

**LOS PROBLEMAS DE
EROSION-
SEDIMENTACION EN
ESPAÑA:
Una perspectiva
geológica**

CONFIDENCIAL

01164

**LOS PROBLEMAS
DE EROSION-
SEDIMENTACION
EN ESPAÑA:
Una perspectiva
geológica**

PRESENTACION

La erosión del Suelo constituye en España, de forma similar al resto de los países mediterráneos, un problema ambiental de primera magnitud. De la delgada capa del suelo, viven todos los seres vivos: vegetales y animales. Su pérdida, arrastrada por el agua o el viento, es por tanto, una catástrofe ecológica que está en la antesala del desierto. España es el país europeo más afectado por este problema.

En el origen del mismo están cómo factores naturales, entre otros, la torrencialidad y sequedad estival del clima mediterráneo y las formaciones geológicas y su relieve. Pero junto a ellos, está la poco respetuosa actividad humana en los ambientes frágiles, concretadas en talas generales, incendios, laboreo de tierras de fuerte pendiente o abancalamiento para replantaciones forestales en determinadas condiciones, además de las carreteras y la minería.

El suelo erosionado es transportado y sedimentado, realizándose así el ciclo erosión-transporte-sedimentación, que es el ciclo natural que más materiales moviliza. En el transporte y sedimentación, se producen daños adicionales a la pérdida de la fertilidad producida por la erosión, cómo el agravamiento de daños en inundaciones, o el aterramiento de embalses.

El estudio científico de este ciclo erosión-sedimentación, es una tarea pluridisciplinar que abarca a todas las Ciencias Ambientales, Naturales y Sociales. El problema se aborda aquí desde un ángulo geológico ambiental-geotécnico, y tiene en cuenta tanto los aspectos erosivos cómo los sedimentarios, los científicos cómo parte de los técnicos. En esta medida, seguramente contribuirá a enriquecer las perspectivas de este problema, habitualmente de base biológica.

Sin embargo, la investigación científico-técnica, necesaria para un planteamiento correcto de medidas concretas, de carácter forestal o agronómico principalmente, será inoperante si estas medidas no son llevadas a la práctica con un nivel de intensidad netamente superior al actual. En tal caso, viviremos el contraste entre la satisfacción de un mejor conocimiento del fenómeno y la impotencia de contemplar un país que se desertiza velozmente.

Francisco J. Ayala Carcedo
Jefe del Area de Ingeniería
Geo-Ambiental del I. T. G. E.

PRESENTATION

The erosion of the soil creates a first magnitude environmental problem in Spain, in a similar way to the Mediterranean countries. All the living beings depends of the thin layer of soil: vegetables and animals. Therefore, the lost of soil, carried away for the water or the wind, is an ecologic catastrophe that lead to the desertization. Spain is the most affected European country by this problem.

The torrentiality and the summer aridity of the Mediterranean climate and the kind of the geological formations with their relief are among the natural factors on the origin of the erosion. But, furthermore, it must be considered the lack of observance of the human activity to the fragile environments; this fact is made evident through the felling of trees, fires, and works in very sloped or benches for reforestation in special conditions, in addition to mining works and roads.

The eroded soil is transported and sedimented, closing in this way the cycle erosion—transportation— sedimentation, that is the main material cycle. Natural damages are produced by the transportation and sedimentation in addition to the loss of fertility due to the erosion, susch as the aggravating damages in floodings or the filling with soil in the reservoirs.

The scientific study of the cycle erosion sedimentation is a task that involves several disciplines which comprise all the Environmental, Natural and Social Sciences. The problem is treated here from a environmental geological—geotechnical point of view, and takes into account the erosive aspects as well as the sedimentary ones. Consequently, the scientific study formerly mentioned, probably will contribute to improve the perspective of this problem, usually of biological background.

However, the scientific—technical investigation, necessary for a correct execution of specific steps, principally of forest or agronomical nature, will be unsuccessful if the measures are not carried into practice with a level of intensity clearly higher than the present level. In such circumstance, we will live the contrast between the satisfaction of a better knowledge of the phenomenon and the powerlessness of contemplating a country that desertizes quickly.

Francisco J. Ayala Carcedo
Head of the Environmental and Geotechnical
Area of the I. T. G. E.

COLABORADORES Y AUTORES

AYALA CARCEDO, Francisco Javier

I. T. G. E.

Ríos Rosas, 46 - 28003 Madrid

CARBALLAL PUENTE, Luis F.

I. T. G. E.

Ríos Rosas, 46 - 28003 Madrid

DURAN VALSERO, Juan José

I. T. G. E.

Ríos Rosas, 46 - 28003 Madrid

HERNANDEZ RUIZ, Máximo

I. T. G. E.

Ríos Rosas, 46 - 28003 Madrid

JORDA PARDO, Jesús F.

I. T. G. E.

Ríos Rosas, 46 - 28003 Madrid

SORIA MINGORANCE, Jesús M.

I. T. G. E.

Cristóbal Bordiú, 35- 28003 Madrid

del VALLE de LERSUNDI, Joaquín M.

I. S. C. P. N.

Monasterio de Urdax, 28 - 31011 Pamplona

→ del VALLE de LERSUNDI MANSO de
EUNIGA, Joaquín M.

del VAL MELUS, Joaquín

I. T. G. E.

Ríos Rosas, 46 - 28003 Madrid

Delineación: L. Sáinz-Trápaga (I. T. G. E.)

Mecanografía: V. Laforet, C. Carabias (I. T. G. E.), CIECSA y
F. Camacho (I. T. G. E.).

Versión al Inglés: TRADUX (resumen); L. Laín (presentación);

M. T. Gómez (pies de figuras y fotos de los capítulos 1, 2,
3, 4, 5, 6 y 8).

Edición y coordinación
Joaquín del VAL

INDICE

- 5 Presentación**
- 11 RESUMEN GENERAL (ENGLISH SUMMARY)**
- 15 PROBLEMAS Y COMPONENTES DE LA EROSION**
J. del Val
- 33 APROXIMACION A LA PROBLEMATICA DE LA EROSION EN ESPAÑA**
J. del Val
- 51 EVOLUCION DE LA EROSION Y SEDIMENTACION EN ESPAÑA DESDE EL COMIENZO DEL CUATERNARIO HASTA LA ACTUALIDAD**
J. F. Jordá
- 89 NEOTECTONICA Y EROSION**
J. M. Soria
- 107 AVENIDAS Y PROCESOS DE EROSION Y SEDIMENTACION.**
J. del Val
- 133 LA EROSION KARSTICA EN ESPAÑA**
J. J. Durán
- 151 CARTOGRAFIAS DE EROSION: ALGUNOS EJEMPLOS**
J. del Val y M. Hernández
- 167 ESTRATEGIAS Y TECNICAS DE CONSERVACION DE SUELOS**
J. M. del Valle
- 189 SEDIMENTACION EN EMBALSES**
J. del Val
- 199 MINERIA Y EROSION**
L. Vadillo
- 209 EROSION ORIGINADA POR OBRAS LINEALES**
L. F. Carballal

Resumen. LOS PROBLEMAS DE EROSION-SEDIMENTACION: UNA PERSPECTIVA GEOLOGICA

Los procesos de erosión, transporte y sedimentación, estrechamente relacionados con el ciclo hidrológico, constituyen el ciclo geológico externo de removilización y distribución de material a lo largo de la superficie terrestre (o ciclo de erosión-transporte-sedimentación), con numerosas implicaciones no sólo de índole geológica, sino también biológica, antrópica y, en definitiva, ambiental.

Los factores que, en última instancia, determinan el sistema de erosión son climáticos y geológicos, de los que derivan una gran cantidad de parámetros o variables de control, interrelacionados entre sí y con diferente peso en función, en gran parte, del amplio rango de las escalas tiempo y espacio en que se manifiesta el fenómeno.

El clima, una de cuyas características intrínsecas es la de sus fluctuaciones o variaciones a lo largo del tiempo, constituye el factor de diferenciación más importante, a escala regional, del sistema y procesos de erosión; distintas relaciones tratan de explicar la erosión producida en diferentes regímenes climáticos.

La vegetación, un elemento con adaptaciones y variaciones específicas al medio, pero que refleja de forma general los distintos tipos de zonas y pisos climáticos, contribuye de forma importante a la reducción de la erosión, tanto por la disminución del impacto de las gotas de lluvia, como por la reducción de la velocidad de circulación del agua una vez producida la escorrentía, así como por el aporte que supone de materia orgánica al suelo y por la situación favorable que produce en general, especialmente las masas forestales arbóreas, para la conservación del suelo. El suelo, elemento básico de protección, presenta unas tasas de formación variables según el ambiente en que se encuentra, que marcan la pérdida máxima admisible del mismo. Los factores que condicionan la evolución del sistema edáfico, además del tiempo, son el clima, los organismos, el relieve y la topografía, así como el material de origen. Por otra parte, los aspectos geológicos y litológicos condicionan una gran cantidad de parámetros que van a determinar la eficacia de los procesos erosivos en una región: erosionabilidad, capacidad de infiltración, distribución de las grandes unidades morfológicas, tipología de las cuencas de drenaje, energía de los relieves, susceptibilidad a los movimientos de ladera, etc.

Pero las actividades humanas juegan un papel trascendental en la erosión y la consecuente producción de sedimentos, bien a partir de modificaciones directas o inmediatas (eliminación de la cubierta vegetal, cambios en la red de drenaje, etc.), bien por su incidencia en otros factores que presentan un respuesta menos clara y más compleja (como, por ejemplo, en el clima). En este sentido la adecuada gestión y ordenación del territorio constituye un objetivo prioritario de cara a la reducción de la erosión donde ésta ya se encuentra acelerada por efecto del hombre o donde una actividad o uso puede conducir a crear importantes problemas al respecto.

Las estimaciones de los valores de la erosión natural en distintas regiones del mundo varían según las distintas investigaciones realizadas y los ambientes en que nos encontremos.

Abstract. THE PROBLEMS OF EROSION-SEDIMENTATION IN SPAIN: A GEOLOGICAL PERSPECTIVE

The processes of erosion, transportation and sedimentation, closely linked to the hydrological cycle, form the external geological cycle of remobilization and distribution of material over the earth's surface (the erosion-transportation-sedimentation cycle). These processes have numerous implications, not only of a geological nature, but also biological, anthropic and even environmental.

The factors which, in the final instance, determine an erosion system are climatic and geological: a large number of control parameters or variables arise therefrom, which are interlinked but with different weight, depending in large part upon the wide range of time and space scales in which the phenomenon takes shape.

The climate, one of whose intrinsic characteristics is that of fluctuation or variation over time, constitutes the most significant differentiating factor, at the regional scale, in the erosion system and process: different relations seek to explain the erosion produced in different climatic conditions.

The vegetation, an element with adaptations and specific variations in respect of the environment, but which, generally, reflects the different types of zones and climatic divisions, makes an important contribution to erosion reduction, not only because of the diminution of the impact of raindrops, but also because of the reduction in the speed of water circulation in runoff: in addition, there is the contribution it makes to the organic soil matter and the generally favourable conditions produced, particularly by tree masses, for soil conservation. The soil, a basic protective element, has variable formation rates depending on the environment, and which define its maximum permissible loss rate. The factors conditioning the evolution of the edaphic system apart from time, are the climate, organisms, the relief and topography, as well as the materials of origin. On the other hand, the geological and lithological aspects condition a large number of parameters which will define the effectiveness of erosion processes in a region: erosionability, infiltration capacity, distribution of the large morphological blocks, the typology of the drainage basins, the relief energy, susceptibility to slide movements, etc.

However, human activity plays a transcendental role in erosion and the consequent production of sediments, either from direct or immediate modifications (removal of plant cover, changes to the drainage network, etc.), or from its effect on other factors which give a less clear and more complex response (e. g. on climate). In this sense, the correct management and planning of territory is a priority objective in erosion reduction where man has already accelerated it, or where an activity or use may generate major problems of this type.

Estimates of natural erosion values in different parts of the world vary according to the different investigations made, and the environments concerned. Areas which are highly susceptible to erosion and where, as well, there is clear human influence, have given erosion rate assessments which must be taken with the greatest caution, not only because of their lack of standardized methodology also because of their use of techniques which cannot easily be compared and

mos. En regiones con alta susceptibilidad a la erosión y en las que hay además una influencia manifiesta del hombre, se han realizado valoraciones de las tasas de erosión, que han de ser tomadas con suma precaución, tanto por la falta de metodologías estandarizadas como por la utilización de técnicas difícilmente comparables, así como por la frecuente aplicación de modelos empíricos que no responden a la realidad de la región objeto de estudio. Si a ello añadimos las discontinuidades y variaciones en tiempo y espacio del propio proceso natural de la erosión, se comprenderá fácilmente que muchas de estas cifras tienen un carácter apenas orientativo. En España, un país donde la problemática cobra una gran magnitud, se estima que casi la tercera parte de su superficie sufre fenómenos de erosión graves, y una erosión moderada o apreciable afectaría a otra importante extensión. El clima presenta una gran irregularidad en el régimen de precipitaciones, especialmente en la vertiente mediterránea, con amplias regiones de clima semiárido e incluso árido y torrencialidad de las cuencas limitadas entre las cadenas periféricas y el mar, configurando una situación favorable a la erosión. Además, los materiales arcillosos y limo-arcillosos que aparecen en gran extensión en las grandes cuencas terciarias favorecen la aparición de procesos de abarrancamiento por arroyada y de desarrollo de "badlands". La inestabilidad de laderas, especialmente en las regiones montañosas, tiende a incrementar la producción de sedimentos. Por otra parte, la superficie forestal de España cubre menos del 30 por 100 del territorio y, en parte, ni siquiera con densidad adecuada para proteger el suelo. Otros aspectos, como la sobreexplotación y salinización de acuíferos, obras civiles, minería y, sobre todo, la agricultura sin prácticas conservacionistas agravan la magnitud del fenómeno.

La evolución de los diferentes sistemas erosivo-depositivos a lo largo del período Cuaternario, en gran parte ligados a los cambios climáticos, han influido notablemente en los procesos de erosión y sedimentación actuales. Los depósitos y formas producidos durante este período no sólo ocupan una considerable extensión en el conjunto del territorio de España, sino que son de indudable interés para la comprensión de los distintos sistemas de erosión-sedimentación y sus implicaciones en la dinámica presente. Aunque los sistemas morfogénicos actuantes durante el Cuaternario en la Península Ibérica dieron lugar a un predominio de fenómenos de disección, se produjeron sedimentos glaciales y periglaciales en las zonas de mayor altitud, muchos de ellos con alta susceptibilidad actual a la erosión por su escasa consolidación y alto contenido en finos, además de generarse formas ligadas a procesos gravitacionales que presentan actualmente frecuentes inestabilidades; mientras que en los sectores de baja altitud se desarrollaron glaciares, glaciares coluviales y conos de derrame, además de depósitos fluviales, litorales y algunas poco extensas acumulaciones de origen volcánico, lacustre y palustre y correspondientes al medio eólico, éstas con cierta representación areal en la cuenca del Duero.

La evolución tectónica reciente, o neotectónica, ha jugado y juega un papel decisivo en el proceso de erosión. De hecho, sin la construcción de relieves por fenómenos tectónicos (elevación y subsidencia) no se producirían los procesos de erosión-sedimentación que tienden a nivelar la superficie terrestre. Las tendencias en la línea de costa, la evolución de cuencas interiores continentales y de sistemas fluviales,

because of the frequent application of empirical models which do not reflect reality of the region being studied. If to this we add discontinuities and variations in time and space in the natural erosion process itself, it is easy to see that many of these figures scarcely even have guideline value. In Spain, a country where the problem is of great importance, it is estimated that almost one third of the country's area suffers serious erosion, while moderate or appreciable erosion affects a further significant area. The climate presents great variations as far as precipitation is concerned, particularly in the Mediterranean region, with wide areas of semiarid and even arid climate, and with a torrential regime in the basins confined between peripheral chains and the sea, thus defining a situation which is favourable to erosion. In addition, the clay and lime/clay materials over large parts of the major tertiary basins are favourable to the appearance of gullying caused by streaming and the development of badlands. The instability of sides, particularly in mountain regions, tends to increase the production of sediments. On the other hand, Spain is less than 30% forested and part of that is not even sufficiently dense to protect the soil. Other aspects, such as over-exploitation and salinization of aquifers, civil engineering works, mining and above all, agriculture without conservation measures, all aggravate the magnitude of the phenomenon.

The evolution of the different erosive-depositional systems throughout the Quaternary period, in large part linked to climatic changes, has had a notable influence on the present erosion and sedimentation processes. The deposits and forms produced during that period not only occupy a considerable part of the territory of Spain as a whole, but are also of undoubted interest for the understanding of the different erosion-sedimentation systems and the implications for the current dynamic. Although the morphogenetic systems at work during the Quaternary period on the Iberian Peninsula gave rise to a predominance of dissection phenomena, glacial and periglacial sediments were produced at the highest points, many of which are now highly susceptible to erosion because of their scant consolidation and high fines content: moreover, forms were created linked to gravitational processes which, at present, are often unstable. In low altitude sectors, glaciares, colluvial glaciares and outflow cones formed, along with coastal, fluvial deposits, and some small accumulations of volcanic origin, lacustrine and palustrine, to the middle Eolian, in these cases with some areal presence in the Duero basin.

The recent tectonic evolution or neotectonic has played and continues to play a decisive role in the erosion process. In fact, without the construction of reliefs due to tectonic phenomena (elevation and subsidence), the erosion-sedimentation process which tends to level the earth's surface would not occur. The coastline trends, the evolution of interior continental basins and fluvial systems reflect, in erosion and the consequent sedimentation, the possible effects of the neotectonic activity, as well as in the large areas where the onset of degradation usually coincides with the loss of tectonic stability. Earthquakes may, on the other hand, produce forms of negative or positive type, which will tend to disappear with relative rapidity. The generation of movement of a catastrophic type on slopes, mass movements, liquefaction, etc., can occur as a result of a particular earthquake, provided that the appropriate prior circumstances are present,

reflejan en la erosión y consecuente sedimentación los posibles efectos de la actividad neotectónica, así como en las grandes superficies, donde el inicio de su degradación suele coincidir con la pérdida de estabilidad tectónica. La generación de terremotos, por otra parte, puede producir formas, negativas o positivas, que tenderán a desaparecer con relativa rapidez. La generación de movimientos de carácter catastrófico en las vertientes, movimientos en masa, licuefacción, etc., puede ocurrir como consecuencia de un determinado terremoto, siempre que se den las condiciones previas adecuadas. El terremoto de Andalucía de 1884 fue un claro ejemplo de aceleración natural de los procesos erosivos.

Los sistemas fluviales, en los que el río constituye el eje de evacuación de material desde los continentes a los océanos, son las unidades funcionales de erosión, transporte y sedimentación, a través y dentro de ellas, en el dominio del sistema de erosión hídrica. Las avenidas, fenómenos característicos de su propia dinámica, se presentan como de gran eficacia de cara a los procesos de erosión y sedimentación. En España, donde se han inventariado una gran cantidad de puntos conflictivos por inundaciones, especialmente en el litoral cantábrico, zona levantina y sureste español, así como en el sur de los Pirineos, se llegan a producir importantes movilizaciones de sedimentos, tanto por el fuerte gradiente de relieve en las cuencas limitadas por cadenas subparalelas a la costa como por la escasez de vegetación, especialmente en la mayoría de las cuencas mediterráneas.

Un dominio geomorfológico especialmente significativo en cuanto a extensión e importancia dentro de España es el *kárstico*, donde la erosión es debida a disolución. Valores importantes de erosión kárstica se dan en Picos de Europa y región de Larra (Navarra) en litologías carbonatadas, aunque otras litologías (yesos, sales, materiales detríticos solubles) también son afectadas, con diferentes implicaciones geotécnicas, ambientales e hidrogeológicas.

Las cartografías de erosión constituyen, dentro de este contexto, documentos de enorme interés y eficacia tanto de cara al diagnóstico e identificación como para la corrección de áreas con problemas erosivo-disposicionales. Se presentan algunos ejemplos de mapas de erosión realizados en España, con diferentes escalas y planteamientos metodológicos. Los estudios cartográficos de media y gran escala deberían realizarse tanto como elementos básicos de ordenación del territorio como previos a la realización de determinadas obras con fuerte incidencia en el medio o en que su utilidad pueda quedar seriamente limitada por el proceso erosivo (caso de los embalses, por ejemplo).

La erosión de suelos cultivados es uno de los problemas ambientales, aún difícil de evaluar, de mayor impacto económico y social en gran número de países, entre los que hay que incluir a España. La mecanización agraria, el abandono de campos, el abuso del fuego y de herbicidas son algunas de las causas de pérdida de suelo productivo junto a los condicionantes naturales muchas veces adversos. En este sentido parece ineludible la realización de estudios de tasas de erosión en campos de cultivo y la ejecución de proyectos concretos de conservación de suelos, para lo que resulta imprescindible la elaboración de una cartografía edafológica sistemática de todo el país a una escala operativa para este tipo de trabajos.

The 1884 earthquake in Andalucía was a clear example of the natural acceleration of the erosive processes.

The fluvial systems, where the river is the axis for the evacuation of material from the continents to the seas, are the functional units of erosion, transportation and sedimentation: through them, and within them, in the realm of the hydro erosion system, floods, which are inherent to their very dynamic, are of the greatest efficiency in erosion and sedimentation processes. In Spain, where there is a long list of points of conflict from flooding, particularly on the coast of Cantabria, the Levant and the southeast, as well as in the southern Pyrenees, major movements of sediment occur, not only because of the sharp relief slopes in the basins defined by chains subparallel to the coast, but also because of the lack of vegetation, particularly in the majority of the Mediterranean basins.

The karstic geomorphological realm is particularly significant in area and importance within Spain: here erosion is due to dissolution. There are significant levels of karstic erosion in the Picos de Europa and the Larra region (Navarra), in carbonated lithologies, although others (such as gypsums, salts, soluble detritus) are also affected, with different geotechnic, environmental and hydrogeological implications.

In this context, erosion mapping provides documents of the greatest interest and efficacy, for diagnosis and identification and for the correction of areas with erosion-depositional problems. Some examples are presented of erosion maps drawn in Spain, with different scales and methodological approaches. Medium and large scale mapping studies must be done as basic elements for zoning of the territory as well as prior to the execution of certain works with a sharp effect on the environment, or whose utility may be severely limited by the erosion process (e. g. reservoirs).

Erosion of cultivated soils is one of the environmental problems, as yet difficult to evaluate, of greatest economic and social impact in a large number of countries, including Spain. Farm mechanization, the abandonment of the land, abuse of burning off and herbicides, are some of the causes of loss of productive soil, together with natural conditions which are often adverse. In this sense, it would seem inevitable that erosion rate studies must be done on croplands, and specific soil conservation projects be implemented: to do this, it will be essential to draw a systematic edaphological map of the whole country at a scale which is operative for this type of work.

The reduction of reservoir capacity due to silting is a problem familiar throughout the world. In fifty bathymetric surveys of reservoirs carried out by the Hydrographic Studies Centre for the whole of Spain, a capacity loss is noted of the order of 13 %. There are however far greater reductions, in one case even over 50 %, in the River Segura Basin in the Southwest of the Iberian Peninsula.

Mining is a source of erosion increase and production of considerable sediments and has a long tradition in Spain. Regions with old mines, with very small claims in areas that are highly susceptible to erosion (Cartagena, Sierra Almagrera, Gador, Lajar, on the South and Southwest of the Peninsula), and aggregate extraction zones in fluvial courses and low

La reducción de capacidad de los embalses por efecto del aterramiento es un problema conocido mundialmente. Sobre cincuenta reconocimientos batimétricos de embalses realizados por el Centro de Estudios Hidrográficos en toda España, se observa una pérdida de capacidad del orden del 13 por 100, si bien aparecen disminuciones de capacidad mucho más importantes, incluso en un caso superior a un 50 por 100, en la cuenca del río Segura, en el sureste de la Península Ibérica.

La minería, una fuente de incremento de erosión y producción de sedimentos considerable, tiene en España una gran tradición. Regiones con minería antigua con demarcaciones muy pequeñas en zonas con alta susceptibilidad a la erosión (Cartagena, Sierra Almagrera y de Gádor y Lújar, en el sur y sureste peninsular) y zonas de extracción de áridos en cauces fluviales y terrazas bajas son algunas de las localizaciones geográficas donde la erosión y producción de sedimentos se presenta acelerada por las actividades mineras, donde se hace imprescindible el papel de la restauración y el estudio, en su caso, de proyectos de explotación alternativos.

Por último, se expone la problemática de la erosión inducida por carreteras, autopistas y vías férreas.

Joaquín del Val
Coordinador

Nota: Este resumen ha sido realizado a partir de los capítulos realizados por los diferentes autores de este texto.

terraces are some of the geographic locations where erosion and production of sediments is accelerated by mining activity and where the role of reclamation becomes essential, along with alternative exploitation project studies, where applicable.

Finally, the problem is explained of erosion induced by highways, motorways and railways.

Joaquín del Val
Coordinator

NOTE: This summary has been drawn up from the chapters written by the various authors of this text.

PROBLEMAS Y COMPONENTES DE LA EROSION

J. del VAL

1. INTRODUCCIÓN

La dinámica interna de la Tierra, un planeta en continua evolución y cambio, tiene por expresión más característica e importante la movilidad de las placas litosféricas y los fenómenos asociados a este hecho: apertura y cierre de océanos, formación de cadenas montañosas, vulcanismo, sismicidad, etc. Además, la existencia de la capa gaseosa que lo envuelve es la causa fundamental, en su interacción con la superficie terrestre, de la dinámica externa, cuyas manifestaciones más importantes son los procesos de erosión, transporte y sedimentación, íntimamente ligados al ciclo hidrológico.

El aspecto y evolución de la superficie de nuestro planeta deriva de la interacción de las dinámicas interna y externa: ésta tiende a igualar y nivelar las grandes irregularidades y desniveles creados por aquélla. De esta forma, la erosión

constituye un proceso geológico natural derivado de la existencia de la atmósfera y de un potencial regular: la gravedad.

Existen numerosos modelos físicos, descriptivos y matemáticos que se han venido utilizando para explicar la evolución de la erosión y la consecuente sedimentación, tanto para ambientes concretos como de carácter genérico. La teoría de catástrofes constituye un ejemplo, relativamente reciente, de aplicaciones matemáticas a sistemas erosivo-deposicionales. Esta teoría puede utilizarse para describir la evolución de sistemas cuya dinámica derive de un potencial regular, estén controlados por una serie de variables independientes —variables externas o de control— y el estado del sistema puede definirse o especificarse en cualquier momento por otra serie de variables internas o de estado (ver, por ejemplo, SAUNDERS, 1983). Las discontinuidades de estos

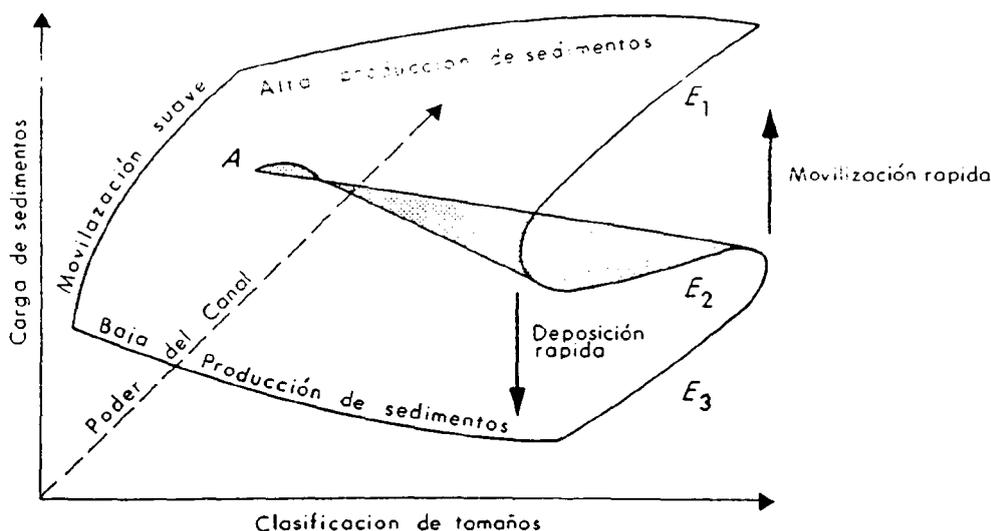


Figura 1. Representación de catástrofe en cuspide para procesos de transporte de sedimentos (según THORNIS, 1983, en HUGGETT, 1985).

Figura 1. A cuspide catastrophe representation of sediment transport processes (after THORNIS, 1983, in HUGGETT, 1985).

sistemas con respecto a las variables de estado o su evolución a lo largo del tiempo pueden ser descritas por alguna de las siete denominadas catástrofes elementales (figura 1).

El estudio de la erosión exige el manejo de escalas muy dispares, tanto espaciales como temporales. Temporalmente, la erosión se manifiesta desde episodios de muy corta duración (como la erosión que se produce a consecuencia de una tormenta), de decenas o centenas de años (incisión de una red fluvial) o bien se pueden considerar episodios de muy larga duración o de escala geológica (arrasamiento de una cordillera, por ejemplo). Espacialmente, el fenómeno se puede considerar desde la escala microscópica hasta la continental o, incluso, la planetaria en el otro extremo, con todas las posibilidades intermedias. De esta variabilidad espacial y temporal del proceso resulta la necesidad del dimensionamiento físico adecuado al problema que se pretende abordar (SILVER, 1983). En este sentido, las extrapolaciones realizadas de una escala a otra, ya sea en el espacio o en el tiempo, suelen carecer de fundamento científico, máxime considerando las discontinuidades tanto temporales como espaciales que presenta el proceso de erosión y las variaciones que se dan en el peso relativo de los factores que la controlan según la magnitud de las escalas consideradas (ver, por ejemplo, GREGORY y WALLING, 1973).

Los factores que, en última instancia, determinan el sistema de erosión son climáticos y geológicos. De éstos derivan otros como la vegetación, la litología, las pendientes, los suelos, la organización y tipo del sistema erosivo, etc. Estos se presentan interrelacionados entre sí, de forma que no son variables a lo largo del tiempo (aunque se les puede considerar como tales para un instante determinado o un período de tiempo muy corto). Esta interdependencia de los factores de control de la erosión, el amplio orden de magnitud en las escalas temporal y espacial en que se presenta el proceso, las discontinuidades del mismo y la variación del peso relativo de los factores que lo controlan en cuanto a los diferentes rangos de escalas tiempo y espacio y según los distintos ambientes y subambientes geomorfológicos, configuran la gran complejidad y variedad de los estudios de erosión.

2. LOS GRANDES SISTEMAS DE MODELADO TERRESTRE

Los distintos sistemas de modelado del relieve que se encuentran en la superficie terrestre dan lugar a formas de erosión y deposición características, que van marcando las grandes pautas de evolución del relieve. Estos sistemas son denominados *morfo genéticos* y son resultado, en gran parte, de la acción climática.

El sistema glacial se presenta en regiones árticas, polares y en zonas de alta montaña, donde la temperatura es suficientemente baja y la precipitación cae en forma de nieve es capaz de conservarse, dando lugar a acumulaciones de hielo. Los glaciares formados realizan un importante trabajo de erosión en su movimiento, reliejando en formas y depósitos muy característicos, como la excavación de valles en "U" y los depósitos morrénicos. En el sistema eólico-desértico, por el contrario, el principal agente de erosión y transporte es el

viento. Ambos sistemas ocupan una amplia extensión superficial en el planeta, y de ellos podemos hablar como sistema de erosión glacial y sistema de erosión eólico, respectivamente.

Otros sistemas o subsistemas morfo genéticos aparecen en la tierra emergida, pero el más importante de todos es el sistema fluvial. Los ríos, además de activos agentes de modelado, constituyen las principales vías de transporte de materia mineral desde los continentes a los océanos (KNIGHTON, 1984). Por otra parte, en el dominio de las cuencas fluviales se encuentran los asentamientos de la población mundial, así como de la agricultura. En este sistema, que podemos denominar de erosión fluvial o hídrica, es la acción del agua líquida en movimiento la principal responsable de los procesos de erosión y sedimentación. Centraremos, a lo largo del presente capítulo, la exposición en este sistema y en los factores de erosión que inciden en las cuencas fluviales.

3. EL CLIMA

El clima, como ya se ha explicado, es uno de los factores de mayor envergadura en los procesos de erosión. De él dependen, de forma fundamental, los mecanismos físicos y químicos que actúan sobre las rocas y determina el agente erosivo predominante en cada una de las grandes zonas climáticas. Podemos considerar el clima como el factor de diferenciación más importante, a escala regional, de los procesos de erosión.

Las variaciones o fluctuaciones del clima a lo largo del tiempo son intrínsecas al propio clima. Los distintos episodios glaciales ocurridos a lo largo del Cuaternario son una prueba de estas fluctuaciones, de gran importancia en las modificaciones de los procesos de erosión y sedimentación y en el registro de los sistemas fluviales. En los últimos diez mil años se conocen diferentes fluctuaciones climáticas, y en el último siglo se tiene evidencia, en gran parte por la gran cantidad de datos meteorológicos acumulados durante este período, de la enorme variabilidad y contrastes climáticos existentes. Otro tipo de variaciones climáticas son las derivadas de los efectos estacionales, que influyen en la eficacia de los procesos de erosión, por los cambios que producen en las características de la vegetación, del suelo, de la frecuencia e intensidad de las precipitaciones y, en definitiva, en el ciclo hidrológico general. Existen otros tipos de variaciones climáticas de carácter cíclico o periódico, como las debidas a los cambios de actividad solar con períodos de once años y otras de carácter no cíclico, como las que provienen por modificaciones en la transparencia de la atmósfera por aporte de partículas, cuyo origen no antrópico más importante son las explosiones volcánicas.

Una de las relaciones más conocidas entre erosión y clima la estableció Fournier (FOURNIER, 1960). Estudiando numerosas cuencas fluviales en todo el mundo, de más de 2.000 kilómetros cuadrados, llegó a la conclusión de que la erosión, a la que denominó degradación específica, era función fundamental del clima y, más concretamente, del régimen de lluvias. Este régimen de lluvias lo caracterizó por la relación p/P , donde p es la precipitación del mes más lluvioso expresada en milímetros y P es la precipitación total

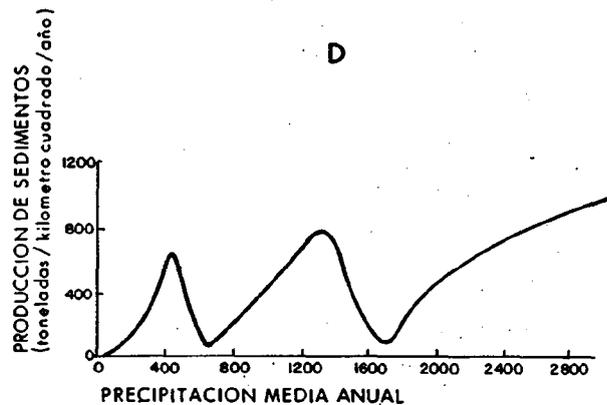
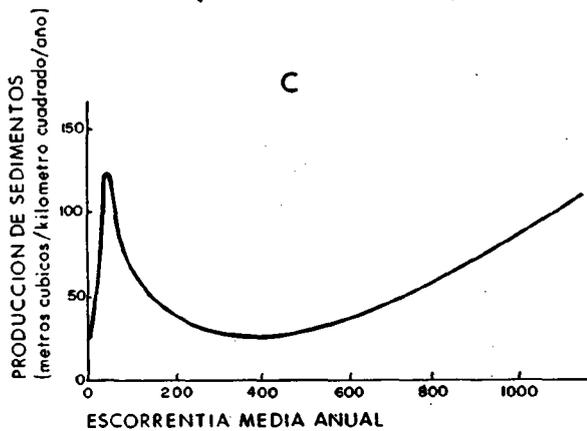
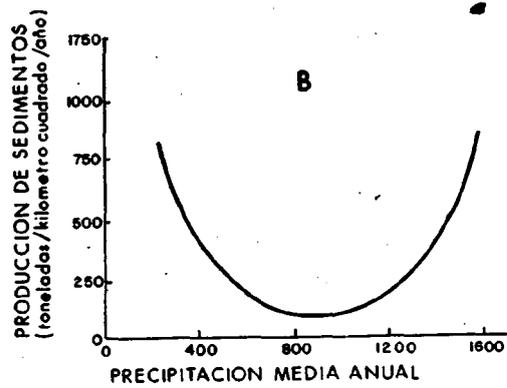
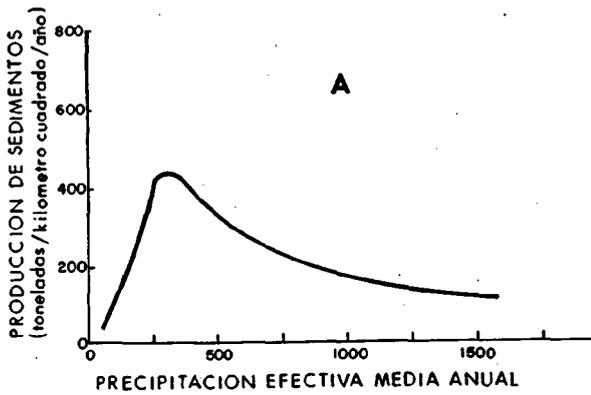


Figura 2. Relación entre la producción de sedimentos y:

- A: Precipitación efectiva media anual (según LANGBEIN y SCHUMM, 1958);
- B: Precipitación media anual (según FOURNIER, 1960);
- C: Escorrentía media anual (según DOUGLAS, 1967);
- D: Precipitación media anual (según WALLING y KLEO, 1979).

Figure 2. Relationship of sediment yield to:

- A: Effective mean annual precipitation (after LANGBEIN and SCHUMM, 1958);
- B: Mean annual precipitation (after FOURNIER, 1960);
- C: Mean annual runoff (after DOUGLAS, 1967);
- D: Mean annual precipitation (after WALLING y KLEO, 1979).

anual, también expresada en milímetros. La fórmula general a la que llegó es la siguiente:

logaritmo D. S. = 2,65 . logaritmo $p^2/P + 0,46$ (logaritmo H) .
 . (tangente a) - 1,56

siendo D. S. = erosión o degradación específica en toneladas por kilómetro cuadrado y año; H = altura media de la cuenca; a = pendiente media de la cuenca. (El producto H . tangente a es también conocido como coeficiente orográfico de la cuenca y tangente a es el coeficiente de masividad de Martonne, igual a la altura media dividida por la superficie de la cuenca). Además de esta ecuación general estableció otras cuatro ecuaciones de correlación que se ajustan más para determinados tipos de relieve y clima. Estas cuatro ecuaciones son:

— Para cuencas de relieve poco accidentado ($Htg a < 6$):

1. D. S. = 6,14 $p^2/P - 49,8$ (para $8 \leq p^2/P \leq 20$)
2. D. S. = 27,12 $p^2/P - 475,4$ (para $p^2/P \geq 20$)

— Para cuencas de fuerte pendiente ($Htg a > 6$):

3. D. S. = 91,78 $p^2/P - 737,6$ (para $200 \leq P \leq 600$, climas semiáridos)
4. D. S. = 52,49 $p^2/P - 513,2$ (para $P > 600$)

En definitiva, las áreas con fuertes contrastes estacionales en el régimen de precipitación y con lluvias muy irregularmente repartidas a lo largo del año son altamente susceptibles a la erosión, como son las áreas que bordean el Mediterráneo y las franjas adyacentes a los grandes desiertos (figura 2B).

Otros autores (LANGBEIN y SCHUMM, 1958) expresan la relación entre erosión o producción de sedimentos en función de la precipitación efectiva (precipitación necesaria para producir una cantidad conocida de escorrentía). El máximo de erosión se presentaría para unas condiciones de unos 300 milímetros anuales de precipitación efectiva. Con valores más bajos, la erosión sería pequeña debido a la insuficiencia de escorrentía. Con valores superiores se

presentan unas condiciones de abundante cobertura vegetal que confiere una protección importante al suelo (figura 2A).

Aproximadamente coincidiendo con Fournier, DOUGLAS (1967), aunque expresando el clima en términos de escorrentía media anual, señala tasas de erosión importantes, además de la correspondiente a unos 300 milímetros de precipitación media anual, un segundo máximo de erosión entre 1.200 y 1.500 milímetros en climas con estación de lluvias marcada (figura 2C).

En otros modelos (WALLING y KLEO, 1979) el primer máximo de erosión correspondería con el de Langbein y Schumm, mientras que los otros dos máximos de erosión indican los efectos de regímenes de precipitación estacional: el máximo entre 1.250 y 1.500 milímetros de precipitación media anual representa la erosión intensa en climas mediterráneos de alta precipitación media anual y el tercer máximo de erosión con más de 2.500 milímetros, se corresponde a zonas de clima tropical sometidas al ciclo monzónico (figura 2D).

En regiones ecuatoriales, con cubierta vegetal que llegan a ser muy densas, la erosión se manifiesta por intensos procesos de meteorización química de las rocas, debido a las altas temperaturas, continuas precipitaciones y el efecto de ácidos orgánicos y microorganismos, acelerando las reacciones químicas que descomponen las rocas. Así se forman potentes suelos que pueden tener gran estabilidad frente a la erosión siempre que no se elimine la cubierta vegetal.

3.1. La erosión por lluvia

La caída de las gotas de lluvia, a partir de una determinada precipitación, provoca una dispersión de las partículas del suelo, con lo que se inicia la pérdida del mismo (figura 3). Los productos de la dispersión van ocupando los huecos superficiales y forman una película sobre la superficie del suelo, de carácter principalmente arcilloso (FAO, 1967). La permeabilidad de esta película es baja, con lo que el agua va corriendo en láminas de muy pequeña capacidad de transporte, pero que aumentan enormemente al sumarse el efecto de la turbulencia de las gotas que siguen cayendo, provocando una erosión de carácter laminar.

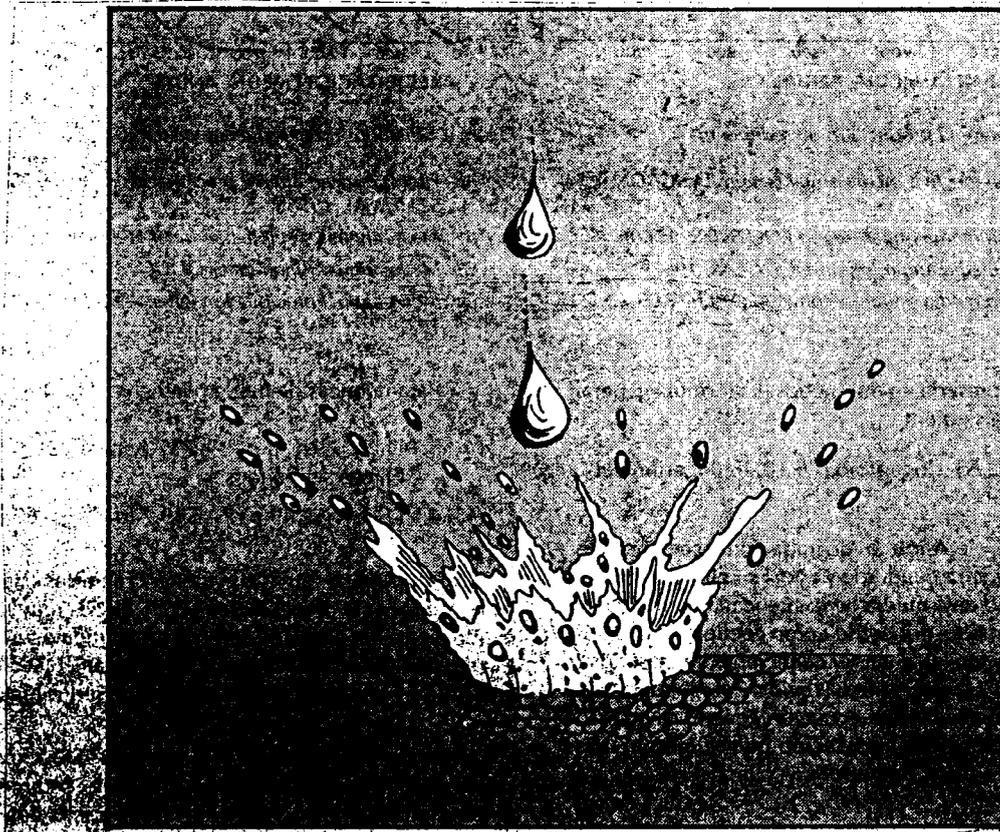


Figura 3. Esquema del impacto directo de una gota de lluvia sobre suelo desnudo y el efecto de separación y dispersión que provoca sobre las partículas del suelo.

