticos.

El concepto de **resistencia a la erosión** no debe confundirse con el de **dureza** de una roca. La resistencia de las rocas frente a la erosión, en función de su naturaleza litológica, depende de varios factores:

- a) **La cohesión de los minerales.** Es la resistencia a escindirse o separarse en fragmentos más pequeños ante una acción mecánica. Una roca será tanto más resistente a la erosión cuanto mayor sea su cohesión.

Hay rocas cristalinas muy coherentes en las cuales los minerales están cristalizados e íntimamente en contacto (granito) y también rocas carbonatadas formadas (calizas y dolomías) por cristales de calcita y dolomita íntimamente unidos.

Por otra parte hay rocas poco coherentes en las que los granos de los minerales están unidos entre sí por una matriz diferente, lo que hace que tales granos se separen con facilidad y la roca sea más erosionable. así ocurre con las margas, areniscas y arcillas.

- b) **El grado de permeabilidad.** Es la capacidad que tienen algunas rocas para dejar circular el agua a través de ellas sin sufrir alteraciones.

No debe confundirse los conceptos de **permeabilidad** y **porosidad**. Este último se refiere a la relación existente entre el volumen de huecos y el volumen total de una roca. La permeabilidad presupone, en mayor o menor medida, la porosidad, pero no al contrario. Así, la permeabilidad requiere una comunicación entre los espacios vacíos de una roca, que no siempre existe entre las rocas porosas.

Las rocas permeables (arenas) son más resistentes a la erosión que las impermeables (margas, arcillas, etc.). El motivo es que, a través de estas últimas, no es posible el paso de las aguas superficiales, las cuales forzadas a discurrir sobre las superficies de las rocas, las someten a una mayor acción erosiva. Por el contrario, en las rocas permeables las aguas de escorrentía se infiltran con cierta facilidad hasta alcanzar el subsuelo; la erosión, en este caso, será mucho menor o cuando menos más lenta.

- c) **El grado de alterabilidad.** Es la capacidad de ser atacada una roca por medios químicos (disolución, hidratación, hidrólisis, etc.). Si alguno o todos los minerales que componen una roca se alteran químicamente con cierta facilidad la roca se desagrega y pierde coherencia por lo que es fácilmente erosionable. Así un granito es una roca mucho más coherente que una arenisca; sin embargo en un clima húmedo algunos minerales del granito (anfíboles y



plagioclasas) se alteran con cierta rapidez y la parte superficial de esta roca se transforma en una capa de arenas sueltas. Mientras, una arenisca cuyos granos estén unidos por una pasta de sílice, es decir, una ortocuarcita se erosiona muy poco al estar formada por minerales poco alterables.

- d) **La cantidad de residuos de alteración** influye también en el modelado de una región. Hay rocas como las calizas, que al alterarse apenas dejan residuos " in situ ", pues los que se forman son tan solubles que el agua los arrastra en disolución, con lo cual la roca puede llegar a desaparecer totalmente del sitio donde se encontraba. Por el contrario, otras rocas como los granitos, dejan a veces espesores considerables de residuos (arenas) sobre la roca madre. En este caso muchas montañas graníticas no son sino montañas formadas por los residuos de alteración, estando muy profunda la roca granítica fresca. Esto suele apreciarse en las trincheras de las carreteras que atraviesan el Sistema Central y Galicia. A estos productos de alteración se le llaman **alteritas**.

3.1. El modelado de las rocas poco coherentes

Las rocas menos coherentes son **sedimentos detríticos** (arcillas, margas, limos, arenas, gravas) constituidos por partículas de mayor o menor tamaño sin un cemento que las una. Este tipo de rocas da lugar a relieves bajos y aplanados. De todas ellas, las arcillas son las más erosionables, por lo que en las regiones en que coexisten con otros tipos de rocas suelen dar depresiones separadas por crestas modeladas en los materiales más resistentes. También se deslizan frecuentemente por **soliflucción**: deslizamientos de tierra debidos a la licuefacción de agua helada que empapaba la roca durante el invierno.

Un factor decisivo en el modelado de las rocas poco coherentes es la permeabilidad.

En **climas áridos** o **subáridos**, el viento cargado de partículas en suspensión araña las arcillas, excavando en ellas pequeños barrancos separados por montículos de vertientes verticales y cúspides aquilladas. En estos mismos climas, las precipitaciones son generalmente bruscas y violentas ocasionando en las rocas arcillosas relieves en **cárcavas** por la acción de las aguas salvajes que se ve favorecida por la escasa vegetación. Tales relieves están constituidos por una serie de barrancos profundos en paredes verticales, separados por montículos de perfil cónico. Cuando sobre las arcillas existen grandes bloques, el resultado es la formación de un relieve similar al anterior pero en el que la cúspide de algunos montículos está coronada por unos bloques denominados **mesas basculantes** (dames coiffées).

Las rocas incoherentes y permeables, como los limos, las gravas o las arenas, son también presa fácil de la erosión, dando depresiones entre otras rocas de mayor cohesión. No obstante, la permeabilidad que poseen les confiere una resistencia a la erosión algo mayor que a las impermeables, por lo que suelen formar relieves, aunque de escasa importancia.

En general, las regiones arenosas son poco abruptas, de relieves suaves y vertientes en las que la acción erosiva de las aguas de escorrentía es poco importante, dada la permeabilidad de los materiales, a menos que exista una capa impermeable próxima a la superficie.

En climas áridos en los que la cubierta vegetal es bastante deficiente, la acción del viento sobre las regiones arenosas es importante y da lugar a formas peculiares como las dunas.

3.2. El modelado de las rocas coherentes

Las rocas coherentes (calizas, granitos, cuarcitas, etc.) forman las cotas más elevadas en las regiones donde coexisten con otras de menor cohesión. Todas ellas poseen una permeabilidad secundaria por estar recorrida por una red más o menos densa de diaclasas. Las regiones constituidas por un solo tipo de roca coherente pueden presentar una topografía más o menos suave, con formas a veces planas, pero generalmente tienen una altitud considerable, dominando sobre otras regiones formadas por rocas menos resistentes a la erosión. Cuando, por el contrario, coexisten varios tipos de rocas coherentes, la erosión diferencial origina una topografía irregular, con relieves más o menos acusados, en la que las más coherentes son las que forman las cotas más elevadas.

Si las rocas están estratificadas, darán lugar a formas tabulares de inclinación variable.

La resistencia a la erosión de las rocas coherentes viene determinada principalmente por la alterabilidad y la forma de alteración. La influencia de la cohesión y de la permeabilidad es menos acusada, aunque los distintos grados en que pueden presentarse estas dos propiedades condicionan a posteriori la resistencia a la erosión.

Los ejemplos más característicos de rocas coherentes son los granitos y las calizas. Ambas se alteran con facilidad, mayor en las primeras y ocasionan un residuo de alteración más abundante en los granitos que en las calizas.

A/ Morfología de los países graníticos

Las rocas graníticas y las rocas metamórficas asociadas a ellas, suelen dar lugar a relieves llanos (llanuras residuales o penillanuras) en las zonas de escudo de ambos hemisferios. En algunos casos estos relieves han sido rejuvenecidos como consecuencia de plegamientos, dando lugar a paisajes de montañas agudas (Sistema Central y Pirineos Centrales) o bien de montañas suaves y redondeadas (Galicia), en el caso de que el rejuvenecimiento haya tenido lugar en las fases del plegamiento más antiguas.

En el modelado de los países graníticos influye fundamentalmente el **proceso de arenización** que, aunque domina las zonas templado-húmedas, no es exclusivo de las mismas teniendo lugar también en otros ambientes.



La alteración granítica en estos climas recibe el nombre de **arenización**, porque como productos residuales de la misma predominan las arenas. Los macizos graníticos están afectados por un sistema de fracturas, las **diaclasas**, por las cuales puede circular el agua aumentando la superficie de contacto con los componentes minerales y facilitándose de este modo la alteración por hidrólisis.

Aunque en general la alteración de los minerales del granito es débil, las plagioclasas, la biotita y la ortosa son en comparación con el cuarzo y la moscovita mucho más alterables. Las **plagioclasas** experimentan una hidrólisis moderada, seguida de una pérdida de cationes de Na^+ y Ca^{+2} , que se fijan en las cadenas hojosas de la **biotita**. Se produce también una pequeña pérdida de K por disolución, que deja a las rocas en estado poco consolidado. La circulación de agua entre las laminillas de la biotita las altera más y las hincha por hidratación. Este hinchamiento produce tensiones que van desagregando entre sí algunos minerales y rompiendo otros. De esta manera, al lavar los cationes liberados y llevarse en suspensión los minerales de la arcilla formados por la alteración de los feldespatos, queda un residuo arenoso formado por granos de **cuarzo** junto con otros restos alterados de la roca.

Estas arenas suelen quedar in situ, sobre el granito sin alterar o bien se acumulan por lavado y arrastre en el fondo de los valles.

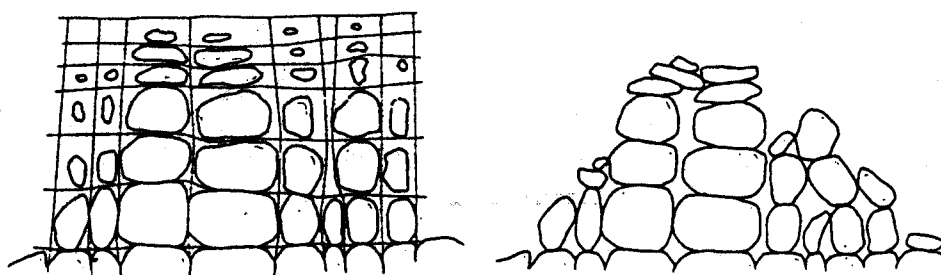


Fig. 1.- Desarrollo de las torres o piedras caballeras en países graníticos.

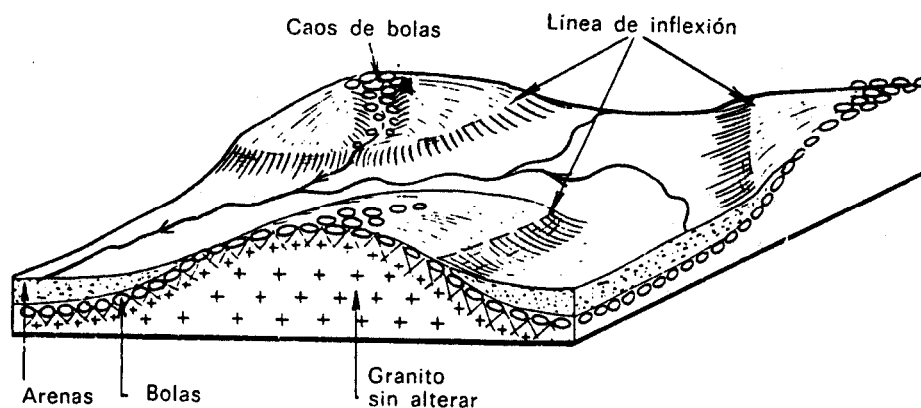


Fig. 2.- Morfología típica de los macizos graníticos.

Por otra parte, los residuos de alteración que permanecen en las líneas de fracturas y diaclasas son también lavados por el agua y finalmente quedan bloques de granito de forma mas o menos redondeada y separados unos de otros, que a veces se mantienen en equilibrio inestable formando las llamadas **pedras caballerias** (figura 1). Cuando se rompe este equilibrio se caen formando el llamado **caos de bolas**, que en Castilla reciben el nombre de **berrocales**.

Los caos de bolas o bloques quedan en las lomas redondeadas y las arenas graníticas en las depresiones de los valles (figura 2).

Las arenas formadas suelen alcanzar varias decenas de metros de espesor sobre la roca granítica fresca sin alterar. Por ello la morfología de estos países graníticos da formas redondeadas cuando el proceso de arenización actúa sobre zonas de escudos, tales como Galicia, Sistema Central y Extremadura en España.

Los granitos que producen relieves juveniles en las altas montañas, como ocurre en el sistema axial de los Pirineos y de los Alpes, no están sometidos a una arenización en clima húmedo, sino a un sistema glacial o periglacial debido a la altura, por lo que originan canchales y pedrizas.

En los climas tropicales húmedos la alteración del granito recibe el nombre de **laterización** y supone la alteración completa de los feldespatos, debido a que la temperatura del agua es superior. Esto da lugar a que en vez de caolinita, se obtenga hidróxido aluminico puro o gibbsita que se deposita formando capas de notable espesor (costra laterítica) , de color rojo por la presencia en ellas de hidróxido de hierro.

