

Tema 14. Geomorfología. Los factores condicionantes del modelado del relieve. La importancia de la litología y las estructuras geológicas.

2º ESO. Bloque 2. Temas 4 y 5.
4º ESO. Bloque 1.
1º Bach. Bloque 4.
2º Bach. Ciencias de la Tierra y del medio ambiente. Los sistemas terrestres. (Provisional)

SUMARIO

14.1. Concepto de Geomorfología.

14.2. Diferentes teorías geomorfológicas

14.2.1. Ciclo Geográfico o de la erosión normal de Davis (1850 - 1934)

14.2.2. El modelo de la escuela alemana

14.2.3. Escuela francesa. Geomorfología climática.

14.2.4. Teoría de pediplanación de L.C. King

14.3. Concepto de relieve.

14.4. El modelado del relieve. Factores.

14.4.1. Factor litológico.

14.4.2. Morfología litológica

14.4.3. El factor estructural. Morfología estructural

14.4.4. Relieve de las regiones volcánicas.

14.5. Relieves de las regiones plegadas. Estilos tectónicos

14.6. El relieve español

14.6.1. Dominio geoestructural hercínico.

14.6.2. Dominio geoestructural alpino

14.6.3. Dominio geoestructural neógeno

14.6.4. Islas Canarias

14.7. (OPCIONAL) Algunos aspectos de la Geomorfología de la Comunidad Autónoma

14.1. Concepto de Geomorfología.

La superficie terrestre puede dividirse en dos grandes conjuntos: las zonas sumergidas y las emergidas; ambas regiones se caracterizan por una serie de irregularidades que, en conjunto constituyen el relieve. Los agentes que predominan en la génesis de las zonas sumergidas son los internos, tan sólo la variaciones de nivel del mar y la sedimentación ha retocado alguna de ellas (cima de algunos guyots, plataformas continentales). En las emergidas son los agentes externos quienes desempeñan el papel preponderante en le modelado del relieve, nivelando las irregularidades construidas por los agentes internos (OROGÉNESIS). Lo que caracteriza por tanto a los relieves es la **pendiente** ángulo que forma con la horizontal.

La Geomorfología es la parte de la Geología que se ocupa del estudio del modelado terrestre o de las formas del relieve (para algunos también deberían incluirse el estudio de las formas de relieve submarinas de reciente descubrimiento). El paisaje es el aspecto que presenta la superficie de la tierra a la observación directa. Por tanto, también corresponde al relieve topográfico, es decir, a sus accidentes físicos.

El relieve no es fijo, sino cambiante. Dada la lentitud de estos cambios, se nos muestra como fijo y casi inmutable. A escala geológica, por el contrario, sí se manifiestan cambios importantes con la aparición y desaparición sucesiva de relieves, ocasionadas por los distintos agentes que actúan sobre la superficie terrestre.

La Geomorfología estudia el relieve de la superficie terrestre desde el punto de vista de sus mecanismos genéticos, de las condiciones en que se ejercen, de los agentes que los determinan y de las formas topográficas resultantes.

14.2. Diferentes teorías geomorfológicas

Hasta mediados del siglo XVIII no empezó a despertarse interés el estudio del paisaje. Lamarck (1744 - 1829) propugnaba la idea de que los valles se habían formado por la acción de las redes fluviales, en una progresiva evolución erosiva. Y en la misma línea se manifiesta J. Hutton (1788) en su obra "Teoría de la Tierra", así como otros autores americanos.

Sin embargo, todas estas ideas científicas correctas y realistas, fueron olvidadas durante mucho tiempo, ya que las **ideas catastrofistas** de Cuvier eran las predominantes. Este propugnaba que, a lo largo de la historia geológica de la Tierra, habían tenido lugar sucesivas conmociones planetarias bruscas y violentas (Diluvio Universal), que al cesar y retirarse las aguas se habría labrado el actual relieve.

Lyell, en el siglo XIX, rompió con todas estas teorías y estableció el **principio del Actualismo**. Su enfoque no fue muy afortunado al suponer que, el relieve, se originaba por la acción dinámica del mar sobre el territorio sumergido y que, con su posterior emersión, se incorporaba a las áreas continentales.

A finales del siglo XIX se fue abriendo paso la idea de que, el relieve topográfico, era el resultado de la erosión de redes fluviales, como, un siglo antes, ya sugirió Hutton. En esta época, se puede considerar que con el americano W. M. Davis, aparece la Geomorfología como ciencia moderna y racional.

14.2.1. Ciclo Geográfico o de la erosión normal de Davis (1850 - 1934)

El ciclo de Davis constituye una teoría, según la cual, un relieve inicial de cota elevada en relación con el nivel de base regional, va evolucionando hasta convertirse en una suave topografía que se sitúa a un nivel casi coincidente con ese nivel de base, la penillanura. El agente de esta evolución sería la red fluvial que, tras encajarse en la primitiva superficie inicial, adquiriría su perfil de equilibrio determinando, a continuación, que la topografía de las vertientes de la región se rebajen y suavicen.

Davis parte de un dominio climático húmedo en el que deben darse, las condiciones normales de erosión y un rápido levantamiento inicial del territorio, seguido de una prolongada estabilidad tectónica en la cual se instalan las redes fluviales, con sus sucesivos estadios de juventud, madurez y senilidad. Este proceso cíclico consta de los siguientes estadios cronológicos.

Iniciación del ciclo. Los movimientos verticales de la corteza levantan, en un momento dado, una región llana; así se iniciaría la evolución del relieve con acciones erosivas mínimas, llegándose a un relieve muy sencillo, llamado superficie inicial, aproximadamente horizontal y elevado sobre el nivel de base (océano). Esta diferencia de nivel tendría que ser salvada por los ríos, produciéndose una fuerte erosión ascendente desde la parte más baja del curso (erosión remontante), que afectaría a toda la red fluvial. Se llegaría así a lo que Davis denominó estadio juvenil del ciclo geográfico.

Estadio juvenil: caracterizado por un relieve de altiplanicie, donde se puede apreciar la superficie inicial, profundamente hendida por la red fluvial encajada en ella por la erosión remontante. El final del encajamiento vendría determinado por la adquisición, por parte de los distintos ríos, de su **perfil longitudinal regularizado o de equilibrio**. Este perfil teórico asegura al río la energía justa y precisa para mantener el flujo de las aguas, la capacidad de transporte de sus acarreo y la de los que le suministran las vertientes del valle, pero sin ejercer nuevas acciones erosivas sobre su cauce ni abandonar en él nada de su carga de sedimentos.

Para muchos investigadores el concepto de perfil de equilibrio fluvial ha perdido mucho crédito, por carecer de una base hidráulica rigurosa y por simplificar, en exceso, la enorme complejidad de los procesos de erosión y transporte fluvial, pero posee un gran valor de sugerencia intuitiva de la pauta evolutiva del encajamiento remontante de las redes fluviales.

Estadio de madurez. El terreno avanzaría hacia la suavización de las vertientes y laderas de los valles de la región. Se pasaría de la altiplanicie al territorio ondulado, pero todavía de relieve acentuado, del que habrían desaparecido todos los vestigios de la primitiva superficie inicial, siendo las alomadas cumbres tangentes a la altiplanicie inicial desaparecida.

Por otra parte, la red fluvial, que hasta entonces era de tipo consecuente, es decir condicionada, en su disposición, por la diferencia de nivel entre el territorio elevado y el mar, empieza a adaptarse a la estructura y litología del sustrato rocoso. Aparecen nuevos afluentes y se desarrollan, preferentemente, los existentes a favor de las zonas de mínima resistencia a la erosión, tales como estratos blandos o fallas (red subsecuente). Su rápida evolución determina que sean capaces de capturar a otros cuya capacidad de encajamiento y retroceso erosivo sea inferior, con lo que la red va adaptándose a las estructuras tectónicas de la región. Dado el suavizamiento de las laderas, los derrubios que llegan a los cauces fluviales son, cada vez, de menor tamaño, con lo que la carga de los acarreo fluviales disminuye gradualmente. Esto obligaría al río, para conservar su perfil de equilibrio, a encajarse suavemente, por medio de la erosión remontante, debido al exceso de energía disponible que resulta de la disminución del peso de los sedimentos.