Figure 3. Sketch showing a direct raindrop impact on the bare soil and following and dispersion effect.

La capacidad de la lluvia para producir dispersión depende directamente de su energía cinética, es decir, de la masa de cada una de las gotas y de su velocidad. Una gota de lluvia alcanza una velocidad terminal, que no puede sobrepasar y que depende, al igual que la masa, del diámetro de la gota. Dada la dificultad para evaluar directamente este diámetro, se recurre normalmente al registro de la intensidad de lluvia, que es la cantidad horaria que cae en cada instante, dato que se puede obtener con el empleo de un pluviógrafo de registro continuo. Como existe una relación entre la intensidad de la lluvia y la distribución de las gotas que la componen por tamaños, quedan así relacionadas la intensidad de la lluvia y la energía cinética (ver, por ejemplo, MORGAN, 1986, KIRBY y MORGAN, 1984; NEBOIT, 1983). Los investigadores norteamericanos Wischmeier y Smith llegaron, a finales de los años cincuenta, basándose en trabajos de otros autores, a la relación:

$$E_c = 11,87 + 8,73 \log I$$

siendo I la intensidad de la lluvia (mm./hora) y E_c la energía cinética (Julios/m²/mm.) (WISCHEMEIER y SMITH, 1958).

Hudson, en los años sesenta, para lluvias tropicales en África, llegó a la ecuación:

$$E_c = 29,8 - 127,5 I$$

expresada en las mismas unidades (HUDSON, 1965, en HUDSON, 1971).

Posteriormente, WISCHEMEIER y SMITH (1965) llegaron a la conclusión de que la mejor relación entre la precipitación y la pérdida de suelo viene dada por el producto entre la energía cinética de la lluvia y su máxima intensidad en treinta minutos. Este índice, que suele denominarse $E.I_{30}$, es ampliamente utilizado. Sin embargo, HUDSON (1971) estima que prácticamente toda la erosión producida es causada por lluvias con intensidades superiores a 25 milímetros por hora (índice KE > 25).

Muchos otros autores han propuesto otras expresiones tanto para relacionar la energía cinética con la intensidad de lluvia como para estimar las que existen entre la precipitación y la pérdida de suelo. Actualmente, no se puede considerar que exista una relación extrapolable para todos los regímenes climáticos y eventos meteorológicos que se pueden presentar.

Una vez que el agua llega al suelo, además de la dispersión de partículas del mismo y la posible formación de películas impermeables, se genera escorrentía si la intensidad de la precipitación supera a la capacidad de infiltración del terreno, que dependerá de su propia capacidad intrínseca y de la distribución en intensidad y tiempo de las lluvias anteriores. Cuando la arroyada va produciendo una remoción más o menos uniforme del nivel u horizonte más superficial se produce una erosión de tipo laminar. A partir de fotografías aéreas se puede identificar este tipo de erosión, ya que al haber sido arrastrado el horizonte superficial, con mayor cantidad de materia orgánica y por tanto más oscuro,

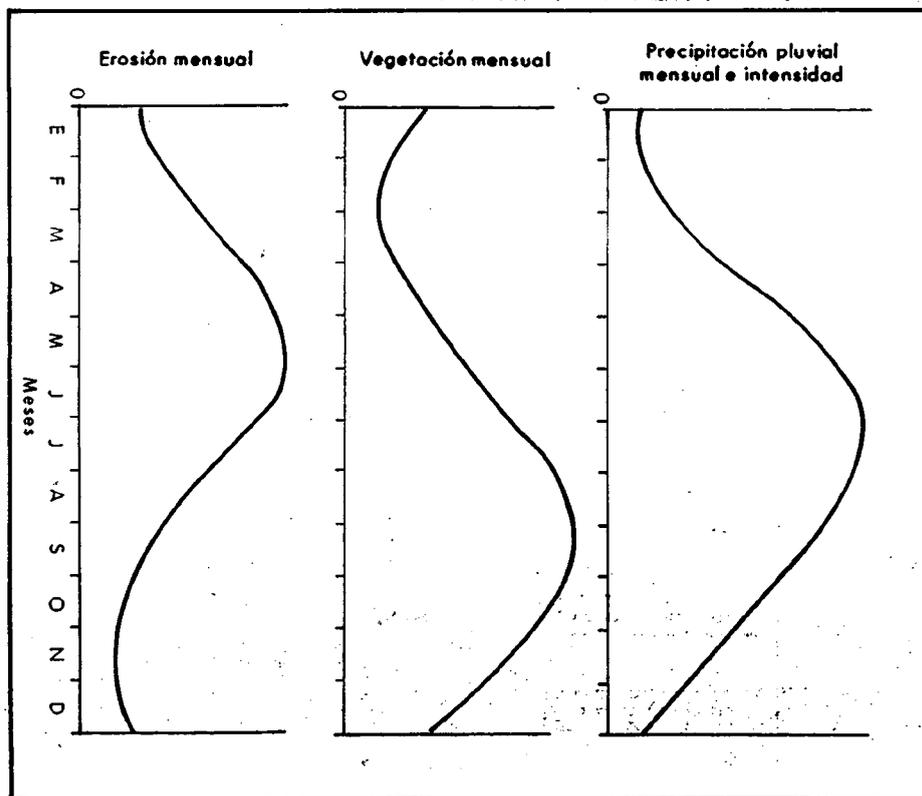


Figura 4. Ciclos estacionales de lluvia, cubierta vegetal y erosión en clima semi-húmedo (según KIRKBY, 1984).

Figure 4. Seasonal cycles of rainfall, vegetation cover and erosion in a semihumid climate (after KIRKBY, 1984).

se producen irisaciones y coloraciones claras en el suelo en las zonas donde se ha manifestado el fenómeno (fotografía 1). Si la arroyada se concentra, se pueden llegar a abrir pequeñas incisiones, que dan lugar a una erosión en regueros o surcos de tamaño centimétrico a decimétrico. Si estas incisiones progresan en profundidad pueden llegar al orden métrico o decamétrico, produciéndose así la erosión en cárcavas y barrancos, con lo que el problema se acentúa al verse atacada, en numerosos casos, incluso la roca madre sobre la que se asienta la formación superficial o el suelo (fotografía 2).

4. LA VEGETACION

La vegetación natural es reflejo, de una forma general, de los distintos tipos de zonas y pisos climáticos, con adaptaciones y variaciones específicas al medio, por lo que constituye un elemento fuertemente ligado al clima. La importancia de la cubierta vegetal en la reducción de la erosión es bien conocida, habiéndose realizado diversos experimentos que así lo confirman. En Zimbabwe, durante un periodo de tres años, se llegó a medir una pérdida media anual de suelo de cien veces mayor en un área desnuda que en otra similar con

una densa cubierta vegetal (HUDSON, 1971). El papel más importante que, posiblemente, juega la vegetación en la reducción de la erosión es el de la intercepción de las gotas de lluvia, disminuyendo su impacto directo sobre el suelo y, por consiguiente, disipando su energía cinética. Otra serie de propiedades inciden directamente en la reducción de la erosión. Una de ellas es la de aportar materia orgánica al suelo, con lo que se favorece la formación de agregados entre las partículas de los minerales arcillosos. Estos agregados de partículas, formados muchas veces al facilitar la materia orgánica la creación de puentes de cationes bivalentes, son más difíciles de separar. Al mismo tiempo, la materia orgánica ayuda a estabilizar los agregados ya existentes.

Una vez que se ha producido la escorrentía superficial, la vegetación disminuye la velocidad de circulación del agua y, consecuentemente, su poder erosivo. La vegetación incrementa, también, la capacidad de infiltración del suelo, por lo que la escorrentía superficial necesitará de mayores precipitaciones para producirse.

El sistema radicular de las plantas supone una sujeción al suelo de gran interés en la reducción de ciertos movimientos de laderas. En laderas susceptibles a deslizarse puede reducirse o prácticamente eliminarse el riesgo de deslizamiento,

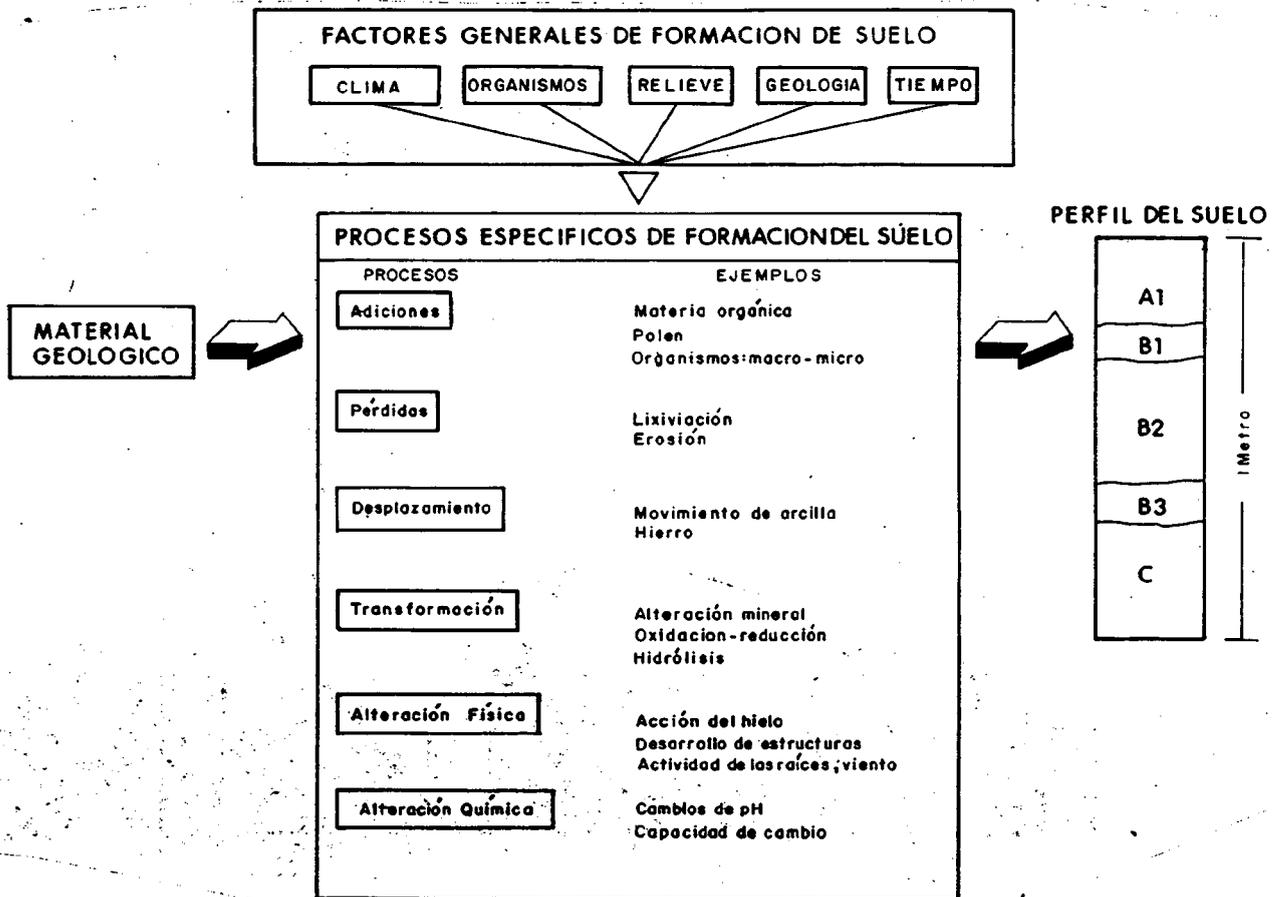


Figura 5. Diagrama general de los factores y procesos que intervienen en la génesis del suelo (según FOSS and SEGOVIA, 1984).

Figure 5. Generalized diagram illustrating factors and processes involved in soil genesis (after FOSS and SEGOVIA, 1984).

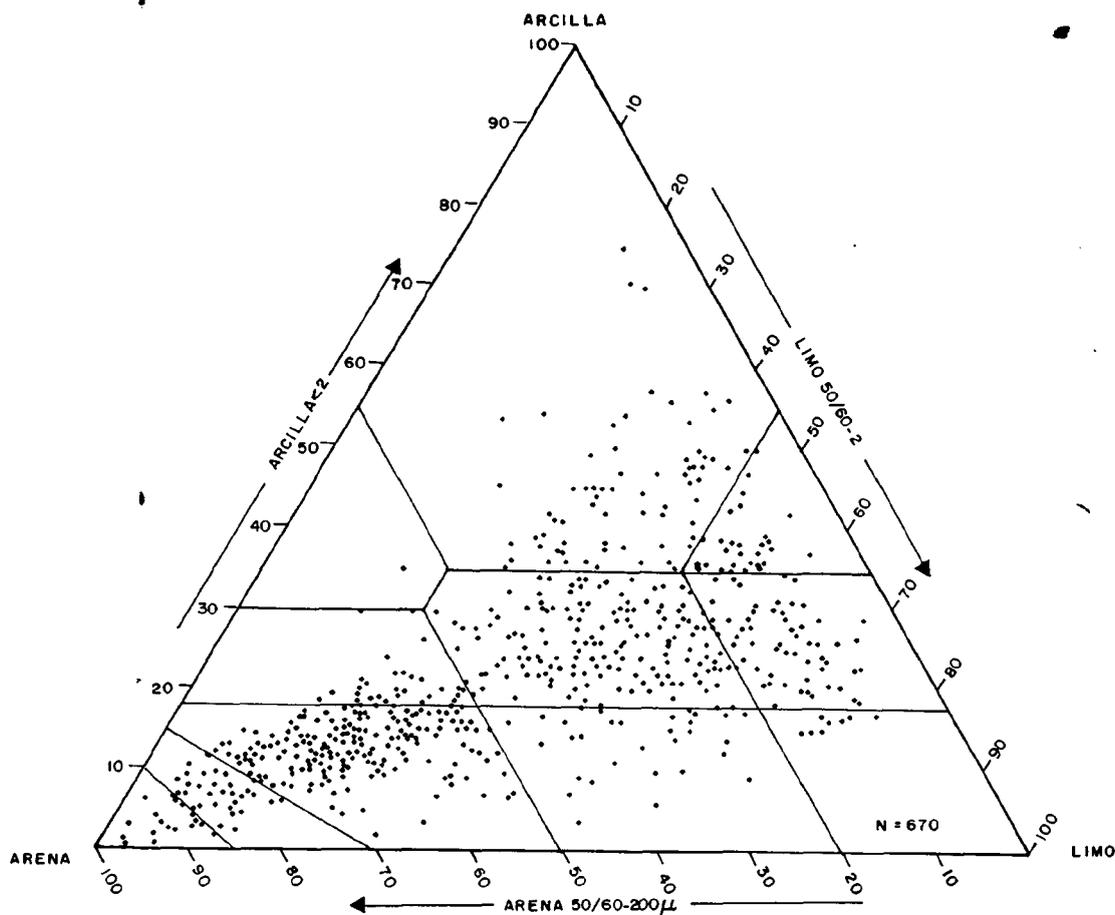


Figura 6. Tamaños de partículas de horizontes A de series de suelos erosionables (según EVANS, 1980).

Figure 6. Particle-size of A horizons of erodible soil series (after EVANS, 1980).

especialmente en el caso de deslizamientos superficiales, con la implantación de vegetación cuyas raíces penetren más allá de las posibles superficies de rotura.

Además de las características de la vegetación, que se pueden traducir, de forma inmediata, en una reducción de las pérdidas de suelo, con ella se favorece la creación de situaciones microclimáticas favorables para la conservación del suelo, especialmente las masas forestales arbóreas, al reducir las temperaturas máximas y mínimas y disminuir la radiación solar directa sobre el suelo.

Para climas semihúmedos se han establecido relaciones cualitativas entre ciclos estacionales de lluvia, cubierta vegetal y erosión (fig. 4).

5. EL SUELO Y LOS CONDICIONANTES GEOLOGICOS

El clima es el elemento activo o energético de la erosión, que actúa sobre el suelo, el elemento pasivo o resistente. Podemos considerar como elemento resistente al suelo en el sentido estricto o edafológico, o bien a una formación geológica superficial o a un elemento o conjunto rocoso. A escala

de los tiempos geológicos, la erosión tiende a eliminar todo tipo de materiales, pero en una escala de tiempo muchísimo más corta, próxima a la humana, la erosión se presenta de una forma más notable y generalizada sobre todo en conjuntos edáficos y en unidades geológicas de superficie con escasa compactación y/o pobremente cementadas.

Podemos definir un suelo como un complejo de fragmentos orgánicos y minerales, con una organización en horizontes o capas diferenciadas —que forman el conjunto denominado perfil edáfico—, resultado de procesos químicos, físicos y biológicos (ver, por ejemplo, KNAPP, 1979). Para la formación de un suelo se necesita incorporación de mineral por meteorización de la roca madre o material de origen, incorporación de materia orgánica por descomposición de plantas y animales y, por último, la reorganización de estos componentes por procesos de desplazamiento y agregación para formar los horizontes del suelo (KNAPP, 1979).

La relación entre el tiempo para desarrollarse un suelo y el espesor del perfil está enormemente condicionada por el material geológico de partida. Un suelo desarrollado sobre granitos en un ambiente frío y húmedo durante diez mil años puede tener sólo unos centímetros de espesor, mientras que un suelo desarrollado a partir de loess durante un tiempo similar puede tener uno o dos metros de espesor (Foss y

SEGOVIA, 1984; ver figura 6 del capítulo "Estrategias y técnicas de conservación de suelos"). Los factores que condicionan el sistema edáfico son, fundamentalmente, el clima, los organismos, el material de origen, el relieve o topografía y el tiempo (fig. 5).

La textura del suelo es una de las características que se utiliza para determinar la susceptibilidad a la erosión del suelo. Normalmente los suelos con un alto contenido en limos son muy erosionables. Un bajo contenido en arcilla (EVANS, 1980), entre aproximadamente un 9 y un 30 por 100, es indicador de un suelo fácilmente erosionable (fig. 6). El contenido en arcilla suele considerarse como uno de los indicadores más satisfactorios de erosionabilidad de un suelo, ya que las partículas de arcilla, al combinarse con la

materia orgánica, forman agregados estables debido a los fuertes lazos que existen entre sus coloides. La estabilidad de los agregados determina la resistencia del suelo, pero esta estabilidad depende en gran medida del tipo de mineral arcilloso presente. Las illitas y esmectitas forman agregados con facilidad, pero presentan una estructura abierta que hace que cuando se humedecen y secan se produzcan procesos de hinchamiento y retracción, lo que da lugar a grietas que facilitan la incisión por el agua, mientras que otros minerales arcillosos, como por ejemplo la caolinita, con estructura más cerrada, son más resistentes a la erosión (MORGAN, 1986).

Existe un conjunto de índices que se han desarrollado, a partir de determinaciones de laboratorio o de campo, para estimar la respuesta del suelo frente a la erosión por lluvia y viento (tabla 1).

TABLA 1. INDICES DE EROSIONABILIDAD DEL SUELO POR EROSION HIDRICA (Recopilados por MORGAN, 1986)

Ensayos estáticos de laboratorio		
• Coeficiente de dispersión:	$\frac{\% \text{ limo} + \% \text{ arcilla sin dispersante}}{\% \text{ limo} + \% \text{ arcilla con dispersante}}$	MIDDLETON (1930)
• Coeficiente de arcilla:	$\frac{\% \text{ arena} + \% \text{ limo}}{\% \text{ arcilla}}$	BOUYOUCOS (1935)
• Coeficiente superficie-agregados:	$\frac{\text{superficie de partículas} > 0,2 \text{ mm.}}{(\% \text{ limo} + \% \text{ arcilla con dispersante}) - (\% \text{ limo} + \% \text{ arcilla sin dispersante})}$	ANDRÉ Y ANDERSON (1961)
• Coeficiente de erosión:	$\frac{\text{coeficiente de dispersión}}{\text{coeficiente contenido en coloides/equivalente de humedad}}$	LUGO-LOPEZ (1969)
• Índice de inestabilidad:	$\frac{\% \text{ limo} + \% \text{ arcilla}}{Ag_{\text{air}} + Ag_{\text{alc}} + Ag_{\text{benz}}}$	HENIN, MONNIER Y COMBEAU (1958)
donde Ag es el % de agregados > 0,2 mm., después de tamizado por vía húmeda sin pretratamiento y con pretratamiento del suelo con alcohol y benzeno, respectivamente.		
• Índice de inestabilidad:	$\frac{\% \text{ limo} + \% \text{ arcilla}}{\% \text{ de agregados} > 0,2 \text{ mm. después de tamizado por vía húmeda} - 0,9 (\% \text{ arena gruesa})}$	COMBEAU Y MONNIER (1961)

TABLA 1. (Continuación)

<p>Ensayos estáticos de campo</p>	<p>CHORLEY (1959)</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Índice de erosionabilidad: $\frac{1}{\text{resistencia a la cizalla} \times \text{permeabilidad}}$ 	
<p>Ensayos dinámicos de laboratorio</p>	<p>WOODBURN Y KIZACHYN (1956)</p> <p>BRYAN (1968)</p> <p>BRUCE-OKINE Y LAL (1975)</p> <p>VOZNEŠENSKY Y ARTSRUUI (1940)</p> <p>WISCHMEIER Y MANNERING (1969)</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Ensayo de lluvia simulada: Comparación de la erosión de suelos diferentes sometidos a lluvias "tipo" 	
<ul style="list-style-type: none"> • Contenido de agregados estables en el agua (WSA): % WSA > 0,5 mm. después de someter al suelo a una lluvia simulada. 	
<ul style="list-style-type: none"> • Ensayo de goteo: % de agregados destruidos por un número de impactos preseleccionados por gotas de lluvia "tipo" (p. ej., 5,5 mm. de diámetro, de 0,1 gr. desde una altura de 1 m. <ul style="list-style-type: none"> • Índice de erosión: $\frac{dh}{a}$ <p>Donde d es un índice de dispersión (coeficiente entre % partículas > 0,05 mm. sin dispersión y % partículas > 0,05 mm. después de la dispersión del suelo con ClNa); h es un índice de la capacidad de retención de agua (retención de agua del suelo para 1 gr. de coloides); y a es un índice de agregación (% agregados > 0,25 mm. después de someter al suelo a un flujo de agua de 100 cm. min⁻¹ durante 1 hora).</p>	
<p>Ensayos dinámicos de campo</p>	<p>WISCHMEIER Y MANNERING (1969)</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Índice de erosionabilidad (k): pérdida de suelo por unidad de E₁₀ 	

sobra la "E"

Obviamente, no sólo las características texturales y mineralógicas son los únicos elementos que condicionan la erosionabilidad de los materiales en un territorio, sino que debe examinarse el conjunto de los aspectos geológicos que intervienen en la intensidad y heterogeneidad de la erosión en dicho territorio. Dentro de una perspectiva am-

plia, la litología, la tectónica y el modelado morfológico —resultado de la interacción de los dos primeros con el clima— son los que se pueden considerar como principales, de los que surgen una gran cantidad de aspectos condicionados por ellos (dinámica de vertientes, energía de relieve, etcétera).

De la litología depende directamente la resistencia de los materiales así como su capacidad de infiltración, que condiciona la generación de escorrentía (fig. 7). En las zonas calcáreas, la erosión, que da lugar al típico modelado kárstico, se produce por disolución, presentándose altas tasas de infiltración y escaso desarrollo de la red de drenaje subaérea. En rocas graníticas y conjuntos metamórficos escasamente meteorizados, la erosionabilidad llega a ser relativamente baja, aunque la red de drenaje llegue a veces a presentarse muy ramificada y con profundos ahondamientos. Pero las mayores condiciones de erosionabilidad se dan en formaciones limo-arcillosas y en margas, así como en conglomerados arenosos con matrices arcillosas, en areniscas débilmente cementadas, en formaciones derivadas de la destrucción y alteración de granitos (fotografía 3), en materiales piroclásticos, así como, en general, en rocas disgregables o meteorizadas, especialmente en aquellas en que en el proceso de desintegración se libera un alto porcentaje de arcillas, como ocurre en numerosos conjuntos pizarrosos, así como en formaciones volcánicas.

En prácticamente todos estos tipos litológicos fuertemente erosionables pueden aparecer áreas muy características, denominadas con el término inglés *badland*. Dicho término, que procede del español "malas tierras", fue acuñado para referirse a laderas naturales intensamente abarrancadas, con vegetación muy dispersa o inexistente y no aptas para la agricultura. Se consideran estas áreas originadas por procesos fluviales y caracterizados por una densa red de drenaje que da pequeños valles en "V", interfluvios estrechos y laderas abruptas que a menudo terminan en superficies

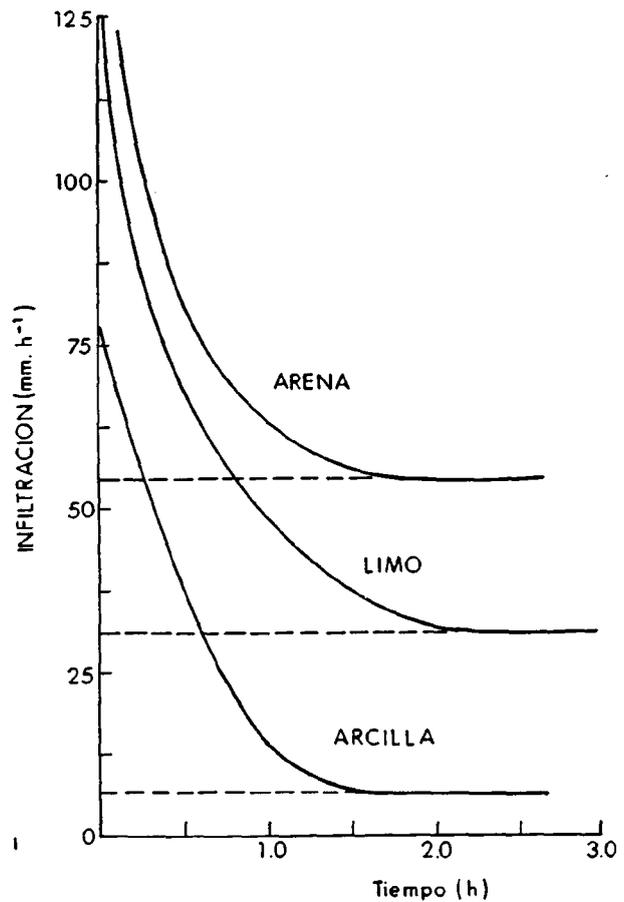


Figura 7. Tasas de infiltración típicas para varios suelos (según WITHERS y VIPOND, 1974).

Figure 7. Typical infiltration rates for various soils (after WITHERS y VIPOND, 1974).

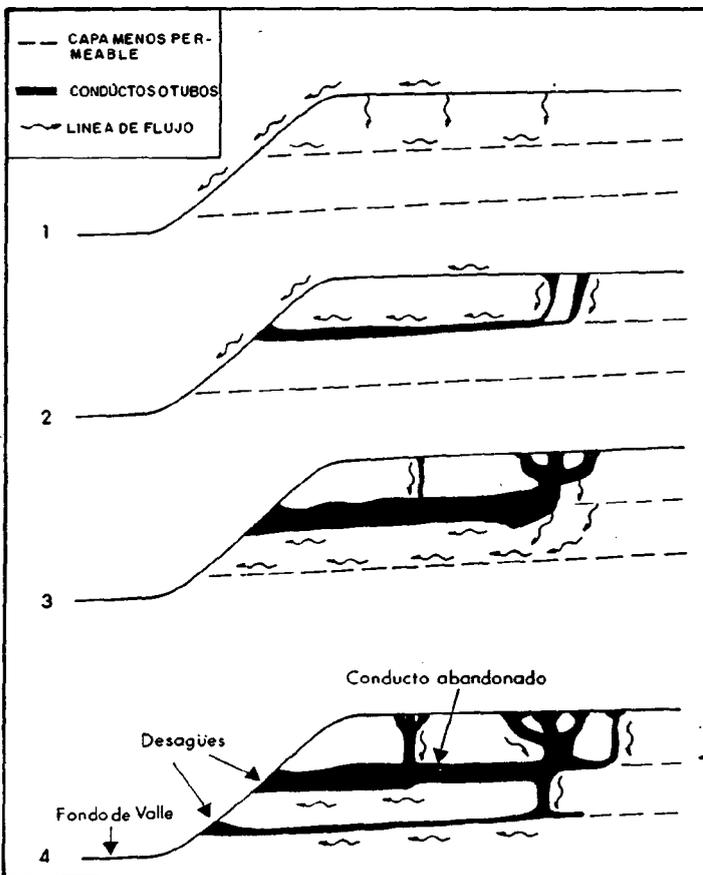


Figura 8. Modelo evolutivo de desarrollo de suforesión en Big Muddy Valley, Canadá (según DREW, 1982).

Figure 8. Suggested sequence of piping development, Big Muddy Valley, Canada (after DREW, 1982).

planares de suave pendiente —denominadas pedimentos o micropedimentos—. Tradicionalmente se las atribuía altas tasas de erosión, aunque actualmente se ha comprobado que pueden presentar tasas de erosión muy variables, incluso notablemente bajas. Pero el término *badland* se ha extendido hasta incluir otras áreas en las que los procesos de sufusión y movimientos en masa se combinarían con procesos fluviales para dar lugar a una topografía rugosa y accidentada, no dando lugar necesariamente a una densa red de incisión (BRYAN Y YAIR, 1982). La sufusión consiste en la formación de

conductos o túneles naturales en el suelo o en depósitos poco o nada consolidados, por lavado y erosión subsuperficial, al desarrollarse importantes gradientes hidráulicos (fig. 8).

La evolución tectónica determina la distribución de las grandes unidades morfológicas, condicionando la distribución de los relieves y la energía de los mismos. Un relieve es tanto más energético cuanto mayor es su diferencia de altura o desnivel con respecto a la zona donde se acumula el sedimento originado por la destrucción de ese relieve, ya sea

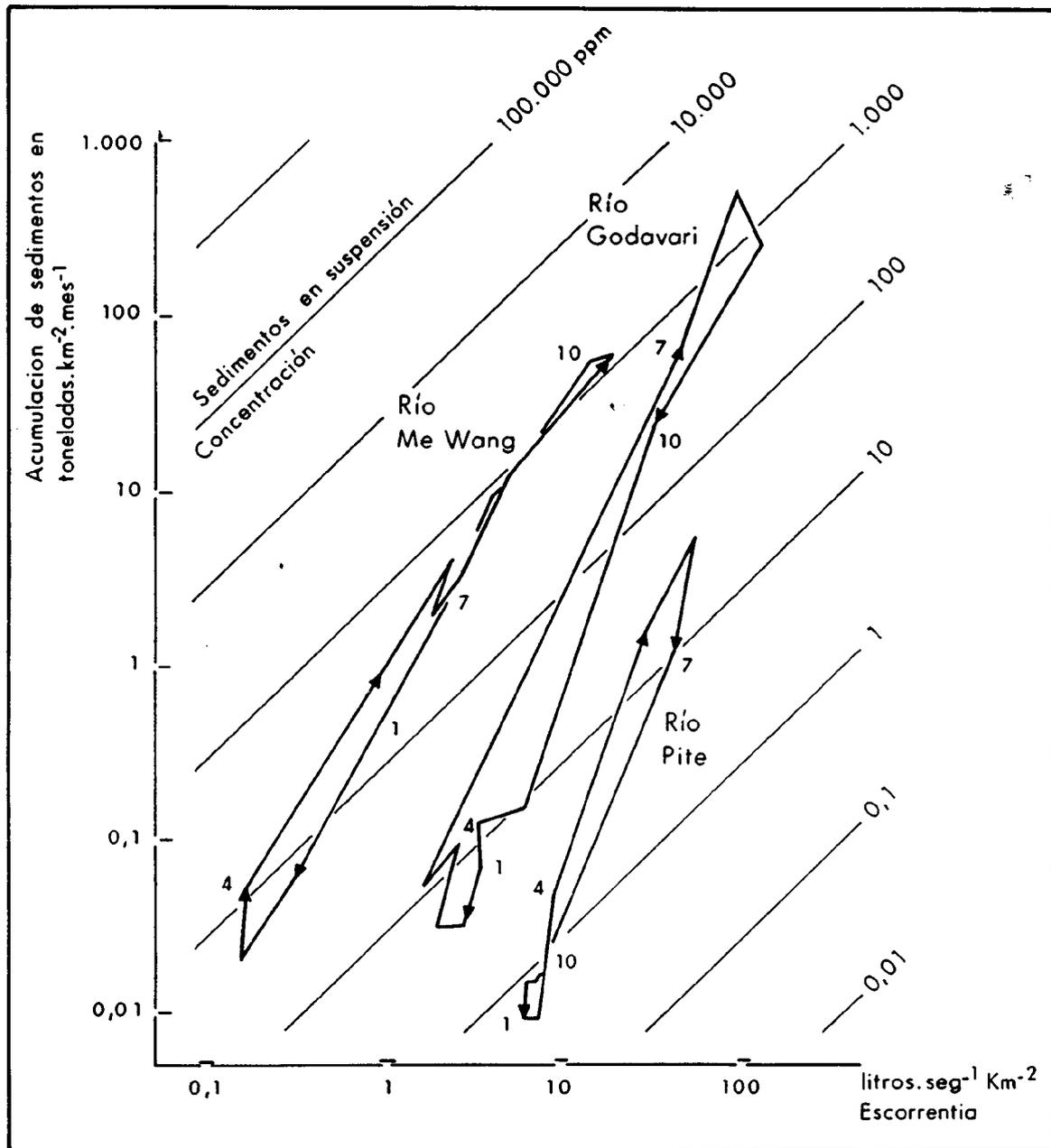


Figura 9. Relación mensual entre sedimentos en suspensión y escorrentía de los ríos Me Wang (Tailandia), Godavari (India) y Pite (Suecia). Los números indican los meses (1 = enero) y las flechas la trayectoria anual de la curva (según SUNDBORG, 1983).

Figure 9. Monthly relationship between runoff and suspended load by the rivers Me Wang (Thailand), Godavari (India) and Pite (Sweden). Numbers indicate the months (1 = January). Arrows indicate the annual trajectory of the curve (after SUNDBORG, 1983).

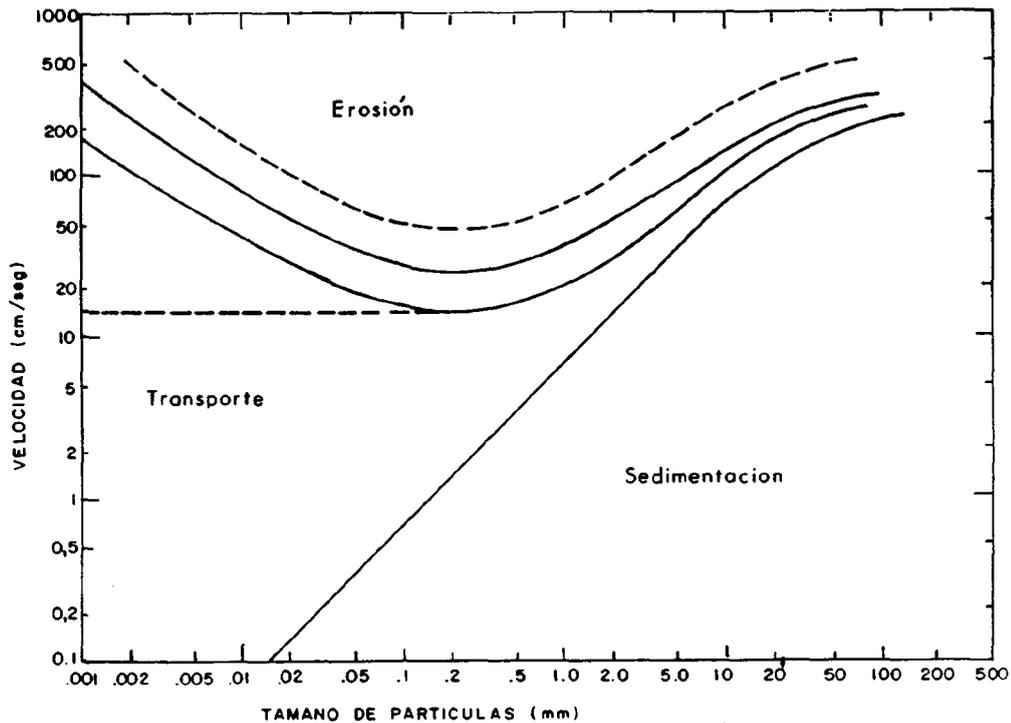


Figura 10. Diagrama ilustrativo de la velocidad de corriente mínima a la que pueden ser erosionadas las partículas minerales de cualquier tamaño, en un lecho con tamaños de partículas similares, con una capa de agua inferior a 1 m. Las curvas continuas representan los datos de HJULSTRÖM, 1935; las curvas discontinuas representan las revisiones propuestas por SUNDBORG, 1956 (según SUNDBORG, 1956).

Figure 10. Diagram showing the minimum current velocity in water at least 1 m. deep at which mineral grains of any size can be eroded from a bed of similar size grains. Solid curve represents the 1935 data of HJULSTRÖM; the dashed curve represents the 1956 revision proposed by SUNDBORG, 1956 (after SUNDBORG, 1956).

temporal o definitivamente. Por otra parte, la actividad tectónica reciente o neotectónica da lugar a rejuvenecimientos en el relieve que aumentan considerablemente la erosión y la consecuente producción de nuevos depósitos. Las acumulaciones generadas por la destrucción de estos relieves, a menudo altamente inestables y con escasa o nula compactación, son, a su vez, fácilmente erosionadas.

A una escala de mayor detalle, la fracturación de los materiales supone una disminución en la resistencia de los mismos. Las fracturas pueden influir de manera importante en el aumento de la capacidad de infiltración, como ocurre en el caso de acuíferos por fracturación y karstificación, retardando la aparición de escorrentía superficial.

Otro aspecto de gran interés de la tectónica es el de condicionar la situación y características de las más importantes cuencas de drenaje.

6. CUENCAS FLUVIALES Y AVENIDAS

Las unidades funcionales y naturales en que se realiza la erosión hídrica son las cuencas de drenaje. En ellas se redistribuye en material a través de la erosión, el transporte y la sedimentación.

En este contexto, los ríos se constituyen en las principales vías de evacuación de material de los continentes hacia los océanos. La gran variedad en la carga de sedimentos que transportan los diferentes ríos proviene de los distintos ambientes climáticos y geológicos, principalmente, en que se encuentran (fig. 9). La carga transportada proviene de la erosión del conjunto de la cuenca drenada y, en menor medida, de la erosión en los límites canal (GREGORY y WALLING, 1978). La erosión producida directamente por el canal en su lecho depende fundamentalmente de la velocidad de la corriente y del tamaño de partículas que componen el lecho (fig. 10).

Los limos y arenas finas y de medias a gruesas son los sedimentos más fácilmente erosionables, mientras que sedimentos con tamaños de partículas mayores requieren mayor energía para ser movilizados. Los sedimentos con tamaño de partículas inferiores a cuatro micras están compuestos mayoritariamente por minerales arcillosos, con lo que no se comportan como sistemas dispersos al presentar propiedades cohesivas. Una vez que el sedimento es arrancado del lecho, es menor la velocidad necesaria para su transporte.

Durante los períodos de avenidas se llega a incrementar notablemente la producción y redistribución de material (ver capítulo "Avenidas y procesos de erosión y sedimentación") procedente del conjunto de la cuenca. Al incrementarse el caudal sólido transportado por el río, aumenta su capacidad

para erosionar sus márgenes y su propio cauce, ya que aumenta el esfuerzo de cizalla de la corriente al depender ésta, entre otros factores, del peso específico del fluido que, en corrientes muy cargadas de sedimentos, puede llegar a duplicarse con relación al agua clara (BAKER y COSTA, 1987). De esta forma, el río gana en anchura y en profundidad —si se trata de cauces de lecho aluvial, no de cauces de lecho rocoso, donde la resistencia del material puede impedir modificaciones sustanciales (BAKER, 1988)—, pudiendo producirse cambios geomorfológicos en la disposición del cauce, que puede llegar a migrar lateralmente o, incluso, a rectificar meandros. La respuesta en los tramos bajos del río se traduce sobre todo en procesos de sedimentación (fotografía 4).

7. LA EROSION ANTROPICA

El hombre, en su relación con el medio, ha introducido cambios tan importantes en diversos parámetros naturales,

llegando incluso a situaciones irreversibles, que ha modificado profundamente los sistemas ecológicos y los procesos actuantes en ellos. La modificación de la dinámica fluvial (construcción de embalses, rectificaciones de cauces), de usos del suelo (talas de bosques, cultivos inapropiados, sobrepastoreo, explotaciones mineras, grandes obras) llega a hacer afirmar que el hombre es un agente erosivo de consecuencias difícilmente previsibles (fig. 11). De ello se derivan daños al medio físico y perjuicios económicos y sociales que generalmente han sido muy insuficientemente valorados (de VAL, 1988). Además, el hombre incide de forma importante, aunque no bien conocida, en la climatología: aumento en la concentración del CO₂ atmosférico por quema de combustibles fósiles; disminución de la transparencia de la atmósfera por emisión de partículas; incremento del albedo terrestre por efecto de la deforestación y sobreexplotación de pastos, que inciden en la formación de nubes y precipitación, etc.

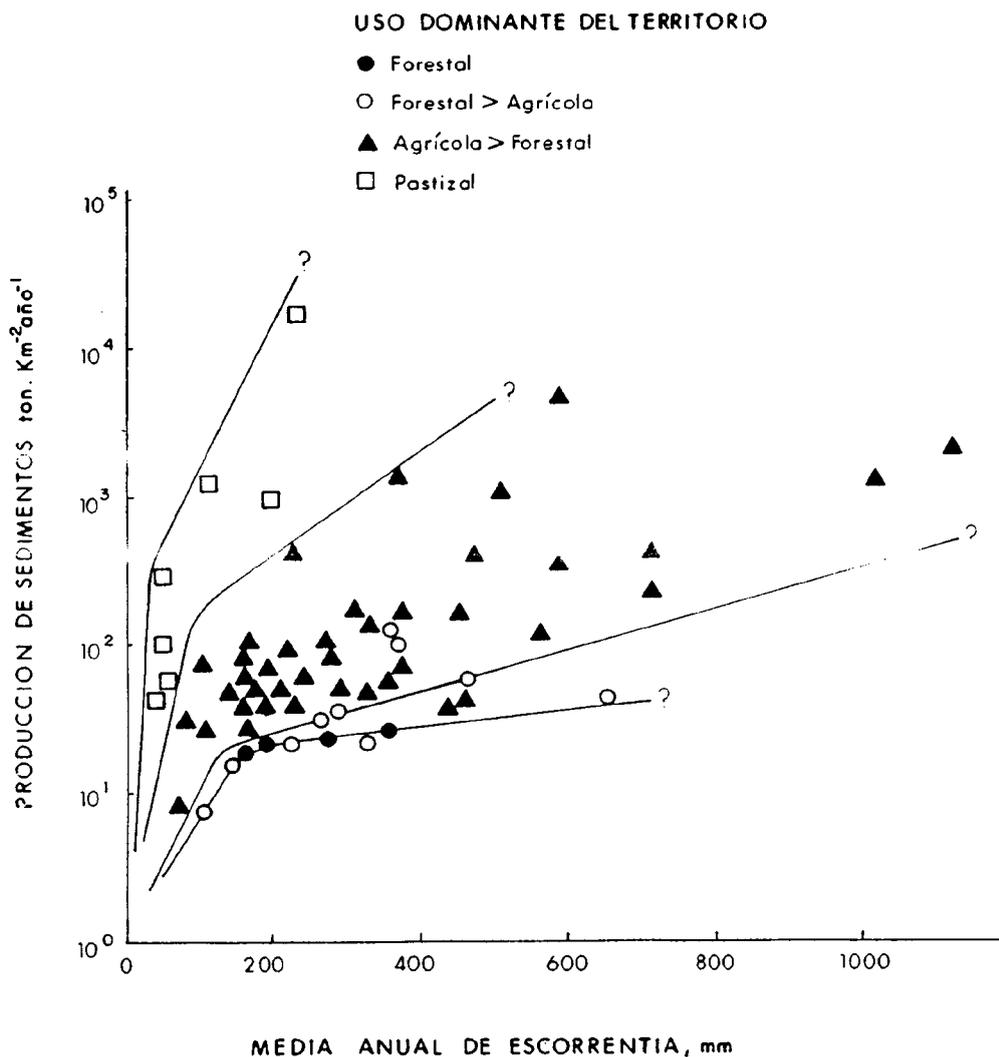


Figura 11. Relación entre la escorrentía media anual y la producción de sedimentos para cuatro tipos de usos del territorio (según DUNNE, 1979).