B/ Morfología de los países calizos: el régimen karstico

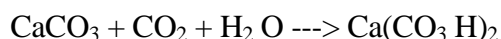
Las rocas solubles, como las calizas y dolomías, dan lugar a una situación peculiar en el modelado de la superficie terrestre, ya que contradicen el principio general, según el cual el relieve evoluciona por el desgaste de la superficie terrestre bajo la acción de los diversos agentes, el cual se realiza desde fuera hacia adentro. En los terrenos calizos, este desgaste tiene lugar, tanto desde el exterior como desde el interior, mediante el ensanchamiento por disolución de las cavidades y cavernas que se van creando al disolverse la roca con las aguas que se infiltra desde la superficie.

El **modelado kárstico** o **karst** recibe este nombre del macizo calcáreo de karst situado en la región de Istría (Yugoslavia) en el que fueron estudiados, por primera vez, los procesos de meteorización y de erosión en las rocas calizas.

Las calizas son rocas que se erosionan por disolución, dando lugar a pocos residuos de alteración. Aunque son rocas compactas se encuentran generalmente fisuradas por un sistema de diaclasas, lo cual les confiere el carácter de rocas permeables.



El agua de lluvia penetra a favor de las diaclasas hasta que alcanza un nivel de base sobre una roca impermeable, circulando entonces en forma de corriente de agua subterránea (figura 3). En este proceso de descenso, así como en la erosión superficial, la acción erosiva del agua depende de su contenido en dióxido de carbono. Ello se debe a que el carbonato cálcico que forma la caliza es insoluble en agua, pero se hace soluble al transformarse en bicarbonato cálcico, lo cual consigue el agua cargada de dióxido de carbono según la siguiente reacción:



Insoluble

Soluble

El equilibrio de esta reacción depende de la tensión de vapor del dióxido de carbono, la cual puede modificarse por efecto de los factores ambientales. En climas de alta montaña, en climas continentales fríos y en climas templado-húmedos, el agua de lluvia está a baja temperatura y contiene gran cantidad de dióxido de carbono, por lo cual la reacción anterior se desplaza hacia la derecha y se produce la disolución de gran cantidad de calizas. En dichos climas el régimen kárstico está bien desarrollado, ya que dicho régimen se basa en la actuación del poder disolvente del agua en el subsuelo a medida que ésta desciende hacia su nivel de base.

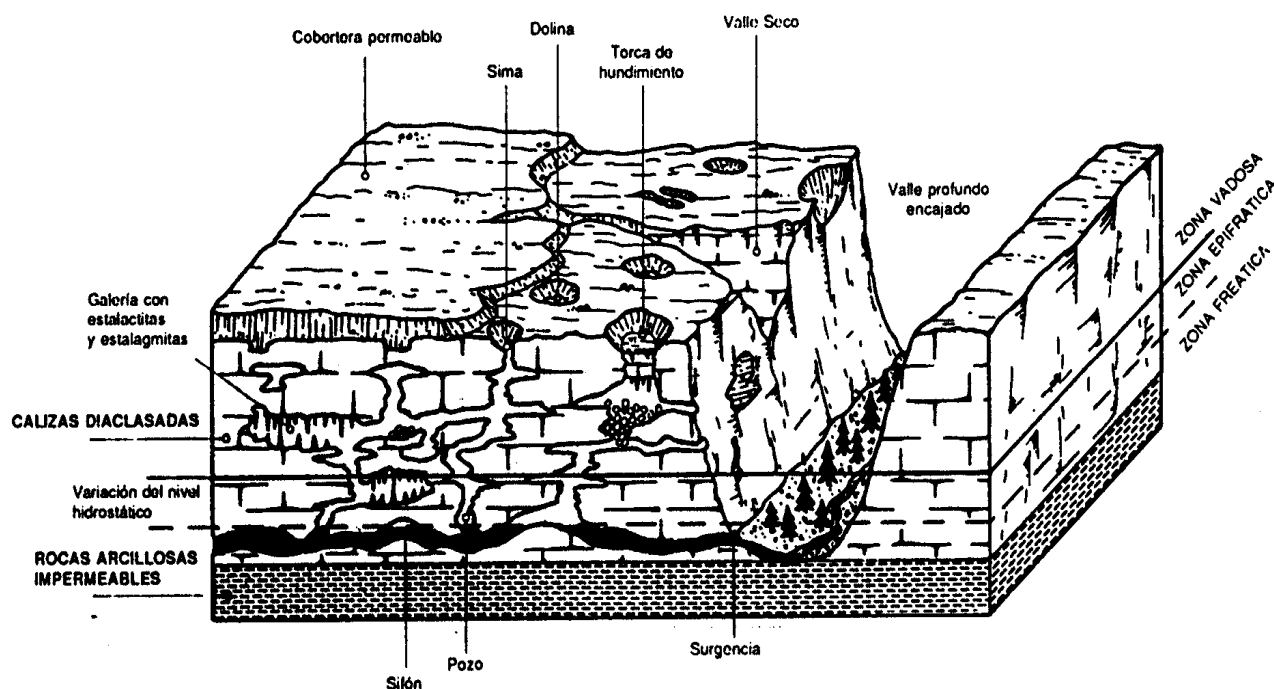


Fig. 3.- Circulación de agua en el interior de un macizo kárstico.

Para su descripción vamos a agrupar a los karst en formas debidas a la erosión (disolución) y formas de acumulación (sedimentación y precipitación). Las primeras pueden agruparse, a su vez, en formas exokársticas (externas) y formas endokársticas o del interior del karst.

Las **formas exokársticas** son las que determinan el paisaje y aspecto externo de estas regiones. La caliza es una roca muy consistente que da lugar a paredes verticales y en muchos casos

extraplomadas, las cuales retroceden y se erosionan paralelamente así mismas, ya que la disolución suele atacar más intensamente la base de dichos escarpes, donde la humedad es más persistente, en tanto que las partes altas de los mismos retroceden por desplomes. Por ello, los paisajes calizos son muy vistosos y pintorescos, con frecuentes cañones de paredes verticales. Sorprendentemente la cabecera de algunos valles suele ser un anfiteatro, también muy pendiente (valles en fondo de saco), que retrocede por la acción remontante de las surgencias que hay en el fondo.

Al escurrir el agua forma sobre la superficie de la roca acanaladuras de disolución que reciben el nombre de **lapiaces**. En la mayor parte de los casos, esta disolución progresa más rápidamente a favor de las diaclasas y los planos de estratificación, dando lugar a relieves ruiformes denominados en España **torcales**, como las de la famosa Ciudad Encantada de Cuenca.

El resto de las formas exokársticas son conocidas como formas de absorción, por tratarse de depresiones en las que se infiltran o acumulan las aguas de escorrentía. De éstas, las dolinas son depresiones circulares formadas, bien por disolución durante la infiltración de las aguas (**dolinas de disolución**), o bien por el hundimiento de la bóveda de cavernas subterráneas (**dolinas de hundimiento o torcas**). En el primer caso suelen presentar una forma de embudo en cuyo fondo puede abrirse una sima. En el segundo, las paredes suelen ser verticales y el fondo plano y cubierto de arcilla.

Los **poljés** o **llanuras kársticas** son amplias depresiones situadas en el interior de algunas regiones calizas, limitadas por paredes escarpadas y con un fondo cubierto de arcillas de descalcificación que constituyen, al igual que en las dolinas un magnífico suelo de cultivo. Tienen una superficie que oscila entre unos centenares de metros cuadrados y varios kilómetros cuadrados.

A veces estas llanuras están recorridas por un riachuelo que se pierde repentinamente al introducirse por un sumidero y están interrumpidas por pequeños relieves denominados **hums**.

La originalidad de los poljés se debe también a su localización, claramente relacionada con accidentes tectónicos importantes y a su organización hidrográfica. De hecho, la mayor parte se encuentra en potentes series calizas deformadas por macizos pliegues acompañados de fallas. Entre sus emplazamientos estructurales más clásicos citaremos las cubetas falladas, las fosas tectónicas y los sinclinales.

A su propia amplitud deben los poljés una organización hidrográfica destinada a evacuar las aguas de las fuentes marginales y de las lluvias. Estas escorrentías se hunden en pozos llamados **ponors**, relacionados con una red de drenaje subterránea. Según la relación entre su capacidad de absorción y el volumen de las aportaciones de agua, pueden sufrir inundaciones parciales, accidentales, estacionales o perennes. La colmatación de los ponors favorece la formación de lagos de nivel muy variable. Pero la inundación puede también ser alimentada por esos pozos convertidos en emisores, tras su saturación de las cavidades subterráneas.



Las **tobas** son concreciones calcáreas formadas por la precipitación de carbonato cálcico sobre la vegetación que las aguas kársticas encuentran al salir al exterior. Durante este proceso, dicha vegetación muere y es sustituida por otra nueva que, a su vez, es petrificada de la misma manera, con lo cual llegan a formarse grandes acumulaciones de tobas, caracterizadas por ser muy esponjosas y ligeras y dar lugar a barreras y cornisas que crecen indefinidamente, originando bellas cascadas petrificadas.

Las **formas endokársticas** constituyen el complejo entramado de simas y galerías que, en muchos casos llegan a ser accesibles a la exploración de espeleólogos. Dentro de ellas se diferencian las abiertas y generadas en la zona vadosa o de aireación, es decir, las situadas por encima del nivel freático rocoso (figura 4) (**cavernas vadosas**), de las generadas bajo dicho nivel freático y que por ello se llaman **cavernas freáticas**. Como este nivel freático varía según las estaciones, existe una zona de fluctuación en la cual se forman cavernas con caracteres mixtos entre los anteriores.

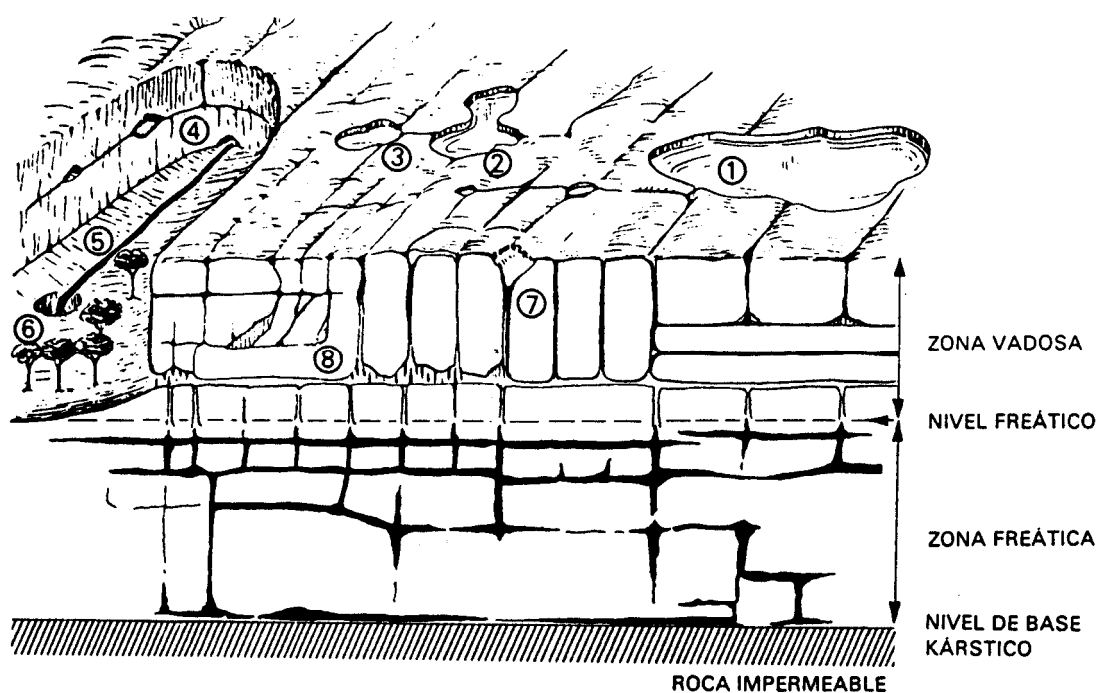


Fig. 4.- Esquema de un macizo kárstico con diversas formas exokársticas y endokársticas: 1) Polje 2) Uvala 3) Dolina 4) Surgencia 5) Valle cerrado 6) Sumidero 7) Sima 8) Galerías y cavernas.

En la zona vadosa predominan las **simas** o los conductos verticales, por ser donde el agua tiende a circular verticalmente hasta alcanzar el nivel freático. Sin embargo, en la zona de saturación o en la zona de fluctuación predominan ya las galerías y los conductos horizontales, ya que el agua fluye lateralmente en los acuíferos de acuerdo con la ley de Darcy.

La diferencia más importante entre las cavernas vadosas y las freáticas es que en estas últimas no llegan a formarse concreciones calcáreas (estalagmitas, estalactitas, etc.), ya que permanecen

siempre sumergidas. Por otro lado, se ven sometidas normalmente a un proceso de disolución que afecta por igual a todas las paredes rocosas y fisuras y que por ello da lugar a un laberinto de galerías de tamaño y formas similares. Este proceso podría compararse a la descomposición de una madera en el que la carcoma actúa por igual en todas las direcciones.