Estadio de senilidad. Se siguen suavizando las laderas, los derrubios descienden, cada vez más, con dificultad y lentitud, permitiendo una mayor meteorización y reducción del tamaño de los mismos que, al llegar al cauce, pueden ser transportados con menor gasto de energía. La energía sobrante se sigue usando para rebajar la pendiente y elevar el perfil de los cursos fluviales en relación con el nivel de base.

Estadio final. Davis lo llamo **Penillanura** (casi llanura). El relieve se reduce a ondulaciones muy suaves, casi imperceptibles, que separarían mutuamente extensos valles fluviales de topografía prácticamente llana y ocupados por potentes depósitos fluviales. Igualmente, las zonas suavemente alomadas que separarían cada uno de estos amplios valles, estarían recubiertas por espesos mantos de alteración de materiales muy finos que, en razón de la insignificante pendiente de sus laderas, sería muy difícil movilizarlos hasta el cauce de los ríos.

Complicaciones del modelo de Davis. El propio Davis admitió que su ciclo de erosión normal podía sufrir una serie de complicaciones que alterasen la pauta ideal de la evolución del relieve. Estas complicaciones son de dos tipos.

a) **Interrupciones del ciclo geográfico.** Estas quiebran la condición, impuesta por Davis, de los largos períodos de estabilidad tectónica, ya que puede suceder que, durante desarrollo de un ciclo erosivo, sobrevenga una nueva elevación generalizada del territorio con lo que, éste, experimentaría un desnivel con respecto al nivel de base. En este caso, el ciclo anterior proseguiría su evolución, pero desde la desembocadura, en el océano, de los principales cursos fluviales se desencadenaría un segundo ciclo de erosión regresiva que remontaría en pos de la anterior. Se desarrollarían, simultáneamente, dos ciclos

erosivos, mutuamente desfasados, o de tantos como elevaciones sucesivas del territorio se hubieran producido.

Estas elevaciones discontinuas provocan el rejuvenecimiento del relieve de las zonas bajas ya suavizadas, determinando un nuevo encajamiento de la red fluvial. Así se forman los relieves policíclicos que se encuentran escalonados.

b) **Discrepancias accidentales.** El modelo de Davis parte de un clima muy húmedo para que las redes fluviales provoquen fuertes erosiones. En las regiones áridas, subáridas o glaciares, con escasas aguas de escorrentía, no sería posible el desarrollo de un modelo morfogenético como el de Davis. Del mismo modo, las especiales características de los paisajes calizos y de las zonas volcánicas, como veremos, se alejan del modelo propuesto por Davis.

A pesar de estas discrepancias y complicaciones, Davis mantuvo su teoría como válida para explicaciones morfogenéticas, siendo, actualmente, su interés de tipo histórico.

14.2.2. El modelo de la escuela alemana

El modelo alemán surge como crítica al propuesto por Davis. Se basa en los siguientes puntos:

- Cada tipo de clima presenta modalidades específicas de erosión.
- No existen largos períodos de estabilidad tectónica separados por otros cortos.
- No existen, casi, momentos instantáneos de levantamiento generalizado.
- Por el contrario, ambos fenómenos, serían de duración más o menos equivalente.
- La erosión sería inmediata y simultánea con la elevación tectónica y no un proceso sucesivo y posterior.
- Los territorios de cota parecida podrían ser, en vez de las penillanuras rejuvenecidas de Davis, el resultado de una erosión más rápida de las zonas más elevadas, tendiendo a igualarse con las zonas de cotas más bajas.

W. Penck pensaba que, la configuración general del relieve, resulta del equilibrio dinámico que se establece entre dos tipos de fuerzas: las endogenéticas o de origen tectónico y la exogenéticas o erosivas, ambas actuando simultáneamente. Recibe el nombre de desarrollo creciente la situación en la que predominan las fuerzas endogenéticas, y desarrollo decreciente el caso opuesto.

14.2.3. Escuela francesa. Geomorfología climática.

A mediados del siglo pasado surge en Francia una fuerte corriente de rechazo al modelo de Davis, otorgándole una gran importancia al clima como principal condicionante del modelado del relieve.

Los principales representantes fueron E. de Martonne y J. Tricart. La escuela francesa opina que el modelo del relieve no sigue una pauta cíclica y que no existen unas condiciones normales para su elaboración. Por el contrario, señalan que existen unos cuantos dominios climáticos, en cada uno de los cuales la morfogénesis adopta modalidades específicas como consecuencia de la actuación de los mecanismos erosivos que, hasta cierto punto, son característicos de cada uno de ellos.

La delimitación de dominios climáticos no es estricta, ya que se puede pasar de uno a otro de modo gradual. Así mismo los agentes erosivos no se corresponden estrictamente con los dominios climáticos (ver tema 13), de ahí que exista la siguiente clasificación de los agentes geológicos externos:

- **Azonales:** Pueden ser comunes a cualquier dominio climático. Son las corrientes de agua líquida; sólo ausentes en climas polares y en el mar.
- **Zonales:** Son exclusivos de un determinado dominio climático. En las zonas frías los glaciares y las corrientes de barro. En las zonas áridas el viento.
- **Polizonales:** Los propios de más de un dominio. (Ej. meteorización)
- **Extrazonales,** que pueden ser característicos de alguno de ellos, pero pueden darse de forma esporádica en otros. (Ej. el viento)

La escuela francesa designa los **sistemas morfoclimáticos** descritos en el Tema anterior, definiéndolos como el conjunto de acciones, procesos y mecanismos erosivos que son operativos en las condiciones ambientales propias de cada una de las divisiones climáticas. Cada uno de estos sistemas dará origen a un relieve con características propias.

14.2.4. Teoría de pediplanación de L.C. King

Según él, las **superficies de erosión** resultan del retroceso de las laderas, que da lugar a un ensanchamiento de los primitivos pedimentos de éstas, formando las llamadas **pedillanuras**. Su formación ocurre así: En la pendiente de las laderas tienen lugar procesos de erosión muy intensos (escorrentía). Al pie de la pendiente la capacidad erosiva decrece y las aguas dejan parte de los materiales que arrastran al pie del talud. De este modo, poco a poco, el escarpe va retrocediendo y se va produciendo un ensanchamiento progresivo. Este tipo de evolución es típica de sistemas morfogénéticos áridos y subáridos, ya que la intensa erosión del escarpe se ve favorecida por la escasa vegetación.

Actualmente, la Geomorfología no sigue ninguna concepción dogmática, aunque sí recoge todas las ideas útiles que han ido surgiendo a lo largo del desarrollo histórico. Lo más probable es que nunca pueda llegarse a una pauta de validez general para el modelado y evolución del relieve, sino solamente modelos locales y parciales para la explicación de la morfogénesis concreta de determinadas regiones. Así, los rejuvenecimientos cíclicos que proponía Davis han de ser interpretados y deducidos a la luz de los actuales conocimientos sobre la dinámica cortical, en concreto en relación con la Tectónica de placas.

Una cuestión unánimemente aceptada es el directo control que, sobre el modelado del relieve, ejerce el **clima y sus cambios** (Ver tema anterior). Por lo que los planteamientos de la geomorfología climática resultan correctos, pero sólo cuando se complementan con la consideración de la **Litología** y de la **Estructura de la región**, y las deformaciones y movimientos tectónicos que la han afectado, sobre todo los más recientes (Neotectónica).