Figure 11. Relationship of sediment yield to mean annual runoff for four land use types (after DUNNE, 1979).

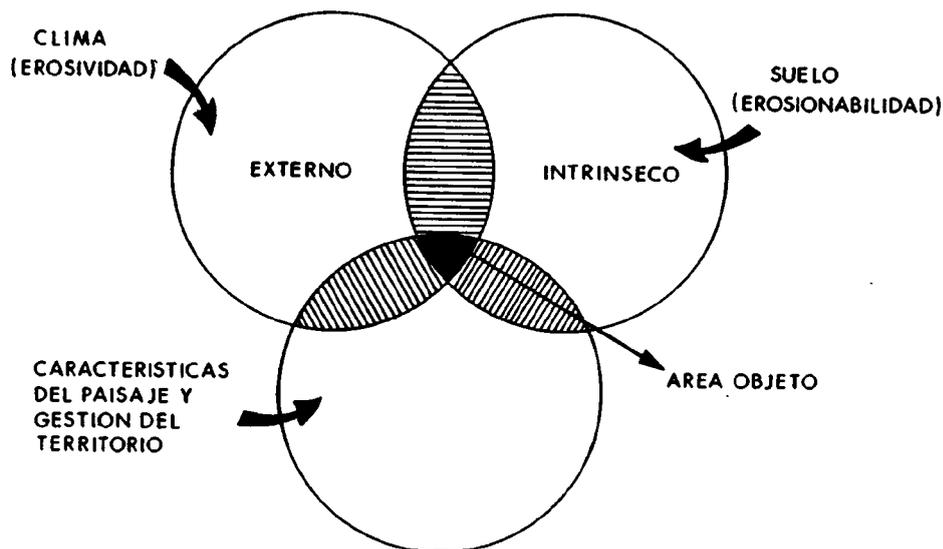


Figura 12. La erosión como proceso y mecanismo multidisciplinar (según QUIRK y DUDAL, 1980).

Figure 12. Erosion as multidisciplinary process and mechanism (after QUIRK and DUDAL, 1980).

El término erosión acelerada se puede considerar como sinónimo de erosión antrópica. La erosión acelerada del suelo ocurre cuando se adopta en una localidad o área vulnerable un tipo inapropiado de uso del territorio (KNAPP, 1979) o bien se modifican algunos de los factores de control de la erosión, en el sentido de aumentar la misma. Estas modificaciones pueden ser directas o inmediatas, como cuando se elimina la cubierta vegetal en suelos altamente erosionables, se realizan arados a favor de la pendiente o incluso por la construcción de carreteras y autopistas. Pero otras veces la actividad humana incide en los procesos erosivos de forma menos clara y manifestándose a más largo plazo, como ocurre en sus complejas interacciones con el clima. En este sentido, y aun no conociéndose claramente

cuáles son las tendencias naturales del clima, parece apuntarse hacia un ensanchamiento de las zonas áridas subtropicales por el efecto del calentamiento atmosférico por actividad humana, reduciéndose así las áreas agrícolas utilizables. Si la agricultura y el pastoreo se extienden hacia zonas marginales, con baja pluviosidad o suelos de escasa productividad, se agrava el problema, aumentando la erosión y acelerando la desertización (GLANTZ, 1987).

En definitiva, el problema de la erosión, a escala humana en lo que se refiere al recurso no renovable "suelo", necesita para su comprensión global información de tipo multidisciplinar, ya que el propio proceso de la erosión abarca mecanismos y factores de muy diverso origen y características (QUIRK y DUDAL, 1980; fig. 12).

BIBLIOGRAFIA

- BAKER, V. R. (1988): "Flood erosion". En *Flood Geomorphology*. V. R. Baker, R. C. Kochel y P. C. Patton (eds.), John Willey and Sons, págs. 81-95. Nueva York.
- BAKER, V. R., y COSTA, J. E. (1987): "Flood Power". En *Catastrophic Flooding*. L. Mayer y D. Nash (eds.), Allen and Unwin, Inc., págs. 1-21. Boston.
- BRYAN, R., y YAIR, A. (1982): "Perspectives on studies of badland geomorphology". En *Badland Geomorphology and Piping*. R. Bryan y A. Yair (eds.), Geo Books, págs. 1-12. Norwich.
- DOUGLAS, I. (1967): "Man, vegetation and the sediment yield of the rivers". *Nature*, 215, págs. 925-928.
- DREW, D. P. (1982): "Piping in the Big Muddy badlands, southern Saskatchewan, Canada". En *Badland Geomorphology and Piping*. E. Bryan y A. Yair (eds.), Geo Books, págs. 293-304. Norwich.
- DUNNE, T. (1979): "Sediment yield and land use in tropical catchments". *Journal of Hydrology*, 42, págs. 281-300.
- EVANS, R. (1980): "Characteristics of water-eroded fields in lowland England". En *Assessment of Erosion*. M. De Boedt y D. Gabriels (eds.), John Willey and Sons, págs. 77-87. Chichester.

- F. A. O. (1967): "La erosión del suelo por el agua. Algunas medidas para combatirlo en las tierras de cultivo". *Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación*, 207 págs. Roma.
- FOSS, J. E., y SEGOVIA, A. V. (1984): "Rates of soil formation". En *Groundwater as a Geomorphic Agent*. R. G. La Fleur (ed.), Allen and Unwin, Inc., págs. 1-17. Boston.
- FOURNIER, F. (1960): "Climat et erosion: la relation entre l'erosion du sol par l'eau et les precipitations atmospheriques". *Pres. Univ. France*, 201 págs. París.
- GLANTZ, M. H. (1987): "Sequía en Africa". *Investigación y Ciencia*, número 131, agosto, págs. 26-33.
- GREGORY, K. J., y WALLING, D. E. (1973): *Drainage basin form and process. A geomorphological approach*. Edward Arnold (ed.), 458 págs. Londres.
- HUDSON, N. W. (1971): *Soil conservation*, 320 págs. Londres.
- HUGGETT, R. J. (1985): *Earth Surface Systems*. Springer Verlag, 270 págs. Berlín.
- KIRKBY, M. J. (1984): "El problema". En *Erosión de Suelos*. Limusa, págs. 15-33, México.
- KIRKBY, M. J., y MORGAN, R. P. C. (editores) (1984): *Erosión de suelos*. Limusa, 375 págs. México.
- KNAPP, B. (1979): *Soil Processes*. George Allen y Unwin Ltd., 72 págs. Londres.
- KNIGHTON, D. (1984): *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold, Ed. 218 págs. Londres.
- LANGBEIN, W. B., y SCHUMM, S. A. (1958): "Yield of sediment in relation to mean annual precipitation". *Transactions of the American Geophysical Union*, 39 págs. 1076-1084.
- MORGAN, R. P. C. (1986): "Soil erosion and conservation". D. A. Davidson (ed.). *Longman Scientific and Technical*, 298 págs. Essex.
- NEBOIT, R. (1983): "L'homme et l'erosion". *Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand II*, fasc. 17, 183 págs. Clermont-Ferrand.
- QUIRK, J., y DUDAL, R. (1980): "Summary and conclusions". En *Assessment of Erosion*. M. De Boodt y D. Gabriels (eds.), John Willey and Sons, págs. 553-557. Chichester.
- SAUNDERS, P. T. (1983): *Una introducción a la teoría de catástrofes*. Siglo Veintiuno de España Editores, 180 págs. Madrid.
- SIEVER, R. (1983): "Dinámica terrestre". *Investigación y Ciencia*, número 86, noviembre, págs. 14-24.
- SUNDBORG, A. (1983): "Los problemas de sedimentación en las cuencas fluviales". *La Naturaleza y sus Recursos*, vol. XIX, número 2, abril-junio, págs. 10-21.
- SUNDBORG, A. (1956): "The river Klaräven, a study of fluvial processes". *Geografiska Annaler*, vol. 38, págs. 127-316.
- del VAL, J. (1988): "Factores que controlan los procesos de erosión-sedimentación". En *Riesgos Geológicos*. IGME, págs. 153-161. Madrid.
- WALLING, D. E., y KLEO, A. H. A. (1979): "Sediment yield of rivers in areas of low precipitation: a global view". En *The Hydrology of Areas of Low Precipitation. Proceedings of the Canberra Symposium*. December 1979, IAHS-AISH, número 28, págs. 479-493.
- WISCHMEIER, W. H., y SMITH, D. D. (1965): "Predicting Rainfall-erosion losses from cropland east of de Rocky Mountains". *Agricultural Handbook*, número 282. U. S. Department of Agriculture. Washington, D. C.
- WISCHMEIER, W. H., y SMITH, D. D. (1958): "Rainfall energy and its relationship to soil loss". En *Transactions of the American Geophysical Union*, 39, págs. 285-291.
- WITHERS, B., y VIPOND, S. (1974): *Irrigation: desing and practice*. Batsford.

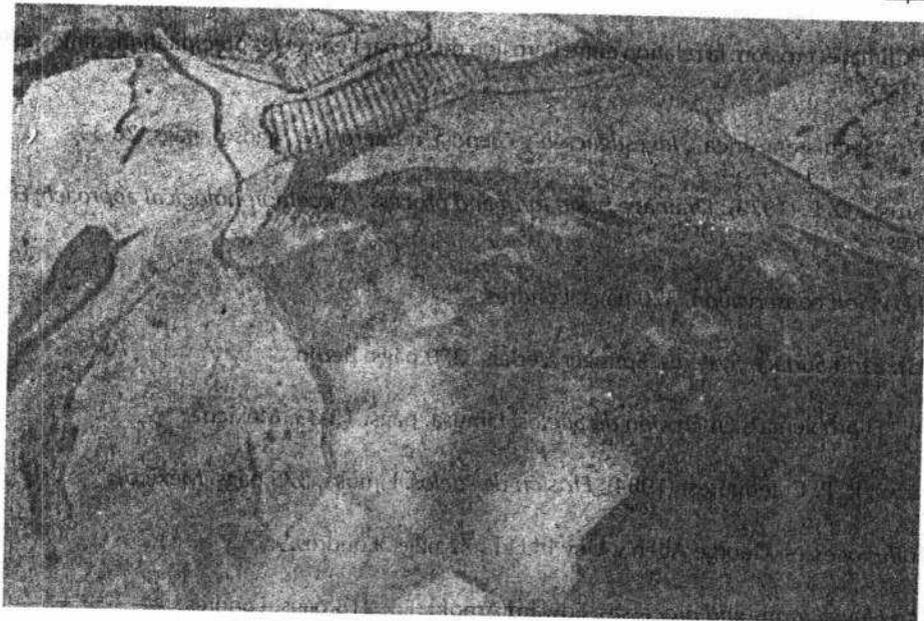


Foto 1. Erosión laminar en campo cultivado. Cuenca del Tajo. (Foto J. del Val)

Plate 1. Sheet erosion in a field. Tajo Basin. (Photo J. del Val).



Foto 2. Erosión generalizada en cárcavas y barrancos. Tabernas (Almería). (Foto J. J. Durán)

Plate 2. Generalized gully erosion. Tabernas (Almería). (Photo J. J. Durán).

OJO: la foto que vale es
 la 1. he pegado arriba
 (esta cambiada con la foto
 2 de la pág. 84)

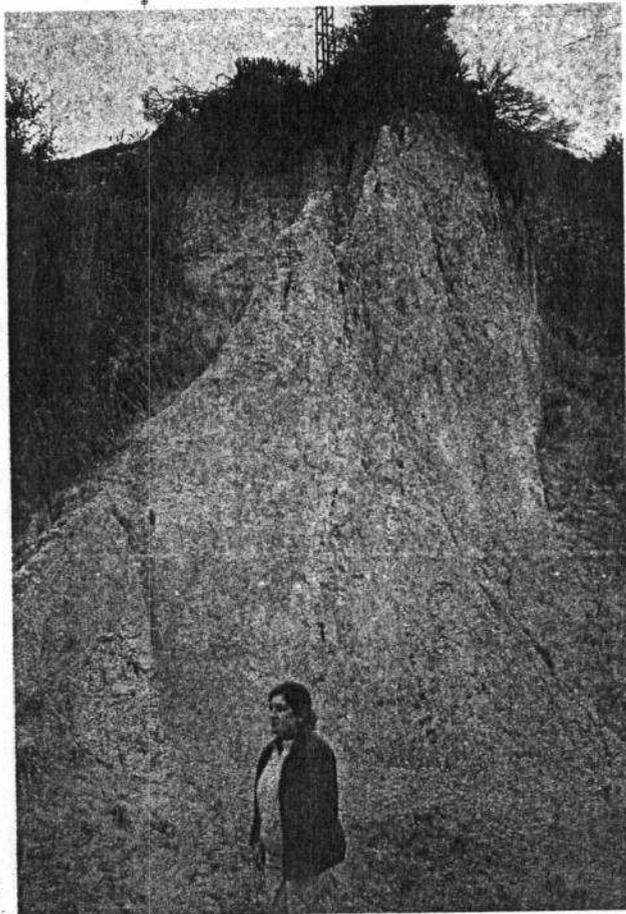


Foto 3. Fuerte erosión en granitos muy alterados. Montes de Toledo. (Foto J. del Val).

Plate 3. Intense erosion in very altered granites. Toledo Mountains. (Photo J. del Val).

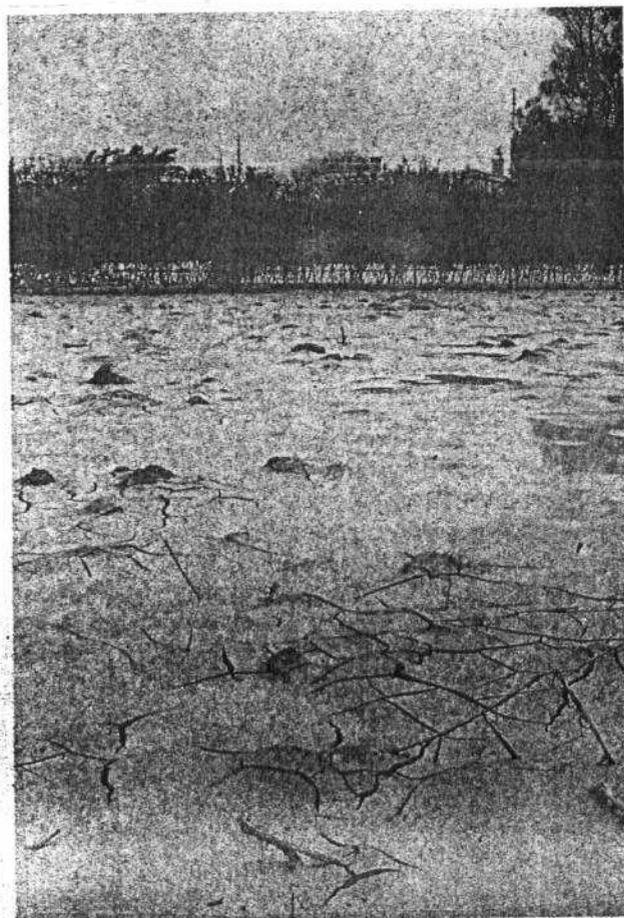


Foto 4. Sedimentación de limos como consecuencia de una avenida. Gandía (Valencia). (Foto J. del Val).

Plate 4. Silts sedimentation resulting from a flood. Gandía (Valencia). (Photo J. del Val).

Blauca

A 050

La erosión constituye uno de los problemas ecológicos, con multitud de implicaciones económicas y sociales, más importantes de nuestro planeta. El papel del hombre, acelerando un proceso de carácter natural, se convierte en un fenómeno complejo en el que intervienen y son afectados una gran cantidad de parámetros ambientales fuertemente interrelacionados entre sí. La preocupación por el hecho ha llevado a la constitución de programas, reuniones y proyectos para sintetizar la magnitud del problema y proponer líneas de actuación e investigación a nivel mundial, patrocinados por diversos organismos internacionales. Seguramente, la conferencia de las Naciones Unidas, celebrada en Nairobi en 1977, sobre Desertización (UNCOD, 1977), aunque no referida exclusivamente a la erosión, ha supuesto el hito más significativo y con mayor trascendencia social y científica para tratar de plasmar y dar a conocer esta problemática. En esta conferencia, se dio la siguiente definición de desertización (*): "La desertización es un proceso de degradación ecológica por el cual la tierra productiva pierde la totalidad o parte de su potencial de producción". En esta amplia definición se incluyen todos los procesos de deterioro de la tierra, el agua, la vegetación, etc. que pueden dar lugar a

situaciones de tipo desértico. Entre estos procesos figuran la salinización y alcalinización de suelos por lixiviación de sales, la degradación química por toxicidad de elementos incorporados, la degradación física por pérdida de textura y estructura, la degradación biológica —principalmente por mineralización de humus— y la erosión hídrica y eólica con pérdidas físicas de suelo.

En el Mapa Mundial de Desertización ("World Map of Desertification") preparado por varios organismos internacionales para esta Conferencia —PNUMA, FAO, UNESCO, OMM— se señalan, además de las zonas hiperáridas (desiertos), las regiones con riesgo de desertización (fig. 1). España figura como el único país de Europa mediterránea con riesgo de desertización, siendo su causa, en gran medida, debida a procesos de erosión hídrica.

Las evaluaciones de pérdidas de suelo realizadas en diversos lugares del mundo son enormemente dispares y variadas. Por una parte, el proceso se manifiesta con diferentes intensidades tanto en el espacio como en el tiempo. Por otra, muchas de las tasas de erosión están obtenidas por

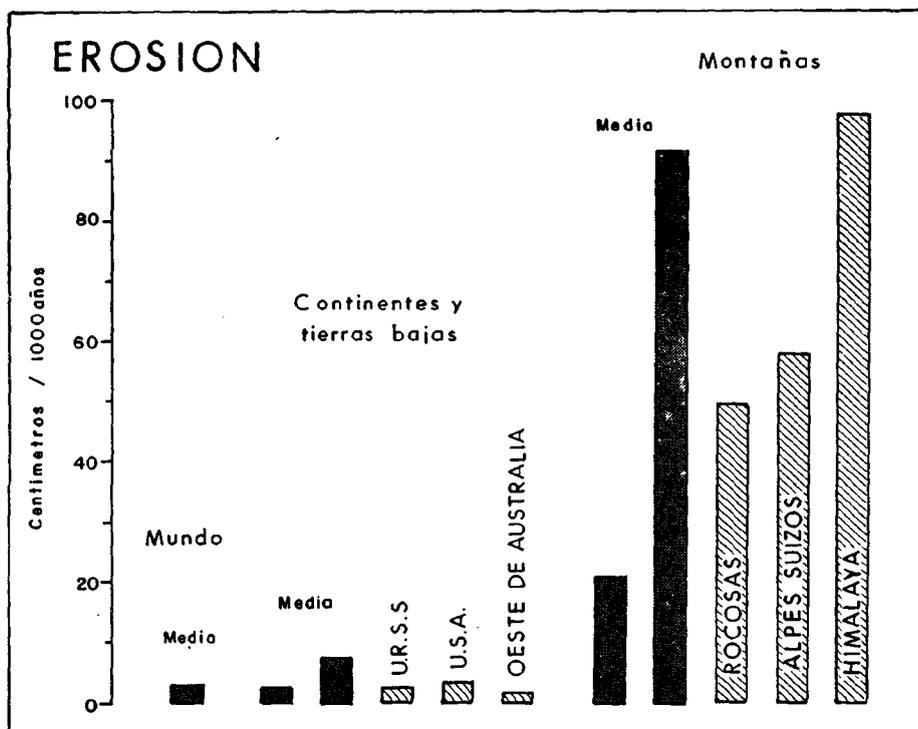


Figura 2. Tasas de erosión basadas en diferentes autores (en GREGORY y WALLING, 1973).

Figure 2. Some rates of erosion based on different authors (in GREGORY and WALLING, 1973).

(*) El término original proviene del vocablo inglés "desertification" (sinónimo de "desertización"), habiéndose incorporado a la lengua española los neologismos desertificación y desertización, utilizados habitualmente de forma indistinta, aunque algunos autores prefieren utilizar el término desertización para referirse a los fenómenos socioeconómicos de creciente abandono de un territorio por la población que lo habitaba y el término desertificación para expresar la degradación del suelo, vegetación, agua y condiciones generales ambientales. (Ver, por ejemplo, ALMENAR, 1987; LOPEZ BERMUDEZ, 1988; LINES, 1986; LE HOUEROU, 1987). En este texto utilizamos el vocablo desertización como sinónimo del concepto definido en la Conferencia de las Naciones Unidas de Nairobi en 1977.

diferentes metodologías que no son fácilmente comparables. Además, una gran cantidad de estimaciones están basadas en reconocimientos cualitativos y presentan una fuerte ausencia de datos de base (LAL, 1985).

En cuanto a la erosión natural, algunos investigadores estiman que varía entre 0,22 y 2,24 ton. ha.⁻¹ año (SMITH y STAMEY, 1965); de 10 a 50 m³. Km.². año.⁻¹ en tierras bajas y en regiones montañosas de 100 a 500 m³ Km.² año.⁻¹ (KADOMURA y YAMAMOTO, 1979). En la figura 2 se recogen tasas de rebajamiento procedentes de diversos autores. No obstante, en numerosos casos es sumamente difícil discernir entre el valor de la erosión natural y la correspondiente a la erosión acelerada.

En regiones con alta susceptibilidad a la erosión, existen estimaciones y valoraciones sobre las tasas de erosión que, no obstante, han de ser consideradas con gran precaución. En la región del loess de China, con intensa erosión tanto antrópica como natural (debido a las características litológicas y topográficas de la meseta de loess), manifiesta a través de procesos eólicos, hídricos y gravitacionales, se estiman tasas en amplias zonas que superan las 10.000 ton. Km.² año.⁻¹ (ZONGHU, 1986); para las regiones montañosas del Rift y del Atlas de Marruecos, se han estimado más de 200 ton. ha.⁻¹ año.⁻¹ (FAO, 1979); en la Isla del Sur de Nueva

Zelandia, recorrida por la cordillera que constituye la expresión superficial de parte del límite entre las placas Indica y Pacífica y que presenta un tectónica muy activa con fuertes acortamientos corticales y levantamientos tectónicos, se presentan zonas con valores calculados a partir de la carga en suspensión de los ríos de hasta entre 3.000 y 10.000 ton. Km.² año.⁻¹, estimándose que en una importante extensión se supera este último valor (ADAMS, 1980); en Nepal, uno de los países con mayores problemas de erosión, se estima en 35 ton. ha.⁻¹ año.⁻¹ la tasa para el conjunto del país y en 70 ton. ha.⁻¹ año.⁻¹ en las zonas de pasto (SHARMA, 1978; FLEMING, 1985). En África tropical y ecuatorial, una región con graves problemas de erosión, existen diversas valoraciones: de 174 a 602 m³. Km.² año.⁻¹ en Tanzania (CHRISTIANSSON, 1981); 1.800 ton. Km.² año.⁻¹ en Lesotho (CHAKELA, 1981); en Nigeria se han estimado, a partir de los sedimentos en suspensión transportados por los ríos, 483 ton. Km.² año.⁻¹ (OYEBANDE, 1981); en Malawi, también a partir de la carga en suspensión de los ríos, 1.804 ton. Km.² año.⁻¹ (BALEK, 1977). En la zona del Sahel y sub-Sahel, región donde la problemática de la pérdida de suelo reviste una especial gravedad, se han llegado a observar formación de barrancos de 150 a 300 m. de largo durante una corta estación de lluvias en Níger (TALBOT y WILLIAMS, 1978) y fuerte erosión eólica en periodos secos; en la meseta central de la región de Tigray, en Etiopía, se presentan más de 6.000 Km² afectados por

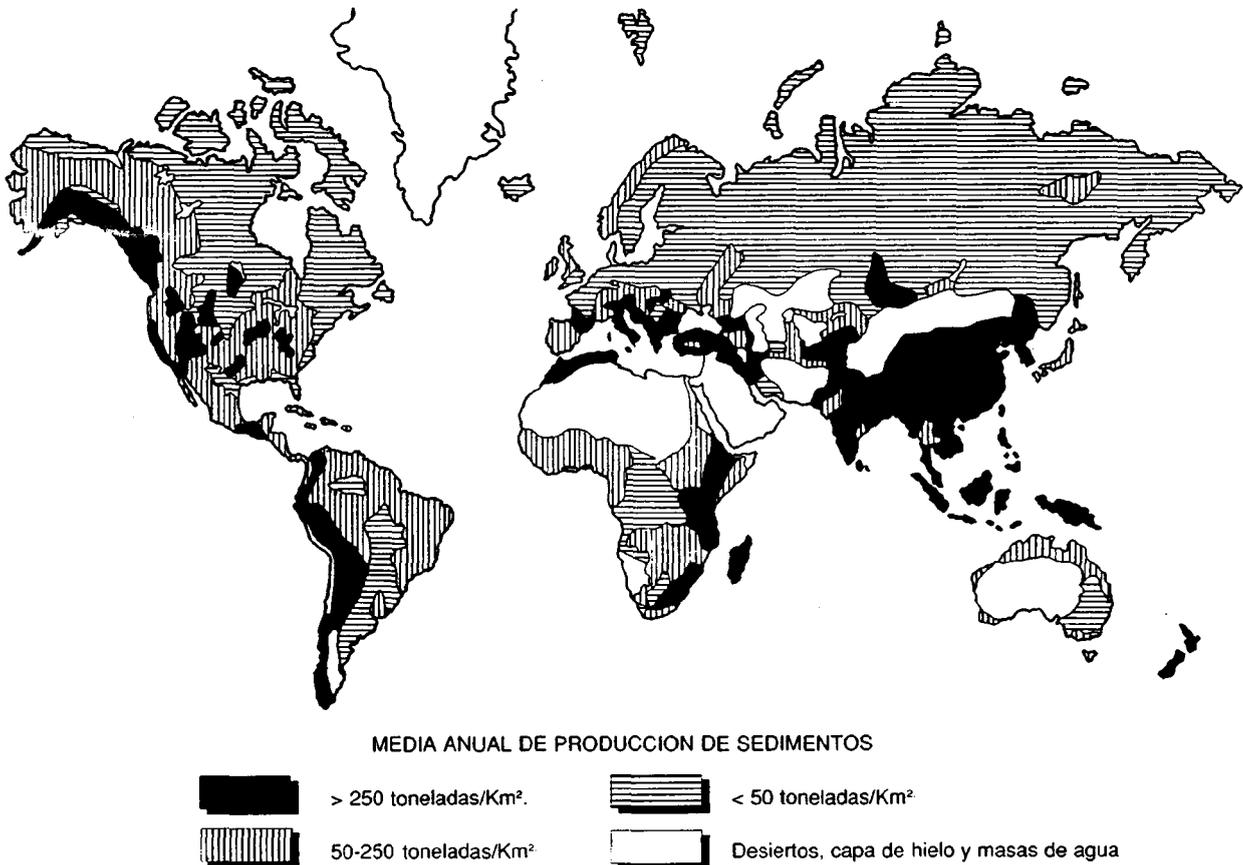


Figura 3. Mapa tentativo de las variaciones globales en la producción de sedimentos en suspensión (WALLING y WEBB, 1983, simplificado).

Figure 3. A tentative map of global variations in suspended sediment yield (WALLING and WEBB, 1983, simplified).

severa erosión y se estiman pérdidas en algunas regiones del país de más de 150 ton. ha.⁻¹ año⁻¹ (VIRGO y MUNRO, 1978; HELLEDEN, 1987).

En Estados Unidos, país pionero en la lucha contra la pérdida de suelo, el Servicio de Conservación de Suelos estimó que en el año 1977 se pudieron llegar a perder del orden de 3.000 millones de toneladas procedentes de campos cultivados. En la Comunidad Económica Europea se consideran de 14,7 a 25 millones de hectáreas amenazadas por la erosión (GIORDANO, 1988).

Muchas de estas cifras tienen sólo un carácter orientativo, pero pueden servir para proporcionar una idea de la magnitud del fenómeno. No obstante, conviene destacar de nuevo que faltan metodologías de evaluación estandarizadas, existe una gran ausencia de datos de base y medidas reales de erosión y se aplican con demasiada frecuencia modelos empíricos desarrollados en otros lugares distintos a los de la región de estudio (LAL, 1985).

Uno de los sistemas más útiles para evaluar y comparar la erosión mundial, a pesar de sus limitaciones, lo constituye la carga de sedimentos evacuados por los ríos. Para los ríos más importantes del mundo (Tabla 1) se conoce, aproximadamente, la carga media de sedimentos que anualmente transportan. La información al respecto ha crecido enormemente en los últimos años, habiéndose realizado mapas, de carácter tentativo, de la erosión en el mundo (fig. 3) si bien sólo con datos de material transportado en suspensión, debido a la dificultad técnica de medir la carga de fondo y la escasez de observaciones de carga en disolución. En este mapa puede observarse que las áreas con altas tasas de erosión incluyen regiones montañosas (Andes, Himalaya, Karakorum, Pirineos, parte de las Rocosas), las grandes fosas tectónicas africanas y regiones de suelos volcánicos (Java, Nueva Zelanda, Papúa-Nueva Guinea, partes de Centroamérica, etc). Valores altos de erosión también se observan en regiones semiáridas y semihúmedas (especialmente en China, India, oeste de Estados Unidos, zona mediterránea, parte central de la URSS, ...).

TABLA 1. Carga de sedimentos y en disolución de los grandes ríos. Datos recopilados por KNIGHTON, 1984 basándose en Holeman (1968), Inman y Nordstrom (1971) y Meybeck (1976).

Río	Caudal medio (10 ³ m ³ s ⁻¹)	Cuenca de drenaje (10 ³ Km ²)	Carga media de sedimentos (Tn. año ⁻¹)	Carga media en disolución (Tn. año ⁻¹)
Africa				
Congo	39,2	4000	53	47
Zambezi	7,1	1340	100	15
Níger	6,1	1125	68	10
Orange	2,9	1000	150	12
Nilo	2,8	3000	111	17
Asia				
Brahmaputra	19,3	580	795	75
Mekong	18,3	795	346	59
Yenisei	17,2	2600	13	73
Lena	16,3	2430	15	85
Ganges	11,6	975	524	76
Huang Ho (Amarillo)	1,5	752	1600	-
Australia				
Murray-Darling	0,7	1070	32	9
Europa				
Volga	8,4	1350	26	77
Danubio	6,4	805	68	60
Dnieper	1,6	500	1	11
Norte América				
Mississippi	18,4	3267	350	131
St. Lawrence	10,7	1025	5	54
Mackenzie	9,6	1800	117	70
Columbia	8,0	670	29	35
Yukon	6,2	770	79	34
Sudamérica				
Amazonas	175	6300	498	290
Orinoco	30	950	86	50
Paraná	18	2800	112	56
Magdalena	7,5	240	240	28

LA EROSION EN ESPAÑA

GRADO DE EROSION EN %

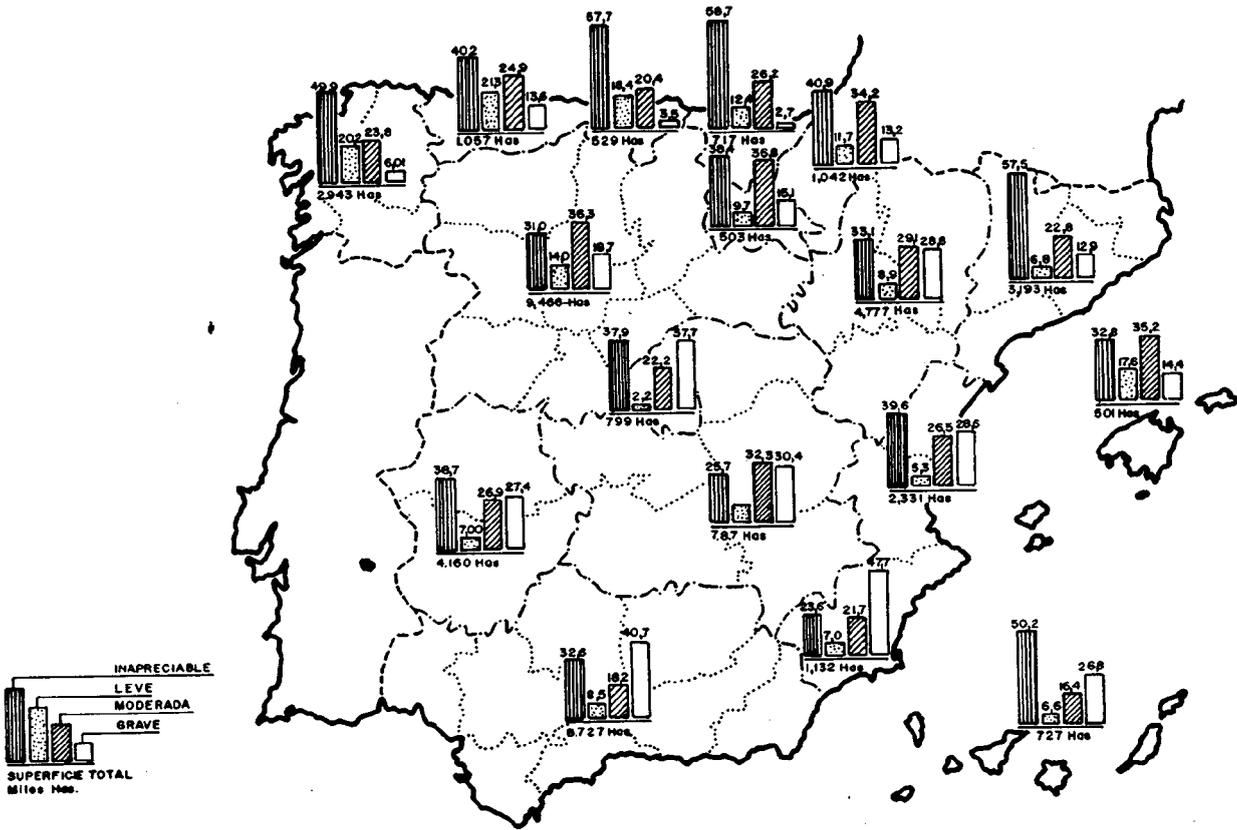


Figura 4. Distribución teórica del grado de erosión de las distintas Comunidades Autónomas de España, según datos elaborados por el Servicio Hidrológico Forestal (D. G. M. A., 1987).

Figure 4. Theoretical distribution of the erosion degree of the Autonomous Communities of Spain, after data from the Forestal Hydrological Service (D. G. M. A., 1987).

II. LA EROSION EN ESPAÑA

Aunque los datos sobre la erosión en España son variables, algunas estimaciones consideran que de un 25 % a más de un 30 % de la superficie del país sufre fenómenos de erosión fuertes y una erosión moderada o apreciable afectaría a otra importante extensión, entre un 30 % y más de un 40 % (ICONA, IGME, 1987; DGMA, 1987) (fig. 4).

El sector más vulnerable a la erosión se sitúa en el extremo oriental de la Península, a lo largo de una amplia franja que bordea el Mediterráneo, así como en las cuencas del Duero, Tajo y Ebro.

II. 1. Clima y vegetación

Los principales factores que definen el clima en una región terrestre son su situación en el planeta, su continentalidad (configuración geográfica con respecto a continentes y

océanos), la orografía del área y la influencia de la temperatura del mar si se trata de zonas rodeadas, al menos en parte, por mares y océanos. Estos factores configuran las condiciones climáticas de amplias regiones terrestres, mientras que aspectos como la altitud, la insolación, la vegetación y la presencia de lagos, embalses, etc. son responsables de las características de los climas locales dentro de las grandes zonas climáticas de la Tierra (FONT, 1983).

En España, convergen una serie de características que marcan el aspecto climático del país. Su posición geográfica, en el extremo suroccidental del continente, determina su pertenencia a la zona climática templada. Además, estando rodeada la Península Ibérica por el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, recibe la influencia de las masas de aire subtropical marítimo, mediterráneo, continental y, sólo de forma marginal, las borrascas atlánticas de la circulación general atmosférica asociadas al frente polar (CAPEL, 1981; GARCIA de PEDRAZA, 1986).

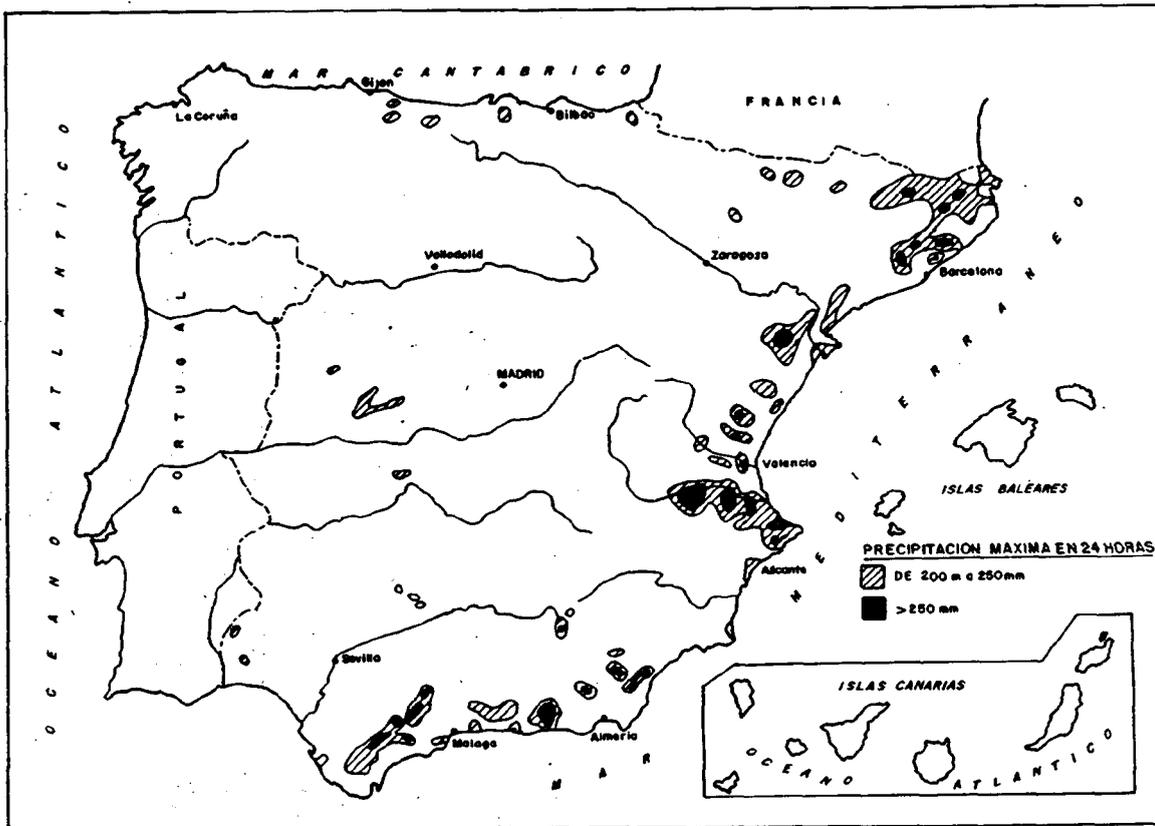


Figura 5. Mapa de España de precipitaciones máximas en un día, simplificado, según el Instituto Nacional de Meteorología (en D. G. O. H. - M. O. P. U., 1983 - 1984).

Figure 5. Map of Spain showing the maximum rainfall per day, simplified, after the Meteorological National Institute (in D. G. O. H. - M. O. P. U., 1983 - 1984).

Por otra parte la orografía desvía y modifica los flujos de aire húmedo del norte y noroeste creando zonas de pluviométricas muy secas (cuenca del Duero, cuenca del Ebro,...). La situación de las cordilleras periféricas (Béticas, Costero Catalanas, Cantábrica, etc.) favorece la torrencialidad de las cuencas hidrográficas limitadas entre ellas y el mar.

Con esta configuración se establece una irregularidad en el régimen de precipitaciones tanto espacial como temporalmente. Los máximos pluviométricos medios anuales, superiores a los 1500 milímetros de precipitación, se encuentran en el Noroeste (Galicia), Norte (Cordillera Cantábrica y Pirineos Occidentales) y en el Sur-Suroeste (Serranía de Ronda), situados en cuenca de vertiente atlántica. Por el contrario, los mínimos pluviométricos anuales con precipitaciones inferiores a los 400 milímetros, que ocupan extensas regiones, se encuentran en zonas de clima fuertemente continental (cuencas del Duero, Tago, Ebro), así como en la región mediterránea sureste, donde aparecen zonas con precipitaciones incluso inferiores a los 200 milímetros. Sin embargo los máximos de precipitación en 24 horas, con intensidades superiores a los 250 milímetros en un día, para el período 1961-1982, se encuentran todos en la vertiente mediterránea, entre las barreras montañosas periféricas y el mar Mediterráneo (fig. 5).

Por tanto, nos encontramos con amplias regiones de clima semiárido, e incluso árido (fig. 6) localizadas en las cuencas más continentales y en las zonas este y sureste, en las

que además aparecen los máximos de precipitación en 24 horas.

ZONAS DE ÍNDICE DE HUMEDAD $I_h = \frac{R}{E}$

R. TOTAL ANUAL DE PRECIPITACION

E. TOTAL ANUAL DE EVAPORACION, SEGUN LA FORMULA DE THORNTHWAITE

$I_h = 0,50$

ARIDA $I_h < 0,30$

SEMIARIDA $0,30 < I_h < 0,70$

SUBHUMEDA $0,70 < I_h < 1,00$

HUMEDA $I_h < 1,00$

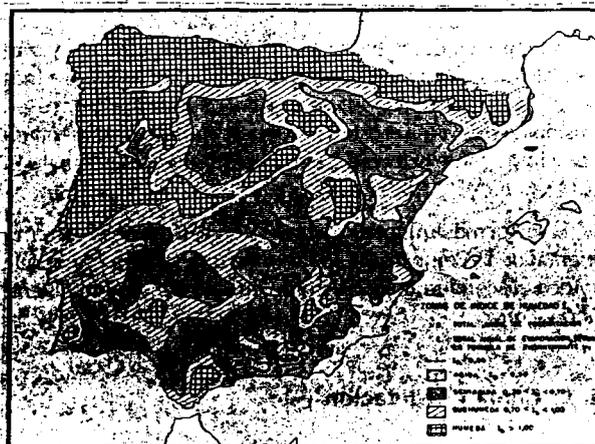
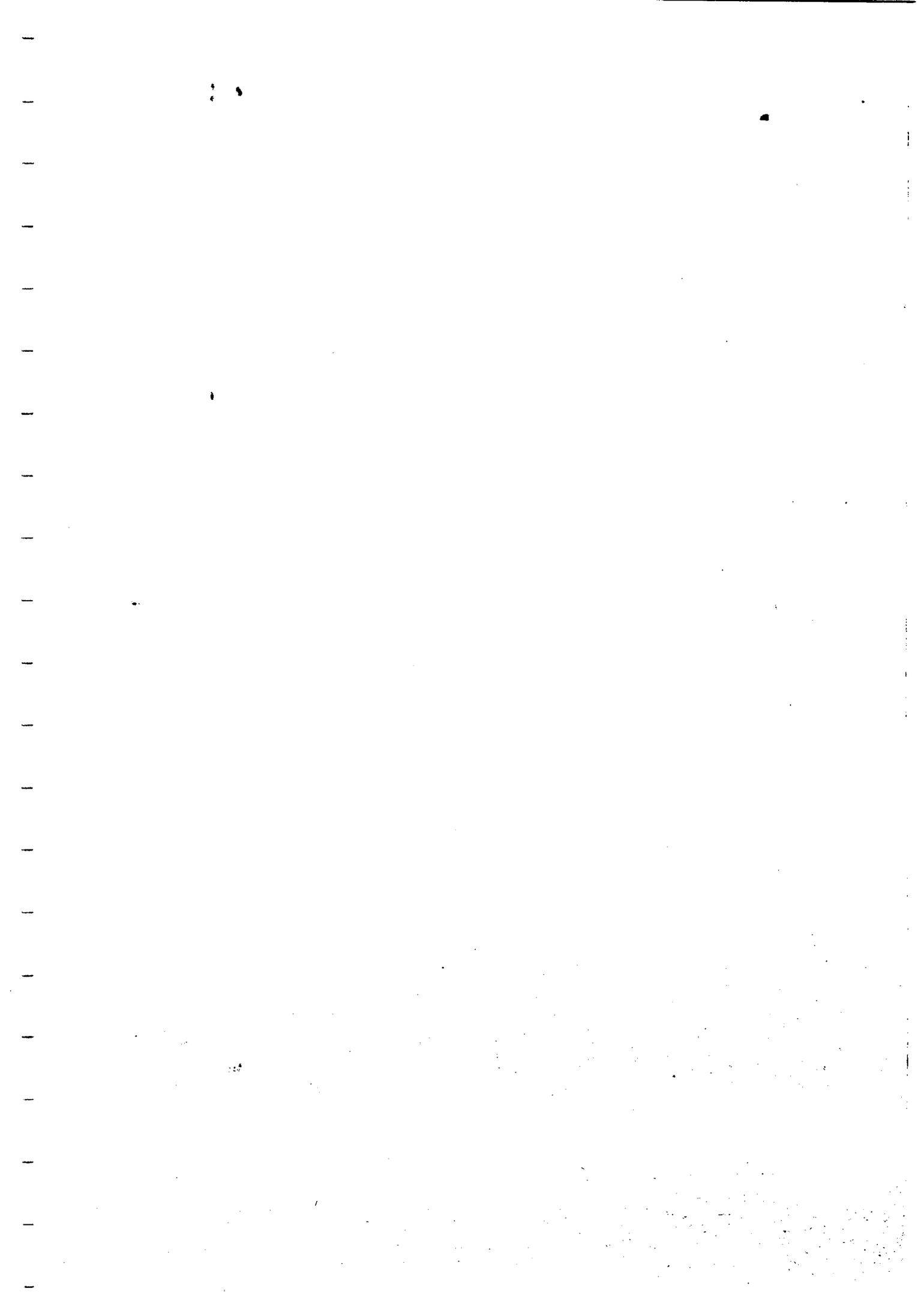


Figura 6. Grados de aridez en la Península Ibérica (FONT, 1988).