Sin embargo, en las cavernas vadosas o en las situadas en la zona de fluctuación, la circulación del agua es libre, es decir, en contacto con el aire, con lo cual los conductos se jerarquizan igual que los cursos de agua en la superficie terrestre, creándose galerías principales y otras secundarias. El fondo de las galerías suele aparecer cubierto de arcillas, arenas y gravas de forma análoga a los aluviones de los ríos. En las cavidades que ya nunca llegan a estar sumergidas la precipitación de la calcita da lugar a multitud de formas de gran belleza: estalactitas, estalagmitas, coladas, banderas, órganos, etc., en las cuales las arcillas rojas o los distintos óxidos de hierro, manganeso, etc. dan coloraciones muy vistosas.

Todas estas formas pueden reunirse bajo el genérico nombre de **travertinos** o **calizas travertínicas**, cuya característica común es la de poseer una estructura interna en bandas (circulares y concéntricas en el caso de las estalactitas y estalagmitas) resultantes de sucesivos episodios de precipitación del carbonato cálcico, relacionados con la alternancia de periodos secos y periodos húmedos.

Es fácil comprender que con la disolución progresiva del interior de un karst el nivel freático irá descendiendo, ampliándose la zona vadosa. Esta evolución irá además unida a la del exterior, donde también los ríos y torrentes, cuando existan se encajarán y fluirán cada vez más bajos.

La consecuencia de ello es que cavernas laberínticas que se formaron bajo el nivel freático, se hacen vadosas y comienzan a cubrirse de bellas estalactitas y estalagmitas. Antes de llegar este momento, pasarán por una etapa de fluctuación en la que funcionarán como freáticas en invierno y como vadosas en verano.

Por otro lado la evolución de un karst depende del encajamiento de la erosión en las zonas limítrofes no kársticas, ya que los niveles freáticos de ambas áreas tenderán a igualarse. No obstante, el karst mantiene una cierta independencia ya que siguen abriéndose cavidades en condiciones freáticas.

La salida al exterior de una corriente de agua kárstica se denomina **surgencia**. Una surgencia no es más que un manantial pero con un caudal normalmente muy superior al de los existentes en otros tipos de terrenos.

Un factor que no hemos considerado hasta el momento es el de la estructura del macizo montañoso en el que se desarrolla el karst. Recordando que la estructura se refiere a la posición de los planos de estratificación, las diaclasas y fallas, se comprende que aquella influirá en la geometría y distribución de los conductos kársticos. En la mayor parte de los macizos kársticos actuales, la estratificación aparece en posición horizontal o casi horizontal, en tanto que las



fracturas suelen ser verticales. De esta manera, las simas y los conductos verticales aprovechan dichas fracturas, mientras que las galerías suelen desarrollarse en los planos de estratificación y en la intersección de los mismos con las fracturas (figura 4).

La estructura condiciona asimismo la posición de un posible nivel de base para la evolución kárstica, siendo éste todo substrato impermeable que se oponga a la infiltración de las aguas en profundidad.

En el caso más sencillo el nivel de base corresponde a un estrato arcilloso potente y en posición horizontal.

En los estados más avanzados de la evolución de un macizo kárstico, en las regiones con clima templado-húmedo, se produce el agrandamiento progresivo de las cavidades interiores, mediante el desplome de bloques de sus techos y paredes y en última instancia, el colapsamiento gradual de todo el edificio hasta el nivel de base, cuando éste exista, dando lugar a un paisaje con aspecto ruinoso y con numerosas zonas llanas y arcillosas, sobre las que sobresaldrán diversos mogotes y pináculos.

Esta evolución será tanto más rápida cuanto más cerca de la superficie original se encuentre dicho nivel de base y también cuanto más lluvioso y cálido sea el clima. Por eso, en las regiones ecuatoriales son muy frecuentes los **karst** denominados en **torres** (Fig. 5) , dando lugar a calles y pasadizos entre paredes verticales, las cuales se ensanchan progresivamente mediante el retroceso de dichas paredes, motivado fundamentalmente por la disolución que tiene lugar en la parte baja de las mismas al contactar con un suelo en que la actividad biológica es intensa. El resultado final de esta evolución es una llanura sobre la que sobresalen los pináculos y las torres mencionados.

Los karst en torres son muy frecuentes en las regiones ecuatoriales, especialmente en Centroamérica y China, por ello se les llegó a considerar como un tipo de karst exclusivo de estas zonas. Sin embargo, el único carácter realmente exclusivo de estas regiones es la rápida evolución kárstica que lleva pronto al estado de karst en torres, lo cual motiva su abundancia en estas latitudes, pero probablemente a dicho estado también se llegue en climas fríos, lógicamente en un tiempo más largo, siempre que se de una estructura favorable para ello. Así en el Norte de Canadá se ha podido constatar la existencia de karst con estas características.

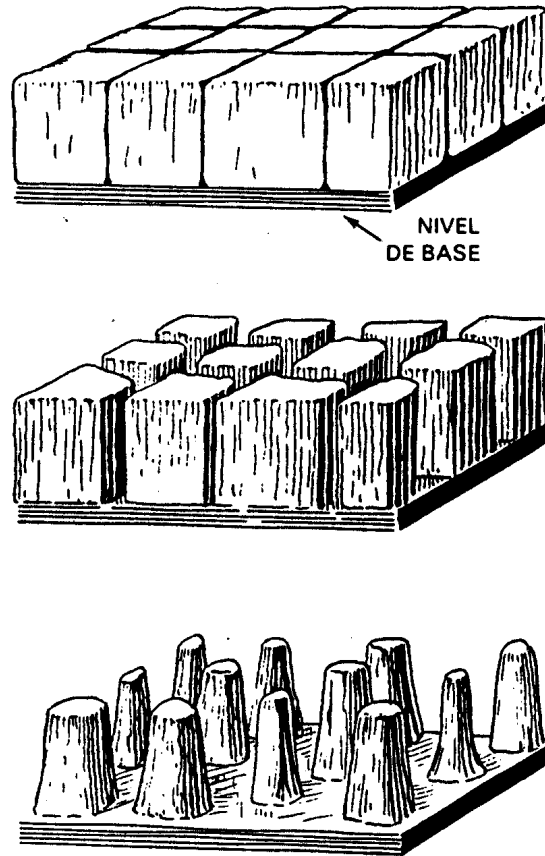


Fig. 5.- Formación de un karst en torres.

En España se pueden observar frecuentemente los fenómenos kársticos, siendo notables las Torcas de los Palancares de Cuenca (Torca del Lobo), las grutas de Artá y Drach (Mallorca), Nerja (Málaga), Valporquero (León) y las cuevas del Aguila (Avila). Asimismo, en fase avanzada de desarrollo se encuentran los karst de la Ciudad Encantada de Cuenca y el Torcal de Antequera (Málaga)

4. LA MORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los agentes erosivos imprimen modelados del relieve diferentes, según sean las condiciones climáticas bajo la que actúan (morfología climática) y la naturaleza de las rocas (morfología litológica). Pero existe aún otro factor que condiciona la acción de dichos agentes erosivos. Nos referimos a las estructuras que presentan los materiales terrestres (relieve), como consecuencia de las deformaciones que les imprimen los fenómenos tectónicos. De su estudio se ocupa la llamada **morfología estructural**. Dentro de ella podemos distinguir las siguientes modalidades:



A) RELIEVE DE LAS CUBETAS SEDIMENTARIAS: ESTRUCTURAS TABULARES.

Las estructuras tabulares son las más sencillas que existen dentro de las formas estructurales que nos ofrecen los materiales de la corteza terrestre. Se trata de estructuras sin deformar, por tanto de disposición horizontal o de pendiente suave y uniformemente creciente, formadas por alternancia de estratos rocosos de diversa resistencia a la erosión: calizas-arcillas o calizas-margas (para las series sedimentarias de las eras Secundaria y Terciaria) y cuarcita-pizarra para las series de la era Primaria.

Estas estructuras tabulares se han desarrollado sobre las depresiones de las zonas de escudo, que se denominan **surcos aulacógenos** o **cubetas sedimentarias**, o bien sobre mares interiores o grandes lagos desarrollados después de las orogenias, entre las estructuras plegadas que éstas provocaron. En ambos casos, los materiales sedimentarios, como se ha dicho, han permanecido sin sufrir plegamientos, de ahí su disposición horizontal o de pendiente suave.

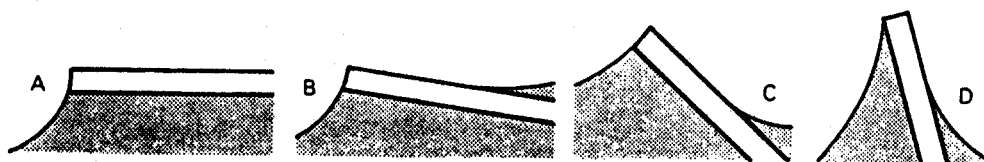


Fig. 6.- Tipos de relieves tabulares: A. Meseta B. Cuesta C. Hogbacks D. Cresta.

Podemos citar como ejemplos de estas estructuras establecidas sobre zonas de escudo las del interior del Sahara y como ejemplos de las formadas sobre mares interiores y lagos postorogénicos, las mesetas del Duero y Tajo en España.

Según la inclinación o pendiente que presenta los estratos, distinguimos los siguientes tipos de estructuras tabulares (Fig.6): Mesetas o plataformas, cuestas, hogbacks y crestas.

En la estructura acinal, caracterizada por la ausencia de deformaciones notables de las series sedimentarias, la estratificación se convierte en el factor determinante del relieve estructural. La forma más importante es la mesa o plataforma definidos por el afloramiento del plano estratigráfico superior de una unidad de roca resistente. A veces esa unidad ha sido alterada por la erosión sin que la horizontalidad del conjunto resulte visiblemente perturbada.

El desarrollo de las estructuras inclinadas está ligado a la diferencia de cohesión de las rocas, distinguiéndose en cada cuesta una pendiente suave correspondiente a las rocas blandas y una pendiente brusca de las rocas más duras, que suelen dar a veces un saliente de materiales más resistentes y competentes.

El clima juega un papel esencial en el desarrollo de las cuestas, ya que las calizas dan relieves más pronunciados en países áridos y subáridos que en países húmedos y de clima templado.

Los relieves en cuesta son frecuentes en el borde de los macizos antiguos intrusivos y también en los bordes de las cordilleras que presentan un núcleo central de rocas más competentes a mayor

altura que una cobertera de rocas menos competentes de edad posterior. En España se dan alrededor de los macizos graníticos del Sistema Central en el primer caso y alrededor de los núcleos paleozoicos o secundarios en las demás cordilleras.

Las estructuras tabulares sufren distintos modelados por la red fluvial según sean horizontales o inclinadas.

- a) Si son **horizontales** (mesetas) la red fluvial se encaja en ellas a lo largo del tiempo, formando mesas, cañones, cerros testigo, acantilados, etc.
- b) Si son **inclinadas** se forma un sistema fluvial característico, en el que se distinguen (Fig. 7): cursos de agua o **corrientes consecuentes** que son las desarrolladas sobre la superficie originaria según la máxima pendiente de la cuesta; **corrientes subsecuentes** en dirección perpendicular a las anteriores y desarrolladas en las tierras bajas menos resistentes, situadas entre dos escarpes de rocas duras; **corrientes obsecuentes** de sentido contrario a las consecuentes, es decir, a favor del escarpe pronunciado de la cuesta, por lo que son de menor longitud. Forman un estrecho valle longitudinal, a lo largo del eje del anticlinal. Estos valles reciben el nombre de **comba**. Poco a poco van erosionando la capa dura y se desarrollan en la capa débil subyacente, desmantelando rápidamente los anticlinales.

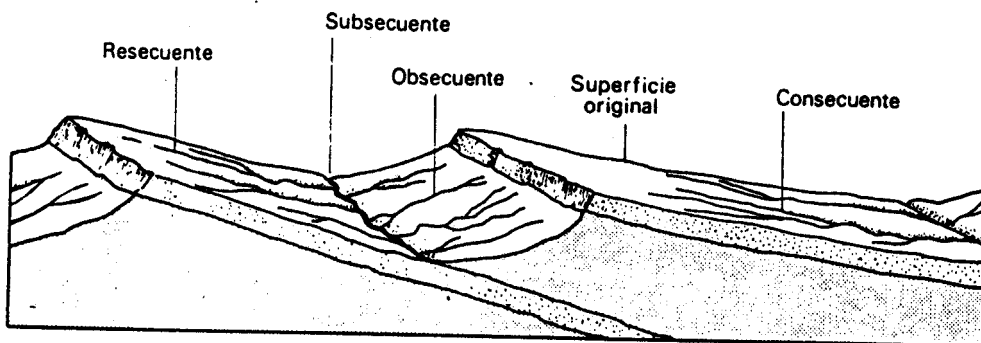


Fig. 7.- Red hidrográfica desarrollada en las cuestas.