A falta de un modelo único, actualmente hay diversos enfoques para estudiar la Geomorfología, unos según el factor determinante del relieve (Geomorfología litológico-estructural, dinámica, climática, histórica), otros según la zona objeto de estudio (Geomorfología de las zonas emergidas, litoral, de las zonas sumergidas, etc.). Aquí sólo nos centraremos en la exposición de la Geomorfología de las zonas emergidas ya que, la de las zonas sumergidas es objeto del tema 2 y la litoral del tema 16.

14.3. Concepto de relieve.

Es el resultado de una serie de factores: **estructura** de las masas rocosas sobre las que se asienta (sustrato), **proceso** que lo modela y **estado actual** en que se encuentra. Este análisis genético permite clasificar los diferentes relieves y prever cómo van a evolucionar. Podemos hablar de: **relieves iniciales**, los creados por las fuerzas internas terrestres, y los **relieves secuenciales**, formados a partir de los anteriores, tras la actuación de los distintos agentes de modelado y denudación.

El relieve se puede considerar el resultado, en cada punto y en cada momento, de la pugna entre las fuerzas endógenas, que tienden a empujar hacia arriba partes de la corteza, y los distintos agentes externos de denudación (agua, hielo, viento, etc.). Dentro de los relieves generados por los agentes erosivos distinguimos entre: relieves erosivos, formados por denudación progresiva de la superficie terrestre, y **relieves deposicionales**, generados por la acumulación de los fragmentos previamente arrancados en otros lugares.

14.4. El modelado del relieve. Factores.

Se llama **modelado o paisaje** al aspecto que presenta la superficie de la Tierra en la observación directa, esta definición también engloba al relieve topográfico, es decir, a sus accidentes físicos. Se localiza en el contacto entre la superficie y la atmósfera y no es fijo sino cambiante. Pero estos cambios son inapreciables a escala humana. A escala geológica podemos apreciar importantes cambios de relieves que aparecen y desaparecen. Con el nombre de **Geodinámica externa** se engloban a todos los agentes geológicos externos.

Los principales agentes del modelado son la **atmósfera**, el **agua** en sus distintos estados. La fuente de **energía**, necesaria para cualquier proceso, proviene de varias fuentes:

La **gravedad**, es la responsable de que exista la atmósfera, de la caída de las aguas, de las escorrentías, etc.

La **fuerza gravitacional del Sol y la Luna**, produce las mareas (vivas o muertas) según se sumen o no ambas fuerzas gravitatorias.

El **Calor interno** que fluye del interior, de escasa importancia salvo en zonas volcánicas.

La **Radiación solar** que es la fuente de energía más importante de la Tierra. Esta energía se transforma en trabajo cuando ataca y erosiona los relieves modelando el paisaje.

Los tres factores que influyen en el modelado del relieve son: **Clima**, **Litología** (naturaleza de las rocas) y **Estructura de las rocas**, también se le llama factor tectónico. El factor climático fue tratado en el tema anterior.

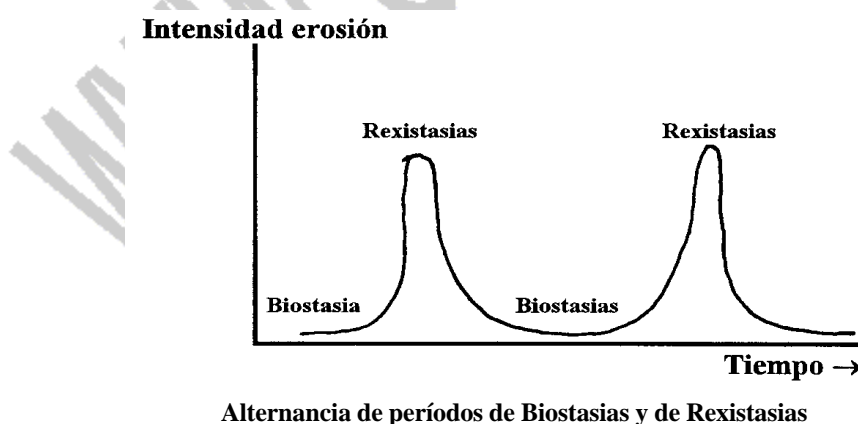
En las formas litológicas son los rasgos propios de cada tipo de roca (formas de yacer, tenacidad, solubilidad, tipo de estratificación, etc.), los que determinan su aspecto morfológico; en las tectónicas las fallas, fracturas, deformaciones, etc. y en las erosivas, el clima o tipo de agente. Pero en realidad en todas ellas ha intervenido la erosión en mayor o menor grado y no con el mismo éxito; aunque en las formas litológicas y tectónicas, objeto de este tema, la incipiente erosión no ha conseguido borrar los rasgos heredados e intrínsecos de las rocas. Es decir, que conforme el **factor tiempo** actúa, los rasgos erosivos se imponen, dependiendo del tipo de clima y de las características de las rocas, la rapidez del proceso.

Biostasia y Rexistasia. Hasta 1956 los geólogos suponían que la morfogénesis es un proceso continuo en el tiempo geológico, que los relieves se producen y desgastan sin descanso. El francés Erahrt definió dos tipos de períodos geológicos a partir del estudio del manto de alteración:

Los períodos de **biostasia**, caracterizados por un clima que permite el desarrollo exuberante de la vegetación, de modo que reviste la superficie topográfica y paraliza casi totalmente la erosión. Estos períodos se corresponden con climas templado-húmedos o ecuatoriales. La coherencia vegetal dificulta la erosión de vertientes y ríos que, como transportan poca carga, apenas se encajan. Por el contrario la meteorización química es muy intensa ya que, en largos períodos de biostasia, pueden alterar grandes volúmenes de rocas conservando su forma. La fase residual queda "in situ" y los ríos arrastran en disolución la fase migrante; los vegetales actúan como un filtro selectivo.

Los períodos de **rexistasia** se producen cuando el clima impide el desarrollo de la vegetación en toda la superficie. Quedan áreas cuyo manto de alteración está desprotegido y actúa la erosión. Son típicos en climas fríos y secos. Cada período de rexistasia actúa sobre los espesos mantos de alteración que se formaron en las épocas biostásicas anteriores, y como son blandos y deleznales, la erosión progresa con rapidez.

Lo que propone Erahrt es una erosión discontinua en el tiempo, con grandes períodos de reposo del relieve seguidos de una rápida y posterior erosión, tanto mayor cuanto más haya durado la biostasia. Esto explicaría los profundos valles que han excavado algunos ríos y glaciares. En la península podemos considerar que el norte está en biostasia y el SE en rexistasia.



14.4.1. Factor litológico.

Es el grado de cohesión de los componentes minerales de las rocas los que van a determinar el grado de importancia que este factor va a tener en el proceso de modelado del paisaje. Un mismo régimen climático produce distinto grado de alteración en una roca caliza, en una granítica o arcillosa. Por tanto conviene estudiar la morfología desde el punto de vista climático y litológico simultáneamente.

Cuando en una comarca o región predomina un determinado tipo de roca, esta imprime un carácter propio a la naturaleza del paisaje por presentar una morfología del relieve característica. En España se puede hablar de varios tipos de **paisajes o países: graníticos** (Galicia, Sistema Central, Extremadura y parte de Zamora y Salamanca), **calizos** (Cordilleras Béticas, Cantábrica, Costero-catalana, Ibérica, Pirineos y Sierra Morena) y **arcillosos** (Mesetas del Duero y Tajo y las depresiones del Ebro y Guadalquivir).

La morfología litológica es una **morfología diferencial**, pues aunque en una determinada región predomine un tipo de roca, siempre habrá otra más o menos competente, de modo que la resistencia a la erosión sea diferente para cada una de ellas, con lo que la citada erosión se produce con más intensidad en las rocas más deleznable. Ejemplo, una zona en la que coexistan rocas calizas y arcillosas.