Figure 6. Aridity degree in the Iberian Peninsula (FONT, 1988).

1988
→



En las zonas semiáridas y áridas, la erosión suele manifestarse de una forma importante. La vegetación es más escasa, proporcionando menor protección y devolviendo menos materia orgánica a la capa superior del suelo que en las zonas húmedas. Las lluvias importantes son ocasionales y en ellas se produce una intensa escorrentía con fuerte capacidad erosiva, perdiéndose después rápidamente el agua por evaporización. El equilibrio ecológico de estas zonas es frágil, perturbándose con facilidad cuando se reduce todavía más, por roturación, incendios y otras causas, la vegetación autóctona. Como, por otra parte, la productividad agrícola de estas zonas suele ser baja, los agricultores aumentan la superficie de roturación, con lo que el problema se agrava considerablemente. En este contexto, las áreas con vegetación de mayor índice de protección al suelo (arbolado y arbustivo denso) se presentan en escasa extensión (fig. 7), apareciendo éstas en menor superficie precisamente en las zonas de climatología más desfavorable.

Actualmente, dentro de la geografía española, la superficie conceptualizada como forestal, que en teoría supondría un índice aceptable o incluso alto de protección al suelo de la erosión, representa menos del 30 por 100 del territorio, pero además no presenta, en una gran parte, una cobertura adecuada para proteger el suelo. Los trabajos de repoblación forestal comienzan en España en el presente siglo, abordando en el primer tercio del mismo importantes obras de repobla-

ción, defensa y conservación de cuencas hidrográficas. A partir de 1940 comienzan las repoblaciones con árboles de crecimiento rápido, pinos y eucaliptos principalmente, pero disminuyen aún más las frondosas autóctonas, como roble, castaño, nogal, haya, etc. Con la implantación de estas especies de crecimiento rápido, que activan la desecación y acidificación del suelo y rompen la estructura protectora de bosques y matorrales, se suceden los incendios forestales. Por un lado, se trata de especies altamente ignisibles y, por otro, los incendios son provocados al entrar en conflicto los intereses de los usuarios tradicionales de la tierra con los objetivos pretendidos por la Administración Forestal, llegando en veinte años a quemarse cerca del 8 % del territorio forestal de España (1,2 millones de hectáreas), lo que supone el 70 % del total de la superficie repoblada entre 1940 y 1982 (CASTROVIEJO et al., 1985). La erosión del suelo se ve, de esta forma, agravada considerablemente.

No sólo en este siglo se han producido importantes devastaciones de la superficie forestal. Durante la Edad Media y siglos posteriores, la organización de ganaderos denominada "La Mesta" llevó a cabo grandes talas de bosques. En el siglo XIX, la desamortización de los bienes de la Iglesia (conocida como "Desamortización de Mendizábal"), propietaria de grandes extensiones ocupadas por superficies arboladas, desaparecieron en beneficio de los cultivos de viña y cereal. A partir del siglo XV, a la expulsión de los

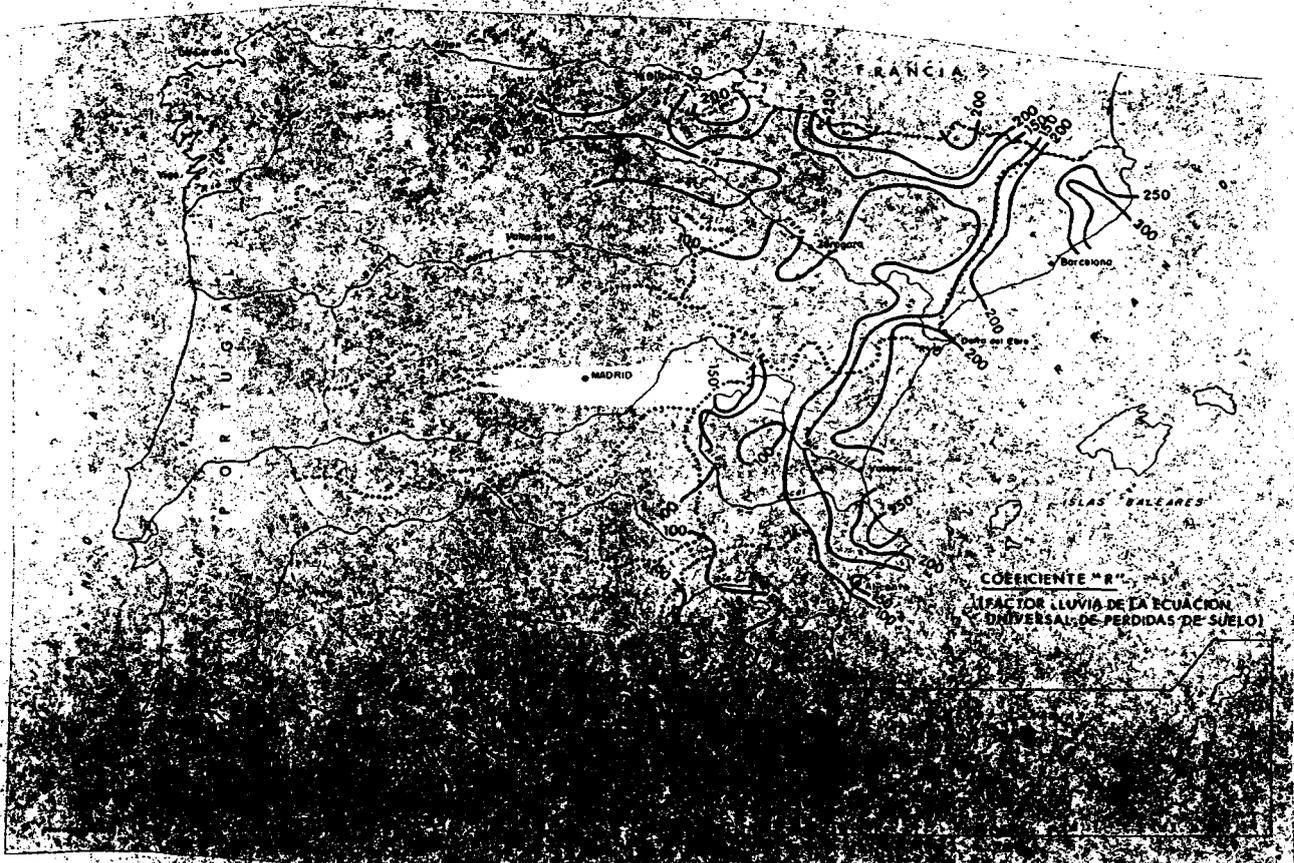


Figura 8. Mapa de erosividad a través del Índice de erosión por lluvia R (en $l \cdot mm \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$) en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica (ICONA, 1981).

Figure 8. Map of erosivity using the rainfall erosion index R ($l \cdot mm \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$) in the Mediterranean versant of the Iberian Peninsula (ICONA, 1981).

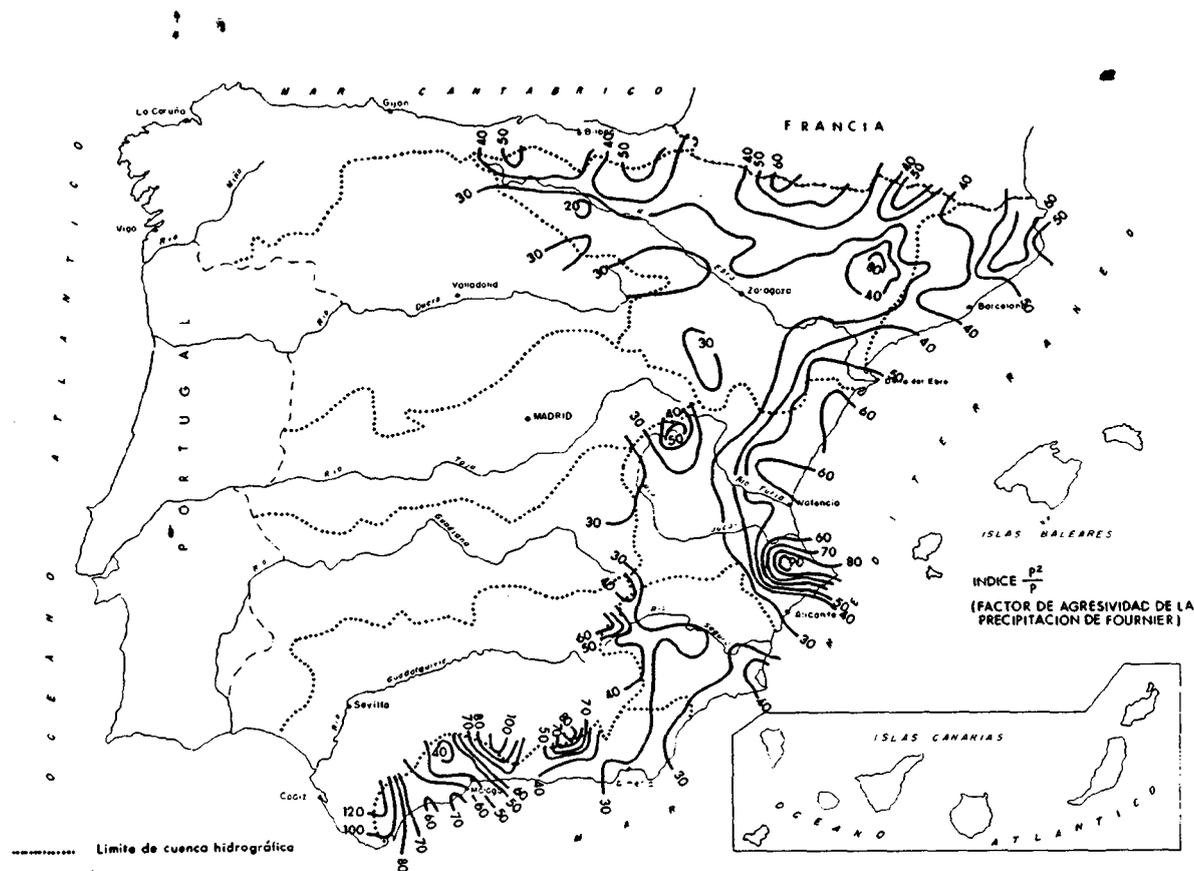


Figura 9. Mapa de agresividad por lluvia a través del índice p^2/P en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica (ICONA, 1981).

Figure 9. Map of rainfall aggressiveness using the index p^2/P in the Mediterranean versant of the Iberian Peninsula (ICONA, 1981).

moriscos sucedió un extraordinario incremento de la tasa de sedimentación, causada por la erosión debida a una intensa deforestación, que ha quedado manifiesta en el registro sedimentario reciente (HOFFMAN y SCHLUZ, 1987; ver figura 11 del capítulo "Evolución de la erosión y sedimentación en España desde el comienzo del Cuaternario hasta la actualidad").

Volviendo al aspecto climático, uno de los índices de erosividad por lluvia más comúnmente utilizados es el índice R de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo ("USLE"), que es un índice medio anual de la energía cinética de las precipitaciones caídas en un determinado punto. Para la vertiente mediterránea española (ICONA, 1981) se ha realizado el estudio del valor de este índice (fig. 8), habiendo sido recientemente ampliado para toda la geografía española (ICONA, 1988). Otro índice de agresividad por lluvia comúnmente utilizado, que ha mostrado una fuerte correlación con la producción de sedimentos en ríos, es el factor de agresividad de Fournier, que se manifiesta por la relación p^2/P , siendo p la precipitación de mes más lluvioso y P la precipitación media anual. Para la vertiente mediterránea ha sido también caracterizado este índice (fig. 9).

Las avenidas, que usualmente están originadas por fenómenos climáticos y condicionadas más o menos directamen-

te por aspectos geológicos-geomorfológicos, revisten un enorme interés en los procesos de erosión y erosión — sedimentación y su problemática es abordada en el capítulo "Avenidas y procesos de erosión y sedimentación".

II. 2. Aspectos geológicos y geomorfológicos

Una gran variedad de aspectos geológicos intervienen en la intensidad y heterogeneidad de la erosión hídrica en un determinado territorio. Unos y otros aspectos van a tener mayor o menor peso relativo en función tanto de las características geológicas de la zona de estudio como de su extensión y, consecuentemente, de la escala a la que se realice la observación.

Para el caso de España, con una superficie superior a los 500 000 kilómetros cuadrados, consideramos como aspectos principales de cara a la erosión, definidos directamente por la geología, a la estructura y a la litología así como al modelado morfológico, resultado de la interrelación de los anteriores con el clima. De estos tres aspectos surgen una gran cantidad de parámetros que están fuertemente condicionados por ellos (suelos, pendientes, resistencia de los materiales, dinámica de vertientes, etc) que influyen, a diferentes escalas, en los procesos de erosión.

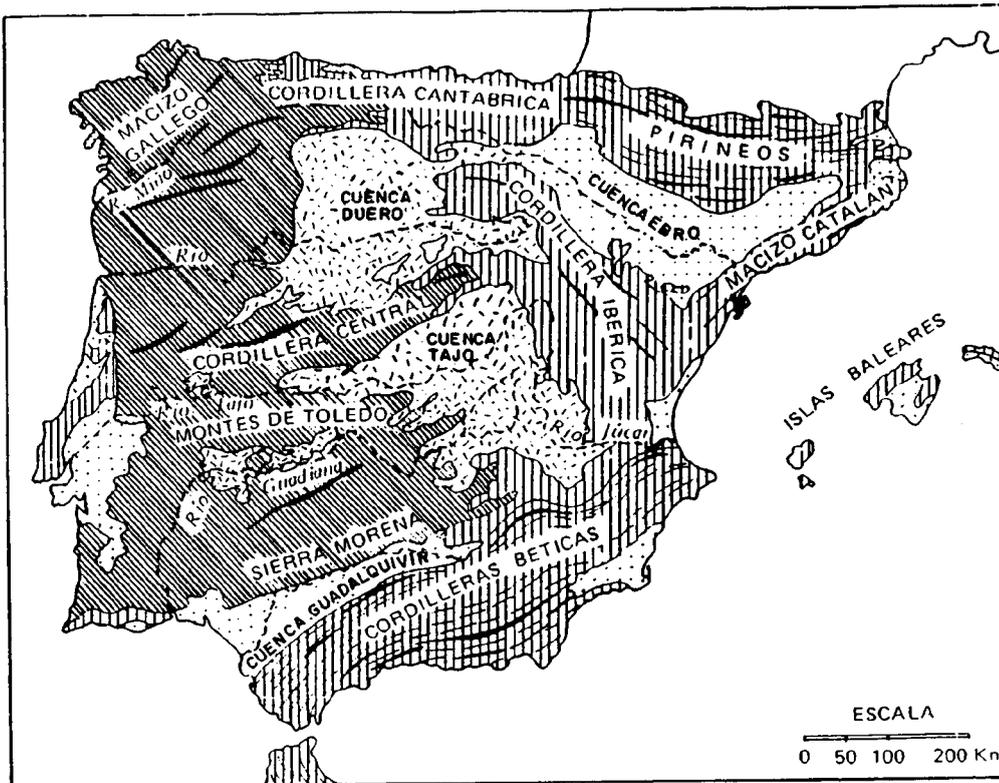


Figura 10 A: Grandes conjuntos morfoestructurales de la Península Ibérica.

Figure 10 A: Main morpho-structural regions of the Iberian Peninsula.

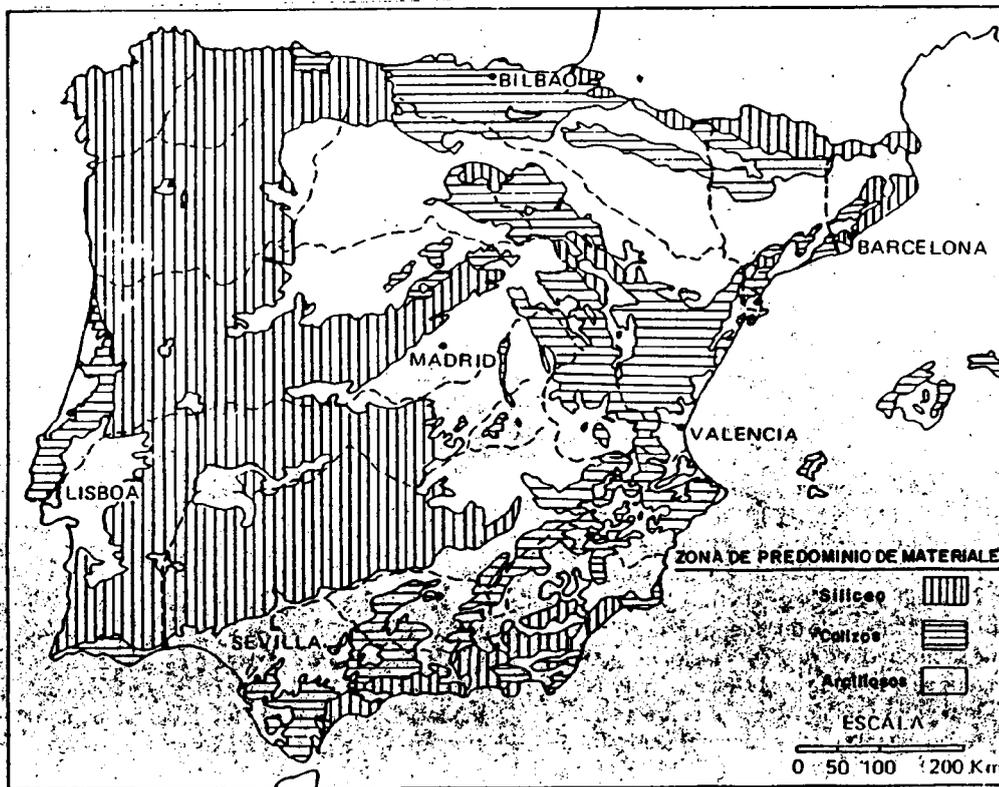


Figura 10 B: Grandes unidades litológicas de la Península Ibérica (según Hernández-Pacheco, 1932 en SOLE, 1983).

Figure 10 B: Main lithological regions of the Iberian Peninsula (Hernández-Pacheco, 1932 in SOLE, 1983).

La tectónica determina la distribución de las grandes unidades morfoestructurales, condicionando la distribución de relieves y la situación y características de las más importantes cuencas de drenaje. Además, como ocurre en gran medida en los países mediterráneos, la orografía es uno de los factores de mayor peso en las variaciones de la pluviosidad y del régimen de precipitaciones en cada sector.

Los grandes conjuntos morfo-estructurales de la Península Ibérica son (fig. 10 A) el Macizo Hercínico de la Meseta o bloque hespérico, las grandes depresiones terciarias y las cordilleras alpinas y rebordes montañosos de la meseta. Esta distribución da como resultado una disposición periférica de los relieves más destacados, quedando envuelto el centro peninsular por el Norte, Sur y Este (SOLE, 1983). Este hecho determina diferentes aspectos interesantes. Por un lado, la dificultad de penetración de aire húmedo al interior, dando lugar a la fuerte continentalidad y sequedad pluviométrica de las grandes cuencas terciarias. Por otro, la gran torrencialidad de las cuencas hidrográficas limitadas entre las cadenas

periféricas y el mar, al tener que salvar importantes desniveles en poco espacio y crearse en ellas fuertes precipitaciones, aunque muy irregulares, especialmente en la vertiente mediterránea, ya que se producen en períodos de tiempo muy pequeños. Esto trae como consecuencia una gran capacidad erosiva de estas cuencas.

La actividad neotectónica da lugar a rejuvenecimiento en el relieve que aumentan considerablemente la erosión, y en consecuencia, la producción de nuevos depósitos, lo cual se manifiesta de forma especialmente destacable en las Cordilleras Béticas, donde se presentan importantes acumulaciones de materiales cuaternarios y aceleraciones en la incisión de la red fluvial y de los procesos erosivos.

La litología está estrechamente relacionada con la resistencia de los distintos materiales frente a la erosión, así como con su capacidad de infiltración. En un primer esquema de aproximación (HERNANDEZ PACHECO, 1932), podemos distinguir varias agrupaciones de tipos litológicos (fig. 10 B).



Figura 11. Regiones principales de suelos en España en comparación con Europa. 1: Fluvisols. 2: Gleysols. 3: Regosols (3.1: Eutric y Calcic Regosols). 4: Lithosols. 5: Rendzinas. 11: Cambisols (11.1: Eutric Cambisols; 11.2: Dystric Cambisols; 11.3: Humic Cambisols; 11.4: Calcic Cambisols; 11.5: Chromic Cambisols; 11.7: Cambisols Complex). 12: Luvisols (12.1: Orthic Luvisols; 12.2: Chromic Luvisols; 12.3: Gleyic Luvisols). 14.: Podzol (14.1: Orthic Podzol; 14.3: Humic Podzol; 14.4: Placic Podzol). 16: Histosols. (LEE, 1986).

Figure 11. Major soil regions in Spain compared with Europe (LEE, 1986).



Figura 12. Regiones endorreicas de la Península Ibérica (LAUTENSACH, 1967).

Figure 12. Endorreic regions of the Iberian Peninsula (LAUTENSACH, 1967).

Las zonas en que predominan los materiales silíceos son mayoritariamente de edad Paleozoica y, aunque existen intercalaciones de otros tipos litológicos, los más importantes son los conjuntos graníticos y litologías asociadas, así como las series pizarrosas. La red hidrográfica se presenta muy ramificada y puede llegar a presentar un profundo ahondamiento.

Las zonas calcáreas aparecen mayoritariamente en las cordilleras alpinas, correspondiendo fundamentalmente a litologías de edad mesozoica, si bien también aparecen en otras unidades morfoestructurales (miocenos calcáreos de las grandes cuencas terciarias y calizas devónicas y carboníferas del macizo hercínico). La erosión, que da lugar al típico modelado kárstico, se produce por disolución, con altas tasas de infiltración y escaso desarrollo de la red subaérea.

Los materiales arcillosos ocupan una gran parte de las cuencas terciarias, tratándose sobre todo de litologías correspondientes al Terciario Superior y Cuaternario. Los relieves en estas regiones, con estratos prácticamente horizontales, son debidos a procesos de abarrancamiento por arroyada. Aparecen intercaladas litologías de mayor consistencia, pero sobre las formaciones poco o medianamente consolidadas se desarrollan extensas áreas de "badlands". En efecto, el sustrato que más favorece la aparición de "badlands" es el constituido por materiales finos, no consolidados o poco cementados (CLOTET et al., 1988). Se puede decir lo mismo para rocas disgregables o meteorizadas, especialmente cuando en el proceso de desintegración de la roca se libera un alto porcentaje de arcillas. Las arcillas son más resistentes por cohesión a la erosión que los limos y arenas, debido a las cargas eléctricas y también por su mayor facilidad para combinarse con la materia orgánica, formando agregados estables. Pero, sin embargo, las arcillas tienen menor capacidad de infiltración, con lo que es mayor la facilidad de

generarse escorrentía y por tanto erosión. Por su mineralogía, las arcillas de tipo montmorillonítico (illitas y esmectitas) son más favorables a la erosión, ya que si bien forman agregados con más facilidad, su estructura abierta favorece los procesos de hinchamiento y retracción, dando lugar a grietas que facilitan la incisión del agua.

De forma muy esquemática, los suelos predominantes en España son de tipo "Calcic Cambisols", en una amplia región Centro-Este, predominando en el Suroeste los de tipo "Eutric Cambisols" y en el Noroeste los "Humic Cambisols", además de una estrecha franja de litosoles a lo largo del eje pirenaico (fig. 11). La susceptibilidad a la erosión es el mayor riesgo que presentan la mayoría de estos suelos, especialmente los de tipo "Eutric" y "Calcic". Junto a ellos, los fluvisoles ocupan una extensión destacable, asociados principalmente a las llanuras de inundación de los ríos más importantes y a acumulaciones fluvio-litorales holocenas. Las limitaciones más importantes de estos últimos suelen ser el exceso de humedad y encharcamientos, la salinidad y otros derivados del cultivo intensivo y contaminación (TAVERNIER, 1985).

En la Península Ibérica existen importantes regiones endorreicas que no desaguan al mar (fig. 12) situadas principalmente en áreas áridas o semiáridas, desaguando sólo de forma esporádica (LAUTENSACH, 1967). La escorrentía puede llegar a ser prácticamente nula y en ellas el balance anual de la cantidad de agua es negativo, apareciendo lagos residuales poco profundos, muchos de ellos de carácter salino y otros característicos de aguas dulces con sedimentación de elementos detríticos. Para algunas de estas regiones se apuntó un endorreísmo funcional durante todo el Cuaternario y para el caso concreto del foco endorreico de La Roda, dentro de la llanura manchega, un inicio del fenómeno a partir del Pleistoceno medio (CABRA y PEREZ, 1987). En cualquier caso, estas regiones, de las que prácticamente no se

evacúan sedimentos salvo situaciones excepcionales, han de considerarse para la evaluación adecuada de los balances globales de erosión y erosión-sedimentación de las cuencas fluviales.

Los fenómenos de expansividad por arcillas aparecen, en España ligados principalmente a los depósitos arcillosos neógenos de las grandes cuencas terciarias (I. G. M. E., en prensa), afectando especialmente a la depresión del Guadalquivir y a sectores del sureste de Madrid, en la Cuenca del Tajo.

En lo referente a la evolución a lo largo del Cuaternario, los enfriamientos periódicos del clima dieron lugar a zonas claramente afectadas por glaciaciones y otras que quedaron afectadas por un aumento de pluviosidad.

Las zonas afectadas por los glaciares, de reducida importancia cuantitativa, fueron la mayoría de las sierras y cordilleras de la Península, desarrollándose los más importantes aparatos glaciares en los Pirineos centrales. El modelado periglaciario afectó a la casi totalidad de vertientes por encima de los 1.000 metros, produciéndose procesos de regularización (SERRAT, 1983). Los sedimentos glaciares y depósitos relacionados con este ambiente suelen presentar hoy en día una alta erosionabilidad, por su alto contenido en finos y su escasa consolidación.

En los sectores de baja altitud, se produjo un régimen hidrológico caracterizado por una mayor torrencialidad de las lluvias y una vegetación abierta, que favoreció la escorrentía directa y las avenidas tanto sobre las vertientes como en los lechos fluviales (GALLART, 1983). En las zonas más secas, de clima semiárido, la arroyada dio lugar a la formación de glaciares, glaciares coluviales y conos de derrame, que ocupan gran parte de las depresiones, sobre todo en rocas poco coherentes. Las vertientes aparecen prácticamente desnudas de formaciones superficiales. En climas más húmedos, las vertientes aparecen cubiertas por formaciones superficiales más continuas y espesas, por la mayor meteorización química y la protección de la vegetación frente a la arroyada.

De forma general, se puede concluir que los distintos sistemas morfoclimáticos que han actuado en la Península Ibérica durante el Cuaternario dieron lugar a un predominio marcado de la disección, saliéndose fuera de esta generalización las acumulaciones fluviales litorales, los rellenos de algunas depresiones tectónicas, las acumulaciones de origen volcánico y, parcialmente, las terrazas fluviales e incluso los depósitos glaciares (CALVET, 1983).

Por último, los procesos de deslizamientos, desprendimientos y, en general, de inestabilidad de laderas, especialmente en regiones montañosas, constituyen uno de los tipos de erosión más extendidos, contribuyendo a incrementar de forma importante la producción y movilización de sedimentos dentro de las cuencas fluviales.

II. 3. Otros aspectos que inciden en la erosión en España

La sobreexplotación de acuíferos y la salinización de los mismos, sobre todo por intrusión marina, es una de las

intervenciones humanas que inciden en la aceleración de los procesos erosivos, al producir deterioros considerables en los recursos agua, suelo y vegetación, convirtiendo las zonas afectadas en áreas mucho más vulnerables a la erosión. Los problemas por intrusión marina (FERNANDEZ-RUBIO et al., 1988) se localizan, principalmente, a lo largo de una importante parte del litoral mediterráneo. Los derivados de una intensa explotación o incluso sobreexplotación se localizan básicamente en las mismas regiones (cuenca Sur, del Segura, Júcar, Pirineo Oriental) y en algunas otras (cuencas del Duero, Guadiana y Guadalquivir, fundamentalmente) (I. G. M. E., 1984).

Por último, citaremos sucintamente otras causas antrópicas de aumento de la erosión, puestas de manifiesto en gran cantidad de trabajos científicos. Además de la reducción de la superficie forestal por causas que se han comentado en el apartado II.1.: "Clima y vegetación", hay que destacar los efectos de la minería (ver capítulo "Minería y erosión"), el cultivo en áreas marginales y/o con técnicas o métodos inadecuados (ver capítulo "Estrategias y técnicas de conservación del suelo"), el sobrepastoreo y, a partir de los últimos treinta años, el incremento de zonas urbanas debido al proceso de industrialización con el consiguiente abandono de áreas rurales, la contaminación ambiental (aguas, aire, suelos), así como la construcción de importantes obras civiles, como autopistas y grandes presas (ver capítulos correspondientes) modificadores de los sistemas naturales de drenaje.

III. ESTADO ACTUAL DE LAS INVESTIGACIONES SOBRE EROSION EN ESPAÑA

Actualmente en España, hay una gran diversidad de científicos e instituciones que trabajan en distintos aspectos de procesos de erosión y sedimentación. Al ser tan variados los factores que condicionan e influyen en estos procesos, aparece una gran variedad de profesionales con interés en esta temática: geógrafos, ingenieros agrónomos, forestales, hidráulicos, edafólogos, botánicos, geólogos, geomorfólogos, climatólogos, etc. En general, es escasa la existencia de grupos de investigación estables con carácter multidisciplinar, lo que incide negativamente en el intercambio de datos y resultados entre los distintos especialistas y en la puesta en común de trabajos y de puntos de vista complementarios.

El proyecto LUCDEME (Lucha contra la desertización en el Mediterráneo), canalizado por el ICONA (Instituto para la Conservación de la Naturaleza) es el de mayor importancia que se está realizando en España. Su ámbito territorial abarca toda la vertiente mediterránea y su finalidad es el control de la desertización, integrando todos los procesos que la componen, a través del análisis de recursos y factores implicados, determinando los sistemas y técnicas aplicables al problema. Entre los organismos y grupos de investigación que han colaborado o colaboran dentro de este proyecto figuran: ENADIMSA (Empresa Nacional de Adaro de Investigaciones Mineras), INIA (Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias), I. G. M. E. (Instituto Geológico y Minero de España), varias universidades (Granada, Alicante, Málaga, Murcia, Politécnica de Madrid), así como diferentes centros del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Estación

Experimental del Zaidín, Granada; Instituto Pirenaico de Ecología, Jaca; Instituto de Agroquímica y Tecnología de Alimentos, Valencia; Centro de Edafología y Biología aplicada del Segura, Murcia; Instituto Jaume Almera, Barcelona,...). Los trabajos realizados o en vías de realización son enormemente variados, abarcando temas que van desde la dinámica geomorfológica, problemas hidrogeológicos o estudios teóricos y experimentales de erosión eólica hasta diferentes trabajos botánicos, edafológicos o estudios integrados en diferentes regiones.

De forma general, podemos agrupar los tipos de trabajo que se están haciendo o se han hecho en España como: 1) estudios de reconocimiento o diagnóstico de cara a la erosión de grandes o medianas áreas, cuyo resultado se suele presentar en documentos cartográficos; 2) estudios de la dinámica de procesos de erosión-sedimentación; 3) estudios de detalle, experimentación en pequeñas cuencas así como puesta a punto de técnicas concretas especiales.

Dentro del primer grupo, destacan los "Mapas de Estados Erosivos", por grandes cuencas hidrográficas, que está realizando el ICONA. Hasta el momento, se han realizado los de las Cuencas del Guadalquivir, Tajo, Júcar, Segura y Ebro, a escala 1:400.000. El mapa final recoge, agrupadas en siete clases, las pérdidas de suelo esperadas a partir de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo ("USLE"), por la combinación de los mapas de cultivos, clinométrico-factor topográfico, índice de erosión pluvial y litofacies. Aunque los valores de pérdidas de suelos establecidos presentan serias limitaciones, tanto por las características de la propia "USLE" como por la calidad de la información de base utilizada, constituye la primera aproximación sistemática a la susceptibilidad a la erosión de todo el territorio español.

Otros estudios de reconocimiento o diagnósticos de grandes áreas han sido realizados para: Cataluña, por la Dirección General de Política Territorial de Cataluña; Sureste español (provincias de Almería y parte de Murcia y Granada) por el ICONA; Valencia, por la Diputación Provincial de Valencia o el que está llevando a cabo el ITGE y el Instituto del Suelo y Concentración Parcelaria de Navarra, para todo el territorio provincial de Navarra.

El programa CORINE (Coordinación de la información sobre el medio ambiente comunitario) es un programa europeo que tiene como objetivo suministrar información sobre el Medio Ambiente y servir como prueba piloto para la creación y mantenimiento de un sistema de información sobre la situación del medio ambiente en la Comunidad Económica Europea. Comprende, entre otros, un proyecto de erosión costera y otro de erosión del suelo, en los que se trata de homogeneizar, recopilar y contrastar la información sobre estos aspectos existentes en la Comunidad Económica Europea, con finalización prevista para mediados de 1989.

Entre los estudios de la dinámica de los procesos de erosión-sedimentación y de sus resultados, los trabajos de mayor importancia, al menos, por su carácter infraestructural, son los que lleva a cabo el Centro de Estudios Hidrográficos. Por un lado, han realizado ya, desde el año 1967, el reconocimiento batimétrico de 53 grandes embalses, con el

objetivo de conocer el volumen de sedimentos depositados en ellos en un determinado periodo y, a partir de ello, las tasas de erosión de la cuenca vertiente a cada embalse. Aunque el método presenta limitaciones, constituye una base de datos de indudable interés. Por otra parte, este Centro ha puesto en marcha una red experimental de aforos sólidos que, aunque aún escasa, supondrá en el futuro una valiosa ayuda para los estudios de erosión-transporte-sedimentación y la mejor comprensión de los fenómenos de la dinámica fluvial.

Dentro del tercer grupo, en los últimos años se están incrementando notablemente la toma de datos y análisis de pequeñas y medianas cuencas experimentales, así como el empleo de técnicas especiales, principalmente en grupos de trabajo adscritos a la Universidad. Entre los Departamentos universitarios que vienen trabajando desde hace algunos años en este sentido figuran el Departamento de Geografía del Colegio Universitario de La Rioja, el de Geografía de la Universidad de Valencia, el de Geografía Física de la Universidad de Barcelona, el de Geografía Física de Murcia y los de Edafología de las Universidades de Santiago y Valencia, entre otros. Cabe destacar a la Escuela de Ingenieros Agrónomos, de la Universidad de Córdoba, (GIRALDEZ, 1987) que por primera vez publicó en España resultados de medidas de erosión del suelo con la técnica del radioisótopo Cs-137.

Por último, hay que mencionar los trabajos que, especialmente en esta década, están realizando distintos departamentos de planificación, gestión, investigación y conservación de las diferentes autonomías de España en relación a la diagnosis y corrección de zonas con problemas de erosión. Existen, también, otras líneas de investigación y trabajos que tocan de manera más o menos lateral el problema, pero que son necesarios para su comprensión (estudios climáticos, geomorfológicos, edafológicos, etc.). Finalmente, de los que apenas hemos hablado, quedan los trabajos de erosión y sedimentación costera.

Por tanto, la situación de la investigación sobre erosión en España es muy variada y tiende claramente a aumentar. Aunque en una gran cantidad de trabajos se aprecia falta de bases empíricas, van incrementándose los datos experimentales y la calidad y técnicas empleadas en los estudios. Posiblemente, el problema más importante deriva de la descoordinación de programas entre diferentes organismos e instituciones de investigación y la falta de programas conjuntos entre ellos y con los organismos planificadores y ejecutores de obras. Otro de los problemas es la gran dispersión de los datos y trabajos existentes.

Algunas de las conclusiones, más directamente relacionadas con la investigación, que se han puesto recientemente de relieve (ICONA, IGME, 1987) en cuanto a las necesidades de estudio de los problemas de erosión y desertización en España son las siguientes: profundizar en el conocimiento del riesgo real y potencial de los procesos de erosión y desertización, detectando las áreas más afectadas por dichos procesos; elaborar cartografías temáticas a escala adecuada; promover el estudio de actuación y alternativas técnicas; establecer programas de colaboración en el marco de la Comunidad Económica Europea, propiciando la colaboración de otros países e instituciones internacionales.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ADAMS, J. (1980): "Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand: Summary". *Geological Society of America Bulletin*, Part. I, v. 91, págs. 2-4. Doc. n. 500101.
- ALMENAR, R. (1987): "Desertificación, ¿un concepto aplicable al territorio valenciano?" *Geol. Amb. y Ord. del Territorio*, Comunic. Vol. II, págs. 983-1002. Valencia.
- BALEK, J. (1977): *Hidrology and Water Resources in Tropical Africa*. Elsevier. Amsterdam.
- CABRA, P., y PÉREZ, A. (1987): "El foco endorreico de La Roda. Un ejemplo de control litológico-estructural y climático del endorreísmo manchego". *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario*, págs. 103-105. AEQUA. Santander.
- CALVET, J. (1983): "Breve síntesis sobre la disección y acumulación durante el Cuaternario en la Península Ibérica". En *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, T. II, págs. 610-612. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- CAPEL, J. J. (1981): *Los climas de España*. Oikos-Tan. 429 págs. Barcelona.
- CASTROVIEJO, J.; GARCÍA, M. A.; MARTÍNEZ, S., y PRIETO, F. (1985): "Política forestal en España (1940-1985)". *Quercus*, núm. 19, 51 págs. Madrid.
- CLOTET, N.; GALLART, F.; SALA, M. (1988): "Los badlands: características, interés teórico, dinámica y tasas de erosión". *Notes de Geografía Física*, 15-16, págs. 29-38.
- CHAKFIA, Q. K. (1981): *Soil Erosion and Reservoir Sedimentation in Lesotho*. Scandinavian Institute of African Studies. Uppsala.
- CHRISTIANSSON, C. (1981): *Soil Erosion and Sedimentation in Semi-Arid Tanzania. Studies on Environmental Change and Ecological Imbalance*. Scandinavian Institute of African Studies. Uppsala.
- D. G. M. A. (1987): *Medio ambiente en España*. M. O. P. U., 372 págs. Madrid.
- D. G. O. H. - M. O. P. U. (1983-1984): *Análisis general de las inundaciones en la Península (T. I); Las inundaciones en España. Informe general (T. II)*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo - Dirección Gral. de Obras Hidráulicas. No publicado. Madrid.
- F. A. O. (1979): *A provisional methodology for soil degradation assessment*. FAO-UNEP. Roma.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R.; LÓPEZ, J. A., y RAMOS, G. (eds.) (1988): "La intrusión en España", T. III, 659 págs. En *Tecnología de la intrusión en acuíferos costeros*. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- FLEMING, W. M. (1985): "Basing management in Nepal: translating technical information into resource policy alternatives". *Proceeding of the Jerusalem Symposium*. I. A. H. S. Publ. núm. 153.
- FONT, I. (1988): *Historia del clima de España. Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología, 297 págs. Madrid.
- FONT, I. (1983): *Climatología de España y Portugal*. Inst. Nal. de Meteorología, 296 págs. Madrid.
- GALLART, F. (1983): "Modelo morioclimático de la Península Ibérica. El modelado de los sectores de baja altitud". En *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, T. II, págs. 605-607. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. (1986): *Parámetros climáticos de la desertización*. IV Curso de Ordenación del Territorio. E. T. S. Ing. Agrónomos. Univ. Polit. de Cataluña. No publicado. Lérida.
- GIORDANO, A. (1988): *The projet "Soil erosion risk and important land resources" in the Corine program*. Seminario CORINE. No publicado. Madrid.
- GIRALDEZ, J. V. (1987): *Medida de la erosión del suelo mediante el radioisótopo Cs-137*. Inst. Nac. de Investigaciones Agrarias. Córdoba.
- GREGORY, K. L., y WALLING, D. E. (1973): *Drainage Basin Form and Process*. E. Arnold, 458 págs. Londres.
- HELLENDE, U. (1987): "An assessment of boody biomass, comunity forests, land use and soil erosion in Ethiopia". *Land Studies in Geography*, núm. 14.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932): *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Trabajos Museo Nac. de Ciencias Naturales, Serie Geológica, 38, 584 págs. Madrid.
- HOFFMANN, G., y SCHULZ, H. (1987): "Holocene stratigraphy and changing coastlines at the Mediterranean coast of Andalucía (SE Spain)". En *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain*; C. Zazo (ed.): Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 10. Museo Nac. de C. Naturales - C. S. I. C., págs. 153-158. Madrid.
- I. C. O. N. A. (1988): *Agresividad de la lluvia en España. Valores del factor R de la ecuación universal de pérdidas de suelo*. ICONA. Madrid.
- I. C. O. N. A. (1981): *Estudio del coeficiente R factor lluvia de la Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo y del factor de agresividad de la precipitación en la vertiente mediterránea*. ICONA. No publicado. Madrid.
- I. C. O. N. A. e I. G. M. E. (1987): *Problemas del suelo: la erosión y la desertificación*. Jornadas sobre Política Ambiental. No publicado. Trujillo.
- I. G. M. E. (1984): *Proyecto para la definición de los problemas graves de sobreexplotación de acuíferos en las diferentes Comunidades Autónomas*. Instituto Geológico y Minero de España. No publicado. Madrid.
- I. G. M. E. (en prensa): *Mapa de España de movimientos del terreno E. 1:1.000.000*. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- KADOMURA, H., y YAMAMOTO, H. (1979): "Man-induced erosion: the rate of erosion and example from Okinawa Islands, Southern Japan", *J. Geogr.* 87, 1-15.
- KNIGHTON, D. (1984): *Fluvial Forms and Processes*. E. Arnold, 218 págs. Londres.
- LAL, R. (1985): "Soil erosion and sediment transport research in Tropical Africa". *Hydrological Sciences-Journal de Sciences Hydrologiques*, 30, 2, 6/1985, págs. 239-256.
- LAUTENSACH, H. (1967): *Geografía de España y Portugal*. Vicens-Vives, 814 págs. Barcelona.
- LEE, J. (1986): "Aspects of Agricultural Land Use in Ireland". *Environmental Geology and Water Sciences*, vol. 9, núm. 1, págs. 23-30.
- LE HOUEIROU, H. N. (1987): *Agroforestry and sylvopastoralism to combat land degradation in the Mediterranean Basin: old approaches to new problems*. Workshop on "Desertification". E. T. S. I. M. Univ. Politc. de Madrid. No publicado. Madrid.
- LINÉS, A. (1986): *Variaciones climáticas, sequía y desertificación*. Inst. Nac. Meteorología, public. serie A, n. 116, 22 págs. Madrid.
- LÓPEZ BERMUDEZ, F. (1988): "Desertificación: magnitud del problema y estado actual de las investigaciones". En *Perspectivas en Geomorfología*. M. Gutiérrez y J. L. Peña (eds.). Sociedad Española de Geomorfología, monografía núm. 2, págs. 155-170. Zaragoza.
- OYEBENDE, L. (1981): "Sediment transport and river basin management". En *Tropical Agricultural Hydrology*. R. Lal y E. W. Russell, págs. 201-255. Wiley. Chichester.
- SERRAT, D. (1983): "Evolución morfológica durante el Cuaternario". En *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos. T. II., págs. 608-610. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- SHARMA, C. K. (1978): *Natural resources of Nepal*. Navana Printing Works Private Limited. Calcuta.
- SMITH, R. M., y STAMEY, W. L. (1965): "Determining the range of tolerable erosion". *Soil Science*, V; 100 págs. 414-424.
- SOLE, L. (1983): "Morfología general de la Península Ibérica". En *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, T. II; págs. 589-605. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- TALBOT, M. R., y WILLIAMS, M. A. J. (1978): "Erosion of fixed dunes in the Sahel, Central Niger". *Earth Surf. Processes* 3, págs. 107-114.
- TAVERNIER, R. (COORD.) (1985): "Soil Map of the European Communities 1:1.000.000". *Directorate General for Agriculture-Coordination of Agricultural Research*. Commission of the European Communities. Luxemburgo.
- UNCOD (1977): *Desertification, its causes and consequences*. U. N. Conf. on Desertification, UNED, Pergamon Press, 448 págs. New York.