Las corrientes que nacen en el dorso de las cuestas, pero que no estaban presentes originariamente en el momento de formarse la cuesta como corrientes consecuentes, se denominan **corrientes resecuentes**. Van en la misma dirección que las corrientes consecuentes, pero terminan en el dorso de la cuesta; son de menor recorrido y desembocan en cursos de agua subsecuentes. Estas corrientes van excavando los flancos de los anticlinales, seccionando la capa dura y formando unas hendiduras, llamadas **ruz**.

B) RELIEVE DE LAS REGIONES CON FALLAS O SISTEMAS DE FALLAS.

Una vez estudiadas las formas de erosión que corresponden a regiones con estratos horizontales, vamos ahora a estudiar las formas del relieve en las zonas de fallas, es decir, donde ha habido una tectónica de fractura. En este caso también se van a producir inversiones del relieve en el transcurso del proceso erosivo.



Cuando un bloque se eleva a lo largo de un plano de falla, la erosión actúa con mayor intensidad sobre él y simultáneamente, en el bloque hundido, se va acumulando el material arrancado, lo que podría conducir a la nivelación del terreno y al enmascaramiento de la falla. Sin embargo, esto sólo ocurre si no existe ninguna corriente fluvial continua que arrastre los derrubios arrancados y los transporte hacia zonas exteriores. Por tanto, es necesario un régimen absolutamente endorreico para que enmascare el relieve de falla y estos regímenes son raros.

Si la litología del terreno fallado está constituida por una alternancia de capas duras y débiles, se producirá una evolución del relieve, que tras producir un relieve invertido, conducirá finalmente a la exhumación del plano de falla, obteniéndose un relieve semejante al original. En la ilustración se representa las distintas fases del proceso: (Figura 8).

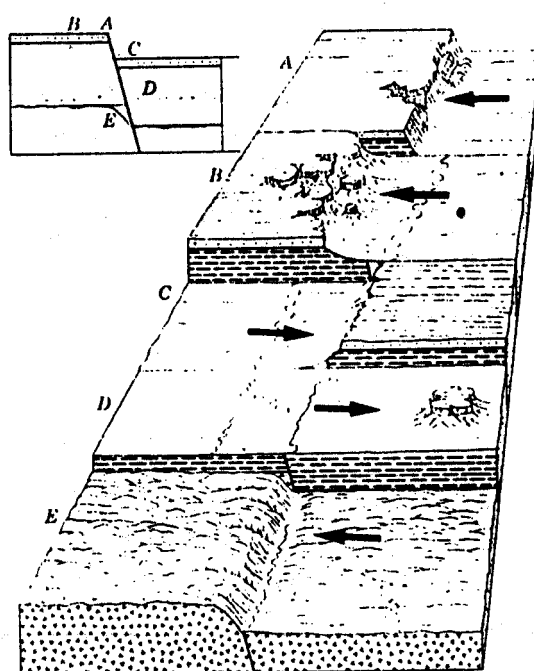


Fig. 8.- Evolución de un escarpe de falla.

Inicialmente los cursos de agua se disponen, en general, perpendicularmente al escarpe de falla y se encajan formando profundos cañones que cortan el escarpe (A).

Con el tiempo, el escarpe va retrocediendo, por la acción remontante de los ríos. La erosión es cada vez más rápida, al atacar las capas débiles subyacentes (B).

Cuando la cobertera de roca resistente ha sido desmantelada, el proceso erosivo se acelera de tal forma que, transcurrido cierto tiempo, se habrán nivelado los dos bloques (C).

A partir de ahora se produce la inversión del relieve, ya que el antiguo bloque hundido conserva aún la cobertera de roca dura, siendo lenta la erosión de ésta. Por el contrario, en el otro bloque se produce una rápida erosión que rebajará el nivel de este labio.

Ahora, al resaltar el antiguo bloque hundido, la erosión será más acusada sobre él y la cobertera dura se irá destruyendo lentamente hasta desaparecer. La erosión rebajará con facilidad la capa subyacente de roca blanda y al cabo de un tiempo se producirá otra nivelación (D).

A partir de ahora, continúa la erosión, con la misma intensidad en ambos bloques. La capa débil va adelgazando, pero se llegará antes al zócalo en el bloque elevado, por estar más alto, debido a la falla. Al ser éste de roca resistente, la erosión adelanta más en el labio hundido, hasta que todo queda como en un principio, pero con niveles más bajos.

Los relieves producidos por las fallas suelen ser resaltes que producen los escarpes de falla, de dibujo más o menos rectilíneo (frecuentemente curvos) en la dirección del plano de falla.

Los escarpes de las fallas pasan por un ciclo erosivo que se debe a la erosión remontante producida por las aguas que discurren sobre ellos. Como se observa en dicha figura, a medida que progresa la erosión, el escarpe va retrocediendo hasta desaparecer, pero la erosión sigue profundizando en la capa de materiales blandos que había bajo el escarpe, con lo cual se forma uno nuevo pero a expensas de lo que era el labio hundido de la falla, que apenas ha sido afectado por la erosión, porque su estrato superior es más resistente. A partir de este momento se repite el fenómeno de retroceso en el nuevo escarpe y así sucesivamente de modo alternativo, quedando el escarpe a rebajar por la erosión, unas veces a la derecha y otras a la izquierda.

En los sistemas de fallas como los horst y fosas, es fácil comprender que la morfología se debe al desarrollo de un doble escarpamiento.

El relieve definitivo de los sistemas de fallas depende de la erosión remontante en los escarpes de falla, de la posición de los estratos de los labios de la falla sobre los que actúe la erosión fluvial y de cómo se ejerza ésta en cada tipo de clima.

C) RELIEVE DE LAS REGIONES PLEGADAS

En los países plegados se suele desarrollar una morfología basada en el estilo del plegamiento y en la erosión diferencial de las rocas. En España distinguimos tres tipos de evolución morfológica, según se trate de pliegues en el basamento Paleozoico, pliegues en las coberteras rígidas de las eras Secundaria y Terciaria, o pliegues en las coberteras plásticas (mantos de corrimiento).

Evolución morfológica de los pliegues que afectan al basamento. En nuestro país, el basamento paleozoico está formado por rocas metamórficas, principalmente pizarras y esquistos, que alternan con cuarcitas. Estas rocas forman un conjunto más o menos replegado según las zonas, siendo frecuente la formación de pliegues de tendencia isoclinal. La evolución de estos pliegues está determinada por la diferente alterabilidad de las pizarras y esquistos, con respecto a las cuarcitas. Al ser estas últimas menos alterables, quedan formando resaltes en el paisaje que corresponden a alineaciones montañosas paralelas, dado que el plegamiento tiene tendencia



isoclinal; por el contrario, los esquistos y pizarras más alterables, se van depositando en las laderas y en los valles, que quedan así más suavizados. Un ejemplo claro de este tipo de evolución morfológica lo constituye los relieves diferenciales entre las cuarcitas y las pizarras y esquistos de la parte noroeste de Zamora, que dan un sistema de valles paralelos, por cuyo fondo allanado discurren los ríos y vías de comunicación.

Evolución morfológica de los pliegues que afectan a las coberteras rígidas. Las coberteras rígidas más abundantes en nuestro país corresponden a pliegues de estilo Jurásico formados por alternancia de calizas y margas de la era Secundaria. La evolución morfológica de tales coberteras puede dar lugar a dos tipos de relieves: los consecuentes o conformes y los invertidos (figura 9).

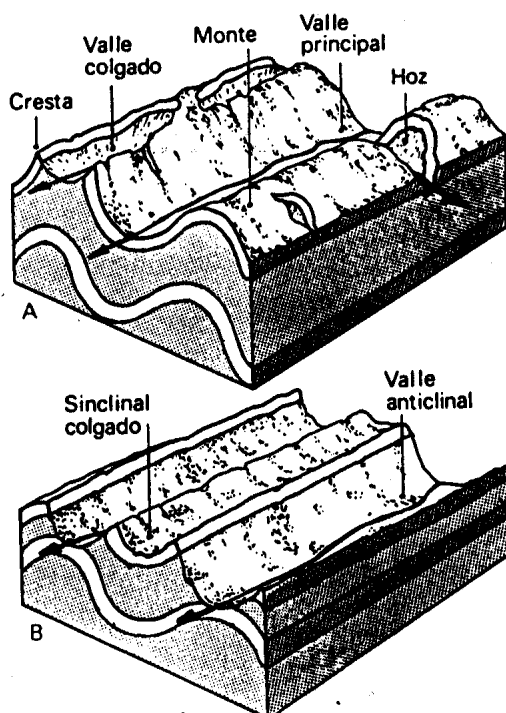


Fig. 9.- Evolución morfológica de las coberteras rígidas. A. Relieve conforme B. Relieve invertido.

Los relieves **conformes** son los más frecuentes y en ellos los anticlinales se corresponden con las cumbres de montañas (montes) y los sinclinales con los valles (valles principales).

En este tipo de relieves es normal que se produzcan **fenómenos de epigénesis** que consisten en el encajamiento perpendicular de los ríos en las estructuras sinclinales, cuando una región se está levantando lentamente por reajuste isostático. De esta forma el río profundiza su cauce por erosión lineal de las rocas duras de la cobertera que se está elevando y forma hoces y tajos al cortar perpendicularmente a los pliegues (figura 9 A).

En los relieves conformes, puede ocurrir que la capa competente o resistente del eje de un anticlinal desaparezca por erosión continuada y se forme una depresión de paredes escarpadas que da lugar a un pequeño valle colgado o elevado sobre la altura del valle principal.

El relieve conforme es propio de regiones con pliegues regulares simples, rectos o ligeramente asimétricos y sin grandes complicaciones estructurales, que se encuentran en el comienzo de su evolución morfológica.

Los **relieves invertidos** (figura 9 B), se presentan cuando la erosión en los ejes de los anticlinales se desarrolla tanto que los valles colgados acaban transformándose en valles principales, de tal forma que quedan a más baja altura que los sinclinales primitivos, que ahora quedan como sinclinales colgados.

En la Cordillera Ibérica abundan los relieves conformes e invertidos.

Evolución morfológica de los pliegues en las coberteras plásticas. En la medida en que plegamientos relativamente regulares han afectado a mantos caracterizados por contrastes litológicos marcados, posteriormente al corrimiento, se encuentran en las estructuras plegadas alóctonas comparables a las precedentes, incluidas las desarrolladas en las estructuras acinales. En la parte anterior de un manto, la erosión define un escarpe de frente de corrimiento, bien marcado cuando tiene un armazón calizo. algunos escarpes proceden, esencialmente, de desgarros desarrollados en el interior y detrás del pliegue durante su progresión. Se trata de escarpes de disyunción o simples surcos de disyunción.

D) RELIEVE DE LAS REGIONES VOLCANICAS

El relieve de las zonas volcánicas está dotado de una personalidad propia, ya que el vulcanismo es un aspecto geomorfológico constructivo y destructivo de singulares características. En la configuración del relieve volcánico interviene inicialmente el carácter de la erupción y el tipo de los materiales emitidos.

Las primeras clasificaciones, que agrupaban a los volcanes en función de su explosividad, han quedado superadas por la evidencia de que cada volcán constituye un fenómeno único y singular, cuyo proceso eruptivo pasa por una serie de etapas que pueden caracterizar a los episodios más significativos de otros volcanes. es decir, cualquier erupción volcánica presenta generalmente fases estrombolianas (caracterizadas por el predominio de piroclastos, con pequeñas explosiones casi continuas), vulcanianas (de gran explosividad), Vesuvianas (suceden tras largos períodos de calma eruptiva), hawaianas (con predominio de coladas muy fluidas, sin grandes manifestaciones explosivas) e incluso peleanas (que se inician con gran explosividad, dando lugar a nubes ardientes y concluyen con la extrusión de lavas muy viscosas que a veces forman domos o agujas.

Una clasificación eruptiva de transcendencia geomorfológica es la que alude al carácter fisural o central de las erupciones, según que el magma extruya a lo largo de fisuras que pueden alcanzar varios kilómetros o se concentre puntualmente. En el primer caso podrán formarse cordilleras o dorsales volcánicas, mientras que en el segundo se formarán edificios aislados. El mecanismo eruptivo está directamente asociado a las características del magma y esta relación condiciona a



su vez la proporción de material fragmentario (piroclastos o tefra) y masivo (coladas) que un volcán arroja a la superficie terrestre, aparte de los volátiles que escapan a la atmósfera. Como veremos seguidamente, el predominio de uno u otro material influirá decisivamente en el tipo de paisaje volcánico teniendo además en cuenta que la erosión actuará con mayor rapidez y efectividad, cuando en las formaciones volcánicas abunden los productos piroclásticos.