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

Cohesión. Hay rocas cristalinas muy coherentes en las que los cristales de los minerales que las componen están íntimamente en contacto, por ejemplo el granito o rocas carbonatadas (calizas y dolomías).

Por otra parte hay rocas poco coherentes en los que los granos de sus componentes están unidos por un cemento o matriz diferentes, lo que hace que tales granos se separen con facilidad y las rocas sean más erosionables (margas, areniscas, arcillas).

Grado de permeabilidad. Las rocas permeables presentan una erosión superficial mucho menor que las impermeables, ya que en las primeras el agua penetra en su interior y en las últimas discurre por la superficie erosionándolas más.

Grado de alterabilidad de los materiales. Una roca coherente puede alterarse tanto o más que una poco coherente, si algunos de sus minerales constituyentes es fácilmente alterable por los agentes de meteorización. Así, por ejemplo, los granitos en climas húmedos se destruyen más fácilmente de lo que cabría esperar dado su grado de cohesión, porque algunos de sus componentes (biotita, plagioclasas, ortosa) son más alterables, por hidratación e hidrólisis, que otros componentes como el cuarzo y la moscovita.

14.4.2. Morfología litológica

Según la naturaleza de las rocas vamos a describir distintas morfologías, que clasificamos atendiendo al grado de cohesión de las rocas:

- El relieve de las rocas poco coherentes: Morfología de los países arcillosos y de los países arenosos.
- El relieve de las rocas coherentes: Morfología de los países graníticos y calizos.

Relieve de las rocas poco coherentes.

Da lugar a relieves aplanados y bajos. Las corrientes de agua que circulan por ellas originan barrancos y cárcavas, así como canales pequeños y ramificados (redes dendríticas).

Morfología de los países arcillosos.

Además de ser poco coherentes, las arcillas y margas son rocas impermeables, dado que resisten bien la meteorización química, pero las aguas superficiales las atacan con facilidad, dada su poca coherencia. Como consecuencia de estos se desarrolla una morfología de los relieves aplanados y suavemente redondeados cuando los climas son templados y húmedos y los terrenos se hallan en biostasia (cubiertos por vegetación). Dichos relieves de laderas suaves pueden producir fenómenos de **solifluxión** y dar peligrosas coladas de barro. La solifluxión se produce cuando sobre un material impermeable hay otros permeables, al llover mucho en una ladera los materiales superiores, permeables, se pueden desprender y correr ladera abajo.

En climas áridos y subáridos en estepa (sin vegetación) las lluvias torrenciales dan lugar a **badlands**, que son grandes cárcavas y procesos de abarrancamiento. También aquí pueden producirse fenómenos de solifluxión.

Morfología de los países arenosos.

Las arenas, que además de poco coherentes son permeables, dan lugar a relieves más redondeados porque la erosión superficial es menor al penetrar el agua con gran rapidez. Las aguas salvajes forman pequeños regueros muy ramificados (redes dendríticas).

Relieve de las rocas coherentes.

Suelen dar relieves salientes que se destacan sobre las rocas poco coherentes que coexisten con ella.

Morfología de los países graníticos

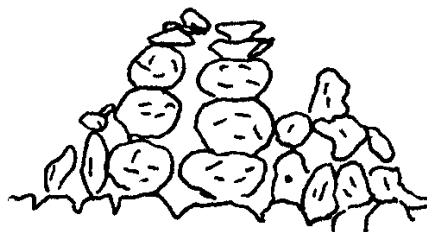
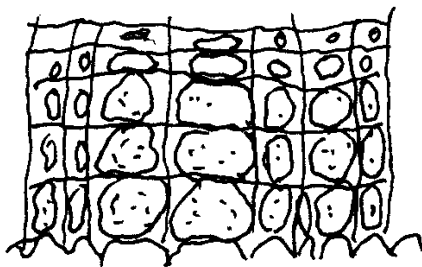
Las rocas graníticas, y las rocas metamórficas asociadas a ellas, suelen dar lugar a relieves llanos (llanuras residuales o penillanuras) en las zonas de escudo de ambos hemisferios. En algunos casos estos relieves han sido rejuvenecidos como consecuencia de plegamientos, dando lugar a paisajes de agudas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

El estudio de este paisaje debe tener muy en cuenta el factor clima. En las zonas templado-húmedas el modelado de los países graníticos está influido fundamentalmente por el **proceso de arenización**, que también se da en otros ambientes.

Los macizos graníticos están afectados por un sistema de fracturas (**diaclasas**), por las que circula el agua, aumentando la superficie de contacto con los componentes minerales y facilitándose, de este modo, la alteración por hidrólisis.

La composición del granito es de cuarzo, ortosa (feldespato potásico), biotita y plagioclasa sódica (albita). En general su alteración es débil, aunque la biotita y la ortosa son, en comparación con el cuarzo y la moscovita, mucho más alterables. El agua de lluvia, al penetrar por las grietas, produce una alteración incompleta de los feldespatos (el agua fría no altera la sílice), transformándolos en caolín. En este proceso interviene, además del agua, el dióxido de carbono atmosférico que al disolverse da ac. carbónico, que al hacer variar el pH, favorece el proceso de hidrólisis. La ortosa (KAlSi_3O_8) reacciona con el ácido y el agua y se transforma en arcilla ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), además de carbonato potásico (soluble en agua) y sílice que precipita. El H^+ desplaza al K^+ de la estructura de la ortosa, rompiéndola. El hidrogenión se combina con el silicato de aluminio para formar el nuevo mineral de arcilla (caolín), y el K forma $\text{K}(\text{OH})$.

Unos productos de esta reacción se disuelven (KOH) o forman suspensiones coloidales con ella (Caolinita e hidróxido silícico), pero en ambos casos son arrastrados con lo que queda un residuo arenoso formado por granos de cuarzo, mica y feldespato sin alterar, que suele permanecer sobre el granito sin alterar, o bien se acumulan, por lavado y arrastre en el fondo de los valles.



Desarrollo de las torres o piedras caballerías por arenización

Por otra parte, los residuos de alteración que permanecen en las líneas de fractura y diaclasas son también lavados y, finalmente, quedan bloques graníticos de equilibrio inestable, formando las llamadas **piedras caballerías**. Cuando se rompe este equilibrio, caen, formando los llamados caos de bolas, que en Castilla se les conoce como **berrocales**.

En climas tropicales húmedos la alteración del granito recibe el nombre de **laterización**, que supone la alteración completa de los feldespatos, debido a la mayor t^a del agua, formándose laterita. Esto da lugar a que, en vez de caolinita o **caolín**, se obtenga hidróxido aluminico puro o **gibbsita** que se deposita formando capas rojas de notable espesor, por la presencia en ellas de hidróxido de hierro.

Los resaltes de rocas plutónicas, como dioritas y gabros, presentan unas formas de erosión semejantes a las del granito, pero cuanto más básicas son, más les afecta la meteorización química, pues ya vimos que piroxenos y anfíboles son más inestables que feldespatos y micas (Ver series de Goldich).

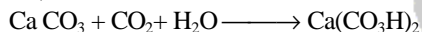
En cuanto al **Gneis**, aunque roca metamórfica, tiene casi la misma composición que el granito, su erosión, por tanto, es análoga pero la ausencia de diaclasas en paralelepípedos, y la orientación de sus minerales en determinados planos, impide la formación de bloques esferoidales de los berrocales.

Morfología de los países calizos. El régimen o modelado kárstico

El ciclo kárstico es el conjunto de fenómenos producidos por las aguas subterráneas en los países calizos. Su nombre procede de la región de Karst en la antigua Yugoslavia.