VIRGO, K. J., y MUNRO, R. N. (1978): "Soil and erosion feature of the Central Plateau region of Tigray, Ethiopia" *Geoderma*, 20, págs. 131-157.

WALLING, D. E., y WEEB, B. W. (1983): "Patterns of Sediment Yield" En *Background to Paleohydrology*, K. J. Gregory (ed.), John Wiley, págs. 69-100.

ZONGHU, Z. (Chief Compiler) (1986): "Geomorphologic Map of Loess Plateau China (1:500,000)" *Geological Publishing House*. Un mapa y memoria. China.

EVOLUCION DE LA EROSION Y SEDIMENTACION EN ESPAÑA DESDE EL COMIENZO DEL CUATERNARIO HASTA LA ACTUALIDAD

J. F. JORDÁ PARDO

I. EROSION Y SEDIMENTACION EN ESPAÑA DURANTE EL CUATERNARIO

I. 1. El Cuaternario: definición, límite inferior y divisiones

Definición

Podemos definir el Cuaternario como la unidad cronoestratigráfica que constituye el techo de la secuencia geológica, y que contiene depósitos y materiales actuales. La categoría de esta unidad en la escala cronoestratigráfica es la de Sistema (AGUIRRE, 1983), dentro de la era Cenozoica; si bien algunos autores se inclinan por otorgarle categoría de Era, llegando incluso a denominarlo como Era Antropozoica (HEDBERG, 1980).

Ocupa un corta extensión temporal dentro de la Historia de la Tierra, aproximadamente un 0,4 %, pero sin embargo, esta corta duración y la proximidad temporal, hacen que el Cuaternario se pueda estudiar intensiva y exhaustivamente desde diferentes campos de la Geología y otras ciencias próximas, llegando así a un amplio conocimiento de esta unidad cronoestratigráfica.

El término Cuaternario fue introducido en la literatura geológica por DESNOYERS en 1829 para referirse a los materiales situados por encima de los depósitos miocenos y pliocenos de la Cuenca del Sená, siendo DE SERRES (1830) quien restringió su uso para los depósitos relacionados por el Diluvio (CHALINE, 1982). Posteriormente, en 1838, BRÓN (CHALINE, 1982) agrupa en un quinto período las formaciones terciarias y cuaternarias, distinguiendo por un lado "las cuevas con huesos" y el loess, y por otro el aluvial y el edificio cuaternario". En cuanto a las características del Cuaternario, analizando los trabajos antiguos, se señalan como muchos de ellos señalan como rasgo definidor de este período de tiempo la aparición del hombre, como es el caso de GAUDRY (1888), quien en el Primer Congreso Internacional de Geología celebrado en Londres, destacó al hombre como principal característica del Cuaternario (CHALINE, 1982). No obstante, las modernas investigaciones en el campo de la Paleontología Humana, hacen que tales apreciaciones basadas en escasos datos no tengan actualmente validez.

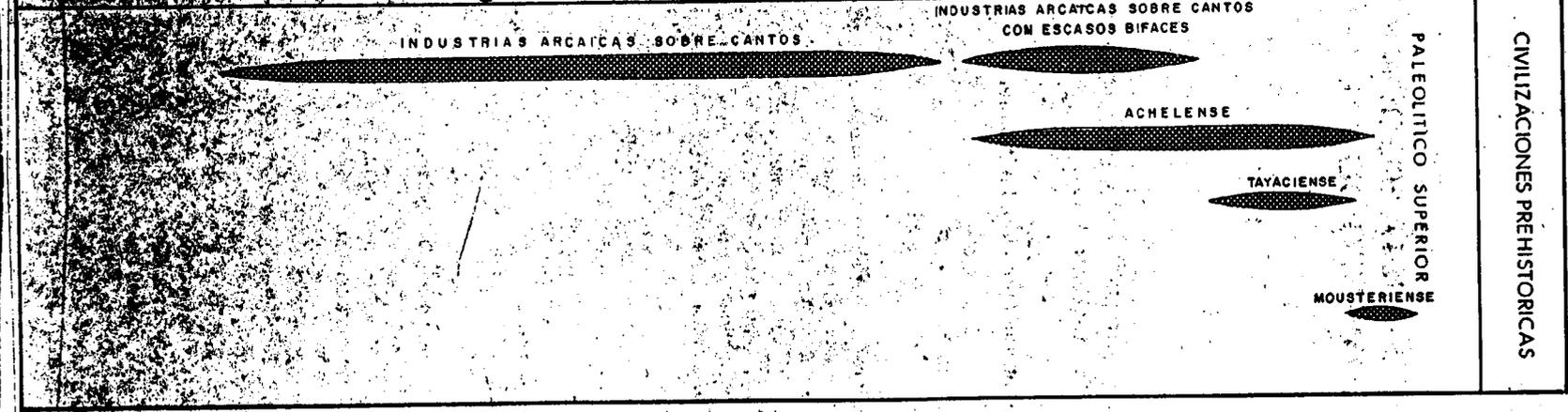
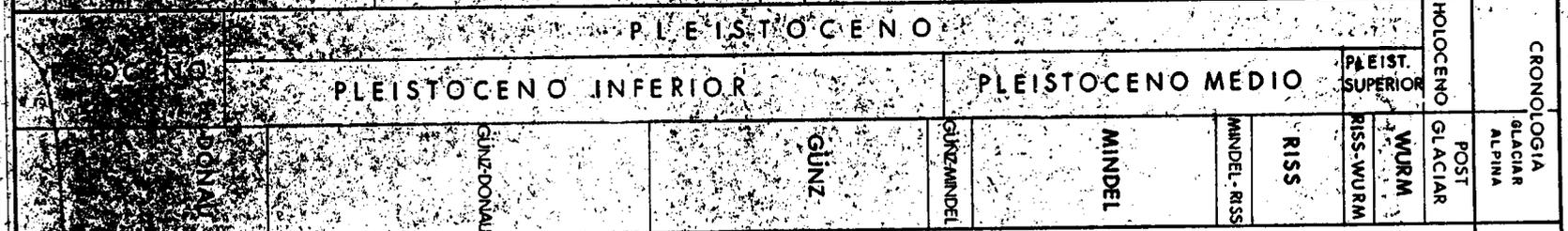
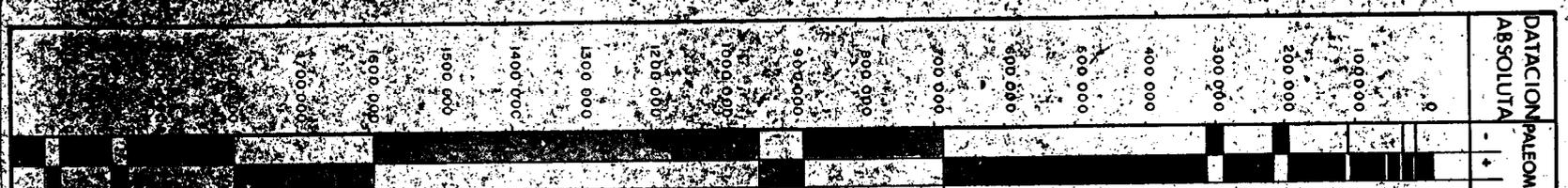
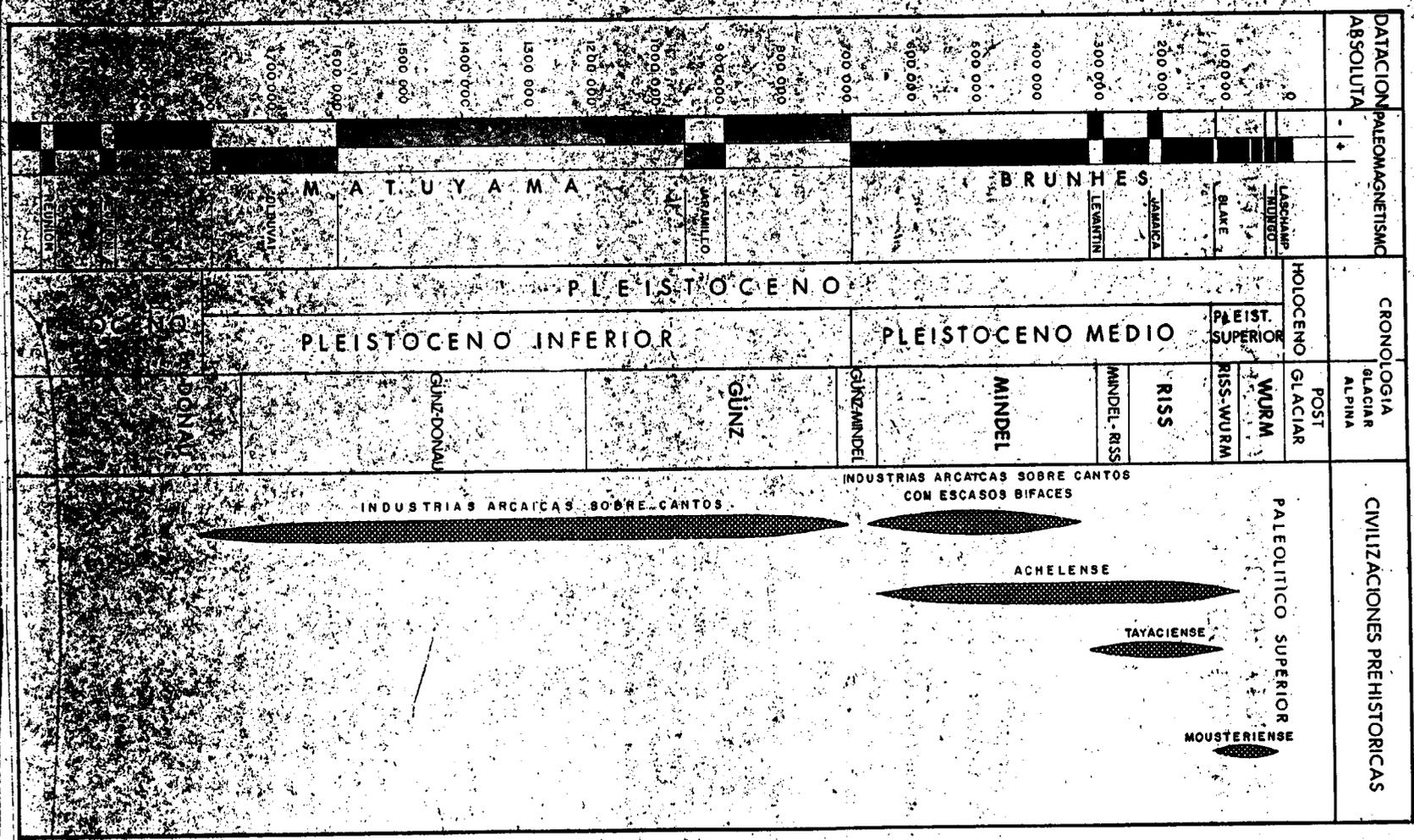
El problema del límite inferior del Cuaternario

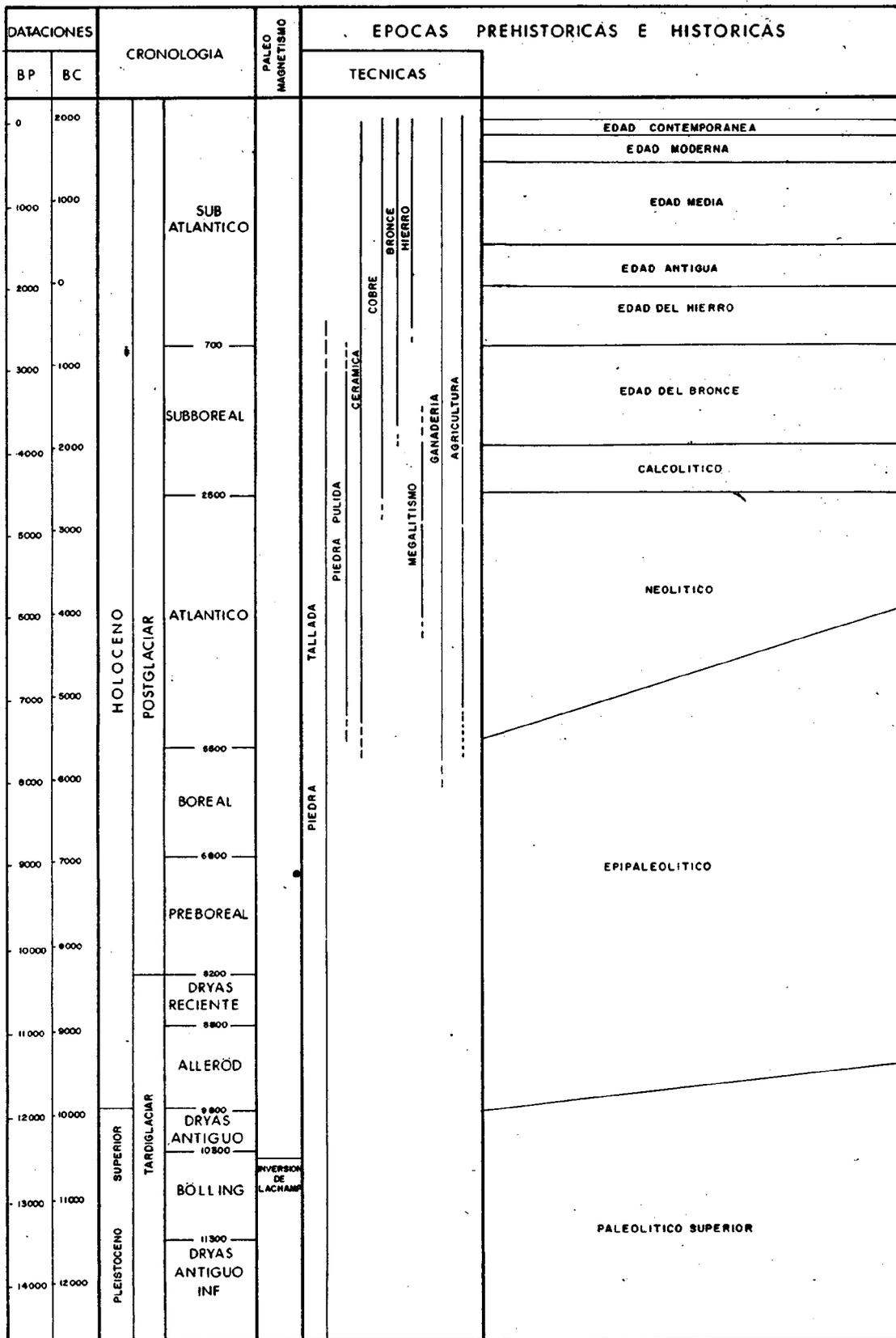
El problema del límite inferior del Cuaternario, o límite Plioceno-Pleistoceno ha sido y sigue siendo objeto de numerosas investigaciones y ha suscitado multitud de controversias y debates en congresos y reuniones internacionales dedicados a solventar la citada problemática. Nosotros intentaremos reunir aquí las opiniones más aceptadas sobre la posición de este límite, tanto para materiales continentales, que se ven afectados más directamente por la problemática aquí tratada, como para depósitos marinos.

Dentro de los materiales continentales, la situación del límite inferior del Cuaternario se hace difícil debido a la variedad de criterios susceptibles de ser utilizados en su definición, y a la escasez de depósitos cuaternarios continentales de cierta extensión lateral que muestren cortes continuos desde el Neógeno y que contengan elementos indicadores.

Así, en 1865, PAVY definió el Villafranquense como la unidad cronoestratigráfica que constituye la base del Cuaternario, en función de la asociación faunística existente en un determinado tramo lacustre de una serie neógeno-cuaternaria de la localidad de Villafranca d'Asti, en los Apeninos septentrionales (Italia). Recientes investigaciones en faunas de mamíferos han recusado la validez cronoestratigráfica de esa unidad, dado que se ha podido comprobar que la asociación de faunas de mamíferos que la definen comprende la parte más alta del Plioceno Superior y la más baja del Cuaternario antiguo.

Otros criterios utilizados históricamente para definir el límite inferior del Cuaternario se basan en eventos faunísticos locales, como la aparición en el Macizo Central Francés de los géneros *Equus* y *Bos*, en torno a 3,3 m. a. n. de *Elephas meridionalis* hace 2 m. a. n. Pero ambos grupos de mamíferos aparecen con anterioridad en otros puntos de Eurasia, por lo que no se pueden usar como criterios válidos a nivel global. Igualmente ocurre si se utilizan faunas de micromamíferos para definir el límite, tal es el caso de *Mymomis stehlini*, que aparece por primera vez en Europa occidental hace 4 m. a. n., o de *Mymomis polonicus*, que lo hace sobre 3 m. a. n. (LUMLEY, 1976).





Cuadro 2. Síntesis cronológica del Holoceno (modificada de LUMLEY, 1976).

Frame 2. Chronological synthesis of Holocene (modified from LUMLEY, 1976).

También se han utilizado para fijar este límite criterios relacionados con la historia del hombre, tales como la aparición de éste o de industrias líticas y óseas de origen antrópico, pero las investigaciones realizadas a lo largo de este siglo en los campos de la Paleoantropología y de la Prehistoria descartan tal posibilidad, debido a que tanto homínidos como industrias aparecen en yacimientos claramente pliocenos.

En este sentido, la polémica continua, existiendo opiniones diferentes entre los investigadores de esta problemática. Así, AGUIRRE y PASINI (1985) sitúan el límite Plioceno-Cuaternario en 1,64 m. a., fijando el estrato-tipo para dicho límite en la sección de Vrica (Calabria, Italia). Este estrato-tipo continua siendo cuestionado (JENKIS, 1987), existiendo autores que sitúan el límite en una posición más retrasada, como es el caso de BONADONNA y ALBERDI (1988), que sugieren situar el límite en 2,5-2,3 m. a. en función de los importantes cambios faunísticos, florísticos y climáticos acontecidos en la superficie de la Tierra en esa época.

Por tanto, y dado que en depósitos continentales no existen criterios biológicos claros para fijar el límite inferior del Cuaternario, se ha recurrido a criterios basados en el Paleomagnetismo, fijando arbitrariamente el citado límite en un punto de la escala paleomagnética que coincide con la base del episodio de Olduvai, situado en 1,8 m. a., dentro de la etapa de polaridad negativa de Matuyama (Mc DOUGALL, 1979).

Este límite arbitrario tiene su correlación con determinados sucesos y cambios faunísticos detectados en depósitos marinos, en los cuales, los criterios faunísticos ofrecen una mayor seguridad. Así, el primer deterioramiento climático puesto de manifiesto en el Mediterráneo por la aparición de faunas frías, utilizado como criterio para definir el límite en depósitos marinos en los Congresos Internacionales de Londres (1948), Argel (1957), Cristchurch (1973) y Moscú (1986), coincide con la citada fecha de 1,8 m. a. También se observa una coincidencia entre esta fecha y determinados límites de biozonas basadas en foraminíferos planctónicos y en nannoplancton calcáreo (BERGGREN, 1987).

Por tanto, y a la vista de los datos anteriormente expuestos, debemos considerar como inicio del Cuaternario la fecha de 1,8 m. a., la cual se encuentra admitida de forma más o menos generalizada por la comunidad científica que se dedica al estudio de este periodo de la Historia de la Tierra.

Las divisiones del Cuaternario

Tradicionalmente el Cuaternario se divide en dos series, Pleistoceno y Holoceno, divisiones que se aceptaron en el Congreso del INQUA de Cristchurch (1973), en el que también se aceptó la división convencional del Pleistoceno en tres subseries, Inferior, Medio y Superior (LUMLEY, 1976).

El límite inferior del Pleistoceno, cuya problemática hemos tratado en el apartado anterior, se sitúa en 1,8 m. a., en la base del episodio positivo de Olduvai, dentro de la etapa de polaridad negativa de Matuyama (Mc DOUGALL, 1979).

El término Pleistoceno fue acuñado por LYELL en 1839 (LUMLEY, 1976) para designar un periodo de tiempo más

reciente que el Plioceno, caracterizado por una fauna de moluscos marinos con una mayoría de especies idénticas a las actuales. El Pleistoceno abarca la casi totalidad del Cuaternario y se caracteriza, como veremos más adelante, por la alternancia de periodos climáticos fríos con otros cálidos o templados. El límite superior del Pleistoceno se sitúa en torno al primer gran calentamiento climático posterior a la última glaciación, situado alrededor de los 11.800 años B. P. (LUMLEY, 1976; REANULT-MISKOVSKY, 1985), si bien se usa también otra fecha situada en 10.200 años B. P., que es el límite de los denominados periodos tardiglaciario y postiglaciario, periodos marcados por biozonaciones polínicas en Europa occidental (REANULT-MISKOVSKY, 1985).

En cuanto a las divisiones del Pleistoceno (Cuadro 1), convencionalmente se pueden establecer en función de criterios paleomagnéticos (LUMLEY, 1976; ZAZO, 1980; CHALINE, 1982):

- Pleistoceno Inferior, desde el episodio de Olduvai (1,8 m. a.) hasta el límite entre la etapa de polaridad inversa de Matuyama y la de polaridad normal de Brunhes (0,69 m. a.)
- Pleistoceno Medio, desde el límite Matuyama-Brunhes, hasta la base del episodio de polaridad inversa de Blake (0,12 m. a.)
- Pleistoceno Superior, desde la base del episodio de Blake, hasta un corto episodio también de polaridad inversa dentro de Brunhes (Gotemburg) situado en 11.800 años B. P.

El Holoceno, término introducido por GERVAIS en 1867-69 para designar los depósitos recientes o "postdiluviarios" (LUMLEY, 1976), comienza con el primer calentamiento climático postiglaciario, y llega hasta la actualidad, coincidiendo su límite inferior, como ya hemos visto con el episodio negativo de Gotemburg, sobre los 11.800 años B. P. (Cuadro 2).

La cronología admitida para los depósitos marinos mediterráneos está establecida a partir de una serie de niveles marinos situados en Italia, que han sido utilizados para definir los pisos en que se divide el Cuaternario. Para Bonifay (1975) estos pisos son cuatro y corresponden a otras tantas transgresiones marinas, que de más antiguo a más reciente reciben la denominación de Calabriense, Siciliense, Tyrreniense y Versiliense. Los dos primeros pisos están situados dentro del Pleistoceno Inferior, el Tyrreniense ocupa el Pleistoceno Medio y Superior, y el Versiliense corresponde al Holoceno.

1. 2. Mecanismos de erosión y sedimentación ligados a los cambios climáticos

La existencia de importantes cambios climáticos durante el Cuaternario tuvo como consecuencia directa el desarrollo de diferentes mecanismos de erosión y sedimentación, ligados bien a climas de carácter frío o bien a climas de carácter cálido. Dentro de estos dos climas fundamentales, en los que la variable principal para su definición es la temperatura, hemos de tener en cuenta una variable secundaria que es la humedad, por lo que de la interacción de estas dos variables

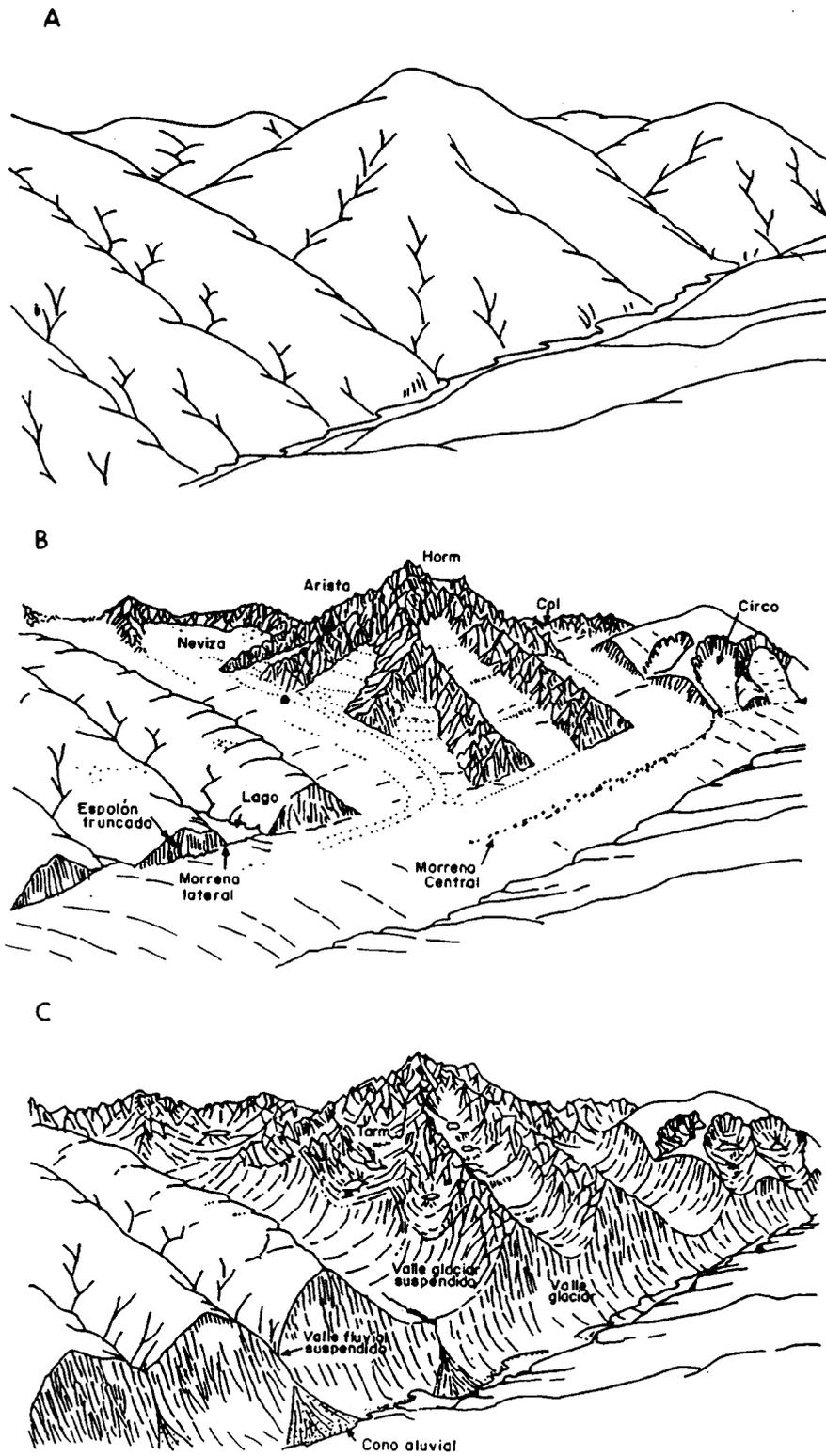


Figura 1. Evolución de un paisaje glaciar de montaña (modificado de STRAHLER, 1981).
 Figure 1. Evolution of a glacial mountain landscape (modified from STRAHLER, 1981).

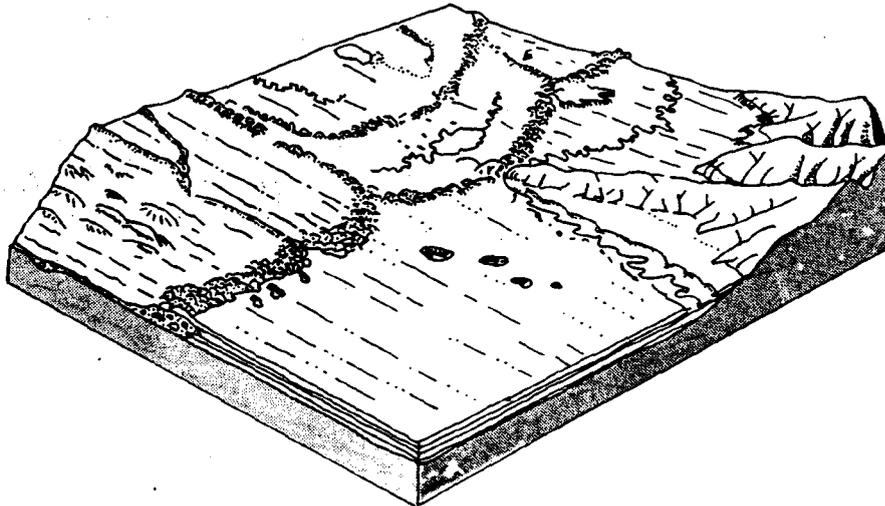
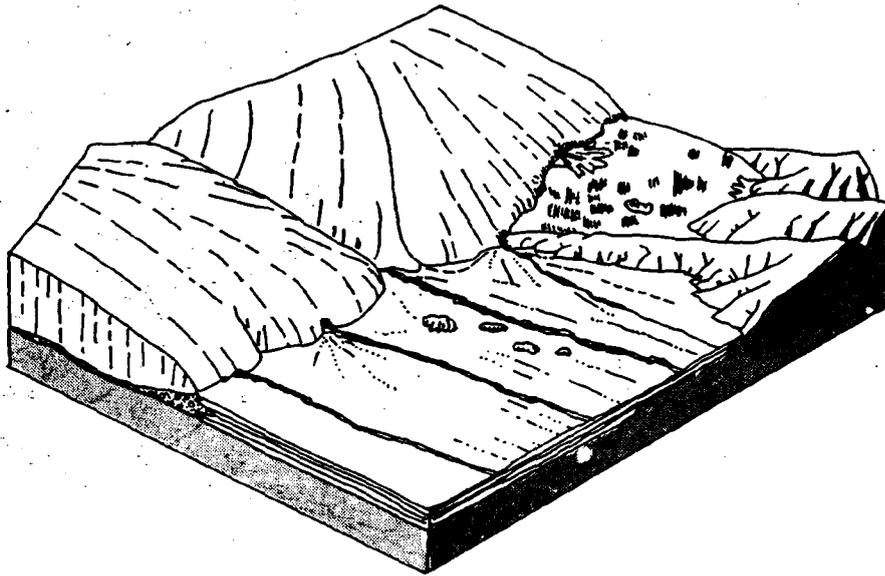


Figura 2. Formas y depósitos glaciares en áreas continentales (modificado de STRAHLER, 1981).

Figure 2. Glacial forms and deposits in continental regions (modified from STRAHLER, 1981).

obtenemos cuatro posibilidades climáticas básicas: frío-seco, frío-húmedo, cálido-seco y cálido-húmedo. Además, podemos distinguir un tercer tipo de climas, de carácter intermedio en cuanto a la temperatura, que serían los climas templado-seco y templado-húmedo (Hoyos, 1984). De esta forma, y en función de los indicadores climáticos de índole geológica, podremos separar todos estos tipos de climas, dependiendo de las características que muestren tanto las formas de erosión como los depósitos (GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984).

A continuación veremos brevemente los mecanismos y procesos de erosión y sedimentación ligados a los diferentes tipos de climas propuestos, sin explicar las características íntimas de cada uno de ellos, que alargaría en exceso este capítulo, aunque sí haremos algunas precisiones respecto a su validez como indicadores paleoclimáticos.

Clima frío y seco

Podemos asimilar este tipo de clima al sistema morfo-climático glaciar, en el que el ecosistema dominante es el desierto polar, con un sistema edáfico de tipo litosuelo, y un predominio de la acción morfogenética glaciar (GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984). Los procesos morfogenéticos de alteración que tienen mayor relevancia son de tipo físico, mientras que los procesos de modelado imperante son el deslizamiento del hielo con arranque y desgarre, la abrasión (púlimento y perforación) y una erosión y sedimentación muy importante. Las formas de erosión resultantes de estos procesos son estrías, "chater marks", cantos estriadados, rocas aborregadas, circos rocosos, "horns", espolones, valles en U, depresiones, etc, mientras que las formas de sedimentación que aparecen son depósitos de "till" (morrenas y "drumlins"), "eskers", "kames", depósitos lacustres (varvas), depósitos

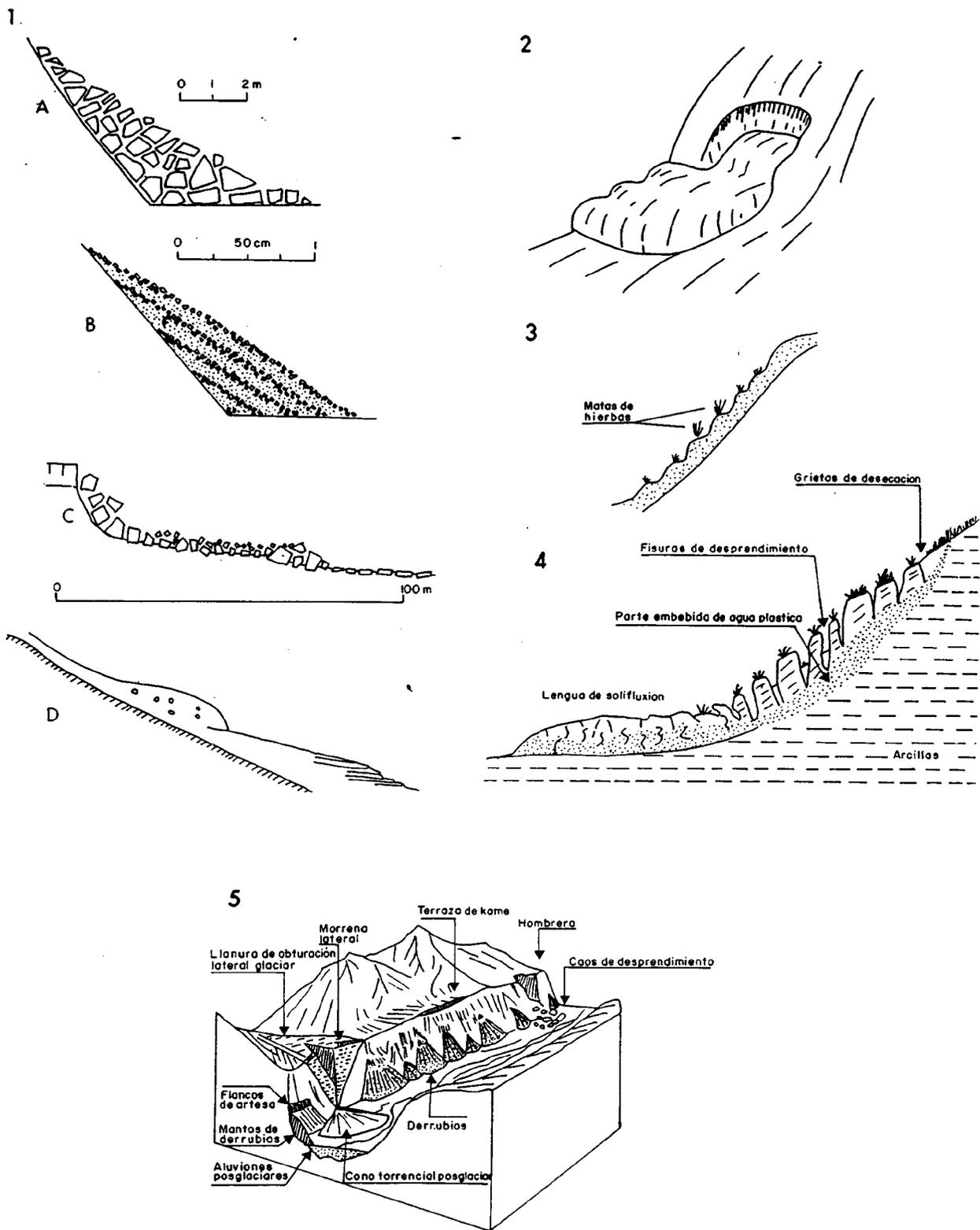


Figura 3. Formas y depósitos periglaciares (modificado de VIERS, 1973 y DERRAU, 1978): 1A, derrubios de ladera; 1B, derrubios ordenados; 1C, enlosado de canchales; 1D, 2 y 4, solifluxión; 3, terracillas; 5, procesos periglaciares en un antiguo valle glaciar.

Figure 3. Periglacial forms and deposits (modified from VIERS, 1973 and DERRAU, 1978): 1A, slope deposit; 1B, orderly slope deposits; 1C, stony pavement; 1D, 2 and 4, solifluxion; 3, little terraces; 5, periglacial processes in a old glacial valley.

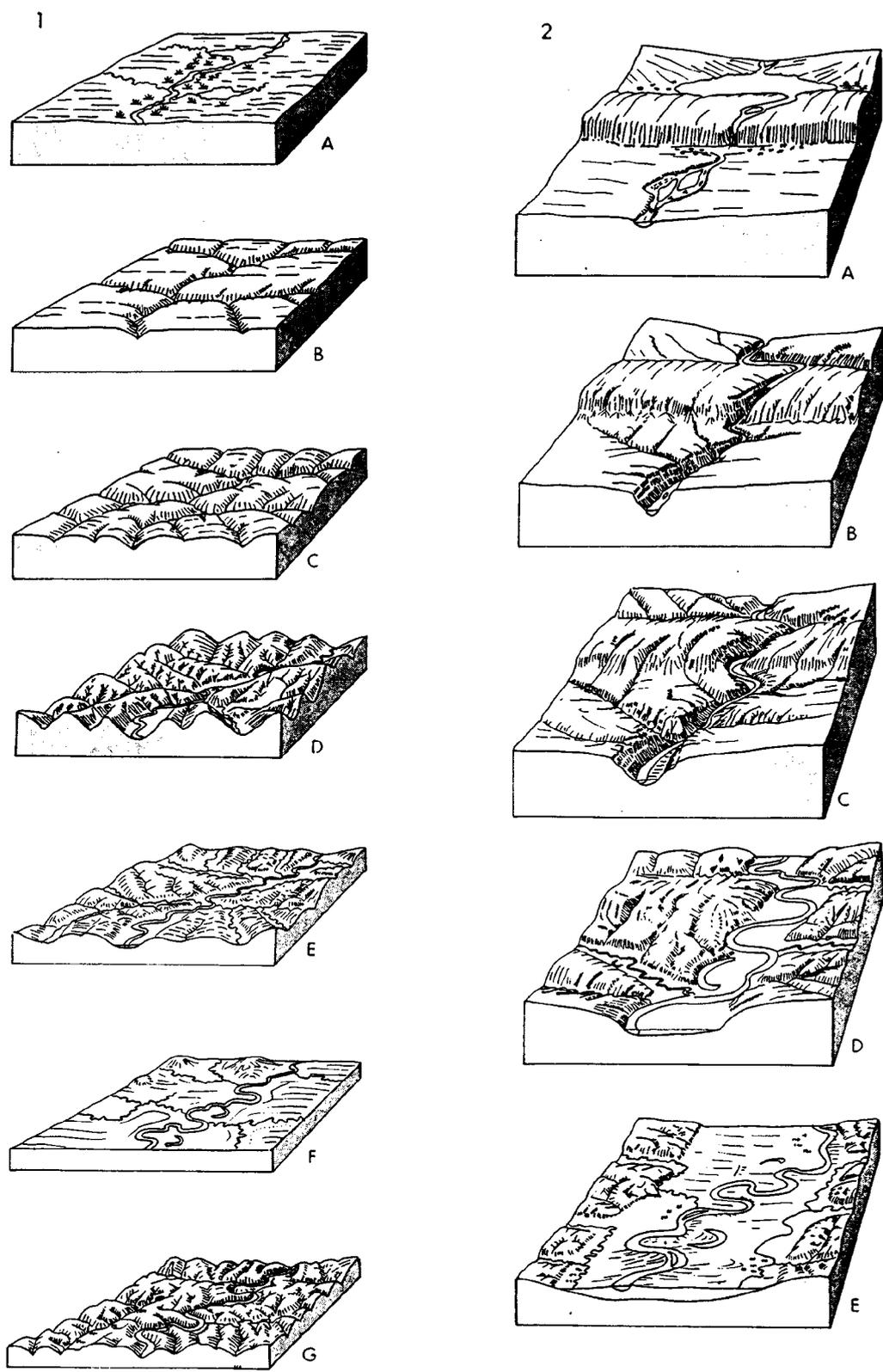


Figura 4. Procesos de erosión y sedimentación iluviales en un clima templado y húmedo (modificado de STRAHLER, 1981): 1, con litología homogénea; 2, con litología heterogénea.

Figure 4. Erosion and sedimentation processes in a temperate and wet climate (modified from STRAHLER, 1981): 1, with homogeneous lithology; 2, with heterogeneous lithology.

deltaicos, "sandur", etc. (VIERS, 1973; DERRIAU, 1978) (Figuras 1 y 2).