Los **piroclastos** se forman cuando los gases, al escapar violentamente, en la parte superior del conducto o chimenea volcánica, fragmentan el material fluido, lanzándolo a gran altura. La mayoría de los piroclastos caen todavía calientes cerca de la boca eruptiva, donde se acumulan y sueldan formando el cono volcánico. Otros fragmentos son expulsados a mayor distancia o son arrastrados por el viento y cuando se depositan lo hacen en capas muy extensas, cada una de las cuales corresponde a una fase explosiva y tiene el carácter de nivel guía en numerosas regiones; estas capas están constituidas por material suelto, ya que los fragmentos lávicos se han enfriado antes de caer. Los piroclastos de proyección aérea se clasifican según su tamaño y composición; los basálticos de pequeño tamaño (0,5 - 3 cm) se denominan **lapillis** o **cenizas** si no alcanzan los 5 mm de diámetro. Los fragmentos lávicos mayores se denominan generalmente **escorias**, que en algunos casos, adquieren formas redondeadas al girar en el aire, conociéndose como **bombas**. Las pómez son piroclastos muy ligeros, porosos y de color claro que corresponden a magmas de composición ácida o sálica.

Los depósitos de material piroclástico se denominan genéricamente **tobas** o **aglomerados**, con apelativos que aluden a su homogeneidad y grado de cementación (por circulación de fluidos hidrotermales) o soldadura. La altura del depósito viene determinada por el ángulo de reposo del material fragmentario suelto o poco soldado, por lo que nunca se pueden formar grandes edificios cónicos.

Asociadas a las erupciones peleanas, debemos citar las **nubes ardientes**, que consisten en la proyección dirigida de una gran masa de gas, cenizas y productos lávicos que avanza muy rápidamente y se deposita de forma caótica y todavía caliente, por lo que puede experimentar un flujo postdeposicional que determina la textura **ignimbrítica**, con flamas vítreas estiradas y trazos de flujo laminar. Otro caso de flujo turbulento se produce cuando en el transporte de material fragmentario interviene agua meteórica (fuertes lluvias, deshielo, desbordamiento de lagos de cráter, etc.); se trata de **lahares**, nombre con el que se conoce en Indonesia a las avalanchas de lava, bloques y fango que se forman en las laderas de los volcanes activos y bajan rápidamente por los empinados valles, arrastrando cuanto encuentran a su paso y depositándose caóticamente al romperse la pendiente.

Las erupciones bajo aguas someras originan depósitos **piroclásticos anulares** (ash-rings) al desarrollarse explosiones radiales rasantes (base surges) como las que suceden en la base del hongo que se forma en las explosiones nucleares subterráneas. La intervención del agua en el mecanismo eruptivo no se limita a las erupciones submarinas, sino que es particularmente importante en las erupciones freáticas, provocadas por la evaporación y consiguiente explosión de acuíferos poco profundos calentados por una intrusión magmática. La consecuencia de tales

explosiones - con o sin salida de material volcánico - es la formación de un gran agujero circundado por el amplio anillo de la brecha explosiva. Estas estructuras se denominan **maares**, que es el nombre que reciben en la región volcánica de la fosa del Rin en Alemania.

El material fluido que alcanza la superficie y se derrama sobre la misma formando coladas, contiene todavía una importante cantidad de gases que, junto a la temperatura y composición química del magma, influirán en la mayor o menor viscosidad de estas coladas y por tanto en su velocidad, dimensiones y estructura. La viscosidad aumenta al desgasificarse y enfriarse paulatinamente la colada en su avance. Las coladas más viscosas (generalmente de composición ácida) son potentes y de escaso recorrido, mientras que las más fluidas (basálticas) recorren largas distancias a gran velocidad.

Los rasgos estructurales de las coladas se relacionan con su proceso de enfriamiento, al que se debe fundamentalmente la formación de grietas y cinturones de retracción que dan lugar a las típicas disyunciones columnar, prismática, lajeada y en bolas y la existencia de los siguientes tipos de superficie lávica; **aa** (término hawaiano, equivalente a nuestro malpaís, que implica una superficie rugosa y áspera, cuyo caso extremo es el de las lavas en bloques, totalmente caóticas) y **pahoehoe** (otro término hawaiano que indica superficie lisa, con sus variantes de lavas cordadas, en tripas, etc.) Un caso singular es el de las coladas submarinas, cuyo frente experimenta un brusco enfriamiento al entrar en contacto con el agua formándose entonces unas bolsadas que se desprenden y se acumulan constituyendo **lavas almohadilladas** (pillow-lavas) más vítreas y de estructura radial.

Las acumulaciones de material lávico reciben el nombre genérico de edificios volcánicos, cuya morfología y conservación dependerá de la proporción relativa de las rocas fragmentarias (piroclastos o tefra) y masivas (coladas). Esta proporción viene generalmente determinada por la composición (quimismo, cristalinidad, contenido en volátiles) y más concretamente por la viscosidad del magma. Así, las formas constructivas volcánicas más eficientes se originan por erupciones de magmas poco viscosos (los alcalinos y toleíticos, poco diferenciados), en las que predominan las emisiones lávicas tranquilas prolongadas.

El mejor ejemplo de construcción volcánica masiva es el de las mesetas o **plataformas basálticas** (plateaux o trapp), consistentes en apilamientos de coladas con espesores totales de hasta 3.000 metros, que surgen por emisiones fisurales y cubren extensiones de miles de kilómetros cuadrados. Las emisiones puntuales de magma poco viscoso dan lugar a los denominados volcanes en escudo, de pequeña pendiente y amplia base, cuyos cráteres, también de grandes dimensiones, suelen contener lagos de lava. Son típicos los grandes volcanes en escudo de Hawaii e Islandia. El Mauna Loa, en Hawaii, tiene 8.500 metros de altura si se tiene en cuenta su base sumegida.

Los magmas muy viscosos (los calcoalcalinos y cualquier magma en un estadio avanzado de su diferenciación) son además los más explosivos y producen una gran cantidad de piroclastos que se interstratifican con las coladas, formando conos de cinder o bien volcanes compuestos o



estratovolcanes, edificios de gran envergadura que caracterizan a los volcanes mas conocidos (Fuji, Vesuvio, Etna, Aconcagua, Teide) en cuyos flancos no es raro observar conos parásitos o adventicios cuyos conductos son alimentados desde la misma cámara magmática. El extremo de la viscosidad del magma, en cuanto a formas constructivas, está representado por los domos volcánicos en los que el magma se acumula sobre el mismo punto de alimentación, formando una cúpula o aguja.

Como contraste a estas formas constructivas, debemos citar las grandes depresiones denominadas **calderas**, término tomado de la espectacular Caldera de Taburiente en la isla de la Palma. Las calderas son depresiones elipsoidales o circulares, bordeadas en todo o parte de su perímetro por un fuerte escarpe; en general, se forman por el colapso de la cúpula de un gran edificio, al vaciarse la cámara magmática existente bajo el mismo. Alternativamente, una caldera puede formarse a causa de explosiones asociadas al fenómeno eruptivo, o bien ser puramente erosiva, pero normalmente estos dos mecanismos tan solo complementan al colapso gravitatorio.

Las formas de excavación derivan de la liberación de intrusiones o de extrusiones de volcanitas de sus formaciones encajantes a causa de la erosión diferencial. Estos auténticos vaciados de las cavidades colmatadas representan formas estructurales exhumadas. Los términos que sirven para designarlas no difieren de los utilizados por los geólogos para diferenciar los accesos magmáticos.

Entre las intrusiones, los **sills** se manifiestan por medio de simples cornisas escalonadas a lo largo de las vertientes elaboradas en las series sedimentarias afectadas. Los **lacolitos** dan lugar a domos elípticos, de perfil transversal convexo, rodeados por cuestas o falsas cuestas modeladas en sus envolturas sedimentarias.

Las formas de excavación ligadas a las extrusiones presentan el extraño aspecto de los relieves definidos por los **batolitos** y los volcanes peleanos. Además, su diferenciación respecto a estos últimos es a veces delicada. Columnas o escarpados pitones de lava compacta solidificada en conductos constituyen espigones. Algunos pitones (*sucs*) fonolíticos aparecen resaltados de las arcillas oligocenas de la cuenca del Velay, así como ciertas agujas de traquifonolita del Atakor de las espesas alteritas terciarias. Los necks son formas comparables constituidas por conglomerados y brechas que rellenan antiguas chimeneas volcánicas. Se emplean los términos de **dique** y de **ring-dyke** para designar, respectivamente, muros de lava rectilíneos o circulares, más o menos dentados, liberados en parte de su encofrado de rocas encajantes.

**BIBLIOGRAFÍA**

PEDRAZA, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Ed. Rueda.

STRAHLER, A. (1998). Geografía Física. Ed. Omega.

AZAÑÓN, J. M. et al. (2001) .*Geología Física*. Ed. Paraninfo. Madrid.

TARBUCK Y LUTGENS. (2005) *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física*. Ed. Pearson-Prentice Hall. (8ª Ed). Madrid.

YEPES, J. (2010) *Geomorfología aplicada a la ingeniería*. Ed. Universidad de las Palmas de Gran Canaria.



ESQUEMA TEMA 14

1. GEOMORFOLOGÍA

- Definición
- Generalidades

2. FACTORES CONDICIONANTES DEL MODELADO DEL RELIEVE

- a) La zona climática en que actúan los agentes erosivos
- b) La litología de las rocas
- c) La estructura de las rocas

3. LA MORFOLOGÍA LITOLÓGICA

La resistencia de las rocas frente a la erosión, en función de su naturaleza litológica, depende de varios factores:

- a) La cohesión de los minerales
- b) El grado de permeabilidad
- c) El grado de alterabilidad
- d) La cantidad de residuos de alteración

3.1. El modelado de las rocas poco coherentes

Las rocas menos coherentes son sedimentos detríticos constituidos por partículas de mayor o menor tamaño sin un cemento que las una. Este tipo de rocas da lugar a relieves bajos y aplanados.

Un factor decisivo en el modelado de las rocas poco coherentes es la permeabilidad.

3.2. El modelado de las rocas coherentes

Las rocas coherentes forman las cotas más elevadas en las regiones donde coexisten con otras de menor cohesión. Todas ellas presentan una permeabilidad secundaria por estar recorrida por una red más o menos densa de diaclasas.

La resistencia a la erosión de las rocas coherentes viene determinada principalmente por la alterabilidad y la forma de alteración.

A) MORFOLOGÍA DE LOS PAÍSES GRANÍTICOS

En el modelado de los países graníticos influye fundamentalmente el proceso de arenización, que aunque predomina en las zonas templadas, no es exclusiva de las mismas.

Los macizos graníticos están afectados por un sistema de fracturas, las diaclasas, por las cuales puede circular el agua aumentando la superficie de contacto con los componentes minerales y facilitando la alteración por hidrólisis.

En los climas tropicales la alteración del granito recibe el nombre de laterización y supone la alteración completa de los feldespatos.

B) MORFOLOGIA DE LOS PAISES CALIZOS: EL REGIMEN KARSTICO.

Los terrenos calizos se erosionan por la disolución ejercida por el agua, tanto en el exterior como en el interior, donde se abren numerosas grietas y galerías.

El carbonato cálcico es insoluble, pero reacciona con el ácido carbónico contenido en las aguas, disolviéndose en forma de bicarbonato cálcico.

Los factores que intervienen en la disolución de la caliza vienen fijados en su mayor parte por el clima.

Son formas exokársticas los lapiaces, los valles abruptos, los relieves ruiformes, las dolinas y los poljés.

La arcilla de descalcificación y las tobas calizas son sedimentos vinculados a los procesos de karstificación.

Las formas erosivas endokársticas son todos los conductos del interior del karst: simas y galerías.

4. LA MORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

Veremos la influencia que tiene la disposición de las rocas en el modelado del relieve.

A) RELIEVE DE LAS CUBETAS SEDIMENTARIAS: ESTRUCTURAS TABULARES

Las estructuras tabulares son estructuras sin deformar formadas por alternancia de estratos rocosos de diversa resistencia a la erosión. Se han desarrollado sobre las depresiones de las zonas de escudo o bien sobre mares interiores o grandes lagos desarrollados después de las orogenias, entre estructuras plegadas que estos provocaron.

Según la inclinación de los estratos distinguimos las siguientes tipos de estructuras tabulares: mesetas o plataformas, cuevas, hobacks y crestas.



Las estructuras tabulares sufren distintos modelados por la red fluvial según sean horizontales o inclinadas.