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

El agua de lluvia penetra por las diaclasas hasta alcanzar el nivel de base sobre roca impermeable, circulando entonces como una 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. El carbonato cálcico de la roca es insoluble, se vuelve soluble al transformarse en bicarbonato cálcico.



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 está bastante fría por lo que contienen abundante cantidad de dióxido de carbono, por lo que la reacción anterior se desplaza hacia la derecha y así 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.

El paisaje kárstico bien desarrollado se origina en el transcurso de varias fases:

- Fase erosiva.** Se lleva a cabo, como hemos dicho, por la disolución producida por el agua con el CO_2 . Superficialmente se producen **lenares y lapiazes** caracterizados por acanaladuras y huecos esponjosos, dando un aspecto de irregularidad a la superficie de los países kársticos (**malpais**). Igualmente se forman en la superficie, generalmente en los puntos de cruce de las diaclasas, sumideros en forma de embudos sencillos (**dolinas**) o dobles (**uvalas**), o depresiones más o menos anchas como **torcas** y poljés. En profundidad se forman **galerías, cavernas, simas**, oquedades diversas debido al ensanchamiento de las diaclasas y grietas por disolución de las calizas, formándose así una red subterránea de agua.
- Fase sedimentaria** se produce porque, con frecuencia las calizas, además de calcita, contienen una cantidad mayor o menor de impurezas que le dan los tonos rojizos que las caracterizan. Las impurezas más frecuentes suelen ser de arcilla, óxidos de Fe y de sílice. Al disolverse las calizas queda un residuo de arcillas teñidas de rojo por los óxidos de Fe, que se denominan **arcillas de descalcificación**. Estas arcillas son llevadas en suspensión por el agua y se depositan, cuando el agua se evapora, en las torcas, dolinas y poljés, formando la llamada terra rosa o tierra roja mediterránea.
- Fase clástica.** A medida que aumenta la fase erosiva del karts, se producen hundimientos de los techos de cuevas y galerías, formando las **torcas de hundimiento**, que poco a poco se van uniendo entre sí. En esta fase es frecuente el afloramiento de agua subterránea que atraviesa el karts, dando lugar a **manantiales**. Algunos de estos manantiales (**fuentes vauclosianas**) son intermitentes por pasar el agua por una galería en forma de sifón con lo que se secan en período de estiaje.

La fase clástica, en casos muy avanzados, provoca en el karts hundimientos cada vez más numerosos y confluyentes, hasta llegar a un desmoronamiento masivo del macizo calizo, dándole al paisaje un aspecto ruinoso.

- d) **Fase litogénica o quimiogénica.** Durante ella aparecen en el suelo de las cuevas concreciones de **calizas travertínicas** y se forman en los techos y en los suelos **estalactitas y estalagmitas**, las cuales se producen porque aumenta la t^a en el interior de la cueva desplazando la reacción anterior hacia la izquierda, precipitando el carbonato cálcico. Finalmente las aguas alcanzan la base del macizo donde se encuentran las rocas impermeables, que constituyen un nivel de base final para el agua descendente, la cual se convierte en corrientes subterráneas, cuyo curso puede salir a la superficie en forma de fuentes o corrientes que se incorporan a la red fluvial.

Ejemplo de paisajes kársticos españoles en avanzado estado de desarrollo son: el Torcal de Antequera (Málaga), los karst de la Ciudad Encantada de Cuenca; diversas cuevas como las de Nerja (Málaga), Artá y Drach en Mallorca, Valporquero (León), cuevas del Águila (Ávila), y torcas como la del Lobo (Palancares de Cuenca), etc

Otros relieves:

Los **conglomerados** presentan una estructura masiva, con planos de estratificación poco acusados, pero con diaclasas verticales sobre las que, según la pendiente, puede originarse una intensa erosión lineal que acaba dividiéndolos en bloques prismáticos que, por desgaste de sus aristas, adoptan forma de torreones (topografía ruiforme).

Las **areniscas** también pueden formarlos, quedando como testigos pitones y agujas, pero su acusada estratificación las predispone hasta formas de tipo tabular.

Las **evaporitas** (yesos y otras sales) son rocas solubles y blandas por tanto se producen en ellas formas de disolución como lapiaces y barrancos de paredes verticales. Se erosionan muy rápidamente modelando una topografía muy suave.

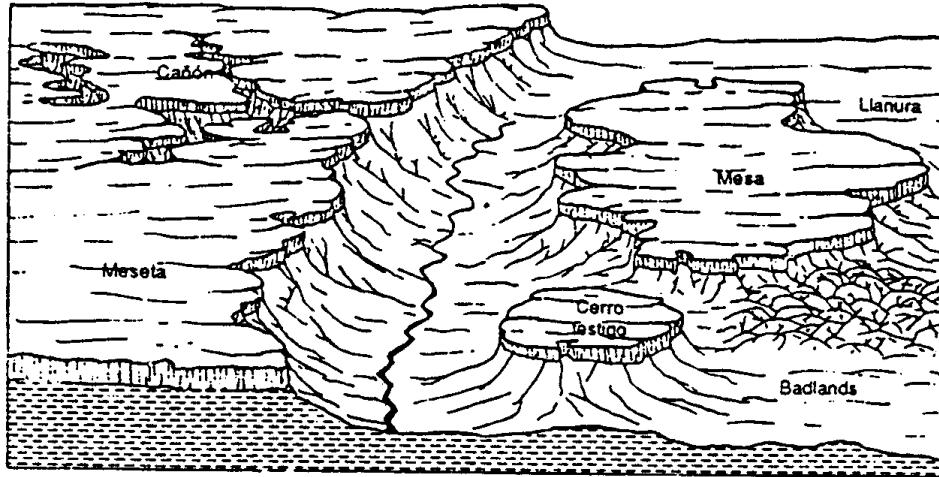
En los terrenos paleozoicos que han sufrido un principio de metamorfismo, son frecuentes **pizarras y cuarcitas**, de distinto comportamiento dada su desigual dureza. Las pizarras, blandas y arcillosas, se meteorizan con facilidad dando formas redondeadas con suelos espesos idóneos para cultivos como los viñedos. Las cuarcitas, duras e inalterables, presentan contornos angulosos e irregulares. Con frecuencia estos dos tipos de rocas se encuentran interestratificadas y con fuertes buzamientos, por lo que las capas de cuarcitas resaltan entre las pizarras en forma de agudos crestones.

14.4.3. El factor estructural. Morfología estructural

La estructura del relieve afecta notablemente el modelado del mismo. Dentro de la morfología estructural podemos distinguir las siguientes modalidades:

a) Regiones de estratos horizontales.

La estructura se impone a las formas, sobre todo cuando hay estratos con distinta resistencia a la erosión. Cuando éstos existen sobre ellos se desarrollan **llanuras estructurales**, que son cortadas bruscamente por los valles fluviales; cuando estas llanuras culminan en grandes extensiones elevadas se las denomina **páramos**. El páramo puede estar hendido o diseccionado valles fluviales, pero cuando se corta por una **campiña** (llanura más baja surcada por un gran río), el declive de unión es la bajada. Las campiñas se forman por la erosión fluvial y de los interfluvios, a expensas del páramo. Los **cerros o testigos** y las **mesas** son retazos de páramo que quedan aislados dentro de la campiña.



Morfología desarrollada en una región de estratos horizontales.

Si hay varios estratos resistentes intercalados entre otros blandos, además de páramos pueden existir **superficies estructurales colgadas** en la bajada a diferentes alturas (**relieve en graderío**). Las dos Castillas están dominadas por los paisajes de páramos, graderíos y cerros testigo, ya que existen áreas muy extensas con estratos horizontales, en los que se han encajado, durante el Cuaternario, los valles fluviales.

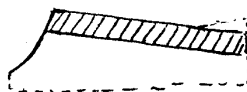
b) Regiones de pliegues poco apretados y sencillos.