Clima frío y húmedo

Corresponde al sistema morfogénético periglacial, en el que los biotopos predominantes son la tundra en latitudes más altas y la taiga en latitudes ligeramente más bajas, con un desarrollo de litosuelos y "rankers" en la primera, y de suelos hidromorfos y "podzoles" en la segunda (GOY, PÉREZ GONZÁLEZ y ZAZO, 1984). Las acciones morfogénéticas dominantes son la periglacial y nival, y de forma más ocasional la eólica y la fluvial. Entre los procesos morfogénéticos de alteración dominan los de tipo físico (gelifracción), actuando más ocasionalmente los de tipo químico y bioquímico. En cuanto a los procesos edáficos destacan los de podzolización y gleyación. El proceso de modelado que actúa fundamentalmente en estos climas es el ciclo hielo-deshielo, que produce

agrietamientos, fisuraciones, crioturbación, soliflujión, es-correntía laminar y en regueros y movimientos irregulares en los depósitos (involuciones, inyecciones, etc.) (LAVILLE, 1975; HOYOS, 1979; GOY, PÉREZ GONZÁLEZ y ZAZO, 1984). También es importante en algunos casos la acción eólica que produce deflacción o barrido en superficies abiertas. En cuanto a la soliflujión, algunos autores (HOYOS, 1984) dudan de su valor con indicador de este tipo de climas, dado que se puede dar también en climas templado-húmedos, en los que no es necesario que se produzca la acción de hielo-deshielo para que se deslicen las masas de sedimento gravitatoriamente inestables, como ocurre en la actualidad en Asturias (HOYOS, 1984). Las formas de erosión resultantes son las cuñas de hielo, los círculos de piedras, los suelos poligonales, los suelos estriados, los rellenos de guirnalda, el césped almohadado, las turberas cordadas, los senderos y pisadas de vaca, las terracillas, los campos de barro y piedras, los suelos enlosados, los túmulos de césped, los valles asimétricos y de fondo plano, las vertientes solifluidas y gelivadas, las vertien-

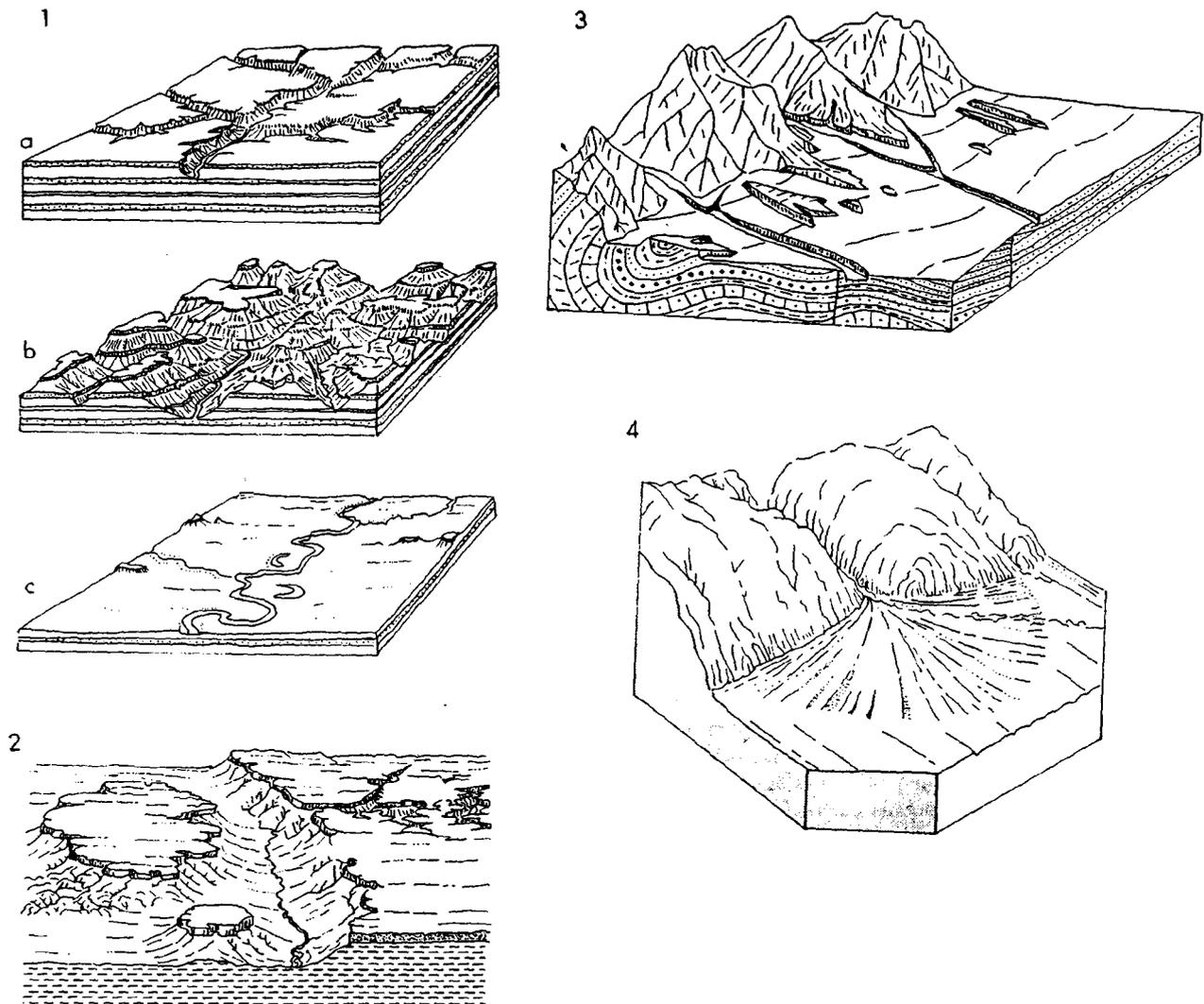


Figura 5. Procesos fluviales en climas áridos y semiáridos (de STRAHLER, 1981).

Figure 5. Fluvial processes in arid and semiarid climates (from STRAHLER, 1981).

tes reguladas, y un amplio etcétera. Las formas de sedimentación resultantes son las coladas de barro, los derrubios de gravedad, los derrubios ordenados, las coladas de bloques, los glaciares rocosos, los mantos de arena, los depósitos niveo-éolicos y el "loess" (VIERS, 1973; CHALINE, 1982; GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984; HOYOS, 1984) (Figura 3).

Clima templado húmedo

Se puede asimilar al sistema morfoclimático templado, en el que los biotopos que aparecen son la estepa, la pradera y el bosque caducifolio, con un desarrollo de suelos pardos de estepa, brunisems, chernosems, suelos pardos de tipo inceptisol y suelos lavados o alfisoles. Las acciones morfogénicas dominantes son las producidas por el agua, bien mediante cauces fluviales definidos, o bien en arroyada, y las eólicas, de forma mas ocasional. Los procesos morfogénicos de alteración son fundamentalmente químicos y bioquímicos, disminuyendo la importancia de los de tipo físico, mientras que los procesos edafogénicos imperantes son la brunificación y la isohumización. Los procesos de modelado son de tipo fluvial, con encajamiento y sedimentación muy importantes, y de tipo eólico en menor medida. Los resultados de estos procesos son formas de erosión como valles en "V", hombreras, terrazas erosivas, laderas cóncavas y convexas, encajamiento e incisión fluvial, etc., junto con formas de sedimentación tales como terrazas, llanuras de inundación, conos y abanicos aluviales de tipo húmedo, coluviones, etc. (VIERS, 1973; GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984) (Figura 4).

Clima templado y seco

Se puede asimilar al sistema morfoclimático semiárido o mediterráneo, con biotopos imperantes tales como el bosque esclerófilo y la garriga, y con unos suelos marrones, castaños y rojos fersialíticos, desarrollándose costras. Las acciones morfogénicas dominantes son las producidas por el agua, mediante cauces fluviales poco o nada definidos, o bien por arroyada y regueros, y también de forma ocasional la acción eólica. Los procesos de alteración dominante son los químicos, haciéndose notar de forma ligera los bioquímicos, mientras los edafogénicos son la rubefacción, la fersialitización y la calcificación. Los procesos de modelado que imperan son los fluviales, con abundante erosión y sedimentación, así como la formación de importantes acumulaciones calcáreas. Los resultados de la interacción de todos estos procesos y acciones son formas de erosión, tales como valles de fondo plano y en V, terrazas erosivas, incisiones y encajamientos de cursos fluviales, cárcavas, regueros, ramblas, glaciares erosivos y pedimentos, montes isla, etc., y formas de acumulación, como terrazas fluviales, llanuras de inundación, conos y abanicos aluviales de tipo semiárido, "playa-lakes", glaciares de depósito, costras calcáreas, derrubios, etc. (VIERS, 1973; GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984)

Clima cálido y seco

Corresponde a un sistema morfogénico de tipo árido, con un ecosistema de desierto con vegetación espinosa, y un desarrollo de suelos grises desérticos, serosems, litosuelos y regosuelos. La acción morfogénica principal es la eólica,

con una aparición ocasional de las acciones de arroyada. Los procesos morfogénicos de alteración son fundamentalmente de tipo físico, con termoclastia y haloclastia, y en menor medida de tipo químico, mientras que los procesos edafogénicos son la salinización y la calcificación. Los procesos de modelado dominantes son los eólicos, y ocasionalmente aparecen los fluviales de tipo arroyada, siendo la erosión y la sedimentación muy importantes. Las formas de erosión resultantes son los glaciares de erosión, los "wadis", los montes islas, los pavimentos desnudos, los ventifractos, los bloques esculpidos, los cordones de deflacción, etc., y las formas de acumulación principales son las dunas de variada morfología, los abanicos aluviales de tipo árido, las llanuras de arena, las "playas-lakes", y las costras (GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984) (Figura 5).

Clima cálido y húmedo

Este clima se puede hacer corresponder con el sistema morfoclimático tropical, con unos biotopos bien de sabana y bosque monzónico, o bien de bosque tropical y ecuatorial, dependiendo de la latitud. En el primer tipo se producen suelos ferruginosos, mientras que en el segundo los suelos que se desarrollan son ferralíticos. En estos climas la acción fluvial y de cursos de agua definidos es dominante sobre la arroyada, dentro de las acciones morfogénicas, y los procesos de erosión que predominan son los de tipo químico, con ferruginización y ferrilitización como procesos edafogénicos. El modelado es de tipo fluvial, con desarrollo de cursos de agua definidos y escasos procesos de arroyada. Las formas de erosión resultantes en los paisajes de sabana son las cárcavas, los glaciares erosivos, los montes islas y las laderas cóncavas, mientras que en zonas de bosques tropical y ecuatorial aparecen laderas convexas, panes de azúcar y formas de erosión vertical. Respecto a las formas de acumulación, en el primer grupo tenemos glaciares con depósito y abanicos aluviales, y en el segundo grupo costras ferralíticas y lateritas (GOY, PÉREZ GONZÁLEZ Y ZAZO, 1984).

1. 3. Paleoclimatología y medio ambiente en España durante el Cuaternario

La reconstrucción de las condiciones paleoclimáticas y medio ambientales del Cuaternario es una de las principales líneas de investigación de los estudiosos de esta unidad. Para llegar a esta reconstrucción se utilizan numerosas técnicas y metodologías, desde estudios sedimentológicos y físico-químicos hasta análisis faunísticos y florísticos, que permiten obtener numerosos datos indicativos. Los datos que cada uno de estos estudios aporta sirven de base para establecer secuencias climáticas locales y parciales, que paulatinamente se pueden ir correlacionando hasta obtener secuencias paleoclimáticas amplias, válidas para áreas más extensas.

En Europa, los estudios de Paleoclimatología del Cuaternario se desarrollan paralelamente a los de Prehistoria, y cobran especial auge a partir de la década de los cincuenta, en que numerosos investigadores comienzan a trabajar en la reconstrucción de los ambientes cuaternarios, habiendo alcanzado en la actualidad un amplio nivel de conocimiento (LAVILLE, 1975; RENAULT-MISKOVSKI, 1985). En España estos estudios se inician más tardíamente, exceptuando las singulares

aportaciones de investigadores pioneros (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1923), y en la actualidad se centran en la realización de trabajos de síntesis basados en datos locales y regionales, existiendo amplios estudios en las zonas cantábrica (HOYOS, 1979, 1980, 1981 a y b; LAVILLE y HOYOS, 1981; HOYOS y FUMANAL, 1985), central (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1985) y mediterránea (FUMANAL, 1979, 1982, 1983, 1986; JORDÁ, 1986; JORDÁ y CARRAL 1988.)

A partir de todos estos datos, y extrapolando los existentes para Europa, podemos establecer a grandes rasgos la evolución climática y medioambiental de España durante el Cuaternario, teniendo en cuenta que existen momentos dentro de éste en que la información que se posee es fragmentaria, mientras que en otros momentos, la información es más completa.

El Cuaternario se inicia con un clima ligeramente cálido y húmedo en el que se desarrollan grandes bosques de coníferas y de especies arbóreas de hoja caduca en la práctica

totalidad del territorio peninsular, apareciendo bosques esclerófilos en las zonas de influencia mediterránea. En estas condiciones encuentran su hábitat adecuado mamíferos de gran talla, como mastodontes, elefantes y rinocerontes, que comparten los ecosistemas con équidos, cévidos, bóvidos, úrsidos, cánidos, hienidos y félidos.

Esta etapa coincidiría con un periodo interglacial de gran extensión, que se sitúa entre 1,8 y 1,2 m.a., y que utilizando la terminología alpina clásica correspondería al Donau-Günz (LUMLEY, 1976).

Entre 1,2 m.a. y 0,7 m.a. las condiciones climáticas cambiaron radicalmente hacia un clima frío que se implanta en Europa afectando a la Península en toda su extensión. Esta etapa fría provoca una importante regresión marina en las costas atlánticas y mediterráneas con el consiguiente aumento de las zonas emergidas en determinados puntos de las costas peninsulares. A consecuencia de este cambio climático el paisaje varía hacia un biotopo de pradera esteparia en

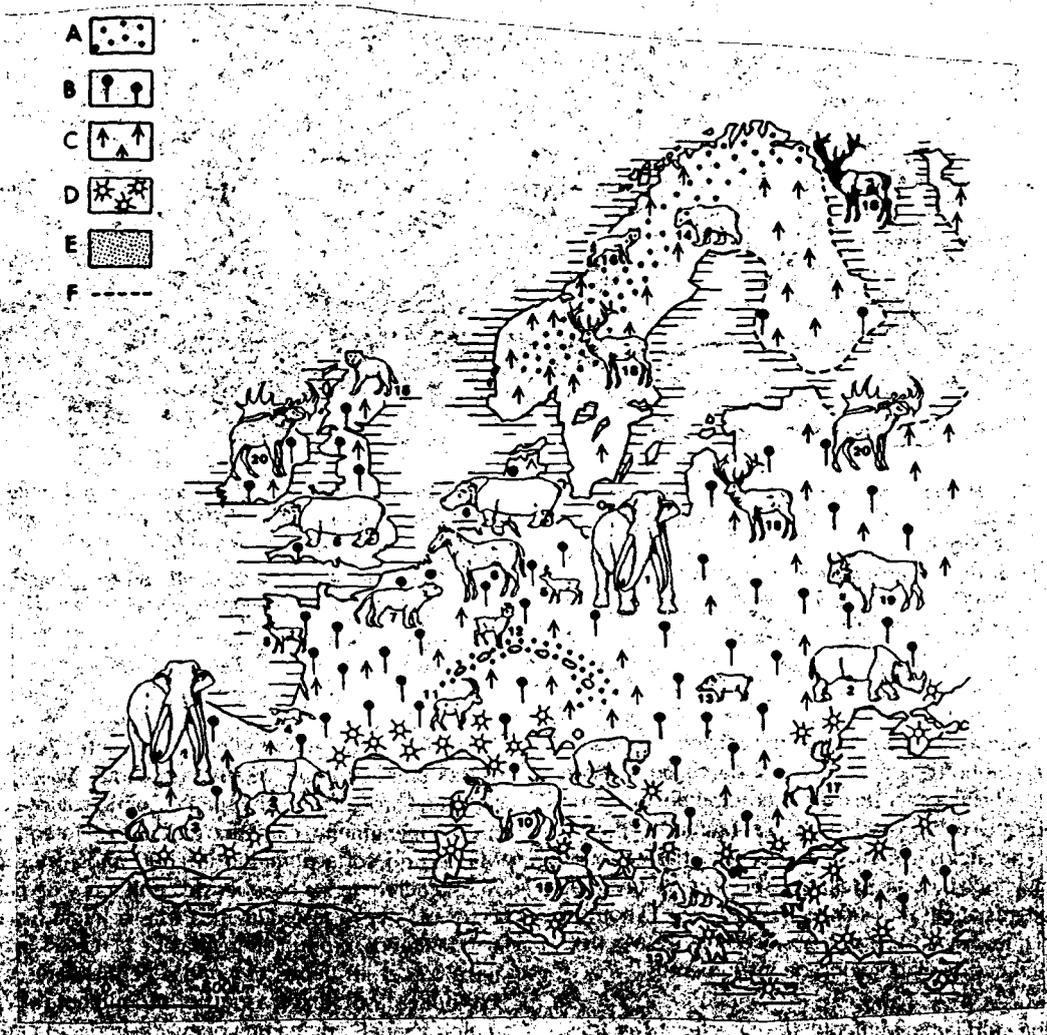


Figura 6. Características medioambientales de Europa durante el último interglacial (120.000 años b. p.) (tomado de RENAULT-MISKOVSKY, 1985).

a, vegetación árida; b, vegetación caducifolia; c, coníferas; d, vegetación mediterránea; e, áreas glaciares; f, líneas de costa.

Figure 6. Environmental characteristics of Europe during the last interglacial period (120,000 years b. p.) (modified from RENAULT-MISKOVSKY, 1985).

a, arid vegetation; b, deciduous vegetation; c, pine grove; d, mediterranean vegetation; e, glacial regions; f, coast lines.

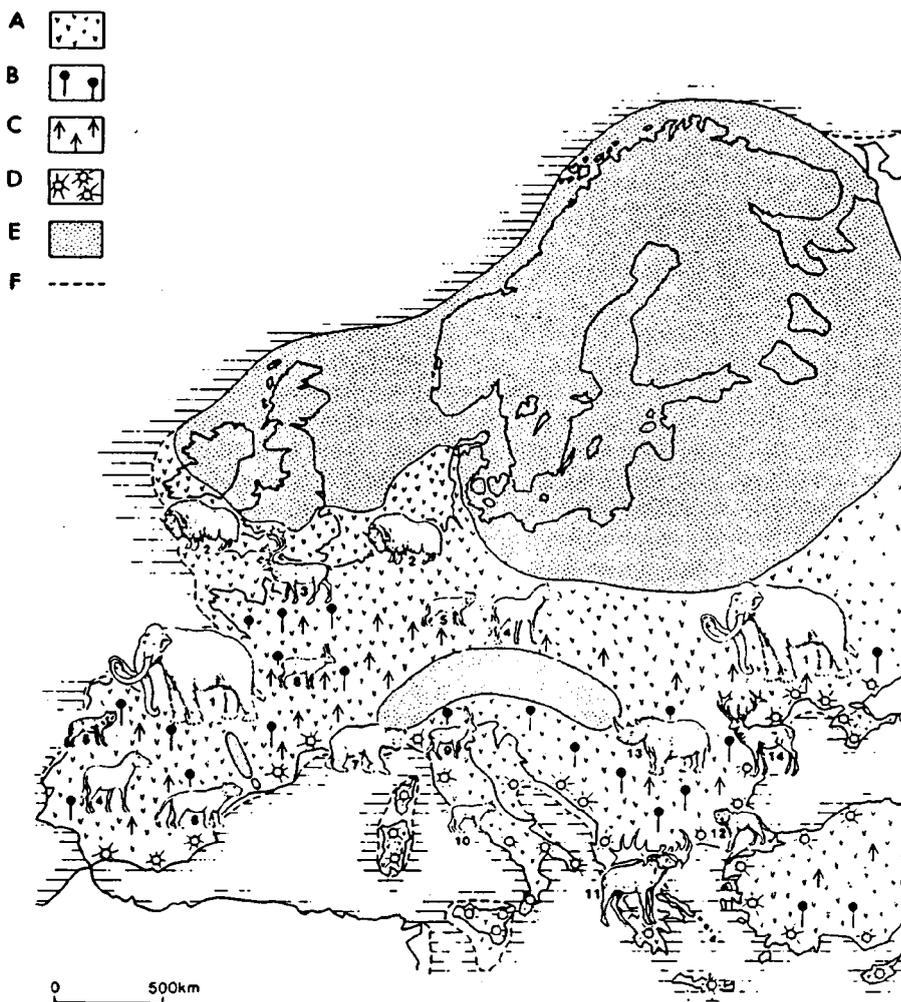


Figura 7. Características medioambientales de Europa durante el máximo glacial würmiense (20.000 años b. p.) (tomado de RENAULT-MISKOVSKI, 1985).

a, vegetación esteparia; b, vegetación caducifolia; c, coníferas; d, vegetación mediterránea; e, áreas glaciares; f, líneas de costa.

Figure 7. Environmental characteristics of Europe during the maximum glacial würmian (20.000 years b. p.) (modified from RENAULT-MISKOVSKI, 1985).

a, stepparic vegetation; b, deciduous vegetation; c, pine grove; d, mediterranean vegetation; e, glacial regions; f, coast lines.

las mesetas y áreas montañosas, con desarrollo de zonas pantanosas en los bordes costeros. No obstante, en las áreas mediterráneas el clima persiste ligeramente cálido, prenombrando los bosques de tipo esclerófilo. Las faunas se adaptan a los nuevos espacios abiertos, aunque muchas especies desaparecen, y toda Europa, incluida España, se ve invadida por migradores asiáticos (RENAULT-MISKOVSKI, 1985). El hombre se refugia en cuevas y abrigos rocosos, y comienza a perfeccionar las técnicas de elaboración de instrumentos.

Esta etapa, fundamentalmente de características frías, correspondería a la glaciación alpina Günz, utilizando la terminología clásica. La etapa anterior junto con ésta comprenden el Pleistoceno Inferior, en el que, como hemos visto, se pueden detectar cambios climáticos notables (LUMLEY, 1976).

En el Pleistoceno Medio, situado entre 700.000 años y 130.000 años (LUMLEY, 1976), la situación vuelve a cambiar tanto en Europa como en España. Comienza esta unidad con un atemperamiento climático atribuido al interglacial Günz-Mindel, de corta duración (50.000 años), que permite la reinstalación de los bosques de coníferas y de caducifolias. Pero una nueva fase climática fría se inicia a partir de los 650.000 años, produciendo una nueva regresión marina que hace crecer las tierras emergidas peninsulares y europeas. Esta nueva fase climática fría, correspondiente a la glaciación alpina Mindel, origina una nueva degradación de la vegetación, que es menos notable en las áreas mediterráneas, donde se refugian las especies termófilas. Los elementos faunísticos del Pleistoceno Inferior desaparecen y son sustituidos por faunas frías, tales como el reno, el zorro ártico, el glotón, el lemming, etc. Esta etapa fría no es continua, sino que se

desarrolla en varias fases, distinguiéndose, según la zona, de dos a seis pulsaciones frías o estadios separadas por etapas de atemperamiento climático o interestadios (LAVILLE, 1975).

Esta etapa fría dura aproximadamente hasta los 300.000 años, en que un nuevo periodo interglaciar, el Mindel-Riss, produce un importante mejoramiento climático hacia condiciones cálidas y húmedas, que tan sólo dura 50.000 años, durante el que vuelven a instalarse los bosques caducifolios en las áreas de influencia atlántica, los bosques de coníferas en las áreas montañosas y el bosque esclerófilo en las zonas mediterráneas (RENAULT-MISKOVSKI, 1985).

Una nueva crisis climática se sucede a partir de los 250.000 años con una duración aproximada de 125.000 años. Es la denominada glaciación Riss, durante la cual se produce tres pulsaciones de mayor intensidad del frío, separados por otras dos pulsaciones con un clima atemperado. Esto conduce al desarrollo de una regresión con tres etapas que afecta a las costas de Europa y de la Península, y a la instalación en Europa de una vegetación de tundra con zonas de estepa fría en latitudes más meridionales, ocupando los bosques de coníferas las áreas mediterráneas. Las faunas son típicamente frías, con mamuts, rinocerontes lanudos y abundantes caballos (RENAULT-MISKOVSKI, 1985). En esta época los grupos humanos son ya numerosos en el territorio peninsular, apareciendo numerosos yacimientos en cuevas y en terrazas fluviales, lugares en los que el hombre desarrollaba sus actividades, elaborando útiles tecnológicamente más evolucionados, y comenzando a modificar el medio ambiente natural, protegiendo sus zonas de hábitat con estructuras simples y con el dominio del fuego.

El Pleistoceno Superior, encuadrado entre 120.000 años y 11.800 años B. P., se inicia en Europa y en España con una etapa de calentamiento climático que corresponde al interglaciar Riss-Würm, en la que de nuevo aparecen los bosques de coníferas, de caducifolias (predominando los abedules) y de esclerófilas, estos últimos en zonas mediterráneas. Las faunas vuelven a ser termófilas, apareciendo elefantes, rinocerontes, hipopótamos, cérvidos, etc. El hombre alcanza un gran desarrollo tanto demográfico como cultural, modificando sus lugares de hábitat con estructuras tanto al aire libre como en el interior de cavidades.

Entre los 100.000 años y los 70.000 comienza un progresivo deterioro climático que lleva al desarrollo de un nuevo periodo glacial, el más reciente o Würm, en el que se ponen de manifiesto cuatro pulsaciones máximas, o estadios, separadas por etapas con mejor climatología o interestadios. Los mares sufren una importante regresión ligada a los máximos glaciares, llegando a retroceder la línea de costa en algunos puntos más de 20 km, por lo que las áreas emergidas eran mayores. El clima va pasando de ser frío y húmedo a ser frío y seco, alcanzando un máximo de enfriamiento hacia los 17.500 años (Hoyos, 1981). Los biotopos esteparios suceden a los boscosos de la etapa anterior (Figuras 6 y 7), alternándose con estos en los sucesivos estadios e interestadios, y las faunas de bosque son substituidas por faunas de espacios abierto y climas fríos (reno, rebeco, mamut, rinoceronte lanudo, antilope saiga, marmota, ratón de nieve, etc.) (RENAULT-MISKOVSKI, 1985). En la Península, las zonas mediterráneas no sufren tan intensamente las condiciones climáticas

que imperan en el N. de España y en Europa, si bien en algunos momentos de la máxima intensidad del frío, éste se deja notar. Los hombres en esta etapa experimentan un gran crecimiento demográfico, a la vez que realizan importantes avances tecnoculturales, que conducen al desarrollo de numerosas culturas, próximas y en muchos casos superiores a las de algunos pueblos primitivos actuales. Durante este periodo el hombre prosigue modificando en entorno natural, en función de sus necesidades, para lograr hábitats más propicios.

Hacia el 12.000 B. P., el clima cambia de nuevo hacia condiciones cálidas, hecho que marca los comienzos del Holoceno, unidad que culmina el Cuaternario y que continúa en la actualidad. En esta época se produce un importante ascenso del nivel de los mares que hace disminuir las zonas emergidas durante la última glaciación, llegando a cubrir extensas zonas en las costas cantábricas y mediterráneas de España (Hoyos, 1979). A partir de este momento la fisonomía medio ambiental se va configurando hacia el aspecto actual, con importantes extensiones cubiertas por bosques mediterráneos, concentrándose los bosques caducifolios en la zona septentrional y áreas montañosas, al igual que las coníferas, que conviven con los bosques mediterráneos y atlánticos en las zonas de montaña. La fauna es similar a la actual, y la actividad humana comienza a afectar intensamente al medio ambiente, dado que las condiciones climáticas imperantes hacen que los grupos humanos cambien radicalmente de modo de vida, produciéndose en torno al 7.000 B. P. el desarrollo de importantes culturas agrícolas y ganaderas, que modifican el medio ambiente natural en función de sus necesidades económicas, como veremos en porteros apartados.

I. 4. Erosión y sedimentación durante el Cuaternario en España

En España, los procesos de erosión y sedimentación desarrollados durante el Cuaternario son los responsables de la génesis de numerosos depósitos, relieves y formas erosivas, que, aunque aparecen generalmente desconectados entre sí, y de forma aislada, ocupan una considerable extensión de la superficie total del territorio español.

Describir detalladamente las características de los depósitos y formas erosivas desarrollados en España durante el Cuaternario sería largo y prolijo, y ello ya se refleja en el Mapa del Cuaternario de España (*in litt.*), por lo que aquí nos ceñiremos a señalar las principales características de esos depósitos y formas, junto con su extensión y situación geográfica. Esta descripción la realizaremos en función de los mecanismos generadores de esos depósitos y relieves, que en muchos casos están ligados a procesos climáticos, como hemos visto anteriormente.

Medio glacial

Los depósitos y formas glaciares en España se sitúan en las cotas más altas de las cordilleras, alcanzando en todos los casos una pequeña extensión, que siempre rebasa la línea de las nieves perpetuas actuales, apareciendo a cotas más bajas.

En Sierra Morena los depósitos y formas periglaciares se reducen a depósitos de vertiente, al pie de canchales rocosos, fundamentalmente en cuarcita, originados por crioclasticismo. También aparecen coluviones de *terra rossa* al pie de relieves calcáreos (RODRIGUEZ VIDAL y ALCALA DEL OLMO, *in litt.*).

En la Cordillera Ibérica los depósitos y formas periglaciares son frecuentes, apareciendo asociados a las principales sierras. Así, en la Sierra de la Demanda aparecen morrenas de bloques, canales de avalancha y conos de derrubios, al pie de canchales. En los Picos de Urbión existen vertientes de bloques, suelos ordenados, conos de derrubios, canchales y depósitos solifluidales, éstos a altitudes superiores a 2.000 m. En la Sierra Cebollera se observan glaciares rocosos, nichos de nivación y paredes abruptas, mientras que en el Moncayo predominan los ríos y vertientes de bloques, los lóbulos de soliflujión, los derrubios y suelos ordenados y los suelos podzólicos. En el Macizo del Tremedal, dentro de la Sierra de Albarracín, son frecuentes los ríos y vertientes de bloques y los derrubios ordenados, junto con depósitos de turba en zonas de mal drenaje. En la Sierra de Javalambre aparecen círculos de piedras, suelos estriados, vertientes de bloques, escalones y terracillas, y derrubios ordenados. Finalmente, en el Maestrazgo existen morrenas de "név", depósitos fluidales y derrubios ordenados. Además, en la Cordillera Ibérica alcanzan un notable desarrollo los coluviones, que se sitúan al pie de relieves y cuyo origen se debe a procesos de soliflujión, con una edad, determinada en función de contenidos arqueológicos, que los sitúa en el Holoceno (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*).

En el Valle del Ebro los depósitos coluvionares presentan un reducido desarrollo, apareciendo mayoritariamente acumulaciones de vertientes en las laderas orientadas al N. (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*).

En las cordilleras Béticas y Levante los coluviones aparecen adosados a los relieves montañosos, y no sólo dependen de la acción periglaciaria, sino que en muchos casos se originan por la reactivación de antiguas fallas durante el Cuaternario, detectándose varias etapas de coluvionamiento, que se manifiestan por la ruptura tectónica de estos depósitos y la superposición de otros nuevos (GOY y ZAZO, *in litt.*).

En las Islas Baleares los depósitos coluvionares aparecen fundamentalmente en Mallorca, Ibiza y Formentera, asociados a los principales relieves, y apareciendo encostrados los atribuidos al Pleistoceno, o sin consolidar los de edad holocena.

Medio fluvial

Dentro de los depósitos y formas originados por la acción fluvial podemos distinguir dos grandes grupos: por un lado los depósitos y formas asociados directamente a los cursos fluviales actuales, y por otro los depósitos y formas ligados a redes fluviales anteriores a la actual, o a abanicos aluviales originados en momentos en que las cuencas principales funcionaban como endorreicas y no estaba estructurada la red fluvial actual. También incluiremos en este segundo grupo los depósitos y las formas de menor entidad originados

por aguas de escorrentía no jerarquizadas. Empezaremos describiendo primero los elementos integrantes del segundo grupo, ya que en muchos casos son anteriores en el tiempo a los depósitos típicamente fluviales. Estos depósitos y formas ligados a sistemas de abanicos aluviales constituyen en la mayoría de los casos extensos piedemontes, o bien sirven de enlace entre diferentes formas de relieve.

En Galicia aparecen depósitos de tipo "debris-flow", que se sitúan culminando los depósitos terciarios a alturas superiores a las de las terrazas altas de los ríos, pero por lo general se encuentran muy degradados y ofrecen un escaso desarrollo (VIDAL ROMANI, *in litt.*).

En el Sistema Central existen piedemontes bien desarrollados en la vertiente septentrional de Somosierra y Sierra de Francia, y en la vertiente meridional del Alto Gredos. Son depósitos conglomerado-lutíticos de color rojizo similares a la raña, cuya edad se situaría en el límite Plioceno-Pleistoceno. También existen piedemontes de características texturales similares en las depresiones internas del Sistema Central, relacionados con terrazas fluviales. Además, aparecen conos y abanicos aluviales de pequeña entidad en las salidas de numerosos barrancos, que se situarían cronológicamente en el Pleistoceno Superior y Holoceno (PEDRAZA, *in litt.*).

En las dos Mesetas, los piedemontes cuaternarios ocupan grandes extensiones, y en general constituyen los depósitos tradicionalmente denominados rañas, que se sitúan a ambos lados de las cordilleras que atraviesan y bordean las cuencas que constituyen el interior de las Mesetas. Son unos depósitos originados por sistemas de abanicos aluviales que tienen su cabecera en las sierras y que se extienden al pie de éstas, desarrollando aguas abajo, sistemas fluviales trezados. Las principales rañas se encuentran asociadas al Sistema Central, y constituye los depósitos originados por grandes abanicos aluviales ligados a importantes accidentes tectónicos. En la provincia de Salamanca, se han podido aislar dos pulsaciones generadoras de depósitos de raña, de forma que los depósitos de la raña más reciente están encajados en los de la raña más antigua (MOLINA y JORDÁ, 1985). Son depósitos conglomerado-lutíticos, que en superficie presentan una forma plana, con una suave pendiente hacia el interior de las cuencas, existiendo en su superficie un mal drenaje, por lo que se producen encharcamientos.

En los Montes de Toledo y en Extremadura los piedemontes ocupan grandes extensiones, y están constituidos por la raña, que presenta las características descritas anteriormente. Cronológicamente, la raña se sitúa en el límite Plioceno-Pleistoceno, y es anterior al desarrollo de las primeras terrazas fluviales. También aparece en esta zona conos y abanicos aluviales de pequeña extensión que articulan el piedemonte, constituido por la raña, con los cursos fluviales (MARTÍN SERRANO, *in litt.*).

También aparece la raña en la vertiente septentrional de Sierra Morena, extendiéndose al S de Badajoz. En la zona occidental del Valle del Guadalquivir se encuentra un alto nivel aluvial cuya cronología es similar a la de la raña (RODRIGUEZ VIDAL y ALCALA DEL OLMO, *in litt.*).

En la Cordillera Ibérica existen piedemontes en el interior de fosas tectónicas y en las depresiones intramontañosas,

generados por sistemas trenzados, con cierta extensión, y con una edad situada en el límite Plioceno-Pleistoceno. También aparecen conos aluviales de pequeña extensión situados cronológicamente en el Cuaternario (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*).

En el Valle del Ebro los glacis ocupan una cierta extensión, y se pueden distinguir dos grupos: los de edad plio-pleistocena, que ocupan los interfluvios y son abánicos aluviales y sistemas fluviales trenzados, con modelado superficial de glacis, y con costras en el techo, dispuestos hasta en tres niveles encajados unos a otros, con potencias de 2 a 20 m., y los cuaternarios, que aparecen escalonados al pie de relieves neógenos y pliocuaternarios, presentando una pequeña potencia y costras en el techo (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*). Además, aparecen derrames holocenos que enlazan las superficies más recientes entre sí

Los abánicos aluviales alcanzan un gran desarrollo en las Cordilleras Béticas y Levante (GOY y ZAZO, *in litt.*), apareciendo varias generaciones de abánicos, que en algunos casos pueden llegar a ser diez, encajados unos sobre otros, asociados a relieves que están sometidos a regímenes neotectónicos activos. Existen buenos ejemplos de abánicos aluviales en el Campo de Dalías (Almería), Elche y Santa Pola (Alicante), Nerja (Málaga), etc. Estos abánicos se caracterizan por su litología conglomerado-lutítica, apareciendo normalmente fuertemente cementados, y alcanzando potencias que pueden superar los 50 m. Generalmente presentan costras carbonatadas con gran desarrollo en el techo, pudiendo estar en superficie ligeramente karstificadas. La cronología de estos abánicos varía desde el Plio-Pleistoceno hasta el Pleistoceno Superior. Además, existen abánicos deltaicos holocenos y actuales en las desembocaduras de numerosas ramblas mediterráneas.

En las Islas Baleares los abánicos aluviales alcanzan cierto desarrollo en Mallorca, donde pueden tener potencias de hasta 75 m. originando al llegar al mar costas acantiladas. Son depósitos de abánicos aluviales y canales trenzados, con zonas de encharcamiento temporal, y con costras carbonatadas en el techo. Se sitúan cronológicamente dentro del Pleistoceno.

En cuanto a los depósitos puramente fluviales tenemos que considerar dos grupos, por un lado las terrazas y por otro las llanuras de inundación o aluviales actuales. Las terrazas se sitúan de manera escalonada a ambos lados de los ríos, generalmente por debajo de las superficies originadas por los abánicos aluviales pliocuaternarios, y son consecuencia de la jerarquización de la red fluvial y del encajamiento de los cursos fluviales, una vez que las cuencas de drenaje pasaron de ser endorreicas a exorreicas, como es el caso de las cuencas del Duero, Tajo y Ebro. Se caracterizan por presentar una litología de cantos, gravas y arenas, apareciendo en ocasiones depósitos finos (limos y arcillas), y normalmente suelen contener buenos ejemplos de estructuras fluviales, así como restos de industrias líticas del Paleolítico Inferior y Medio.

En Galicia las terrazas más altas se sitúan a +80 m., +65 m. y +52/59 m., apareciendo las terrazas medias a +34/36 m. y +42/44 m., y las bajas a +22/24 m. Alcanzan su mejor desarrollo y mayor extensión en los valles de los ríos Sil y

Miño, y son de edad pleistocena. Además aparecen depósitos holocenos a cotas inferiores a +22 m., que ocupan una gran extensión superficial, al igual que las llanuras aluviales (Vidal Romani, *in litt.*).

En ambas Mesetas los depósitos fluviales, terrazas y llanuras de inundación, ocupan grandes extensiones en las cuencas de los ríos Duero y Tajo, así como en las de sus afluentes. En ambos casos se detectan numerosos niveles de terrazas que varían de unos ríos a otros, y cuyas cotas sobre los cauces actuales oscilan sobre los 200 m. para las terrazas más antiguas y los 5 a 2 m. para las terrazas más recientes. Por lo general, los depósitos de las terrazas altas son más ricos en materiales gruesos, mientras que los depósitos de las terrazas más bajas suelen estar constituidos por sedimentos detríticos de menor granulometría. Es frecuente que en los depósitos de las terrazas aparezcan restos de industrias líticas humanas del Paleolítico Inferior y Medio, tanto en superficie como dentro del depósito. Las llanuras de inundación suelen presentar una gran extensión, constituyendo las llamadas vegas, y están cortadas por el canal fluvial, que en muchos casos presenta una morfología meandriforme, con abandono de meandros en épocas tanto antiguas como recientes.

Las terrazas que aparecen en el Sistema Central se encuentran en pequeños valles, a cotas de +25 m., +20 m. y +15 m., las terrazas altas, y a +10 m., +8 m. y +6 m., las medias, situándose cronológicamente en Pleistoceno Medio y Superior. Son más abundantes los depósitos holocenos, situados a cotas de +3 m. a +1 m. En algunos casos aparecen depósitos mixtos, de origen aluvial y coluvial (PEDRAZA, *in litt.*).

En los Montes de Toledo y en Extremadura aparecen las terrazas ligadas al mayor colector de la zona, que es el río Guadiana, y tiene como áreas fuentes los Montes de Toledo y Sierra Morena. Aparecen muy bien desarrollados los sistemas de terrazas y los aluviales, que presentan una gran extensión. Las terrazas altas se sitúan a cotas que oscilan entre +180 m. y +60 m., las terrazas medias entre +70 m. y +20 m., y las bajas entre +20 m. y +5 m. En ocasiones las terrazas bajas pueden llegar a confundirse con las llanuras de inundación que aparecen a +3 m. (MARTÍN SERRANO, *in litt.*). En el curso bajo del Guadiana se distinguen tres niveles de terrazas, la mejor conservada de ellas a la cota de +30/50 m. (RODRIGUEZ y DIAZ DEL OLMO, *in litt.*).

En el Valle del Ebro las terrazas presentan un gran desarrollo en los márgenes del río Ebro y de sus afluentes pirenaicos, distinguiéndose hasta 8 niveles, que se sitúan a cotas de +198/220 m., +156/138 m., +117/138 m., +106/115 m., +64/73 m., +29/34 m., +10/14 m., y +3/6 m. Los valles contienen extensas llanuras de inundación, presentando un fondo plano, con relleno holoceno (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*).

Las terrazas alcanzan un amplio desarrollo en el valle del Guadalquivir, fundamentalmente en su margen izquierda, apareciendo 7 niveles, algunos de ellos superpuestos, por lo que llegan a tener potencias enormes. Las terrazas más antiguas son del Pleistoceno Inferior, y se encuentran encostadas. Muchos de los niveles de terrazas contienen industrias líticas, desde las más antiguas, como cantos tallados, hasta industrias achelenses y musterienses (GOY y ZAZO, *in litt.*).

En la vertiente mediterránea, los ríos y las ramblas son muy numerosos, pero normalmente son escasos los niveles de terrazas que contiene, mientras que presentan amplias llanuras de inundación. Las mejores terrazas aparecen en los cursos de los ríos Segura, Júcar y Turia, distinguiéndose en este último hasta 8 niveles, a cotas de +65 m. (terrazza del Pleistoceno Inferior), +50 m. y +35 m. (terrazas del Pleistoceno Medio), a +25 m., +15/12 m. y +10/8 m. (terrazas del Pleistoceno Superior), y a +5 m. y +2 m. (terrazas holocenas) (GOY y ZAZO, *in litt.*).

En las Islas Baleares las terrazas son escasas, apareciendo aluviales orlando los cauces de la isla de Mallorca.

Medios lacustre y palustre

El medio lacustre tiene un pequeño desarrollo en España durante el Cuaternario, apareciendo las mejores representaciones de depósitos lacustres en la Depresión de Guadix-Baza, en donde el último tramo del relleno endorreico de la cuenca está constituido por calizas y tobas lacustres, de edad Pleistoceno Medio (GOY y ZAZO *in litt.*). También aparecen depósitos lacustres en la Depresión de Elche, éstos de edad holocena, al igual que los de Laguna de Janda (Cádiz) (GOY y ZAZO, *in litt.*).

En la zona de la Cordillera Ibérica los depósitos lacustres se reducen a la Laguna de Gallocanta, en la que existe una antigua terraza lacustre a la cota de +4 m. En el Valle del Ebro existen zonas endorreicas con desarrollo de depósitos salinos (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*).

En las dos Mesetas son frecuentes las lagunas en zonas de mal drenaje, aunque en la mayoría de los casos son de pequeña extensión y en muchos casos efímeras y estacionales, si exceptuamos las lagunas de Las Tablas de Daimiel, de Ruidera y del Campo de Calatrava en Ciudad Real, y las de Villanueva en Zamora, estas últimas en trance de desaparición por el descenso de los niveles freáticos y por su uso como vertederos y escombreras. En todas estas lagunas la riqueza ornitológica e ictiológica es muy interesante, constituyendo zonas de descanso para numerosas especies de aves migratorias.

En los Montes de Toledo aparecen depósitos de decantación en zonas endorreicas, apareciendo en las zonas más planas de la raña pequeñas cubetas producidas por lavado, en donde se producen encharcamientos temporales (MARTÍN SERRANO, *in litt.*).

En general, en toda la zona de influencia mediterránea, se producen encostramientos y procesos de epigénesis carbonatada en zonas de mal drenaje, donde es frecuente el desarrollo de pequeñas charcas efímeras. También existen en estas zonas depósitos travertínicos, asociados a surgencias kársticas, como son los casos de la Cordillera Ibérica, de los Pirineos y de las Béticas, con unas cronologías tanto pleistocenas como holocenas.

El medio palustre se encuentra representado por turberas, que son abundantes en las áreas montañosas, como el Sistema Central, donde son numerosas y de reducidas dimensiones, y se encuentran asociadas a depresiones tipo navá,

con aportes de agua de lluvia y vegetación mesófila (PEDRAZA, *in litt.*). También aparecen en las Cordilleras Béticas y en Levante, como son los casos de las turberas holocenas de la llanura aluvial de los ríos Tinto y Odiel (Huelva), las turberas de Padul (Granada), que comprenden desde el Pleistoceno Medio al Holoceno inicial, y las turberas de Alicante, Valencia y Castellón, asociadas a las albuferas, con una edad holocena (GOY y ZAZO, *in litt.*).

Medio eólico

Los depósitos eólicos están escasamente representados en España, restringiéndose a las zonas costeras y a algunas zonas llanas interiores. Así, aparecen arenales eólicos de cierta extensión en la Meseta Norte en la zona de ríos Pirón y Voltoya, al S. del Guadiana en la zona de Mérida, con formas dunares (MARTÍN SERRANO, *in litt.*), y en la extremidad septentrional de la fosa de Alhambra-Teruel-Mira, fosilizados por los glaciares del Pleistoceno Inferior (GUTIERREZ ELORZA, *in litt.*). En las Cordilleras Béticas y Levante las acumulaciones eólicas aparecen en la zona litoral, como son los casos de la duna de Santa Pola (Alicante), del Pleistoceno Inferior y Medio, las dunas holocenas de la albufera de Valencia y de Guardamar, las zonas dunares que se extienden desde Jávea (Alicante) hasta San José (Almería), con facies de oolitos, y las dunas de la zona atlántica, en Huelva, donde aparecen dunas fósiles de Pleistoceno Superior y dunas holocenas y actuales en el Coto de Doñana y en la zona de Matalascañas (GOY y ZAZO, *in litt.*). En las Islas Baleares son muy frecuentes los depósitos de eolianitas, que aparecen a lo largo del litoral mallorquín, alternando en varios niveles con depósitos marinos, con una cronología pleistocena, y también los campos de dunas holocenas que continúan activas actualmente.