B) RELIEVE DE LAS REGIONES CON FALLAS O SISTEMAS DE FALLAS

Los relieves producidos por las fallas suelen ser resaltes que producen escarpes de falla, de dibujo más o menos rectilíneo en la dirección del plano de falla.

El relieve de los sistemas de fallas depende de la erosión remontante en los escarpes de falla, de la posición de los estratos de los labios de falla sobre los que actúe la erosión fluvial y de cómo ejerza ésta en cada tipo de clima.

C) RELIEVE DE LAS REGIONES PLEGADAS

Se suele desarrollar una morfología basada en el estilo de plegamiento y en la erosión diferencial de las rocas. En España se distinguen tres tipos de evolución morfológica:

- Evolución morfológica de los pliegues que afectan al basamento.
- Evolución morfológica de los pliegues que afectan a las coberteras rígidas.
- Evolución morfológica de los pliegues en las coberteras plásticas.

D) RELIEVE DE LAS REGIONES VOLCANICAS

En la configuración del relieve volcánico interviene inicialmente el carácter de la erupción y el tipo de los materiales emitidos. El mecanismo eruptivo está directamente asociado a las características del magma y esta relación condiciona la proporción de material fragmentario y masivo que un volcán arroja a la superficie terrestre, aparte de los volátiles que escapan a la atmósfera.

El predominio de uno u otro material influirá en el tipo de paisaje volcánico teniendo en cuenta que la erosión actuará con mayor rapidez y efectividad, cuando en las formaciones volcánicas abundan los productos piroclásticos.



CUESTIONES BÁSICAS

1. ¿DE QUÉ FACTORES DEPENDE EL MODELADO DE LAS FORMAS DEL RELIEVE?
2. ¿CÓMO INFLUYE LA CANTIDAD DE RESIDUOS DE ALTERACIÓN EN EL MODELADO DE UNA REGION?
3. EXPLICA EL PROCESO DE ARENIZACIÓN EN LOS PAÍSES GRANÍTICOS.
4. FORMAS EXOKARSTICAS: POLJES.
5. EXPLICAR LOS RELIEVES CONFORMES.



SOLUCIÓN A LAS CUESTIONES

1. ¿DE QUÉ FACTORES DEPENDE EL MODELADO DE LAS FORMAS DEL RELIEVE?

- a) La zona climática en que actúan los agentes erosivos.
- b) La naturaleza de las rocas.
- c) La estructura que presentan las rocas.

2. ¿CÓMO INFLUYE LA CANTIDAD DE RESIDUOS DE ALTERACIÓN EN EL MODELADO DE UNA REGIÓN?

La cantidad de residuos de alteración influye en el modelado de una región. Así hay rocas como las calizas, que al alterarse apenas dejan residuos " in situ ", pues los que se forman son tan solubles que el agua los arrastra en disolución, con lo cual la roca puede llegar a desaparecer totalmente del sitio donde se encontraba. Por el contrario, otras rocas como los granitos, dejan a veces espesores considerables de residuos (arenas) sobre la roca madre. En este caso muchas montañas graníticas no son sino montañas formadas por los residuos de alteración, estando muy profunda la roca granítica fresca. Esto suele apreciarse en las trincheras de las carreteras que atraviesan el Sistema Central y Galicia. A estos productos de alteración se le llaman **alteritas**.

3. EXPLICA EL PROCESO DE ARENIZACIÓN EN LOS PAÍSES GRANÍTICOS.

La alteración granítica los climas templado-húmedos recibe el nombre de arenización, porque como productos residuales de la misma predominan las arenas. Los macizos graníticos están afectados por un sistema de fracturas, las diaclasas, por las cuales puede circular el agua aumentando la superficie de contacto con los componentes minerales y facilitándose de este modo la alteración por hidrólisis.

Aunque en general la alteración de los minerales del granito es débil, las plagioclasas, la biotita y la ortosa son en comparación con el cuarzo y la moscovita mucho más alterables. Las plagioclasas experimentan una hidrólisis moderada, seguida de una pérdida de cationes de Na^+ y Ca^{+2} , que se fijan en las cadenas hojosas de la biotita, por sustitución del K^+ . Se produce también una pequeña pérdida de K por disolución, que deja a las rocas en estado poco consolidado. La circulación de agua entre las laminillas de la biotita las altera más y las hincha por hidratación. Este hinchamiento produce tensiones que van desagregando entre sí algunos minerales y rompiendo otros. De esta manera, al lavar los cationes liberados y llevarse en suspensión los minerales de la arcilla formados por la alteración de los feldespatos, queda un residuo arenoso formado por granos de cuarzo junto con otros restos alterados de la roca.

Estas arenas suelen quedar in situ, sobre el granito sin alterar o bien se acumulan por lavado y arrastre en el fondo de los valles.

4. FORMAS EXOKARSTICAS: POLJES

Los poljés o llanuras kársticas son amplias depresiones situadas en el interior de algunas regiones calizas, limitadas por paredes escarpadas y con un fondo cubierto de arcillas de descalcificación que constituyen, al igual que en las dolinas un magnífico suelo de cultivo. Tienen una superficie que oscila entre unos centenares de metros cuadrados y varios kilómetros cuadrados.

A veces estas llanuras están recorridas por un riachuelo que se pierde repentinamente al introducirse por un sumidero y están interrumpidas por pequeños relieves denominados hums.

La originalidad de los poljés se debe también a su localización, claramente relacionada con accidentes tectónicos importantes y a su organización hidrográfica. De hecho, la mayor parte se encuentra en potentes series calizas deformadas por macizos pliegues acompañados de fallas. Entre sus emplazamientos estructurales más clásicos citaremos las cubetas falladas, las fosas tectónicas y los sinclinales.

A su propia amplitud deben los poljés una organización hidrográfica destinada a evacuar las aguas de las fuentes marginales y de las lluvias. Estas escorrentías se hunden en pozos llamados ponors, relacionados con una red de drenaje subterránea. Según la relación entre su capacidad de absorción y el volumen de las aportaciones de agua, pueden sufrir inundaciones parciales, accidentales, estacionales o perennes. La colmatación de los ponors favorece la formación de lagos de nivel muy variable. Pero la inundación puede también ser alimentada por esos pozos convertidos en emisores, tras su saturación de las cavidades subterráneas.

5. EXPLICAR LOS RELIEVES CONFORMES

Los relieves conformes son los más frecuentes y en ellos los anticlinales se corresponden con las cumbres de montañas (montes) y los sinclinales con los valles (valles principales).

En este tipo de relieves es normal que se produzcan fenómenos de epigénesis que consisten en el encajamiento perpendicular de los ríos en las estructuras sinclinales, cuando una región se está levantando lentamente por reajuste isostático. De esta forma el río profundiza su cauce por erosión lineal de las rocas duras de la cobertera que se está elevando y forma hoces y tajos al cortar perpendicularmente a los pliegues.

En los relieves conformes, puede ocurrir que la capa competente o resistente del eje de un anticlinal desaparezca por erosión continuada y se forme una depresión de paredes escarpadas que da lugar a un pequeño valle colgado o elevado sobre la altura del valle principal.

El relieve conforme es propio de regiones con pliegues regulares simples, rectos o ligeramente asimétricos y sin grandes complicaciones estructurales, que se encuentran en el comienzo de su evolución morfológica.



RESUMEN (Ejemplo para la Redacción del tema en la Oposición)

GEOMORFOLOGÍA. LOS FACTORES CONDICIONANTES DEL RELIEVE. LA IMPORTANCIA DE LA LITOLOGÍA Y LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS.

La GEOMORFOLOGÍA es una ciencia que estudia las formas del relieve de la superficie terrestre, así como los procesos geológicos generadores de dicho relieve y los agentes que lo han producido. Un **agente geológico externo** es un elemento físico que actúa sobre la superficie terrestre produciendo un desgaste mecánico o químico en las rocas situadas en dicha superficie y ocasionando su rotura y disgregación. La mayoría de los agentes geológicos realizan, además, una labor de transporte y una labor posterior de sedimentación de los materiales previamente disgregados

El **modelado** es el resultado de la acción de un determinado agente geológico externo sobre los materiales de la corteza, que presentan sus propias características litológicas y estructurales. Estos dos factores, litología y estructura, junto con el agente modelador son los responsables de los diferentes tipos de modelados.

El **relieve** de una determinada región es el conjunto de todos los tipos de modelados que se observan en dicha región. El relieve se ha formado por la acción combinada de los agentes geológicos internos o constructivos y los agentes geológicos externos o destructivos; por tanto, podemos decir que se encuentra en equilibrio dinámico entre ambos tipos de agentes y que se halla sometido a una constante evolución, tan sumamente lenta a escala del tiempo geológico que es prácticamente inapreciable a nuestra observación.

Los **FACTORES CONDICIONANTES DEL MODELADO DEL RELIEVE** son aquellos que influyen en la actuación de los agentes geológicos externos y por tanto en las formas del relieve resultantes de la misma. Entre ellos destacan: la **zona climática** en que actúan los agentes erosivos. Los mismos tipos de agentes geológicos producirán resultados diferentes al actuar en distintas zonas climáticas. Así, la acción del agua líquida es distinta según se realice en climas templados y húmedos, donde los ríos limitan su acción al cauce y esporádicamente a la llanura de inundación, que en los climas áridos y subáridos, donde las lluvias torrenciales arrolladoras afectan a grandes áreas de forma esporádica pero intensa.

La **litología de las rocas**, especialmente según el grado de cohesión o unión entre sus minerales. No se altera igual un granito que una caliza en un mismo régimen climático y por otra parte, la misma clase de roca se altera de forma distinta si está sometida a climas distintos. Este hecho refuerza el criterio de considerar la morfología desde un punto de vista climático y litológico simultáneamente.

La **estructura de las rocas**, que es la disposición que presentan las rocas en la superficie terrestre y que condiciona el tipo de modelado como consecuencia de haber actuado sobre ellas los

esfuerzos tectónicos que producen el plegamiento y la fracturación en las cordilleras. Así las laderas de las montañas son fácilmente erosionadas si los estratos están inclinados o buzando en el sentido de la pendiente. Si el buzamiento es en sentido contrario a los deslizamientos de la ladera, la erosión se realiza con más dificultad.

Las regiones en las que la acción de los agentes geomorfológicos está fuertemente condicionada por la litología presentan una **MORFOLOGÍA LITOLÓGICA**, considerándose que la zona es un “**dominio litológico**”.

La erosión no actúa al mismo ritmo en toda clase de rocas. Ello se debe a la diferente resistencia que unas u otras ofrecen a los agentes geomorfológicos. El concepto de **resistencia a la erosión** no debe confundirse con el de **dureza** de una roca. La resistencia de las rocas frente a la erosión, en función de su naturaleza litológica, depende de varios factores como la **cohesión de los minerales**, que es la resistencia a escindirse o separarse en fragmentos más pequeños ante una acción mecánica. Una roca será tanto más resistente a la erosión cuanto mayor sea la cohesión de los minerales que la componen.

Hay rocas cristalinas muy coherentes en las cuales los minerales están cristalizados e íntimamente en contacto (granito) y también rocas carbonatadas formadas (calizas y dolomías) por cristales de calcita y dolomita íntimamente unidos. Por otra parte hay rocas poco coherentes en las que los granos de los minerales están unidos entre sí por una matriz diferente, lo que hace que tales granos se separen con facilidad y la roca sea más erosionable, así ocurre con las margas, areniscas y arcillas.

El **grado de permeabilidad** es la capacidad que tienen algunas rocas para dejar circular el agua a través de ellas sin sufrir alteraciones. La permeabilidad requiere una comunicación entre los espacios vacíos de una roca, que no siempre existe entre las rocas porosas. Las rocas permeables (como las arenas) son más resistentes a la erosión que las impermeables (margas, arcillas, etc.) porque por ellas es posible la circulación de las aguas infiltradas, que así no corren por la superficie.

El **grado de alterabilidad** es la capacidad de ser atacada una roca por medios químicos (disolución, hidratación, hidrólisis, etc.). Si alguno o todos los minerales que componen una roca se alteran químicamente con cierta facilidad la roca se disgrega y pierde coherencia por lo que es fácilmente erosionable. Así un granito, que es una roca mucho más coherente que una arenisca, en un clima húmedo sufre la alteración rápida de algunos minerales (anfíboles y plagioclasas) y la parte superficial de esta roca se transforma en una capa de arenas sueltas. Sin embargo, una arenisca de tipo ortocuarcita se erosiona muy poco al estar formada por minerales poco alterables.

La **cantidad de residuos de alteración** influye también en el modelado de una región. Hay rocas como las calizas, que al alterarse apenas dejan residuos "in situ", pues los que se forman son tan solubles que el agua los arrastra en disolución, con lo cual la roca puede llegar a desaparecer totalmente del sitio donde se encontraba. Por el contrario otras rocas, como los granitos, dejan a



veces espesores considerables de residuos (arenas) sobre la roca madre. Estos productos de alteración se denominan **alteritas**.