Podemos considerar las siguientes formas:

Cuestas, son pequeñas elevaciones alargadas a favor de una capa resistente enclobada entre otras más blandas y con inclinación o buzamiento inferior a 30° . La cuesta es asimétrica, su menor pendiente coincide con el buzamiento del estrato y es, por tanto, una superficie estructural.

Hog-backs, se trata de cuestas con buzamiento $> 30^\circ$.

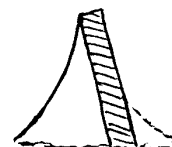
Crestones estructurales, tienen mayor buzamiento, en este caso el estrato más resistente destaca en el relieve como un muro vertical.



CUESTA



HOG-BACKS

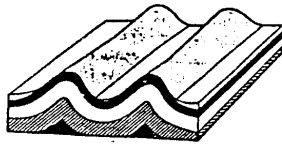


CRESTA

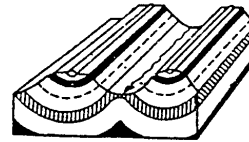
La **evolución de las formas estructurales**, en series con estratos resistentes intercalados entre otros de menor resistencia, es muy importante; la podemos resumir así.

I. Al producirse el plegamiento, los anticlinales se identifican con los cerros y los sinclinales con los valles. Este tipo de relieve se llama **conforme o normal**.

II. Con el tiempo, los estratos más duros de los sinclinales, por donde circulan los ríos, se erosionan menos que los mismos estratos situados en los anticlinales. Aquí quedan al descubierto estratos más blandos en los que se encajan los ríos, abandonando su curso por los estratos más duros del sinclinal. A partir de este momento se invierte la situación, los montes son sinclinales y los valles anticlinales, son los **relieves invertidos**.



RELIEVE CONFORME O NORMAL

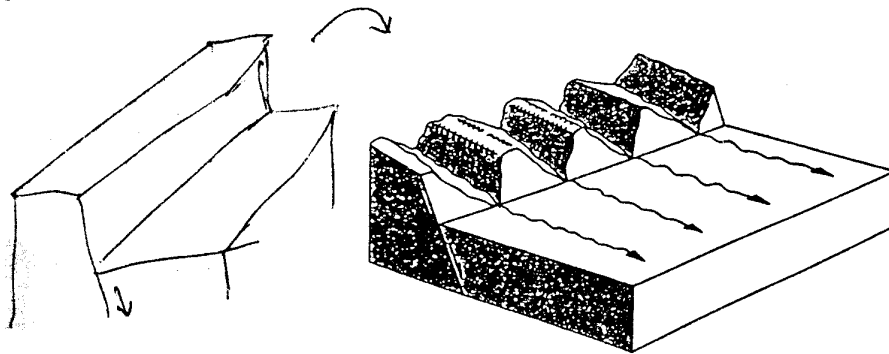


RELIEVE INVERTIDO

III. Más tarde todos los montes pueden llegar a ser erosionados y el relieve se transforma en una **superficie de erosión**, aproximadamente llana, que corta indiferentemente capas duras y blandas, anticlinales y sinclinales.

IV. En ciertos casos los ríos pueden reactivar su poder erosivo y encajarse en la superficie de erosión, lógicamente a favor de los estratos más blandos, quedando "en resalte" los estratos más resistentes, todos como alineaciones topográficas de la misma altura. Se trata del **llamado relieve apalachiano**. Es el caso de la sierra de la Culebra, donde la erosión diferencial ha esculpido y resaltado los afloramientos de cuarcitas y ha excavado los afloramientos de rocas blandas como las pizarras.

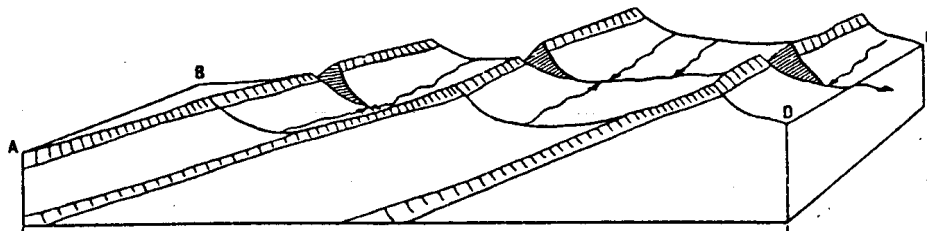
c) **Las regiones falladas**, los relieves que producen suelen ser **resaltes de falla**. En las grandes llanuras graníticas, el bloque levantado de una falla actúa en principio como una meseta que domina la llanura del bloque hundido. Pero como la erosión es más intensa en el bloque elevado, la superficie de falla se degrada y los ríos se encajan en ella y la fragmentan en una serie de **facetas trapezoidales de falla**, que se tornan en triangulares por el ensanchamiento de los valles contiguos. Incluso las facetas pueden erosionarse del todo desapareciendo el desnivel de bloques.



Erosión de un escarpe de falla por ríos que se encajan en él. Facetas trapezoidales en primer término, en último término las triangulares.

d) **Regiones con pliegues y fallas**. Son combinaciones de los casos anteriores, dando lugar a paisajes muy variados y diferentes.

e) Los **valles fluviales**, van recibiendo distintos adjetivos según la estructura en la que se encajan: **Consecuentes** (a favor de pendiente); **subsecuentes** (se excavan a lo largo de elementos estructurales como pliegues, fallas, estratos inclinados), e **insecuentes** (valles o tramos que no están condicionados ni por la pendiente ni por la estructura).



Relieve de cuevas cortadas por un río consecuente que tiene afluentes subsecuentes

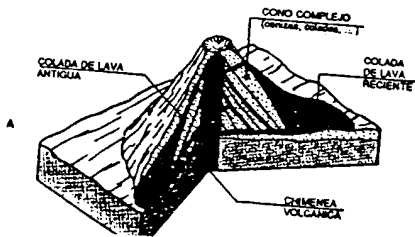
f) **Las redes de drenaje**, constituyen por sí mismas formas complejas que resaltan de la estructura de la región; se clasifican en: **Dendríticas** (aspecto arborescente), **paralelas** (la mayoría de los ríos llevan la misma dirección), **angulares** (existen muchos valles) y **radiales** (ríos con direcciones radiales).

14.4.4. Relieve de las regiones volcánicas.

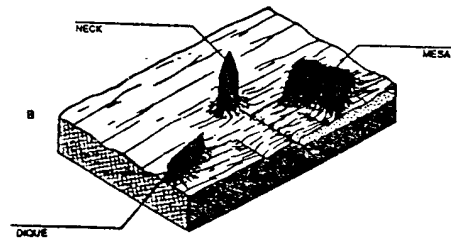
Estas formas de relieve dependen de la propia actividad volcánica, siendo modeladas posteriormente por los agentes externos, pudiendo clasificarse en dos grupos:

Formas constructivas: coladas de lava, domos o elevaciones formadas por lava solidificada y conos volcánicos.

Formas destructivas: cráteres y calderas, producto de erupciones explosivas.



A. Fase inicial o constructiva



B. Fase final o destructiva

El relieve de las regiones volcánicas se caracteriza por la erosión diferencial de las rocas y de los productos piroclásticos constituyentes de las citadas formas. Las rocas volcánicas presentan distinta resistencia según el tipo de erupción y los productos piroclásticos son muy variables en composición, cantidad y tamaño.

Generalmente los conos volcánicos, por ser de acumulación de productos piroclásticos, se erosionan con facilidad permaneciendo los resaltes de los diques y coladas de rocas volcánicas, mucho más coherentes y, por tanto, más resistentes. Las coladas volcánicas, dada su textura cristalina, no se alteran uniformemente, forman los paisajes ruinosos, con superficies de aspecto esponjoso, irregulares y erizadas de aristas duras y cortantes.