Medio litoral

Los depósitos litorales aparecen a lo largo de las costas constituyendo niveles escalonados, como veremos posteriormente, y generalmente están constituidos por sedimentos detríticos de playa, que en ocasiones se intercalan con acumulaciones de arenas eólicas. Estos depósitos marinos se sitúan cronológicamente dentro del Pleistoceno, siendo los más recientes de edad holocena.

También aparecen depósitos de transición asociados a las salidas de los cursos fluviales, como pueden ser los depósitos deltaicos, frecuentes en el litoral mediterráneo, y los de estuario, que aparecen principalmente en los litorales atlánticos y cantábricos. La mayoría de estos depósitos son holocenos, siendo en la actualidad medios activos de sedimentación.

I. 5. Las variaciones de la línea de costa durante el Cuaternario en España

La determinación de las variaciones de la línea de costa, o lo que es lo mismo, del nivel del mar, durante el Cuaternario, se puede llevar a cabo gracias a la existencia en las zonas costeras de depósitos marinos escalonados, superficies de erosión colgadas y antiguas líneas de acantilados. Estas formas y depósitos son claros indicadores de la posición de

la costa en determinados momentos del Cuaternario, y de su estudio se pueden extraer conclusiones en cuanto a las variaciones del nivel de mar en este periodo de tiempo.

Además, el estudio de los depósitos marinos cuaternarios y de las formas de erosión costera antiguas contribuye también de forma clara al reconocimiento de las variaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario (RENAULT-MISKOVSKI, 1985).

Clásicamente, las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario se explican por la teoría glacio-eustática, mediante la cual se correlacionan los periodos fríos, de máxima extensión glaciaria, con las etapas regresivas en las que aumentan las áreas emergidas, mientras que los periodos cálidos, o interglaciares, en los que las superficies ocupadas por los hielos disminuyen, con las grandes transgresiones marinas responsables de los depósitos marinos escalonados (BONIFAY, 1975; RENAULT-MISKOVSKI, 1985). Además, esta teoría considera el eustatismo, mediante el cual estas variaciones se verían parcialmente compensadas por la elevación de las zonas emergidas continentales en épocas de deshielo, y por un ligero descenso de éstas en las épocas de máximo desarrollo glaciario (BONIFAY, 1975; RENAULT-MISKOVSKI, 1985).

Si bien es cierto que durante las etapas de máximo y mínimo desarrollo glaciario se producen respectivamente retrocesos y avances en la línea de costa, constatados en numerosos puntos de los litorales europeos (HOVOS, 1979; BARUSSEAU *et al.*, 1976), esta teoría glacio-eustática resulta ser un esquema demasiado simple, dado que en algunos puntos juegan un papel muy importante los movimientos tectónicos recientes, como se verá en otro capítulo.

Los movimientos relativos del nivel del mar, en definitiva, se deben a numerosas causas ligadas al sistema corteza-hidrosfera, que pueden actuar a nivel global, o bien de forma aislada, y cuyos resultados dependen de un elevado número de variables puestas en juego (DABRIO y ZAZO, 1988).

Las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario detectadas a partir de estudios regionales en Europa, N. de África, Asia y N. de América, oscilan entre + 40 m. y - 150, observándose durante la última etapa fría correspondiente a la glaciación alpina Würm, unos descensos del nivel marino en las costas del Golfo de Vizcaya superiores a los 100 m. (BARUSSEAU *et al.*, 1976; RENAULT-MISKOVSKI, 1985).

Las variaciones del nivel del mar en el Mediterráneo y los niveles marinos asociados

Como ya hemos visto anteriormente, los depósitos marinos mediterráneos, indicadores de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario, pueden agruparse en cuatro unidades cronológicas con categoría de pisos, que se definieron en Italia, Calabriense, Siciliense, Tyrreniense y Versiliense (BONIFAY, 1975; LUMLEY, 1976; CHALINE, 1982), que corresponden a otros tantos máximos transgresivos. No obstante, existen pulsaciones transgresivas menores, situadas en posiciones intermedias, que ponen en duda la validez del esquema clásico, el cual es actualmente motivo de constante revisión (FAURE y KERAUDREN, 1987).

En la zona del Arco de Gibraltar, GIGOUT *et al.* (1977) estudian las líneas de costa y los máximos transgresivos cuaternarios y establecen cinco episodios transgresivos en Marruecos que reciben la denominación de Maariliense, Anfatiense, Harouniense, Ouljiense y Mellahiense, que se corresponden con el Siciliense, Tyrreniense antiguo, Tyrreniense medio, Tyrreniense reciente y Versiliense. Habría además que añadir un nivel más antiguo, el Menaoudiense, correlacionable con el Calabriense.

En las costas españolas, el primer problema que se plantea a la hora de estudiar las variaciones de la línea de costa cuaternaria es el de la situación del límite Plioceno-Pleistoceno. La determinación de este límite resulta difícil debido fundamentalmente a dos causas (ZAZO, 1980):

- Por un lado está la ausencia de faunas frías en los depósitos cuaternarios.
- Por otro, existe una discontinuidad en la sedimentación marina entre las dos unidades, Plioceno y Pleistoceno, apareciendo sin embargo una sedimentación regresiva entre el Plioceno claramente marino y el Cuaternario.

Resulta entonces necesario recurrir a estudios de determinados cortes y secciones estratigráficas que aparecen dispersos por las costas españolas, en los que se puede establecer la posición del límite para áreas geográficas concretas. A este respecto son numerosos los trabajos realizados en los últimos años que abordan la citada problemática en las zonas costeras del S. y SE. peninsular (MONTENAT, 1973; VIGUIER, 1974; ZAZO, *et al.*, 1977; GOY, 1978; ZAZO, 1979, 1980; AGUIRRE y PASINI, 1985; MARTINEZ GALLEGO, 1986; etc.).

A continuación abordaremos la problemática de este límite en los diferentes cortes y localidades estudiados de las costas mediterráneas españolas, para poder fijar así el marco cronológico en el que se desarrollarán las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario.

En la zona del Delta del Ebro, MALDONADO (1972) estudia el problema del límite Plio-Pleistoceno en el corte de San Onofre, donde sobre un Plioceno marino se encuentran unos materiales lacustres con intercalaciones de lignitos, sobre los que yacen discordantes unos conglomerados. A estos conglomerados el autor les otorga una edad plio-pleistocena, puntualizando la inexistencia de estudios paleontológicos que permitan afinar más.

En el litoral de Alicante y Murcia son numerosos los estudios que tocan este problema. Así, en la zona de Santa Pola, MONTENAT y TRUC (1971) señalan el paso lateral de unas areniscas calcáreas dunares de edad calabriense a unos limos rojos que en su parte superior contienen *Iberus gualterianus alonensis*, especie propia del Cuaternario. Por tanto el límite se situaría dentro de esos limos.

Para MONTENAT (1973, 1974) el Plioceno Superior de la zona de Alicante pasa hacia el techo sin discontinuidad aparente a la "Formación Sucina", constituida por limos rojos encostrados a techo. El autor sitúa el límite Plio-Pleistoceno en el tramo inferior de esa formación, mientras que a la costra superior le atribuye una edad cuaternaria.

ECHALLER y LAURIAT-RAGE (1978) en los arenales del Sol (Alicante) encuentran un nivel marino posterior al Plioceno Superior y contemporáneo en parte de la "Formación Sucina", a la que pasa lateralmente. Este nivel marino, constituido por una lumaquela de *Glycimeris* sp. en la base y una duna de color rosado a techo, corresponde a la primera transgresión post-Plioceno Superior, asimilable al Calabriense, aunque no contiene faunas frías.

En el litoral de Almería, en los alrededores de Carboneras, aparecen los depósitos marinos del Plioceno Superior cubiertos por formaciones detríticas continentales con matriz rosa, recubiertas por una potente costra calcárea, a las que DUMAS, (1978) sitúa en el Villafranquiense terminal (=Cuaternario antiguo), señalando la presencia de una intercalación marina dentro de estos depósitos continentales que atribuyen al Calabriense.

Al E. de Almería el Plioceno Superior consiste en unos depósitos de "lagoon" sobre los que yacen de forma discordante los materiales correspondientes a la primera transgresión marina cuaternaria (GOY y ZAZO, 1982). No obstante, al O. de Almería se observan unos depósitos del Plioceno Superior de tipo deltaico que pasan en la vertical a abanicos aluviales cuaternarios (GOY y ZAZO, 1982). Estas diferencias en el paso de unos depósitos a otros se atribuyen a las diferencias existentes en la morfología y estructura de la costa. Al pie de la Sierra de Gádor existe un nivel marino

discontinuo cuya fauna no permite asignarlo claramente al Plioceno Superior o al Calabriense (OVEJERO y ZAZO, 1971; FOURNIQUET, 1976).

Entre Almería y Málaga los depósitos correspondientes al Plioceno Superior se encuentran ausentes, apareciendo únicamente materiales con *Globorotalia crassaformis*, que indica un Plioceno Medio, aunque en la zona de Nerja pudiera aparecer la parte más basal del Plioceno Superior (FOURNIQUET y LE CALVEZ, 1975) (Foto 3).

Al S. de la Sierra de Mijas, en la costa occidental malagueña, LHENAFF (1966, 1981) describe varios cortes en los que sobre unos depósitos marinos pliocenos aparecen unos depósitos conglomeráticos de color rosado, que denomina "brecha mortadela", que atribuye al Villafranquiense. En el corte de Torremolinos, las arenas pliocenas culminan con una areniscas rosadas de aspecto marino, que el autor correlaciona con la duna rosada de Santa Pola, de edad calabriense (MONTENAT y TRUC, 1971; LHENAFF, 1981).

En cuanto a los niveles marinos cuaternarios de las costas mediterráneas de España, GOY y ZAZO (*in litt.*) destacan la distribución desigual a lo largo de la costa de depósitos y formas de abrasión, testimonios que además se encuentran afectados por fracturas y flexuras originadas por procesos neotectónicos, lo que dificulta y a veces impide su correlación. No obstante estos autores señalan que está bien repre-

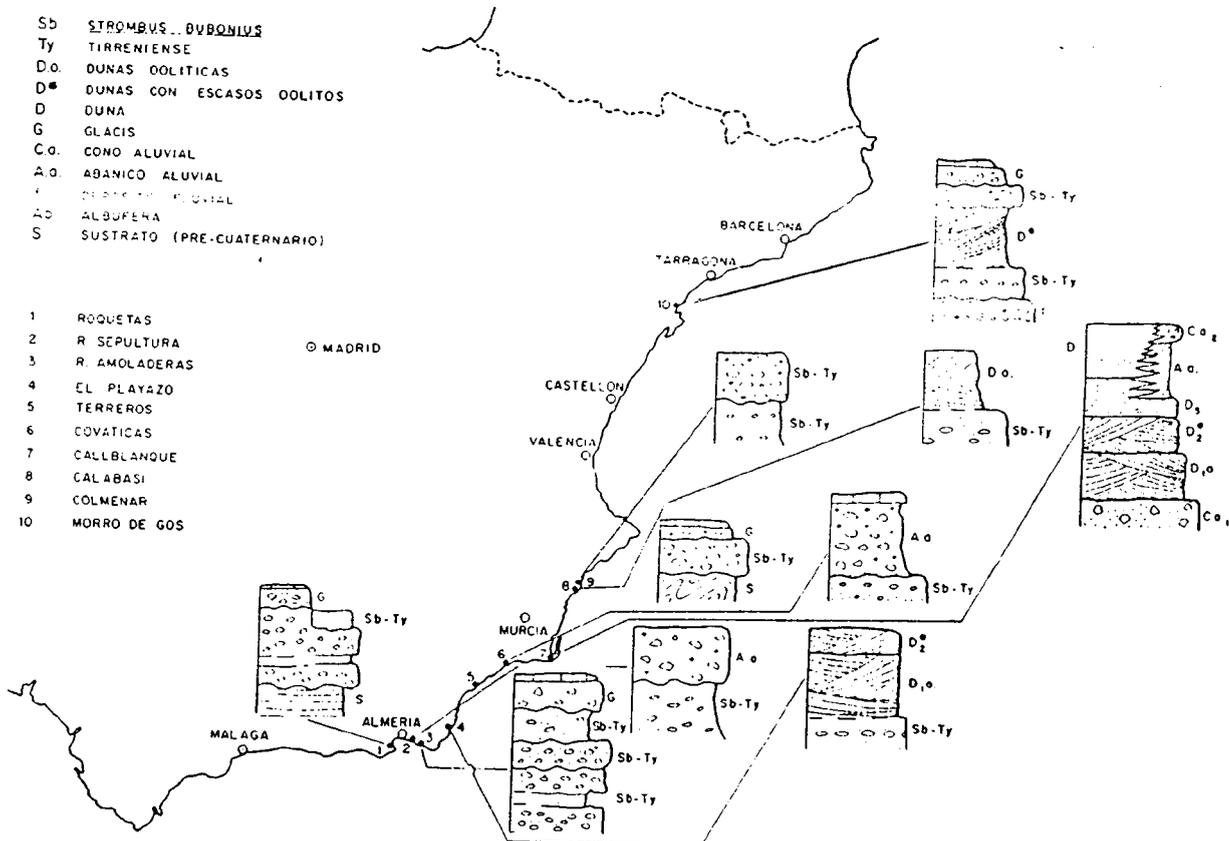


Figura 8. Niveles tirrenienses del Mediterráneo español (tomado de ZAZO et al., 1981).

Figure 8: Tirrenien levels of spanish Mediterranean (from ZAZO et al. 1981).

sentado el ciclo Tyrreniense, caracterizado por la aparición del gasterópodo de aguas cálidas *Strombus bubonius*, especie que llega al Mediterráneo en el último periodo interglaciar (Figura 8).

Así, destacan la presencia de ocho niveles en la zona del Campo de Dalias (Almería), cuatro de ellos con *Strombus bubonius*, y también de varios niveles correspondientes a este ciclo en el litoral de Alicante. El estudio de todos estos niveles les permite constatar la existencia de una mayor elevación de la costa en las zonas de Almería y Alicante, existiendo un hundimiento generalizado en la costa del Mar Menor y en el litoral Valenciano, donde estos hundimientos han sido el origen de las albuferas y mares restringidos.

En las costas de las Islas Baleares, fundamentalmente en el litoral de Mallorca, también existen una serie de niveles correspondientes al ciclo Tyrreniense, intercalados con dunas fósiles.

Las variaciones del nivel del mar en el Atlántico y los depósitos marinos asociados

En las costas Atlánticas se han detectado también una serie de niveles marinos asimilables a los del Mediterráneo, que se observan por la existencia de formas de erosión antiguas, como acantilados y plataformas de abrasión, y de depósitos escalonados, en muchos casos colgados en los bordes de los acantilados. El principal problema que entraña el estudio de estos depósitos y formas erosivas, es su difícil atribución cronológica, dada la ausencia de faunas en la mayoría de ellos. No obstante, estos niveles son susceptibles de asimilarse a las diferentes fases climáticas del Cuaternario en función de su altitud actual, de sus relaciones con otras formaciones sub y suprayacentes datadas, de la existencia de paleosuelos, y de su contenido faunístico (que, aunque escaso, en ocasiones está presente) y polínico (TERS, 1976).

En la región de Cádiz-Huelva, el límite Plioceno-Pleistoceno se sitúa en el inicio de un depósito arenoso-fangoso de color rojizo, materiales que constituyen la base del Pleistoceno inferior de la zona de Puerto Real (Zazo *et al.*, 1977). En la Bahía de Cádiz, Zazo (1980) señala que el citado límite está representado por una karstificación o por una discordancia que separa los depósitos del Plioceno Superior de los depósitos más antiguos del Cuaternario, constituidos por unas arenas rojas con *Mammuthus meridionalis*. Para esta autora el paso Plioceno-Pleistoceno en la región de Huelva se hace dentro de las citadas arenas rojas.

En cuanto a los niveles cuaternarios del litoral de Cádiz, Zazo (1980) señala la existencia de cuatro transgresiones marinas a las que denomina con topónimos locales, y que de más antigua a más reciente son:

- 1ª transgresión Torre del Tajo, en la base del Pleistoceno, equivalente al Calabriense.
- 2ª transgresión C. de la Plata, en el paso Pleistoceno Medio al Pleistoceno Superior, correlacionable con el Tyrreniense.

3ª transgresión Trafalgar, en el Pleistoceno Superior, equivale a Neotyrreniense.

4ª transgresión Zahara, en el inicio de Holoceno, equivalente con el Versiliense.

Además, existe un nivel marino reciente que la autora del trabajo sitúa dentro de la época histórica.

En el litoral atlántico del N. de España, los niveles marinos se caracterizan por presentar una serie de peculiaridades que los hace diferenciarse de los mediterráneos. Estos niveles marinos reciben la denominación en esta zona de rasas costeras y se encuentran escalonados, apareciendo desde las costas de Galicia hasta el litoral guipuzcuano.

En Galicia, los niveles marinos más antiguos se sitúan a unas altitudes de +55 a +60 m., y se distinguen a lo largo de toda la costa gallega, fundamentalmente en la costa cantábrica. Además existen otros niveles a +42/49 m., +33/36 m., +23/24 m., +16/17 m., +10/12 m., +6/7 m. y +2 m. Por lo general son depósitos de playas de arenas y cantos, sin fauna, y asociados a superficies de abrasión costera. Los más recientes contienen industrias líticas que permiten situarlos con cierta precisión dentro del Pleistoceno (VIDAL ROMANI, *in litt.*). Según VIDAL ROMANI, actualmente la costa gallega se encuentra en un momento levemente transgresivo, que conduce a la destrucción de las playas, barras y acantilados holocenos.

A lo largo del litoral cantábrico (Asturias, Cantabria y País Vasco) aparecen también una serie de superficies escalonadas a diferentes cotas y con extensión variable que constituyen las denominadas rasas costeras. Estas superficies corresponden bien a superficies de abrasión marina o bien a depósitos de playas, en la mayoría de los casos azoicos, y que en los niveles más próximos al nivel del mar actual pueden contener industrias líticas del Paleolítico inferior.

II. EROSION Y SEDIMENTACION EN EPOCAS PREHISTORICAS E HISTORICAS EN ESPAÑA

II. 1. La Geoarqueología y sus aportaciones a la problemática de la erosión-sedimentación en España

La Geoarqueología es una disciplina que trata de adaptar la investigación geológica en todos sus aspectos a los contextos arqueológicos. Su cuerpo doctrinal como tal disciplina está por definir con exactitud, pero fundamentalmente se basa en la Geología, introduciendo las correspondientes modificaciones que la metodología arqueológica proporciona.

Esta disciplina es de origen reciente, comenzando a desarrollarse en la década de los cincuenta a partir de los trabajos de cuaternaristas franceses y anglosajones, que enfocaron sus estudios hacia los campos de la Sedimentología y sus aplicaciones a yacimientos arqueológicos. Durante las décadas siguientes se han generado multitud de trabajos de esta índole y se han intentado sistematizar estos estudios, con aportaciones tanto de la escuela anglosajona (SHACKLEY, 1975), como de la francesa (LAVILLE, 1975).

En España, este tipo de estudios comienza a intensificarse en la década de los setenta, a partir de los trabajos realizados en la cornisa cantábrica por HOYOS, afianzándose en la actual década con numerosos trabajos que abarcan la totalidad del territorio español y que cubren la mayoría de las etapas del Cuaternario (HOYOS, 1979, 1980, 1981, a y b; LAVILLE y HOYOS, 1981, HOYOS y FUMANAL, 1985; FUMANAL, 1979, 1982, 1983, 1986; JORDA, 1986; JORDA y CARRAL, 1988; BURILLO, GUTIERREZ y PEÑA, 1981).

Todos estos trabajos hacen que la Geoarqueología se afiance y vaya cubriendo cada vez un mayor número de campos. Así, podemos destacar, entre otras, las siguientes líneas de investigación de esta disciplina:

- Paleoclimatología de las épocas prehistóricas e históricas.
- Génesis de yacimientos prehistóricos y de depósitos en épocas históricas.
- Medio ambiente prehistórico y de épocas históricas.
- Destrucción de asentamientos prehistóricos e históricos por causas naturales.
- Variaciones de las líneas de costas y de los márgenes fluviales y lacustres en épocas prehistóricas e históricas.
- Recursos geológicos y materias primas en la Prehistoria e Historia.
- Conservación y estudio de las alteraciones de monumentos.

Todo ello aporta un gran número de datos acerca de la problemática que aquí tratamos, en lo referente a los aspectos erosivos y sedimentarios en épocas prehistóricas e históricas, y que abordaremos más adelante.

Además, la Geoarqueología se auxilia para conseguir sus objetivos de otras muchas ciencias, como la Biología, la Paleontología, la Física Nuclear, la Química, etc., cuyas aportaciones resultan fundamentales para obtener una visión más completa de los diferentes aspectos que trata esta disciplina.

II. 2. Las fuentes arqueológicas e históricas y sus aportaciones

Como ya hemos visto anteriormente uno de los aspectos más destacables del Cuaternario es el desarrollo de los homínidos, que se inicia en épocas precedentes, pero que durante esta unidad cronológica alcanza su máxima expresión, evolucionando desde formas primitivas hasta alcanzar el grado de evolución actual del hombre moderno u *Homo sapiens sapiens*. Este aspecto hace que a partir de un momento dado, difícil de fijar y variable para las distintas zonas del planeta, la Historia de la Tierra y la Historia del Hombre converjan para proseguir en íntima unión hasta la actualidad.

Las primeras etapas de la Historia del hombre corresponden a la Prehistoria, que se ocupa del estudio de las activida-

des humanas desde sus orígenes hasta la aparición de la escritura, hecho éste también variable dependiendo de las zonas geográficas. A partir de este momento, comienza la Historia, si bien se suele considerar en el ámbito occidental donde se encuentra situada España, un periodo intermedio llamado Protohistoria, que en nuestro caso cubre el lapso de tiempo situado entre las culturas del final de la Edad del Bronce y la expansión de Roma por la península.

El conocimiento de estas etapas previas a la Historia se efectúa mediante las técnicas de investigación arqueológica, y constituyen el ámbito de trabajo de la Arqueología, disciplina que aporta los datos materiales utilizados en las interpretaciones de la Prehistoria y de la Protohistoria. No obstante, la Arqueología y sus técnicas también se utilizan en la investigación histórica como complemento de las fuentes escritas; este es el caso de la Arqueología Industrial, que actualmente esta cobrando un gran auge.

Uno de los aspectos básicos, necesario para poder efectuar estudios en Prehistoria y Protohistoria, es el conocimiento de los medios ambientes antiguos en los que se desarrollaron las diferentes culturas. Para llegar a ese conocimiento la Arqueología se auxilia, como ya hemos visto anteriormente, de otra ciencias, y fundamentalmente se nutre de las aportaciones de la Geoarqueología.

A partir de estos estudios paleoambientales se puede constatar que desde las etapas más antiguas de la Prehistoria hasta las más cercanas, como la Protohistoria, el hombre comienza a modificar el medio ambiente. Estas modificaciones son prácticamente imperceptibles en los primeros momentos de la Prehistoria, y progresivamente se incrementan, destacando como hecho fundamental el dominio del fuego, mediante el cual el hombre prehistórico pudo resistir las inclemencias climáticas, efectuar cacerías, utilizando aquel para provocar estampidas en grupos de animales, y deforestar grandes zonas, en un principio sin una intención concreta, y posteriormente, a partir del advenimiento de las civilizaciones neolíticas, con la finalidad de roturar zonas para realizar labores agrícolas y ganaderas. Este hecho resulta de vital importancia para el estudio de los problemas de erosión y sedimentación en estas etapas, como veremos posteriormente con una serie de ejemplos.

La fuente principal de información en Arqueología prehistórica y protohistórica es la excavación sistemática, mediante la cual se exhuman los restos, tanto muebles como estructurales, que las diferentes ocupaciones humanas han dejado y que constituyen el testimonio de sus actividades. Mediante la excavación arqueológica sistemática se estudian todo tipo de yacimientos, tanto al aire libre como en cavidades kársticas, y se sacan a la luz restos de estructuras, desde los rudimentarios fondos de cabañas del Paleolítico Inferior y Medio, hasta las complejas estructuras arquitectónicas de los poblados fortificados de las edades del Bronce y del Hierro.

En todos los casos la Geoarqueología obtiene un gran volumen de información a través de las excavaciones, pudiéndose determinar la génesis de los yacimientos, su destrucción y las causas de ésta, así como las características del medio ambiente y las modificaciones que sufrió éste por

intervención humana. De los estudios geoarqueológicos se obtienen secuencias paleoclimáticas y de procesos geológicos, en las cuales suelen aparecer de forma clara los principales eventos de erosión y sedimentación ocurridos en el entorno de los diferentes yacimientos. A partir de estudios regionales de esta índole se pueden realizar correlaciones que permitan establecer secuencias de mayor rango cronológico y que sean válidas para zonas más amplias, de forma que se pueden llegar a conocer con cierta fiabilidad las características medioambientales de las épocas prehistóricas y protohistóricas.

Dentro del campo de la Historia, las principales fuentes que nos informan de la problemática que aquí tratamos son las escritas, que dentro del mundo antiguo son fundamentalmente las descripciones que aparecen en extensas obras de marcado carácter geográfico, como la "Geografía" de ESTRABÓN. En épocas más recientes, resultan imprescindibles los diferentes textos referidos a la tierra, sus propiedades y su explotación, de cuyo seguimiento se pueden deducir etapas en las que la erosión tuvo una mayor intensidad.

Además, y como ya hemos dicho anteriormente, también resulta de gran utilidad en el estudio de las épocas históricas las técnicas de investigación arqueológica, mediante las cuales se pueden determinar una serie de hechos erosivos y sedimentarios, que aunque aparecen reflejados en los textos, se constatan también de un modo real mediante estudios geoarqueológicos.

II. 3. Principales eventos erosivo-sedimentarios detectados en la Prehistoria e Historia de España

A partir de los estudios geoarqueológicos existentes y de los datos históricos trataremos de establecer una secuencia en la que se marquen los principales eventos erosivos y sedimentarios detectados a lo largo de la Prehistoria de España. En las primeras épocas de la Prehistoria española los datos referidos a la problemática aquí tratada son escasos, mientras que al ir avanzando en la escala cronológica éstos son más numerosos y más explícitos.

Durante las etapas en que se desarrollan sobre el territorio peninsular las culturas de los cantos tallados y del Paleolítico Inferior (Pleistoceno Inferior y Medio) los datos existentes no son demasiados ni muy explícitos. De forma general podemos decir que en esta época la relación hombre - medio era muy estrecha, ciñéndose las actividades del primero a las características del segundo. Las ocupaciones más antiguas se desarrollaron, en épocas de climas más o menos benignos, sobre las superficies formadas por las llanuras de inundación de los ríos, que en la actualidad constituyen las terrazas fluviales, y también, en momentos más fríos en el interior de cuevas, como pueden ser la Cueva del Castillo (Cantabria) o la Cueva de Atapuerca (Burgos).

Ya en el Paleolítico Medio, dentro del Pleistoceno Superior, entre 120.000 años y 35.000 años, el hombre comienza a modificar ligeramente el medio, utilizando el fuego para protegerse de las inclemencias meteorológicas. En esta época se desarrollan las ocupaciones humanas tanto al aire libre, en

las llanuras aluviales de los ríos, como en cuevas, en las zonas montañosas.

Un ejemplo de la problemática aquí tratada, determinada por estudios geoarqueológicos, es el yacimiento del Paleolítico Medio de Cova Negra (Játiva, Alicante) (FUMANAL, 1986), en donde se detectan etapas de sedimentación y erosión alternantes, marcadas en el registro sedimentario de la cavidad por procesos de crioclasticismo, fluviales, de arroyada y eólicos, edafizaciones y génesis de tobas. La erosión en el exterior de la cavidad se constata por la presencia en el interior de ésta de depósitos de arroyadas de gran intensidad, así como por los materiales crioclasticos autóctonos. El desarrollo de llanuras de inundación fluviales nos indica la existencia de momentos con una menor erosión en la cabecera de las cuencas, al igual que los procesos de edafización y de desarrollo de tobas, en los que los aportes de materiales detríticos son mínimos, y los procesos erosivos prácticamente inexistentes. En determinados momentos, la reactivación de la red hipogea nos habla de una reactivación del sistema de drenaje exterior, determinada por un descenso del nivel de base o bien por una mayor pluviometría.

En otros yacimientos de esta cronología, como pueden ser la Cueva del Castillo (Cantabria), la Cueva de Valdegoba (Burgos) o la Cueva de La Carigüela (Granada), también se detectan sucesivas etapas en las que alternan periodos erosivos, con otros en los que predominan los procesos sedimentarios. No obstante, los estudios realizados hasta el momento no son lo suficientemente numerosos como para poder permitir generalizaciones geográficas.

No ocurre lo mismo con la siguiente etapa cronológico-cultural, el Paleolítico Superior, situada dentro del Pleistoceno Superior, entre los 35.000 y los 10.000 años B. P., de la cual existe un mayor número de estudios realizados, que se centran fundamentalmente en tres áreas geográficas: la Cornisa Cantábrica, el País Valenciano y Andalucía. Como apoyo a los datos obtenidos del estudio de las secuencias estratigráficas, contamos en la mayoría de los casos con dataciones radiocarbónicas que nos permiten situar con cierta exactitud los diferentes procesos. A estas dataciones nos referiremos a lo largo de la exposición, simplificando los números para una más fácil comprensión.

En la Cornisa Cantábrica son numerosos los yacimientos estudiados (HOYOS, 1979, 1980, 1981 a y b; LAVILLE y HOYOS, 1984; HOYOS y FUMANAL, 1985), y a partir de ellos se pueden establecer una secuencia de procesos erosivos y sedimentarios. Hacia el 20.000 B. P. se detecta una etapa en la que predominan los procesos fluviales con desarrollo de depósitos de inundación en los ríos de Asturias, inundaciones que se suceden durante el Pleistoceno Superior hasta aproximadamente el 10.000 B. P. Estas etapas de predominio fluvial alternan con procesos erosivos que afectan tanto a los depósitos como a las cuencas fluviales y laderas, con génesis de depósitos de vertiente por crioclasticismo y por solifluxión.

En el País Valenciano (FUMANAL, 1986) en ese mismo momento se detectan alternancias de periodos en los que existen aportes de sedimentos al interior de las cavidades, que nos indican una cierta erosión en las vertientes, unida en muchos casos a coluvionamientos, con periodos de edafogé-

nesis, génesis de cortezas estalagmíticas y formación de tobas, en etapas de estabilidad morfogenética. También se producen eolicaciones puntuales.

En Andalucía los estudios relativos a este contexto cronológico-cultural se reducen a estudios puntuales realizados en la Cueva de Nerja (Málaga) (JORDÁ PARDO, 1986), y en la Cueva de Ambrosio (Almería) (JORDÁ PARDO y CARRAL, 1988) en los cuales se han podido obtener una serie de datos significativos con carácter local. Así, en la Cueva de Nerja, se detectan procesos de arroyada difusa con régimen laminar en las etapas más antiguas, en torno a los 25.000 años B. P., a los que siguen procesos de erosión, marcados por superficies erosivas, hacia los 20.000 años B. P., y etapas con una sedimentación de baja energía y cierta estabilidad, alrededor de los 18.000 años B. P. Posteriormente se produce una reactivación morfogenética, a la que siguen procesos de arroyada

difusa, cuya energía se incrementa con desarrollo de canales, para culminar con una etapa de erosión de vertientes producida por crioclastia situada sobre los 12.000 años B. P. A esto sigue una etapa de intensa erosión, que marca el comienzo del Holoceno, con el desarrollo de canales fluviales (foto 4). En la Cueva de Ambrosio, a una etapa de estabilidad morfogenética de cronología no determinada sigue una importante fase de erosión de las vertientes por procesos crioclasticos, situada hacia los 16.000 años B. P.

En el Holoceno la situación cambia radicalmente en toda España, produciéndose en el comienzo de estos procesos fluviales y de arroyada difusa, detectados en las tres zonas geográficas antes mencionadas. A lo largo de esta unidad cronoestratigráfica se desarrollarán las culturas correspondientes al Neolítico, Calcolítico, Edad del Bronce y Edad del Hierro, las cuales van a ser, en parte, las responsables del

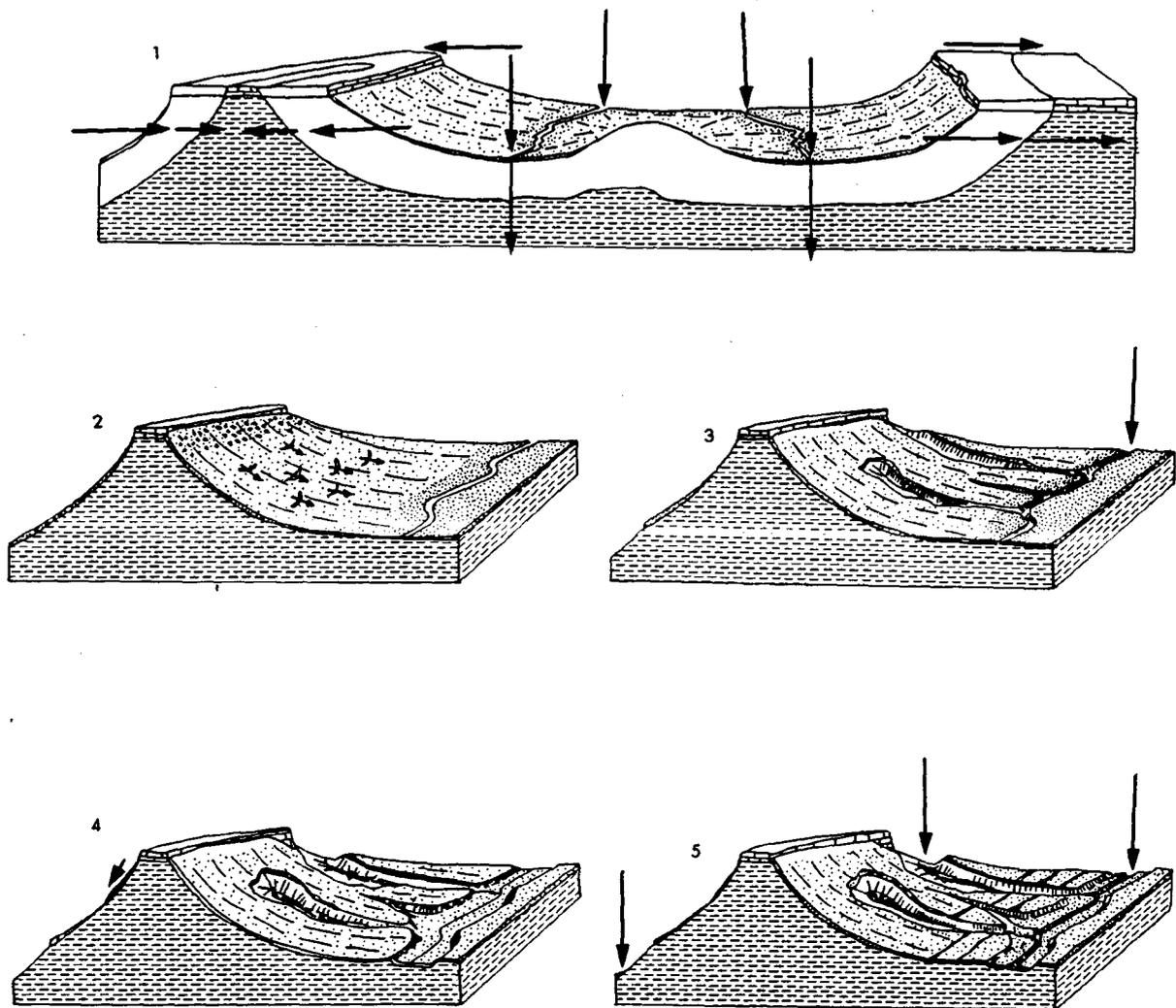


Figura 9. Evolución geomorfológica del Cerro del Castillo de Alámbra (Teruel) durante el Pleistoceno y Holoceno (tomado de BURILLO et al., 1981). 1, erosión y sedimentación pleistocena, con retroceso de cornisas y vertientes y ampliación de valles; 2, regulación de la vertiente SW. del cerro durante la Edad del Bronce y la época ibérica; 3, inicio de la incisión lineal y el acaravamiento; 4, interrupción de la incisión y sedimentación en los fondos de los valles.

Figure 9. Geomorphologic evolution of Cerro del Castillo de Alámbra (Teruel) during the Pleistocene and Holocene (from BURILLO et al, 1981). 1, pleistocene erosion and sedimentation, with slope backward movement and valleys enlargement; 2, SW. slope regulation during the Bronze Age and iberic period; 3, incision start; 4, incision stop and sedimentation in the valleys bottom.

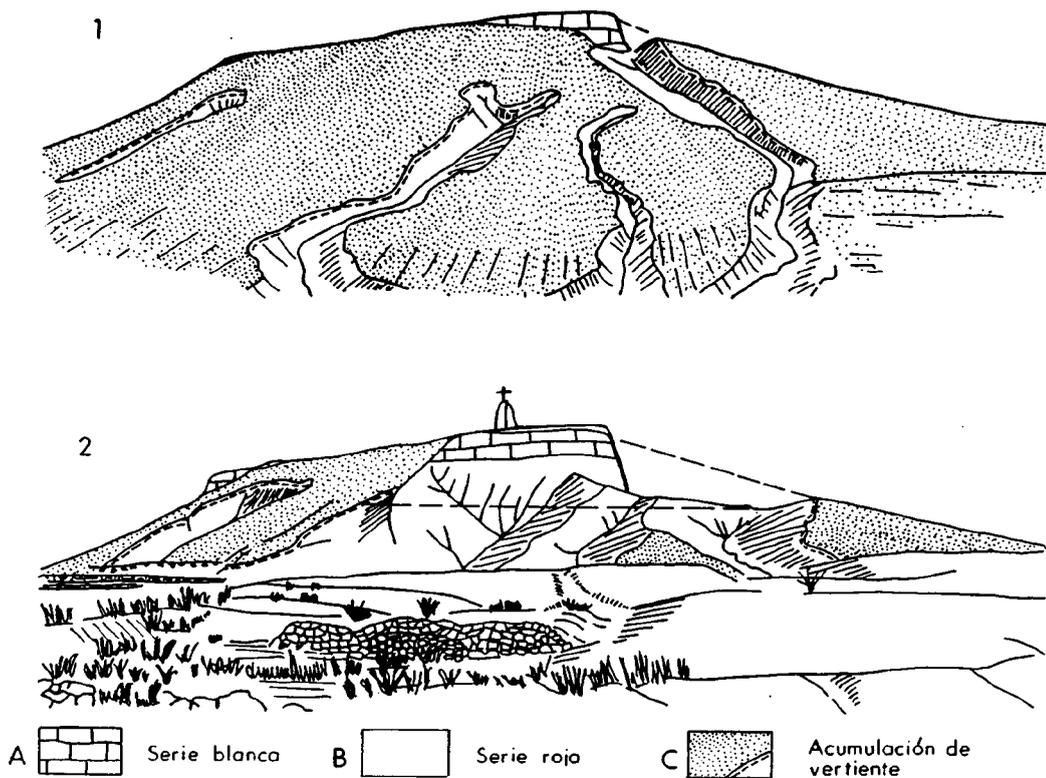


Figura 10. Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel) (tomado de BURILLO et al., 1981). 1, regulación de la vertiente e inicio de la incisión lineal; 2, estado actual.

Figure 10. Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel) (from BURILLO et al. 1981). 1, slope regulation and incision start; 2, actual aspect.

incremento de los procesos erosivos, y por tanto de la sedimentación en los márgenes fluviales, áreas endorreicas interiores y bordes costeros.

En el País Valenciano, desde los 12.000 años B. P. hasta los 3.500 años B. P. se suceden los siguientes procesos: génesis de canchales, encajamientos fluviales, erosión de laderas, génesis de lagunas, reactivaciones kársticas, y erosión en laderas (FUMANAL, 1986). Este último aspecto se constata perfectamente en la Serra de Benicadell (Alicante) (FUMANAL y CALVO, 1981), en donde entre los 7.000 y los 5.000 años B. P. se dismanteló el manto de derrubios que cubría la ladera. Con posterioridad a esa última fecha se meteoriza la propia superficie rocosa de la ladera, llegándose a la situación actual, de una vertiente rocosa descubierta, hacia los comienzos de la Edad del Bronce (PÉREZ, SANJAUME, y FUMANAL, 1985). Asimismo se produce a lo largo de todo este tiempo una sedimentación intensa en el fondo de los valles próximos. Estos hechos los atribuyen los autores a un incremento de la erosión originado por la deforestación originada por la intensa ocupación neolítica de la zona, con un régimen económico agrícola y ganadero, y a la existencia de incendios naturales o provocados. Con posterioridad, de la Edad del Bronce en adelante, se detectan varios momentos con predominio de la incisión y la erosión, y otros en los que se depositan sedimentos en los fondos de los valles, con una pérdida generalizada de suelo acelerada por la acción antrópica (CALVO y FUMANAL, 1983).

En Aragón, para momentos más recientes del Holoceno (Edad del Bronce en adelante) existe un completo trabajo geoarqueológico sobre el Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel) (BURILLO, GUTIÉRREZ y PEÑA, 1981), en el que se detectan diversas etapas de erosión y sedimentación en la zona. En los primeros momentos, que comprenden la Edad del Bronce y la época ibérica, se produce una regularización de las vertientes, mediante procesos crioclásticos y de solifluxión. Con posterioridad se inicia la incisión de los torrentes, a partir de los siglos VII y VI a. C., procesos que continúan hasta la Alta Edad Media (Figuras 9 y 10).

En Andalucía también se reconocen los procesos descritos para el País Valenciano, aunque solamente a nivel muy local, dado que contamos únicamente con el estudio sedimentológico de la Cueva de Nerja (JORDA PARDO, 1986). En este yacimiento, el Holoceno comienza con una etapa de actividad fluvial importante, que se refleja por una reactivación kárstica en el interior de la cavidad, a la que siguen etapas en las que predomina la erosión y el dismantelamiento del suelo del exterior y de las vertientes cubiertas por derrubios, que alternan con otras en las que la erosión es menor, sedimentándose en el interior de la cueva materiales finos. Los procesos detectados en el País Valenciano, asociados a las actividades agrícolas y ganaderas desarrolladas por los grupos humanos neolíticos y calcolíticos, son muy notables, existiendo una correlación directa entre la aparición de las economías de producción y la deforestación y erosión de

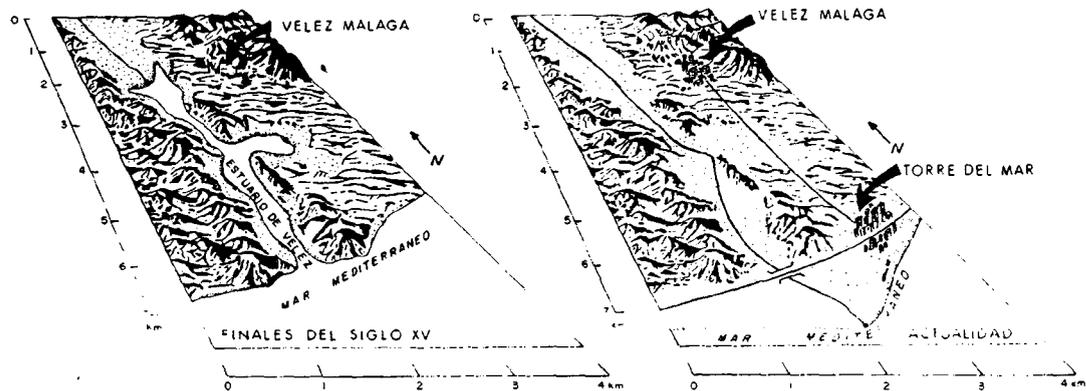
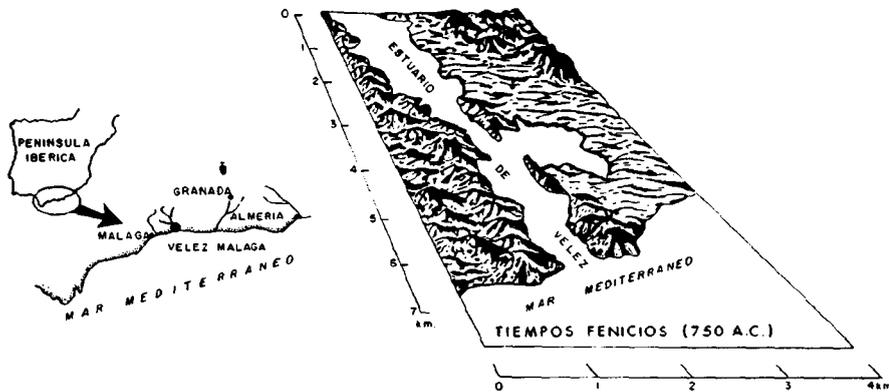


Figura 11. Evolución de la bahía y del delta del río Vélez desde época fenicia (750 años a. c.) hasta la actualidad (tomado de HOFFMANN y SCHULZ, 1987).