El **modelado de las rocas poco coherentes** corresponde a este dominio litológico. Las rocas menos coherentes son **sedimentos detríticos** (arcillas, margas, limos, arenas, gravas) constituidos por partículas de mayor o menor tamaño sin un cemento que las una. Este tipo de rocas da lugar a relieves bajos y aplanados. De todas ellas, las arcillas son las más erosionables, por lo que en las regiones en que coexisten con otros tipos de rocas suelen producir depresiones separadas por crestas modeladas en los materiales más resistentes. También se deslizan frecuentemente por **soliflucción**: deslizamiento de tierra debidos a la licuefacción de agua helada que empapaba la roca durante el invierno.

En **climas áridos** o **subáridos**, las precipitaciones son generalmente bruscas y violentas ocasionando en las rocas arcillosas relieves en **cárcavas** por la acción de las aguas salvajes que se ve favorecida por la escasa vegetación. Tales relieves están constituidos por una serie de barrancos profundos en paredes verticales, separados por montículos de perfil cónico. Cuando sobre las arcillas existen grandes bloques, el resultado es la formación de un relieve similar al anterior pero en el que la cúspide de algunos montículos está coronada por unos bloques denominados **mesas basculantes** (dames coiffées o chimeneas de hadas).

En general, las regiones arenosas son poco abruptas, de relieves suaves y vertientes en las que la acción erosiva de las aguas de escorrentía es poco importante, dada la permeabilidad de los materiales, a menos que exista una capa impermeable próxima a la superficie. En climas áridos en los que la cubierta vegetal es bastante deficiente, la acción del viento sobre las regiones arenosas es importante y da lugar a formas peculiares como las dunas.

El modelado de las rocas coherentes (calizas, granitos, cuarcitas) corresponde al mismo dominio. Todas poseen una permeabilidad secundaria por estar recorrida por diaclasas. Las regiones constituidas por un solo tipo de roca coherente pueden presentar una topografía más o menos suave, con formas a veces planas, pero generalmente tienen una altitud considerable, dominando sobre otras regiones formadas por rocas menos resistentes a la erosión. Cuando, por el contrario, coexisten varios tipos de rocas coherentes, la erosión diferencial origina una topografía irregular, con relieves más o menos acusados, en la que las más coherentes son las que forman las cotas más elevadas. Si las rocas están estratificadas, darán lugar a formas tabulares de inclinación variable.

La resistencia a la erosión de las rocas coherentes viene determinada principalmente por la alterabilidad y la forma de alteración. La influencia de la cohesión y de la permeabilidad es menos acusada, aunque los distintos grados en que pueden presentarse estas dos propiedades condicionan a posteriori la resistencia a la erosión. Los ejemplos más característicos de rocas coherentes son los **granitos** y las **calizas**. Ambas se alteran con facilidad, mayor en las primeras que en las segundas y ocasionan un residuo de alteración más abundante en los granitos que en las calizas.

Las rocas graníticas y las rocas metamórficas asociadas a ellas, suelen dar lugar a relieves llanos (llanuras residuales o penillanuras) en las zonas de escudo de ambos hemisferios. En algunos casos estos relieves han sido rejuvenecidos como consecuencia de plegamientos, dando lugar a paisajes de montañas agudas (Sistema Central y Pirineos Centrales) o bien de montañas suaves y redondeadas (Galicia), en el caso de que el rejuvenecimiento haya tenido lugar en las fases del plegamiento más antiguas.

En el MODELADO DE LOS GRANITOS influye fundamentalmente el **proceso de arenización**, muy abundante en las zonas templado-húmedas. Los macizos graníticos están afectados por un sistema de fracturas, las **diaclasas**, por las cuales puede circular el agua aumentando la superficie de contacto con los componentes minerales y facilitándose de este modo la alteración por hidrólisis.

Aunque en general la alteración de los minerales del granito es débil, las plagioclasas, la biotita y la ortosa son en comparación con el cuarzo y la moscovita mucho más alterables. Las **plagioclasas** experimentan una hidrólisis moderada, seguida de una pérdida de cationes de Na^+ y Ca^{+2} , que se fijan en las cadenas hojosas de la **biotita**. Se produce también una pequeña pérdida de K por disolución, que deja a las rocas en estado poco consolidado. La circulación de agua entre las laminillas de la biotita las altera más y las hincha por hidratación, lo que produce tensiones que van desagregando entre sí los minerales. De esta manera, al lavar los cationes liberados y llevarse en suspensión los minerales de la arcilla formados por la alteración de los feldespatos, queda un residuo arenoso formado por granos de **cuarzo** junto con otros restos alterados de la roca.

Estas arenas suelen quedar in situ, sobre el granito sin alterar o bien se acumulan por lavado y arrastre en el fondo de los valles. Por otra parte, los residuos de alteración que permanecen en las líneas de fracturas y diaclasas son también lavados por el agua y finalmente quedan bloques de granito de forma mas o menos redondeada y separados unos de otros, que a veces se mantienen en equilibrio inestable formando las llamadas **piedras caballerías**. Cuando se rompe este equilibrio se caen formando el llamado **caos de bolas**, que en Castilla reciben el nombre de **berrocales**.

Las arenas formadas suelen alcanzar varias decenas de metros de espesor sobre la roca granítica fresca sin alterar. Por ello la morfología de estos países graníticos produce formas redondeadas cuando el proceso de arenización actúa sobre zonas de escudos, tales como Galicia, Sistema Central y Extremadura en España. Los granitos que producen relieves juveniles en las altas montañas, como ocurre en el sistema axial de los Pirineos y de los Alpes, no están sometidos a una arenización en clima húmedo, sino a un sistema glaciar o periglacial debido a la altura por lo que originan canchales y pedrizas.

En los climas tropicales húmedos la alteración del granito recibe el nombre de **laterización** y supone la alteración completa de los feldespatos, debido a que la temperatura del agua es superior. Esto da lugar a que en vez de caolinita, se obtenga hidróxido aluminico puro que se



deposita formando capas de notable espesor (costra laterítica) de color rojo, por la presencia en ellas de hidróxido de hierro que tiene este color.

El **MODELADO DE LAS ROCAS CALIZAS** tiene lugar tanto desde el exterior como desde el interior de la roca mediante la ampliación de las cavidades y cavernas que se van creando al disolverse la roca con las aguas que se infiltra desde la superficie. Este modelado se denomina **kárstico** por el nombre del macizo calcáreo de karst situado en la región de Istria (Eslovenia) en el que fueron estudiados los procesos de meteorización y de erosión en las rocas calizas.

El agua de lluvia penetra a favor de las diaclasas hasta que alcanza un nivel de base sobre una roca impermeable, circulando entonces en forma de corriente de agua subterránea. En este proceso de descenso, así como en la erosión superficial, la acción erosiva del agua depende de su contenido en dióxido de carbono. Ello se debe a que el carbonato cálcico que forma la caliza es insoluble en agua, pero se hace soluble al transformarse en bicarbonato cálcico, lo cual consigue el agua cargada de dióxido de carbono. En climas de alta montaña, en climas continentales fríos y en climas templado-húmedos, el agua de lluvia está a baja temperatura y contiene gran cantidad de dióxido de carbono, por lo cual se produce la disolución de gran cantidad de calizas

Las **formas exokársticas** son las que determinan el paisaje y aspecto externo de estas regiones. La caliza es una roca muy consistente que da lugar a paredes verticales y en muchos casos extraplomadas, las cuales retroceden y se erosionan paralelamente así mismas, ya que la disolución suele atacar más intensamente la base de dichos escarpes, donde la humedad es más persistente, en tanto que las partes altas de los mismos retroceden por desplomes. Por ello, son frecuentes los cañones de paredes verticales y valles de cabecera en forma de anfiteatro.

El agua forma sobre la superficie de la roca acanaladuras de disolución que reciben el nombre de **lapiaces**. En la mayor parte de los casos, esta disolución progresa más rápidamente a favor de las diaclasas y los planos de estratificación, dando lugar a relieves ruiformes denominados en España **torcales**, como las de la Ciudad Encantada de Cuenca o el torcal de Antequera.

El resto de las formas exokársticas son las **dolinas** o **torcas**, depresiones circulares formadas, bien por disolución durante la infiltración de las aguas o bien por el hundimiento de la bóveda de cavernas subterráneas. Los **poljés** o **llanuras kársticas** son amplias depresiones limitadas por paredes escarpadas y con un fondo cubierto de arcillas una superficie que oscila entre unos centenares de metros cuadrados y varios kilómetros cuadrados.

La originalidad de los poljés se debe también a su localización, claramente relacionada con accidentes tectónicos importantes y a su organización hidrográfica. De hecho, la mayor parte se encuentra en potentes series calizas deformadas por macizos pliegues acompañados de fallas. Entre sus emplazamientos estructurales más clásicos citaremos las cubetas falladas, las fosas tectónicas y los sinclinales.

Las **tobas** son concreciones calcáreas formadas por la precipitación de carbonato cálcico sobre la vegetación que las aguas kársticas encuentran al salir al exterior. Durante este proceso, dicha vegetación muere y es sustituida por otra nueva que, a su vez, es petrificada de la misma manera, con lo cual llegan a formarse grandes acumulaciones de tobas, caracterizadas por ser muy esponjosas y ligeras y dar lugar a barreras y cornisas que crecen indefinidamente.

Las **formas endokársticas** constituyen el complejo entramado de simas y galerías. Dentro de ellas se diferencian las abiertas y generadas en la zona vadosa o de aireación, es decir, las situadas por encima del nivel freático rocoso (**cavernas vadosas**), de las generadas bajo dicho nivel freático y que por ello se llaman **cavernas freáticas**. Como este nivel freático varía según las estaciones, existe una zona de fluctuación en la cual se forman cavernas con caracteres mixtos entre los anteriores.

En la zona vadosa predominan las **simas** o los conductos verticales, por ser donde el agua tiende a circular verticalmente hasta alcanzar el nivel freático. Sin embargo, en la zona de saturación o en la zona de fluctuación predominan ya las **galerías** y los conductos horizontales, ya que el agua fluye lateralmente en los acuíferos. En las cavernas vadosas la precipitación de la calcita da lugar a multitud de formas como estalactitas, estalagmitas, coladas, banderas, órganos, etc.

Todas estas formas pueden reunirse bajo el genérico nombre de **travertinos** o **calizas travertínicas**, cuya característica común es la de poseer una estructura interna en bandas (circulares y concéntricas en el caso de las estalactitas y estalagmitas) resultantes de sucesivos episodios de precipitación del carbonato cálcico, relacionados con la alternancia de periodos secos y periodos húmedos.

En los estados más avanzados de la evolución de un macizo kárstico, en las regiones con clima templado-húmedo, se produce el agrandamiento progresivo de las cavidades interiores, mediante el desplome de bloques de sus techos y paredes y en última instancia, el colapsamiento gradual de todo el edificio hasta el nivel de base, cuando éste exista, dando lugar a un paisaje con aspecto ruinoso y con numerosas zonas llanas y arcillosas, sobre las que sobresaldrán diversos mogotes y pináculos.

Esta evolución será tanto más rápida cuanto más cerca de la superficie original se encuentre dicho nivel de base y también cuanto más lluvioso y cálido sea el clima. Por eso, en las regiones ecuatoriales son muy frecuentes los **karst** denominados en **torres**, dando lugar a calles y pasadizos entre paredes verticales, las cuales se ensanchan progresivamente mediante el retroceso de dichas paredes, motivado fundamentalmente por la disolución que tiene lugar en la parte baja de las mismas al contactar con un suelo en que la actividad biológica es intensa. El resultado final de esta evolución es una llanura sobre la que sobresalen los pináculos y las torres mencionados. Los karst en torres son muy frecuentes en las regiones ecuatoriales, especialmente en Centroamérica y China



En España se pueden observar frecuentemente los fenómenos kársticos, siendo notables las Torcas de los Palancares de Cuenca (Torca del Lobo), las grutas de Artá y Drach (Mallorca), Nerja (Málaga), Valporquero (León) y las cuevas del Aguila (Avila). Asimismo, en fase avanzada de desarrollo se encuentran los karst de la Ciudad Encantada de Cuenca y el Torcal de Antequera (Málaga).

Los agentes erosivos modelan del relieve según sean las condiciones climáticas bajo la que actúan (morfología climática) y la naturaleza de las rocas (morfología litológica). Pero existe aún otro factor que condiciona la acción de dichos agentes erosivos., que son las estructuras que presentan los materiales terrestres como consecuencia de las deformaciones tectónicas. De su estudio se ocupa la llamada **MORFOLOGÍA ESTRUCTURAL** Dentro de ella podemos distinguir varios tipos.