14.5. Relieves de las regiones plegadas. Estilos tectónicos

En los países plegados el relieve es más movido e irregular y, según el estilo de plegamiento y su antigüedad, puede ofrecer ligeros o grandes contrastes topográficos.

Cuando una serie sedimentaria queda sometida a un determinado proceso tectónico, la aparición de estructuras (pliegues, fallas, fracturas, etc.) depende de una serie de factores que varían, considerablemente, de unos casos a otros. Entre los más importantes cabe citar a: la potencia de los estratos, el tipo de roca que los forma, su antigüedad, su grado de plasticidad o rigidez, la intensidad de las presiones sufridas, su dirección predominante, la naturaleza del basamento, etc. Todas estas circunstancias condicionan los llamados estilos tectónicos. En las cordilleras actuales, los pliegues y las fallas aparecen asociados y, sus peculiaridades, definen los distintos tipos de plegamiento aunque, a grandes rasgos, sólo cabría hablar de estilos de compresión y de distensión.

La tradicional nomenclatura para los distintos estilos (Germánico, Jurásico, Sajónico, Alpino, etc.), va siendo sustituida por el concepto de nivel estructural (Mattaue): **Tectónica de cobertera, Epidérmica y de basamento**; ya que se basaba en un criterio litológico-mecánico. En realidad, los estilos, pueden estar superpuestos y, sin duda, no son privativos de los lugares que le dieron nombre.

Los tipos de estructuras que aparecen con mayor frecuencia en una cordillera, definen su estilo tectónico, que depende, a su vez, de: nivel estructural, litología y de la intensidad de los esfuerzos causantes de la deformación.

En el transcurso de un ciclo orogénico determinado, la cobertera corresponde a los terrenos sedimentarios, depositados durante el ciclo, que están separados por una inconformidad del basamento o zócalo.

Tectónica de cobertera.

Las coberteras responden, fundamentalmente, a rocas plásticas que se pliegan. Corresponden con los llamados estilos Jurásico y Sajónico.

Estilo Jurásico. Se genera por compresión suave, y está constituido por pliegues amplios, generalmente simétricos y concéntricos, que al asociarse dan una sucesión de anticlinales y de sinclinales, localmente asociados a fallas normales o verticales, coincidentes con las cimas y los valles o, a veces, dando relieves invertidos. En un principio la red fluvial se canaliza por los sinclinales (relieve conforme), pero al erosionarse los anticlinales, la red se desplaza hacia ellos (relieve invertido). La cobertera plegada se despega del basamento.

Recibe su nombre de la región primero se estudió, en las montañas del Jura francés, y en España, en la cordillera Ibérica (Sigüenza, Maranchón, etc.) el nivel de despegue contiene margas y yesos del Triás que permiten el corrimiento de la cobertera sobre el basamento.

Estilo sajónico. Combinación de pliegues y de fallas, se produce cuando hay una cobertera débil sobre un zócalo rígido. La cobertera se pliega, dando lugar a pliegues asimétricos (en artesa y encofrados) y volcados asociados, y después se fractura dando fallas inversas y pliegues cabalgantes para acomodarse a las fallas del basamento. La cobertera y el basamento se deforman conjuntamente, sin despegarse ni sufrir corrimiento. Da lugar a relieves suaves, el nombre lo reciben de la región alemana de Sajonia. En España tenemos ejemplos de este estilo en las regiones marginales de la cordillera Ibérica y, en la región prebética (sierras de Cazorla y de Segura)

En coberteras más plásticas y de gran espesor se dan mantos de corrimiento y caracterizan lo que se llamaba **estilo Alpino**.

Se forma como consecuencia de una máxima compresión, dando lugar a estructuras de pliegues-falla, pliegues cabalgantes, fallas inversas y mantos de corrimiento al desplazarse la cobertera, muy plástica, sobre el basamento; el relieve es, por lo tanto, muy movido y contrastado. Además de los Alpes, Cárpatos, Apeninos, Atlas e Himalaya, podemos citar como ejemplos españoles los Pirineos y las Béticas y, últimamente, se ha demostrado la existencia de mantos de corrimiento en la cordillera Cantábrica.

Tectónica epidérmica.

Formada por sedimentos plásticos que recubren a la cobertera. Esta, normalmente de rocas más rígidas, al plegarse provocan que, las rocas epidérmicas, resbalen y se deslicen por su propio peso, dando mantos de deslizamiento (no confundirlos con los de corrimiento). Este deslizamiento gravitacional da lugar a una tectónica caótica (como en las unidades externas de las Béticas).

Tectónica de basamento.

El basamento suele estar formado por rocas rígidas (cratones), su deformación suele originar sistemas de fallas, dando lugar al llamado **estilo germánico**. Se genera como consecuencia de un esfuerzo de distensión en la litosfera, y queda definido por la presencia de asociaciones de fallas subparalelas que dan lugar a la formación de horst y graben que constituyen las cadenas montañosas. En las depresiones la erosión de las zonas elevadas acumula gran cantidad de sedimentos. Faltan los pliegues propiamente dichos, o cuando más, se trata de simples flexuras o pliegues monoclinales que se producen en la cobertera al amoldarse al basamento fracturado y desigualmente hundido. Los sistemas de fallas determinan un relieve escalonado, cuyos escarpes van retrocediendo por la erosión de las aguas hasta llegar a desaparecer, nivelándose así el terreno.

En España tenemos el sistema Central, un macizo tectónico con fallas escalonadas, limitado al sur por la fosa del Tajo y al norte por la depresión del Duero. En Europa los Vosgos y la Selva Negra.

A veces la deformación del basamento o zócalo, por compresión, impone su estilo a la cobertera que lo recubre, adaptándose los pliegues de esta a las deformaciones de aquel. Da lugar el estilo Pirenaico, combinación entre el sajónico y el germánico.

14.6. El relieve español

La península es la mayor extensión del territorio español (casi medio millón de Km²), lo primero que hay que destacar de ella es su gran complejidad. Sus diversos elementos se disponen en torno a un núcleo central que ocupa la mayor superficie de la Península. Es el zócalo paleozoico, convertido en macizo antiguo, (**macizo Ibérico**) que forma las dos Castillas (grandes cuencas de carácter tectónico). Ambas introducen un paisaje de llanuras escalonadas a elevada altitud (por encima de los 600 m.); un fragmento de este zócalo (**Macizo Central**) separa las dos cuencas.

Los bordes deformados del zócalo ibérico que bordean este núcleo central, están recubiertos, en su mayor parte, por una cobertera sedimentaria plegada, que introduce nuevos relieves montañosos, las cordilleras interiores. Al norte la cordillera Cantábrica, por el E y SE la cordillera Ibérica, el borde meridional por Sierra Morena, en cambio por el Oeste estos rebordes no tienen igual continuidad. Al pie de este cingulo montañoso, a bastante menor altitud, se extienden dos grandes depresiones de forma triangular al NE la fosa del Ebro (enclaustrada entre Pirineos, cordillera Cantábrica y costero-catalana), y al SO la del Guadalquivir (entre sierra Morena y la cordillera Bética). Béticas y Pirineos constituyen las dos cordilleras mayores del relieve peninsular. La cordillera Catalana, de origen y significado distinto está formada por dos conjuntos alargados en dirección NNE-SSO, separados por una depresión interior. Sólo nos resta añadir los llanos litorales del golfo de Valencia, los del Campo de Cartagena, y la zona marismera y llanos de Huelva.

14.6.1. Dominio geoestructural hercínico.

Abarca la Meseta española y se subdividen dos subunidades: macizo ibérico septentrional y meridional.

Macizo ibérico septentrional (macizo Gallego, NO de Castilla, montañas asturianas junto a los Picos de Europa).

Rocas granitoides y metamórficas y estratos de pizarras y cuarcitas en Galicia. Galicia presenta un típico relieve germánico, extensas penillanuras con relieves residuales y modelado fluvial.