Las **estructuras tabulares** son las más sencillas que existen dentro de las formas estructurales que nos ofrecen los materiales de la corteza terrestre. Se trata de estructuras sin deformar, por tanto de disposición horizontal o de pendiente suave y uniformemente creciente, formadas por alternancia de estratos rocosos de diversa resistencia a la erosión: calizas-arcillas o calizas-margas (para las series sedimentarias de las eras Secundaria y Terciaria) y cuarcita-pizarra para las series de la era Primaria.

Estas estructuras tabulares se han desarrollado sobre las depresiones de las zonas de escudo o bien sobre mares interiores o grandes lagos desarrollados después de las orogenias. En ambos casos, los materiales sedimentarios han permanecido sin sufrir plegamientos.

Según la inclinación o pendiente que presenta los estratos, distinguimos mesetas o plataformas, cuevas, hogbacks y crestas.

En la estructura acinal, caracterizada por la ausencia de deformaciones notables de las series sedimentarias, la estratificación se convierte en el factor determinante del relieve estructural. La forma más importante es la **mesa** o **plataforma** definidos por el afloramiento, del plano estratigráfico superior de una unidad de roca resistente. A veces esa unidad ha sido alterada por la erosión sin que la horizontalidad del conjunto resulte visiblemente perturbada.

El desarrollo de las estructuras inclinadas está ligado a la diferencia de cohesión de las rocas, distinguiéndose en cada **cueva** una pendiente suave correspondiente a las rocas blandas y una pendiente brusca de las rocas más duras, que suelen dar a veces un saliente de materiales más resistentes y competentes.

Las estructuras tabulares sufren distintos modelados por la red fluvial según sean horizontales o inclinadas, si son **horizontales** (mesetas) la red fluvial se encaja en ellas a lo largo del tiempo, formando mesetas, cañones, cerros testigo, acantilados, etc. Si son **inclinadas** se forma un sistema fluvial característico, en el que se distinguen cursos de agua o **corrientes consecuentes** que son las desarrolladas sobre la superficie originaria según la máxima pendiente de la cueva; **corrientes**

subsecuentes en dirección perpendicular a las anteriores y desarrolladas en las tierras bajas menos resistentes, situadas entre dos escarpes de rocas duras; **corrientes obsecuentes** de sentido contrario a las consecuentes, es decir, a favor del escarpe pronunciado de la cuesta, por lo que son de menor longitud y forman un estrecho valle longitudinal, a lo largo del eje del anticlinal que reciben el nombre de **comba**. Poco a poco van erosionando la capa dura y se desarrollan en la capa débil subyacente, desmantelando rápidamente los anticlinales.

Otras formas del relieve se producen en las **regiones falladas**, es decir donde ha habido una tectónica de fractura. En este caso se producen inversiones del relieve en el transcurso del proceso erosivo.

Cuando un bloque se eleva a lo largo de un plano de falla, la erosión actúa con mayor intensidad sobre él y simultáneamente, en el bloque hundido, se va acumulando el material arrancado, lo que podría conducir a la nivelación del terreno y al enmascaramiento de la falla. Sin embargo, esto sólo ocurre si no existe ninguna corriente fluvial continua que arrastre los derrubios arrancados y los transporte hacia zonas exteriores. Por tanto, es necesario un régimen absolutamente endorreico para que enmascare el relieve de falla y estos regímenes son raros.

Si la litología del terreno fallado está constituida por una alternancia de capas duras y débiles, se producirá una evolución del relieve, que tras producir un relieve invertido, conducirá finalmente a la exhumación del plano de falla, obteniéndose un relieve semejante al original. En la ilustración se representa las distintas fases del proceso.

Inicialmente los cursos de agua se disponen, en general, perpendicularmente al escarpe de falla y se encajan formando profundos cañones que cortan el escarpe que con el tiempo va retrocediendo por la acción remontante de los ríos. La erosión es cada vez más rápida, al atacar las capas débiles subyacentes. Cuando la cobertera de roca resistente ha sido desmantelada, el proceso erosivo se acelera de tal forma que, transcurrido cierto tiempo, se habrán nivelado los dos bloques. A partir de ahora se produce la inversión del relieve, ya que el antiguo bloque hundido conserva aún la cobertera de roca dura, siendo lenta la erosión de ésta. Por el contrario, en el otro bloque se produce una rápida erosión que rebajará el nivel de este labio.

Ahora, al resaltar el antiguo bloque hundido, la erosión será más acusada sobre él y la cobertera dura se irá destruyendo lentamente hasta desaparecer. La erosión rebajará con facilidad la capa subyacente de roca blanda y al cabo de un tiempo se producirá otra nivelación. A partir de ahora, continúa la erosión, con la misma intensidad en ambos bloques. La capa débil va adelgazando, pero se llegará antes al zócalo en el bloque elevado, por estar más alto, debido a la falla. al ser éste de roca resistente, la erosión adelanta más en el labio hundido, hasta que todo queda como en un principio, pero con niveles más bajos.

Los relieves producidos por las fallas suelen ser resaltes que producen los escarpes de falla, de dibujo más o menos rectilíneo en la dirección del plano de falla. En los sistemas de fallas como los horst y fosas, es fácil comprender que la morfología se debe al desarrollo de un doble escarpe.



El relieve definitivo de los sistemas de fallas depende de la erosión remontante en los escarpes de falla, de la posición de los estratos de los labios de la falla sobre los que actúe la erosión fluvial y de cómo se ejerza ésta en cada tipo de clima.

En **las regiones plegadas** se suele desarrollar una morfología basada en el estilo del plegamiento y en la erosión diferencial de las rocas. En España distinguimos tres tipos de evolución morfológica, según se trate de pliegues en el basamento Paleozoico, pliegues en las coberteras rígidas de las eras Secundaria y Terciaria, o pliegues en las coberteras plásticas (mantos de corrimiento).

En nuestro país, el **basamento paleozoico** está formado por rocas metamórficas, principalmente pizarras y esquistos, que alternan con cuarcitas. Estas rocas forman un conjunto más o menos replegado, cuya evolución está determinada por la diferente alterabilidad de las pizarras y esquistos, con respecto a las cuarcitas. Al ser estas últimas menos alterables, quedan formando resaltes en el paisaje que corresponden a alineaciones montañosas paralelas, dado que el plegamiento tiene tendencia isoclinal; por el contrario, los esquistos y pizarras más alterables, se van depositando en las laderas y en los valles, que quedan así más suavizados

Las **coberteras rígidas** más abundantes en nuestro país corresponden a pliegues de estilo Jurásico formados por alternancia de calizas y margas de la era Secundaria. La evolución morfológica de tales coberteras puede dar lugar a dos tipos de relieves: los consecuentes o conformes y los invertidos. Los relieves **conformes** son los más frecuentes y en ellos los anticlinales se corresponden con las cumbres de montañas (montes) y los sinclinales con los valles (valles principales).

Los **relieves invertidos** se presentan cuando la erosión en los ejes de los anticlinales se desarrolla tanto que los valles colgados acaban transformándose en valles principales, de tal forma que quedan a más baja altura que los sinclinales primitivos, que ahora quedan como sinclinales colgados.

Los pliegues en las **coberteras plásticas** consisten en plegamientos relativamente regulares que han afectado a mantos de corrimiento. En la parte anterior de un manto la erosión define un escarpe de frente de corrimiento, bien marcado cuando tiene un armazón calizo.

El **relieve de las zonas volcánicas** está dotado de una personalidad propia, ya que el vulcanismo es un aspecto geomorfológico constructivo y destructivo de singulares características. En la configuración del relieve volcánico interviene inicialmente el carácter de la erupción y el tipo de los materiales emitidos.

Una clasificación eruptiva de transcendencia geomorfológica es la que alude al carácter fisural o central de las erupciones, según que el magma extruya a lo largo de fisuras que pueden alcanzar varios kilómetros o se concentre puntualmente. En el primer caso podrán formarse **cordilleras** o dorsales volcánicas, mientras que en el segundo se formarán **edificios aislados**.

Los **piroclastos** se forman cuando los gases en la parte superior de la chimenea volcánica, fragmentan el material fluido, lanzándolo a gran altura. la mayoría de los piroclastos caen todavía calientes cerca de la boca eruptiva, donde se acumulan y sueldan formando el cono volcánico. Los depósitos de material piroclástico se denominan genéricamente **tobas** o **aglomerados**, con apelativos que aluden a su homogeneidad y grado de cementación (por circulación de fluidos hidrotermales) o soldadura. La altura del depósito viene determinada por el ángulo de reposo del material fragmentario suelto o poco soldado, por lo que nunca se pueden formar grandes edificios cónicos.

El material fluido que alcanza la superficie y se derrama sobre la misma formando coladas cuyos rasgos estructurales se relacionan con su proceso de enfriamiento, al que se debe la formación de los siguientes tipos de superficie lávica; **aa** (término hawaiano, equivalente a nuestro malpaís, que implica una superficie rugosa y áspera, cuyo caso extremo es el de las lavas en bloques, totalmente caóticas) y **pahoehoe** (otro término hawaiano que indica superficie lisa, con sus variantes de lavas cordadas, en tripas, etc.). Un caso singular es el de las coladas submarinas, cuyo frente experimenta un brusco enfriamiento al entrar en contacto con el agua formándose entonces unas bolsadas que se desprenden y se acumulan constituyendo **lavas almohadilladas** (pillow-lavas) más vítreas y de estructura radial.

Las acumulaciones de lava y piroclastos reciben el nombre genérico de **edificios volcánicos**, cuya morfología y conservación dependerá de la proporción relativa de los piroclastos y las coladas. Esta proporción viene determinada por la composición y más la viscosidad del magma. Así, las formas constructivas volcánicas más eficientes se originan por erupciones de magmas poco viscosos (los alcalinos y toleíticos). El mejor ejemplo de construcción volcánica masiva es el de las mesetas o **plataformas basálticas**, consistentes en apilamientos de coladas con espesores totales de hasta 3.000 metros, que surgen por emisiones fisurales y cubren extensiones de miles de kilómetros cuadrados. Las emisiones puntuales de magma poco viscoso dan lugar a los denominados **volcanes en escudo**, de pequeña pendiente y amplia base, cuyos cráteres, también de grandes dimensiones, suelen contener lagos de lava

Los magmas muy viscosos son explosivos y producen una gran cantidad de piroclastos, formando conos de cinder o bien volcanes compuestos o estratovolcanes, edificios de gran envergadura que caracterizan a los volcanes mas conocidos (Fuji, Vesuvio, Etna, Aconcagua, Teide). Como contraste a estas formas constructivas, debemos citar las grandes depresiones denominadas **calderas**, que son depresiones elipsoidales o circulares, bordeadas en todo o parte de su perímetro por un fuerte escarpe; en general, se forman por el colapso de la cúpula de un gran edificio, al vaciarse la cámara magmática existente bajo el mismo. Una caldera puede formarse a causa de explosiones asociadas al fenómeno eruptivo, o bien ser puramente erosiva, pero normalmente estos dos mecanismos tan solo complementan al colapso gravitatorio.

Entre las intrusiones, los **sills** se manifiestan por medio de simples cornisas escalonadas a lo largo de las vertientes elaboradas en las series sedimentarias afectadas. Los **lacolitos** dan lugar a domos



elípticos, de perfil transversal convexo, rodeados por cuestas o falsas cuestas modeladas en sus envolturas sedimentarias.

Las formas de excavación ligadas a las extrusiones presentan el extraño aspecto de los relieves definidos por los **batolitos** y los volcanes peléanos. Algunos pitones fonolíticos aparecen resaltados de las arcillas oligocenas de la cuenca del Velay, así como ciertas agujas de traquifonolita del Atakor de las espesas alteritas terciarias. Los “necks” son formas constituidas por conglomerados y brechas que rellenan antiguas chimeneas volcánicas. Se emplean los términos de **dique** y de **ring-dyke** para designar, respectivamente, muros de lava rectilíneos o circulares, más o menos dentados, liberados en parte de su encofrado de rocas encajantes.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUEDA VILLAR, J. y OTROS. (1983). Geología. Ed. Rueda. Madrid.
- ANCOCHEA SOTO Y COL. (1985). Geología. Procesos externos. Edelvives. Zaragoza.
- AZAÑÓN, J. M. et al. (2001). Geología Física. Ed. Paraninfo. Madrid.
- COQUE, R. (1984). Geomorfología. Alianza Editorial. Madrid.
- PEDRAZA, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Ed. Rueda.
- STRAHLER, A. (1998). Geografía Física. Ed. Omega.
- TARBUCK Y LUTGENS. (2005) Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física. Ed.

Pearson-Prentice Hall. (8ª Ed). Madrid