Las montañas del ángulo castellano gallego (granitos, pizarras, cuarcitas) presentan una morfología plana en su cima, resultado de la erosión y retocadas en el Cuaternario por la acción de los hielos y los glaciares.

El relieve de la España peninsular se estructura, por tanto, en elementos que, a muy diferente altitud se disponen de modo concéntrico con una clara alternancia de llanuras y de montañas, predominando éstas.

Las tierras occidentales de Zamora y Salamanca son penillanuras labradas sobre rocas graníticas y pizarras. Los ríos Tormes, Duero y afluentes han excavado profundos y encajados valles.

El macizo asturiano constituye en compacto y compartimentado relieve con un conjunto de fosas tectónicas alineadas de E a O. y cuencas fluviales en sentido N-S. Destacan las potentes calizas de montaña que constituyen los picos de Europa. Sus sierras occidentales (rodilla asturiana) son de cuarcitas y pizarras, son pliegues de dirección N-S, que se adaptan luego a la dirección E-O, muestran un típico relieve apalachiano.

Los relieves del Sistema Central están formados por Granitos, gneis, cuarcitas y pizarras) con algún afloramiento caliza y de arenas en depresiones internas. Su dirección y morfología se debe a las dislocaciones que le produjeron la última orogenia alpina. Se organiza en una sucesión de graben y horts.

Macizo ibérico meridional.

Comprende los montes de Toledo de dirección O-E, que se disponen entre las cuencas del Tajo y del Guadiana. Están formados por cuarcitas, pizarras y calizas primarias, que han sufrido un notable arrasamiento. Presentan relieves de tipo apalachiano.

Los campos de Calatrava están más elevados que la llanura manchega, presentan huellas de manifestaciones volcánicas.

Al O está la meseta extremeña totalmente arrasada por la erosión, con algunos relieves residuales y algunas depresiones rellenas de arcillas (tierra de Barros).

Sierra Morena constituye el borde geomorfológico meridional de la Meseta, compuesta por cuarcitas, pizarras y calizas. La orogenia alpina desencadenó un proceso de flexión que explica el carácter disimétrico de sus laderas norte y sur, la pendiente norte de la sierra es mucho menos acusada que la sur. Es digno de mención la acción erosiva fluvial del Guadalquivir con capturas, importantes tajos y gargantas.

14.6.2. Dominio geoestructural alpino

Tectónicamente estos materiales se encuentran plegados o involucrados de un modo muy violento por la orogenia alpina. Las cordilleras de tipo intermedio que bordean el núcleo central (montañas de Santander, País Vasco, sistema Ibérico y cordilleras Catalanas), presentan estructuras tectónicas poco complejas.

El sector occidental de las montañas santanderinas presenta pliegues y fallas, en el oriental predominan los pliegues suaves. Los **Montes Vascos**, enlazan la cordillera Cantábrica con los Pirineos, son calizos con suaves pliegues en los que no faltan algunas fallas y diapiro; los valles los surcan perpendicularmente en dirección al Cantábrico.

La estructura geológica del **Sistema Ibérico** evidencia los rasgos típicos de una cordillera intermedia al adaptarse de modo muy nítido la cobertera mesozoica a las deformaciones alpinas del zócalo. Junto a pliegues, fallas inversas y cabalgamientos, juegan un papel muy importante los yesos y arcillas del Trías, que constituyen el nivel de despegue y deslizamiento tectónico. Los elementos morfoestructurales más llamativos del sistema es la planitud de las cimas labradas por superficies de erosión. Conviene reseñar las depresiones estructurales tectónicas (fosa de Teruel y Calatayud-Daroca), colmatadas por materiales terciarios. La litología es de cuarcitas y pizarras (Moncayo, Albarracín) y calizas y dolomías (serranía de Cuenca, Gúdar, etc.). En algunas zonas existen circos de origen glaciar (Urbión, Demanda, Moncayo).

La **cordillera Catalana**, la zona norte es granítica y pizarrosa, muy erosionados configurando una morfología suave. Las áreas marginales están formadas por sedimentos calizos plegados, más resistentes a la erosión, que dan lugar a relieves abruptos. Hay dos alineaciones la litoral y la Prelitoral, separadas por la depresión prelitoral colmatada por materiales detríticos de mioceno.

Las propiamente alpinas (Pirineos y Béticas) presentan una gran complicación tectónica, típica de este estilo.

Los **Pirineos** presentan una estructura geológica muy compleja, aunque menor que la de las Béticas o la de los Alpes. Formados por un zócalo hercínico sobre el que se depositó una cobertera mesozoica y terciaria. Se puede subdividir en varias subunidades morfoestructurales organizadas en amplias bandas longitudinales; de norte a sur se distinguen:

Pirineo axial. Granitos, esquistos, pizarras y calizas, modelado glaciar y de alta montaña, se puede hablar de un periglaciario activo.

Sierras interiores (Ordesa). Calizas, calizas arenosas y dolomíticas, karts muy desarrollado con ambiente glaciar. Periglaciario activo.

Depresión media. Materiales blandos (margas azules) que han favorecido la excavación de valles.

Sierras exteriores. Zona sur, formas kársticas con amplias depresiones y profundos cañones.

Las **cordilleras Béticas** se extienden desde Gibraltar al cabo de la Nao (Alicante), también constituyen el armazón de las Baleares. Es muy ancha, abarca desde la Meseta (Albacete) y cuenca del Guadalquivir y el Mediterráneo.

a) **Zona externa.** Situada al norte comprende los relieves y alineaciones Prebéticas (Sierra de Alcaraz). Sedimentos sometidos a una tectónica epidérmica (de escamas) que cabalgan hacia el norte. Tiene carácter **autóctono**.

Subbéticas (Grazalema, etc.), sedimentos mesozoicos y terciarios de mayor espesor, tiene carácter **alóctono** (mantos de corrimiento). Predomina el modelo do kárstico de notable desarrollo. Las Baleares, excepto Menorca (donde aflora el zócalo paleozoico), se corresponden con las características de las alineaciones externas.

Les sigue la depresión intrabética (Granada, Baza, Guadix).

b) **Zona interna.** Más al sur, aquí se localizan las alturas mayores. Se han distinguido tres unidades (Ver tema 21). Presentan cimas alomadas, debido a rocas poco resistentes y a la escasa presencia de glaciares cuaternarios,

14.6.3. Dominio geoestructural neógeno

Muy repartido por toda la península, se corresponde con sectores deprimidos tras la orogenia alpina. Se rellenaron de sedimentos terciarios, dando típicos relieves tabulares interrumpidos por los valles fluviales de la red hidrográfica actual. La cuenca del **Duero** ofrece una topografía de distintas llanuras escalonadas a diferentes alturas sobre materiales terciarios. La del **Tajo** ofrece una mayor complejidad, lo mismo que en la del Duero aparecen páramos, rañas. La nula eficacia erosiva del Guadiana es la causa de que la Mancha apenas tenga accidentes. La **cuenca del Ebro** constituye una amplia fosa rellena de sedimentos terciarios y químicos (yesos y calizas lacustres). Los sistemas de glaci y el modelado fluvial son las formas predominantes. La del **Guadalquivir** se rellena de sedimentos marinos (areniscas, margas, arcillas) horizontales, salvo en el borde oriental que son de origen tectónico; buena parte del modelado se debe al río Guadalquivir y afluentes que han acumulado importantes depósitos aluviales y terrazas.

14.6.4. Islas Canarias

Su origen se debe a que la orogenia alpina rasgó el océano atlántico, por las grietas ascendieron masas magmáticas. La morfología es típicamente volcánica mostrándose sus relieves agrestes dada la proximidad del mar.

14.7. (OPCIONAL) Algunos aspectos de la Geomorfología de Regional