Figure 11. Evolution of the Vélez River bay and delta from phoenician period to actuality (from HOFFMANN and SCHULZ, 1987).

suelos y regolitos. Probablemente el sobrepastoreo con ganado caprino y/u ovino y el uso de prácticas agrícolas inadecuadas, condujo a que se acrecentara la erosión natural, ya de por sí importante en la zona. No obstante esto solo es válido para los alrededores de la Cueva de Nerja, sin que podamos, por el momento extrapolar conclusiones para otras áreas.

Durante la Edad del Hierro en la Meseta, en el primer milenio a. C., los textos de los geógrafos clásicos nos hablan de la existencia de pueblos que practicaban una economía de producción, consistente en explotaciones ganaderas en las zonas montañosas y agrícolas en las zonas llanas (CARO BAROJA, 1976). A través de la lectura de textos clásicos sabemos que antes de la llegada de los romanos, la Península tenía mayores extensiones de arbolado que en la actualidad. con abundantes encinas en toda la zona N., cuyos frutos, las

bellotas, servían de alimento a la población durante casi todo el año. ESTRABON (GARCÍA BELLIDO, 1968) insiste en que toda la península estaba cubierta por montes y bosques, hasta el punto que los ejércitos romanos encontraban dificultades en sus avances (TUJÓN DE LARA, TARRADELL Y MANGAS, 1980).

El estudio geoarqueológico de los ríos de la vertiente mediterránea andaluza por parte de investigadores alemanes (HOFFMANN y SCHULZ, 1987) ha puesto de manifiesto la existencia de importantes estuarios en esta zona en épocas fenicia y posteriores, tales como los de los ríos de Vélez y de Algarrobo (Málaga), cuyas antiguas márgenes se encuentran jalonadas por establecimientos portuarios fenicios (SCHULZ, 1983). Según estos trabajos, la línea de costa en el primer milenio antes de nuestra era estaría alejada entre 1.300 m. y 400 m. de la actual (Figura 11). Estos estuarios permitían el acceso de

las naves hasta las radas de los puertos establecidos por los fenicios en zonas protegidas. Con posterioridad se produce la colmatación de los citados estuarios, como veremos más adelante con algunos ejemplos concretos.

A partir de la ocupación romana, se roturan grandes extensiones con un triple cometido: ampliación de las explotaciones agrícolas, introduciéndose de forma intensiva los cultivos de la vid, olivo y trigo, obtención de combustibles vegetales, y desarrollo de una industria maderera para la construcción de barcos, máquinas de guerra y defensas (TUÑÓN DE LARA, TARRADELL Y MANGAS, 1980). En algunos casos esta roturación llega a ser tan intensa que desaparece el arbolado en grandes extensiones, como en las proximidades de Montilla y Osuna, entre los siglos I y III de nuestra era.

En el siglo III, la crisis desatada en Roma hace que en la Península se vuelva al mundo rural, con la implantación de un sistema de explotación latifundista: es la *villa* romana (FERNÁNDEZ UBIÑA, 1982). Esto conduce a una gran merma en la riqueza forestal, y a la puesta en cultivo de grandes extensiones, como se puede deducir de las grandes *villae* de la Meseta, como la de Carranque en Toledo, o la de Monroy en Cáceres. Este sistema llega hasta las montañas del N. de España, en donde además de agricultura se practica intensamente la ganadería.

A pesar de todas estas roturaciones, el paso de los romanos por la Península no produjo un agotamiento excesivo de las tierras, dado que utilizaban técnicas más modernas a las de etapas anteriores, con uso de fertilizantes y del arado romano, que posibilitaba la oxigenación del suelo.

Otro factor a tener en cuenta en esta época es el de la minería. Con la llegada de los romanos se comienzan a explotar intensamente los yacimientos ya conocidos por los pobladores autóctonos de las zonas de Huelva, Jaén, Almería y Murcia, produciéndose numerosos movimientos de tierras. Pero quizá los casos más interesantes los tenemos en el N., con las explotaciones auríferas romanas. Estas explotaciones llegaban a cortar montañas, como en numerosos puntos del occidente asturiano y leonés, y a crear enormes escombreras con los productos de desecho de las explotaciones (SÁNCHEZ PALENCIA, 1983). Un buen ejemplo de esta actividad son Las Médulas (León) (DOMERGUE Y SILLIERE, 1977) (Foto 5).

No existen demasiados estudios geoarqueológicos en esta época, si bien los realizados en el río Júcar (Carcagente) han demostrado que existe una importante sedimentación en época romana, entre los siglos I y II, marcada por amplios depósitos de inundación (CARMONA Y FUMANAL, 1984).

Con los visigodos se produce una continuidad de las estructuras socioeconómicas romanas, concentrándose la propiedad en manos de la aristocracia y de la Iglesia, con un gran desarrollo de la vida rural. No se sabe en que medida se produjeron abandonos de las áreas de cultivo por causas de las invasiones (GARCÍA MORENO, 1981), por lo que debemos suponer que el paisaje de la España visigoda ofrecería un aspecto semejante al de la etapa anterior.

Durante la ocupación árabe, las aportaciones históricas son más indicativas en cuanto a la problemática aquí tratada,

si bien los geógrafos árabes se muestran poco explícitos al tratar la explotación forestal de Al Andalus (ARIE, 1982). En Málaga y Ronda alcanzaban un gran desarrollo los bosques, los encinares eran abundantes al S. de Córdoba y en la región de Guadix, al igual que en Toledo donde predominaba el monte bajo y los carrascales, mientras que extensos pinares cubrían amplios sectores en la zona de Tortosa, en las proximidades de la desembocadura del Ebro, al igual que en las áreas montañosas del levante español. Esta abundancia de zonas forestales era tal, que incluso las murallas de Baza estaban rodeadas por árboles de gran porte, de forma que Fernando el Católico tuvo que talarlos para poder asediar la ciudad. Por el contrario, en Murcia existían grandes extensiones esteparias cubiertas de esparto, que ya se citan en época romana.

Durante la ocupación árabe se introducen los árboles de ribera, plantándose en las márgenes de ríos y canales olmos, sauces, álamos y cipreses, y el suelo recibe múltiples cuidados, que se describen en tratados de Agronomía. Todo este panorama nos habla de una importante masa forestal en el S. de la Península entre los siglos IX y XV, a la que había que unir las numerosas explotaciones agrícolas y la implantación del regadío en amplias zonas de Al Andalus, cuyos restos se conservan en algunos puntos en la actualidad.

En esta época también contamos con aportaciones geoarqueológicas, como es el ejemplo del valle del Ebro, en el que en época árabe se produjo una fase acumulativa, con relleno de cárcavas y formación de nuevas acumulaciones de vertiente (VITA-FINCI, 1969). En el litoral andaluz se constata, tanto por estudios geoarqueológicos como por textos históricos que ciertas desembocadura de ríos, ahora colmatadas, eran navegables, como es el caso del río de Vélez (Málaga), en donde las tropas de los Reyes Católicos utilizaron barcos para el asedio y la conquista de la ciudad de Vélez-Málaga, que ahora se encuentra a varios km de la costa (HOFFMANN Y SCHULZ, 1987) (Foto 6).

Simultáneamente a la ocupación árabe, en la España cristiana, durante la Edad Media se desarrolla el Feudalismo, forma económica de explotación cuyos mecanismos, en ciertos casos pudieron afectar a los problemas que aquí tratamos.

En los reinos de Castilla y León la economía fue preferentemente agrícola hasta los años en torno al 960, a partir del cual comienza preponderar la ganadería, intensificándose la práctica de la transhumancia, que aparece ligada íntimamente a la apropiación de extensos pastizales (GARCÍA DE VALDEAVELLANO, 1963). En los siglos IX y X la tierra de nadie estaba poblada por pequeños propietarios de condición social libre, pero a medida que avanza la Reconquista, la concentración de la propiedad es mayor debido a la escasez de población (GARCÍA DE VALDEAVELLANO, 1963), comenzando a implantarse los grandes latifundios. A partir del siglo X se desarrolla una importante actividad ganadera, roturándose grandes zonas para lograr pastizales, mientras que la actividad agraria presenta un carácter subsidiario (frutales, cereales, viñedo y huertos), centrándose en pequeñas orlas alrededor de núcleos urbanos (GARCÍA DE CORTAZAR Y DIAZ HERRERA, 1982).

No obstante, el aumento demográfico del siglo XI hace que se roturen también grandes extensiones para prácticas

agrícolas, mejorándose el terreno y las técnicas de cultivo (Martín Rodríguez, 1976). Pero es a partir del siglo XI cuando se consolida e intensifica la ganadería, organizándose La Mesta en el año 1273 (Pastor 1973). En el N. de Castilla y León tienen gran influencia los monasterios, desarrollándose labores agrícolas en su entorno, e incluso concediendo tierras a colonos para su explotación agrícola. Entre los siglos XI y XIII se rotura, pero con menor intensidad que en el resto de Europa, si bien el proceso roturador se dio tanto en las tierras húmedas del N., como en el valle del Duero y en la meseta meridional, donde existían llanuras semidesérticas, que las órdenes militares pusieron en explotación (Valdeon, Salrach y Zabalo, 1980). En Galicia la tierra cultivada hizo retroceder al terreno baldío, alcanzándose el máximo roturador en la segunda mitad del siglo XIII.

En Cataluña, entre los siglos XI y XIII, el régimen feudal presentaba otras características, existiendo campesinos libres que cultivaban pequeñas propiedades, pactándose contratos entre los campesinos y los señores. Las tierras cultivables eran escasas, llegándose a trabajar tierras de mala calidad. Esto cambia en el siglo XII, perdiéndose las pequeñas propiedades, y tendiéndose a plantar viñas, frutales, cereales y olivos (Valdeon, Salrach y Zabalo, 1980). En Aragón predomina el cultivo del lino, mientras que en Valencia lo hacen los cítricos, el azafrán, el cáñamo y el arroz. En el

Sistema Ibérico se desarrolla una importante actividad ganadera, que ocupa grandes pastizales.

En el siglo XIV retrocede el espacio cultivado debido al descenso en la población producido por la peste negra. Este hecho, unido a las numerosas guerras y a épocas de importantes sequías hacen que se abandonen extensas áreas cualitadas en algunos puntos, mientras que en otros, como en Murcia se planta arroz en tierras anteriormente incultas, de características pantanosas (Valdeon, Salrach y Zabalo, 1980).

Durante el siglo XV se produce una nueva reconstrucción del paisaje agrario, con roturaciones a pequeña escala, poniéndose en cultivo nuevos campos en Salamanca, Burgos, Toledo, Galicia, Andalucía, Murcia y País Vasco. Se roturan también los bienes comunales, dejándose sin cultivar definitivamente las tierras marginales (Valdeon, Salrach y Zabalo, 1980).

El comienzo de la Edad Moderna, coincidente con el reinado de los Reyes Católicos, marca un nuevo hito en la primacía de la ganadería sobre la agricultura, potenciando estos monarcas la institución de La Mesta dentro de la primera, y el sistema de latifundios dentro de la segunda (Pastor, 1973).

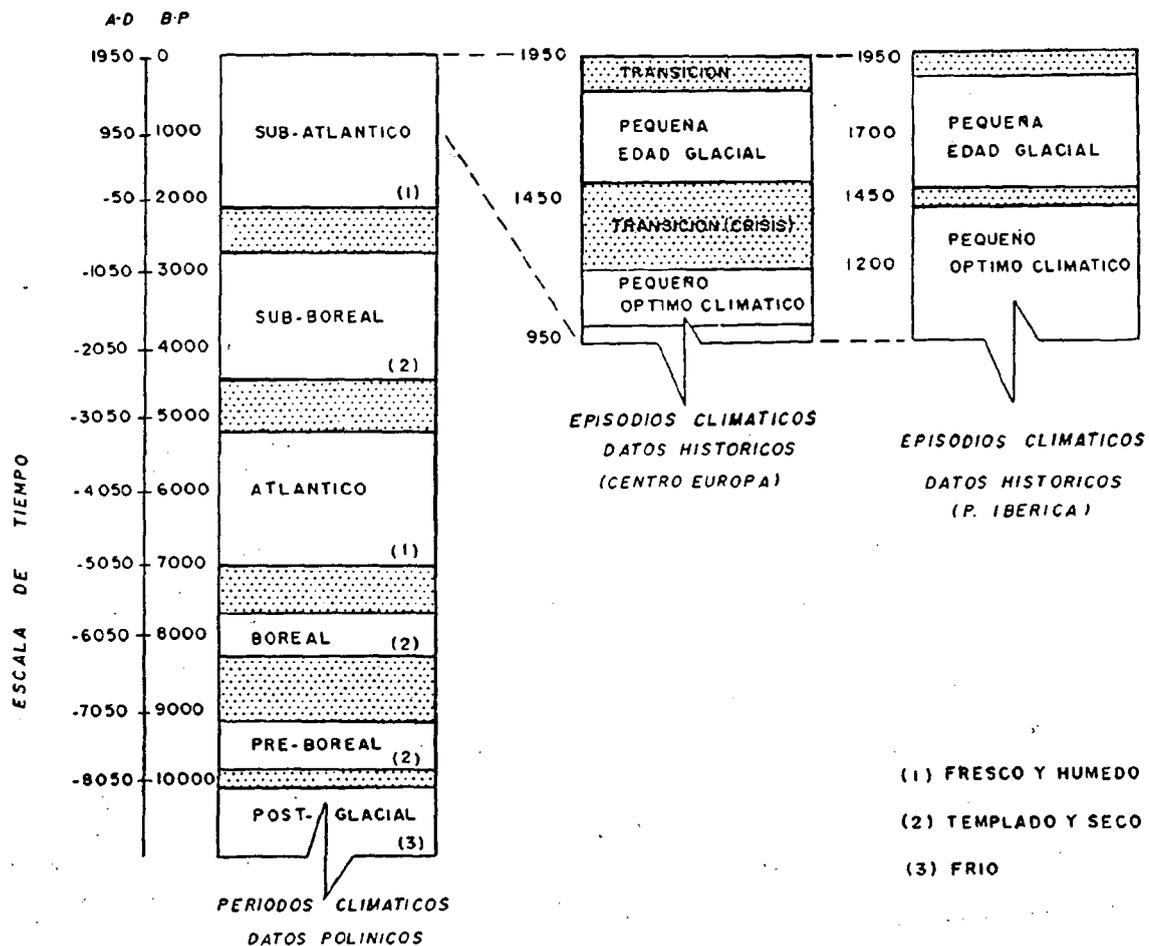


Figura 12. Periodos climáticos del Holoceno (tomado de LOPEZ VERA, 1988).

Figure 12. Climatic periods of Holocene (from LOPEZ VERA, 1988.)

A partir de los relatos de los viajeros que recorren España en el siglo XVI trataremos de hacer una somera descripción del territorio español al comienzo de la Edad Moderna (Le FLEM *et al.*, 1982). Los huertos son frecuentes en toda la vertiente mediterránea, con abundancia también de cítricos, olivos, moreras y vides, con un desarrollo importante de olivos y viñedos en Andalucía. Los frutales son abundantes en Galicia, Asturias y N. de León, mientras que las tierras de la meseta y del valle del Ebro están dedicadas a cereales y viñedos. Las áreas de montaña se caracterizan por enormes pastizales, donde se desarrolla una ganadería extensiva. También destacan los viajeros la escasez de leña en algunos puntos de N. de Castilla, y la extrema aridez de las tierras altas del valle del Ebro. Citan la existencia de áreas de regadío en determinados puntos de Andalucía y litoral mediterráneo, mientras que en el País Vasco se impresionan por la existencia de encinas en Alava, y por los numerosos manzanales. En todos los relatos predomina la llamada trilogía del "pan, vino y aceite", junto con una gran importancia del ganado. También destacan la existencia de abundante caza, lo que nos habla de zonas de monte sin roturar.

En esta época se comienza a legislar sobre las técnicas agrícolas y la ganadería (Le FLEM, *et al.*, 1982), estableciéndose los sistemas de rotación de cultivos cerealísticos dedicando un año al barbecho, la agrupación de las viñas en pagos, y la "contingentación" de la ganadería, estableciendo un cupo máximo de cabezas de ganado por propietario, en función de la capacidad del terreno. En general se pueden distinguir en España tres sistemas de cultivo (Le FLEM *et al.*, 1982): el de "año y vez" en las tierras de secano de las mesetas y áreas interiores, el sistema atlántico, con desarrollo concéntrico de tierras de labor, pastos y montes alrededor de los núcleos de población, en Galicia, Asturias, Cantabria y País Vasco, y el sistema de irrigación, con predominio de huertas y vegas en zonas de la vertiente mediterránea susceptibles de ser regadas. En este último punto resulta clave la expulsión de los moriscos, acontecida en sucesivas etapas en el siglo XVII, con el consiguiente abandono de los sistemas de regadío.

En este siglo ya contamos con datos en cuanto a avenidas e inundaciones. Así, en el reino de Valencia y en Murcia se registran entre 1500 y 1599 veinticinco inundaciones y avenidas, existiendo periodos de diez años con casi una avenida anual (Le FLEM *et al.*, 1982). El clima también está registrado, detectándose épocas de sequía, de grandes lluvias, o de excesivos fríos, destacando el siglo XVI por presentar unas características climatológicas adversas en todos los sentidos. Para Le FLEM *et al.* (1982) se produce un cambio del ritmo climático en el siglo XVI, incrementándose el factor sequía a finales del reinado de Carlos I, lo que conduce a una disminución notable de la producción a finales del siglo XVI. Este cambio climático puede asimilarse a la llamada Pequeña Edad del Hielo (Le FLEM *et al.*, 1982), que cronológicamente se sitúa entre 1450 y 1700 (LÓPEZ VERA, 1988) (Figura 12).

Los datos aportados por la Geoarqueología no son en esta época muy numerosos, si bien contamos con el estudio de HOFFMANN y SCHULZ (1987) para los ríos del litoral mediterráneo andaluz, a partir del cual se deduce que el abandono de las tierras por los moriscos produjo una importante erosión en el interior, que condicionó la colmatación de extensas zonas

en las desembocaduras de los ríos, llegando a alejarse la línea de costa cerca de 2 km en el caso del río de Vélez, con la formación del delta actual. En Valencia, se detecta una colmatación progresiva de los marjales y albuferas, uniéndose a los procesos naturales la actividad desecadora del hombre, como es el caso de la marjal de Pego, en donde entre los siglos XVI y XVII se ganaron parcialmente esas tierras con fines agrícolas y de salubridad (PÉREZ, SANJAUME y FUMANAL, 1985).

En el siglo XVII la situación es similar a la del siglo anterior, no presentando innovaciones los sistemas del cultivo, si bien, como ya hemos apuntado, la expulsión de los moriscos es un hecho determinante en el deterioro de los regadíos. Se introducen nuevos cultivos y arbolados (Le FLEM *et al.*, 1982), como el maíz y la patata en Asturias y Galicia, reduciéndose las extensiones del bosque de roble, en favor de los de castaño y pino. En Castilla, las tierras se encuentran agotadas por la intensa explotación anterior, de forma que se siembra mayoritariamente centeno, especie cerealística de menores exigencias. Pero son las epidemias de peste que se dan en este siglo, con la consiguiente disminución de la población, las que condicionarán el cambio del paisaje rural. Se abandonan las tierras marginales poco productivas, llegando a originar despoblados en las zonas de peor calidad de suelo. En este siglo se reconstituye el paisaje de monte bajo, adquiriendo una mayor importancia las dehesas, y experimentando el bosque una mejora en general (Le FLEM *et al.*, 1982).

Para este siglo los datos en cuanto a riadas y avenidas también son significativos, constatándose en el Reino de Valencia y en Murcia casi una riada bianual (Le FLEM *et al.*, 1982). La climatología mejora en relación al siglo anterior, aunque persisten las sequías, con un clima muy continental.

Y en el siglo XVIII el panorama cambia con la llegada de los Borbones, y con las nuevas doctrinas de la Ilustración. Destaca por su labor Carlos III, el cual, preocupado por la realidad de España, intenta introducir una serie de cambios en la política agrícola y ganadera. Durante su reinado se producen las repoblaciones de Sierra Morena, con la construcción de nuevos pueblos y explotación tanto agropecuaria como minera de la zona. Se desarrolla la agricultura de forma generalizada, utilizando nuevas técnicas, y realizándose estudios sobre la fertilidad del suelo, los abonos, el clima, etc. Es en este momento en el que Jovellanos, en su "Informe sobre la Ley Agraria" plantea los problemas de la agricultura en España. Todo esto hace que la ganadería, controlada por La Mesta pierda cierta preponderancia, si bien es cierto que durante este siglo esta institución experimenta su apogeo, a pesar de las críticas más acervas (FERNÁNDEZ DE PINEDO, GIL NOVALES y DEROZIER, 1980). Se implantan los cultivos de ultramar, fundamentalmente en el N., con gran desarrollo del maíz y la patata en Asturias, en detrimento de los manzanos. El viñedo alcanza un gran auge, exportándose el excedente de vino riojano a Francia. Durante esta época existen grandes superficies adhesionadas en Extremadura y en los bordes occidentales de las mesetas. A finales del siglo XVIII la situación era bastante mejor que en los siglos precedentes, con una agricultura potenciada y una ganadería, que aunque todavía no ha perdido su preponderancia, comienza a perder terreno.

En este siglo se prosigue con los saneamientos y la recuperación de áreas encharcadas en las costas mediterráneas, como la marjal de Pego (PÉREZ, SANJAUME y FUMANAL, 1985), que continúa siendo rellenada en esta época con objeto de ponerla en cultivo.

En el siglo XIX se produce un hecho político-económico de gran relevancia en la evolución del paisaje español, que es la denominada Desamortización (ver p. e. TORTELLA *et al.*, 1983). Esta no se produjo de un solo golpe, sino que en sucesivas fases se desamortizaron los bienes civiles y eclesiásticos. Entre 1837 y 1844 se desamortizaron las propiedades de la Iglesia con la ley de Mendizábal, y en 1855 se culminó la desamortización civil y eclesiástica mediante la ley Madoz. Esto hizo que se intensificaran las prácticas agrícolas, roturándose en algunos casos zonas comunes dedicadas anteriormente a pastos o a monte. En 1836 se suprime definitivamente La Mesta, por lo que la balanza se inclina a nivel oficial hacia la agricultura.

No obstante, catástrofes naturales de índole biológico, hacen que grandes zonas, principalmente en la vertiente mediterránea queden desprovistas de vegetación, acentuándose los procesos erosivos y la sedimentación en las costas. Tal es el caso de los Montes de Málaga, que a fines del siglo XIX se ven sometidos a la plaga de la filoxera que hace desaparecer prácticamente el cultivo de la vid en grandes extensiones, quedando éstas desprotegidas y abandonadas por los jornaleros que emigran a Málaga. No es hasta entrado este siglo que se reconvierten los cultivos de esta zona plantándose almendros, pero los años de abandono surtieron su efecto y la erosión hizo mella desapareciendo la frágil cobertura edáfica mediterránea. Todo esto entronca ya con el inicio del siglo XX, en el que la Primera Guerra Mundial, hace que las áreas cerealísticas ocupen grandes extensiones en el interior de la Península.

A todos estos aspectos agrícolas y ganaderos hay que añadir, a la hora de hablar de roturaciones y talas de bosques, otro elemento económico determinante, que es la industria. Dentro de ésta, los procesos que más nos interesan son los relativos a la metalurgia, que ya desde época medieval comienza a experimentar un incipiente desarrollo, mediante el uso de fraguas rudimentarias, como los mazos y ferrierías del norte de España (Galicia, León, Asturias, Cantabria y País Vasco), y las fargas de Cataluña. Estas peculiares industrias metalúrgicas estuvieron en activo desde el siglo XII hasta el XIX, persistiendo actualmente, a nivel testimonial y protegidas por la Administración, en algunos puntos muy aislados. La fuente de energía de estas industrias era el carbón vegetal, por lo que las zonas donde estaban implantadas se encontraban sometidas a una continua explotación de la riqueza forestal. A finales del siglo XVIII comienzan a implantarse las siderurgias de carbón vegetal, con los ejemplos de Sargadelos en Galicia y Málaga en Andalucía (NADAL, 1975). En Sargadelos el intento no tuvo mucho éxito, mientras que en Málaga persistió hasta las postrimerías del siglo XIX, en función de las Guerras Coloniales. La siderurgia del carbón se inicia a mediados del siglo XIX con dos puntos fundamentales de explotación Asturias y Vizcaya, donde se potencia la minería del carbón, con la consiguiente tala de bosques para realizar los entibamientos en las minas.

Con la implantación, a partir de mediados del siglo XIX, del ferrocarril como medio de transporte también se produjeron las consecuentes talas de bosques para elaborar traviesas y postes telegráficos, existiendo aún en la actualidad zonas boscosas que surten de madera a estos elementos básicos en el transporte y las comunicaciones, si bien la sustitución de las traviesas de madera por las modernas de hormigón hacen que esta actividad perdure sólo testimonialmente.

Ya en el siglo XX tanto la ganadería como la agricultura se establecen en áreas cada vez más concretas, conviviendo la primera en las áreas de montaña o de topografía accidentada, junto con las explotaciones forestales, mientras que la segunda se afianza en las zonas llanas del interior y en la vertiente mediterránea. En muchas zonas, todavía se producen incendios intencionados con fines roturadores para lograr mayores extensiones de pastos, mientras que en otros puntos la riqueza forestal se incrementa y salvaguarda con intensidad. En el norte de España, principalmente en Asturias y Galicia, se practica una agricultura de "bocage", en la que las parcelas se delimitan con setos arbóreos que contribuyen a fijar la humedad y a proteger el terreno de la erosión y de los vientos del Oeste.

La agricultura estrena nuevas técnicas, y con la mecanización y los fertilizantes se logran mejores cosechas a la vez que se ponen en cultivo zonas antes improductivas. El regadío es fundamental en la vertiente mediterránea, implantándose a partir de los años sesenta los cultivos en invernadero en zonas anteriormente desérticas y sometidas a una intensa erosión, como es el caso de El Ejido en Almería. Las colonizaciones llevadas a cabo durante la dictadura sirvieron para potenciar la agricultura en zonas de latifundios inexplorados, pero en algunos casos, la mala calidad de las tierras impidió que este proyecto tuviera los fines deseados. También las repoblaciones forestales trataron de atajar el problema de la erosión, aunque, en la mayoría de los casos, la mala planificación y la utilización de maquinaria pesada para abancalar los montes hicieron que se produjera una pérdida de suelo importante que se ve reflejada en el aterramiento de los embalses próximos a estas áreas. También durante este siglo se efectuaron numerosos rellenos de zonas encharcadas, con la consiguiente pérdida de humedales de gran valor ecológico, pudiendo citar como ejemplo la laguna de la Janda en Cádiz, saneada con fines agrícolas, y las lagunas de Villafila en Zamora, utilizadas hasta la actualidad como escombrera, si bien recientemente ha sido aprobado un proyecto para su recuperación. También se producen aterramientos de bahías en la zona mediterránea ligados a la intensa actividad minera, como es el caso de la bahía de Portman (Murcia) (Foto 7), en donde el muelle del siglo XIX se encuentra actualmente a varios cientos de metros de la línea de costa. En este sentido debemos considerar al hombre como el agente de sedimentación más importante del siglo, pues con las escombreras mineras, industriales y urbanas, los aterramientos inducidos o intencionados y los movimientos de tierras originados por grandes obras lineales, logra remover más sedimentos que los propios agentes naturales.

Con esto creemos haber esbozado brevemente la evolución del paisaje de España desde los comienzos del Cuaternario hasta la actualidad, haciendo especial énfasis a las

modificaciones introducidas en éste por el hombre, las cuales en muchos casos, y como hemos visto a lo largo de la exposición, resultan determinantes para comprender las fluctuaciones dentro de los procesos de erosión y sedimentación que se detectan a lo largo de esta secuencia cronológica.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a Trinidad Vacas Guerrero y a Carmen Jordá Pardo por su colaboración en la recopilación bibliográfica.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

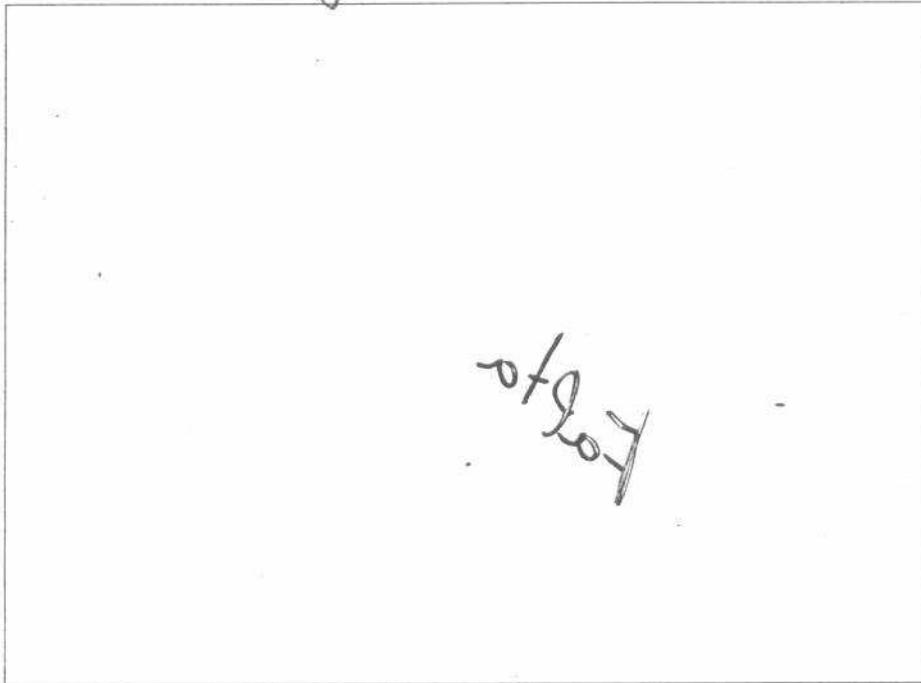
- AGUIRRE, E. (1983): "El Cuaternario, a debate", *Cuadernos de Laboratorio Xeológico de Laxe*, n.º 5, págs 7-20, Sada - (A Coruña).
- AGUIRRE, E., y PASINI, G. (1985): "The Pliocene-Pleistocene Boundary", *Episodes*, vol. 8, n.º 2, págs. 118-120.
- ARIE, R. (1982): "España musulmana (siglos VIII-XV)", en M. Tuñón de Lara, *Historia de España*, III, Ed. Labor, 558 págs., Barcelona.
- BARUSSEAU, J. P.; KLINGEBIEL, A., y LATOUCHE, C. (1976): "Les fonds du proche Atlantique", *La Préhistoire Française*, t. I, C. N. R. S., págs. 348-351, Paris.
- BERCGREN, W. A. (1987): "Neogene chronology and chronostratigraphy new data". *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. LXX, págs. 19-41.
- BONIFAY, E. (1975): "L'ère quaternaire", *Bull. Soc. Geol. France*, t. XVII, n.º 3, págs. 380-394.
- BONADONNA, F. P., y ALBERDI, M. T. (1988): "The N/Q boundary at 1.64 ma?".
- BURILLO MOZOTA, F.; GUTIÉRREZ ELORZA, M., y PEÑA MONNE, J. L. (1981): *El cerro del Castillo de Alfabra (Teruel). Estudio interdisciplinar de geomorfología y Arqueología*, Seminario de Arqueología y Etnología Turolese, Colegio Universitario de Teruel, 66 págs.
- CALVO, A., y FUMANAL, M. P. (1983): "Morfología y evolución de laderas en la Serra Grossa (Xàtiva, País Valencià)", *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles*, págs. 84-91.
- CARMONA GONZÁLEZ, P., y FUMANAL GARCÍA, M. P. (1984): "Notas sedimentológicas sobre el poblado de Benivaire", *Cuadernos de Geografía*, 35, págs. 153-162.
- CARO BAROJA, J. (1976): *Los pueblos del Norte*. Ed. Txertoa, San Sebastián.
- CHALINE, J. (1982): *El Cuaternario. La historia humana y su entorno*, Akal Editor, 312 págs., Madrid.
- DABRIO GONZÁLEZ, C., y ZAZO CARDEÑA, C. (1988): "Riesgos geológicos en zonas litorales", *Riesgos Geológicos*, I. G. M. E., págs. 227-250, Madrid.
- DERRAU, M. (1978): *Geomorfología*, Ed. Ariel, 528 págs., Barcelona.
- DOMERGUE, C., y SILLIÈRE, P. (1977): "Minas de oro romanas en la provincia de León", tomos I y II: *Excavaciones Arqueológicas en España*, núms. 93 y 94, Ministerio de Cultura, Madrid.
- DUMAS, B. (1977): *Le Levant spagnol. La genèse du relief*, Univ. Paris, Sorbonne.
- ECHAILLER, J. C., y LAVRIAT-RAGE, A. (1978): "Découverte d'un niveau marin d'âge Calabrien sur le littoral méditerranéenne d'Espagne (Province d'Alicante)", *C. R. Som. Soc. Géol. France*, fasc. 4, págs. 178-180.
- FAURE, H., y KERAUDRE, B. (1987): "Variations du niveau des mers et dépôts sousmarins", *Géologie de la Préhistoire*, GEOPRE, págs. 225-240, Paris.
- FERNÁNDEZ DE PINEDO, E.; GIL NOVALES, A., y DEROZIER, A. (1980): "Centralismo, Ilustración y agonía del Antiguo Régimen (1715-1833)", en M. Tuñón de Lara, *Historia de España*, VII. Ed. Labor, 488 págs. Barcelona.
- FERNÁNDEZ UBIÑA, J. (1982): *La crisis del siglo III y el fin del mundo antiguo*, Madrid.
- FOURNIGUET, J. (1976): "Quaternaire marin et néotectonique sur la côte andalouse méridionale (Espagne)", *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, série D, págs. 21849-21852.

- FOURNIGUET, J., y LF VALVEZ, Y. (1975): "Sur le Pliocene de la côte d'Andalusie (Espagne)", *Bull. Soc. Geol. France*, 7.^a série, t. XVII, n.º 4, págs. 604-611.
- FUMANAL, M. P. (1979): "Estudio sedimentológico de la Cueva de la Cocina. Dos Aguas, Valencia", *Cuadernos de Geografía*, 24, págs. 79-98.
- FUMANAL, M. P. (1982): "La cova de Les Calaveres. Estudio sedimentológico". Trabajos varios del S. I. P., n.º 75, págs. 49-76, Valencia.
- FUMANAL, M. P. (1983): "Informe preliminar sobre el estudio sedimentológico de la Cova de l'Or, Sector K", *Noticiero Arqueológico Hispánico*, n.º 16.
- FUMANAL, M. P. (1986): "Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente". Trabajos varios del S. I. P., n.º 83, 208 págs., Valencia.
- FUMANAL, M. P., y CALVO, A. (1981): "Estudio de la tasa de retroceso de una vertiente mediterránea en los últimos 5.000 años (Serra del Benicadell. Sur del País Valenciano)", *SAITABI*, XXXI, págs. 121-137.
- GARCÍA BELLIDO, A. (1968): *España y los españoles hace dos mil años. Según la Geografía de Estrabon*, Colección Austral, núm. 515, Espasa-Calpe, S. A., 270 págs. Madrid.
- GARCÍA DE CORTÁZAR, J. A., y DÍAZ HERRERA, C. (1982): *La formación de la sociedad hispanocristiana del Cantábrico al Ebro en los siglos VIII al XI. Planteamiento de una hipótesis y análisis del caso de Liébana, Asturias de Santillana y Transmiera*. Santander.
- GARCÍA DE VALDEAVELLANO, L. (1963): "Las instituciones feudales en España", apéndice a F. L. GANSLOF: *El Feudalismo*, Ed. Ariel, 268 págs. Barcelona.
- GARCÍA MORENO, L. A. (1981): *Las invasiones y la época visigoda. Reinos y condados cristianos. Romanismo y germanismo. El despertar de los pueblos hispánicos (ss. IV-X)*, Barcelona.
- GOY GOY, J. L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A., y ZAZO, C. (1984): "Significado de la Geología y la Geomorfología en la reconstrucción medioambiental del Pleistoceno", *V Reunión de Paleolistas Españoles*, Peñíscola, mayo 1984, Diputación Provincial de Castellón, 10 págs. mecanografiadas.
- GOY, J. L., y ZAZO, C. (1983): "Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la neotectónica", *Cuadernos de Laboratorio Xeológico de Laxe*, n.º 5, págs. 397-419, O Castro-Sada-A Coruña.
- GOY, J. L., y ZAZO, C. (*in litt.*): "Area Bética y Levante". En *Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000*, I. G. M. E.
- GUIGOUT, M.; CADET, J. P.; FOURNIGUET, J.; GUILLEMIN, M., y PIERRE, G. (1977): "La chronologie du Quaternaire", *Bull. Soc. Geol. France*, t. XIX, n.º 3, págs. 548-590.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (*in litt.*): "Cordillera Ibérica y Depresión del Ebro", en *Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000*, I. G. M. E.
- HEDBERG, H. D. (ed.) (1980): *Guía Estratigráfica Internacional. Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos*. Ed. Reverté, Barcelona (versión española de *International Stratigraphic Guide*, John Wiley and Sons, New York).
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923): "La vida de nuestros antecesores paleolíticos según los resultados de las excavaciones en la caverna de La Paloma (Asturias)", *Memorias de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, n.º 31, Madrid.
- HOFFMANN, G., y SCHULZ, H. D. (1987): "Holocene stratigraphy and Changing coastlines at the mediterranean coast of Andalucía (SE-Spain)", *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, 10, págs. 153-158, Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1979): *El karst de Asturias en el Pleistoceno superior y Holoceno*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1980): "Estudio geológico y sedimentológico de la Cueva de la Paloma (Soto de las Regueras, Asturias)", *Excavaciones Arqueológicas en España*, 116, Ministerio de Cultura, págs. 23-63, Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1981, a): "Estudio geológico y sedimentológico de la Cueva de Las Caldas". En M. S. CORCHÓN: *Cueva de Las Caldas, San Juan de Priorio (Oviedo)*, *Excavaciones Arqueológicas en España*, 115, Ministerio de Cultura, págs. 10-55.

- HOYOS GÓMEZ, M. (1981, b): "La cronología paleoclimática de Würm reciente en Asturias. Diferencias entre los resultados sedimentológicos y palinológicos", *Programa Internacional de Correlación Geológica*, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, págs. 63-75, Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1984): "Contribución de la sedimentología a la reconstrucción paleoclimática del Pleistoceno", V *Reunión de Paleolitistas Españoles*, Peñíscola, mayo 1984, Diputación Provincial de Castellón, 21 folios mecanografiados.
- HOYOS GÓMEZ, M., y FUMANAL, M. P. (1985): "La Cueva de Erralla. Estudio sedimentológico", *MUNIBE*, 37, págs. 29-43.
- JENKINS, D. G. (1987): "Was the Pliocene-Pleistocene boundary placed at the wrong stratigraphic level?", *Quaternary Science Reviews*, vol. 6, págs. 4-142.
- JORDÁ PARDO, J. F. (1986): "Estratigrafía y sedimentología de la Cueva de Nerja (Sala de la Mina y del Vestíbulo)", en *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*, Trabajos sobre la Cueva de Nerja, n.º 1, págs. 39-97, Málaga.
- JORDÁ PARDO, J. F., y CARRAL, P. (1988): "Geología y Estratigrafía del yacimiento prehistórico de la Cueva de Ambrosio (Vélez Blanco, Almería)", *British Archaeological Reports*. International Series 462, págs. 19-40, Oxford.
- LAVILLE, H. (1975): "Climatologie et chronologie du Paleolithique en Perigord", *Etudes Quaternaires* 4, Université de Provence, 442 págs., Marseille.
- LAVILLE, H., y HOYOS GÓMEZ, M. (1981): "Estudio geológico de la Cueva de Rascaño", en *El Paleolítico Superior de la Cueva del Rascaño (Santander)*, Monografías del Centro de Investigaciones Prehistóricas de Altamira, págs. 189-210, Santander.
- LE FLEM, J. P.; PÉREZ, J.; PELORSON, J. M.; LÓPEZ PIÑERO, J. M., y FARVARD, J. (1982): "La frustración de un imperio (1476-1714)", en M. TUÑÓN DE LARA: *Historia de España*, V. Ed. Labor, 508 págs., Barcelona.
- LHENAFF, R. (1966): "Existence d'un haut niveau marin (Pliocène terminal ou Quaternaire ancien) déformé à l'W de Málaga (Espagne)", *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, págs. 395-396.
- LHENAFF, R. (1981): *Recherches geomorphologiques sur les Cordilleres Betiques centro-occidentales (Espagne)*, Université de Lille, III, 713 págs.
- LÓPEZ VERA, F. (1988): "Geología y cambios climáticos recientes", *Riesgos Geológicos*, I. G. M. E., págs. 287-294, Madrid.
- LUMLEY, H. de (1976): "Cuadre chronologique absolu, paléomagnetisme, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles", *La Préhistoire Française*, t. I, C. N. A. R. S., págs. 5-23, Paris.
- MALDONADO, A. (1972): "El delta del Ebro: estudio sedimentológico y estratigráfico", *Bol. de Estratigr.* Vol. 1, 486 páginas.
- MARTÍN RODRÍGUEZ, J. L. (1976): *Evolución económica de la Península Ibérica, Siglos VI-XIII*, Barcelona.
- MARTÍN SERRANO, A. (in litt.): "Montes de Toledo y Extremadura", en Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000. I. G. M. E.
- MARTÍNEZ GALLEGO, J. (1986): *Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona Norte de la provincia de Valencia*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- MC DOUGALL (1979): *The Earth. It's Origin, Structure and Evolution*. En M. W. Mc ELHINNY (ed.). Academic Press, London-New York, 543 páginas.
- MOLINA, E., y JORDÁ, J. (1985): "Le piémont nord du Sistema Central espagnol dans la province de Salamanca", *Montagnes et Piermonts*, R. G. P. S. O.
- MONTENAT, C. (1973): *Les formations neogenes et quaternaires du Levant espagnol (provinces d' Alicante y Murcia)*, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 3 vols., 1168 páginas.
- MONTENAT, C. (1974): "Tectonique et sedimentation pliocene dans les Cordilleres Betiques (Espagne meridionale)", *Giornale di Geologia* (2), XXXIX, fasc. 2, págs. 469-480.
- MONTENAT, C., y TRUC, G. (1971): "Pliocene Supérieur et Villafranchien dans le Levant Espagnol (provinces de Murcia et d'Alicante)", *Bol. Geol. Min. de España*, t. LXXXII, n.º 1, págs. 52-58.

- NADAL, J. (1975): "El fracaso de la revolución industrial en España (1814-1913)", *Ariel Historia*, núm. 5, 316 págs. Ed. Ariel, Barcelona.
- OVEJERO, G., y ZAZO, C. (1971): "Niveles marinos pleistocenos en Almería (SE de España)", *Quaternaria*, XV, págs. 145-159.
- PARFOT, L. (1865): "Note sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires d l'Appenin septentrional", *Bull. Soc. Geol. France*, t. XXII, págs. 210-277.
- PASTOR DE TOGNERI, R. (1973): "La lana en Castilla y León, antes de la organización de La Mesta". En *Conflictos sociales y estancamiento económico en la España medieval*, Ed. Ariel, 268 págs., Barcelona.
- PEDRAZA GILSANZ, J. de (in litt.): "El Sistema Central", en *Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000*, I. G. M. E.
- PÉREZ CUEVA, A. J.; SANJAUME, SAUMELL, E., y FUMANAL GARCÍA, M. P. (1985): "Marco y procesos continentales en la formación de la marisma de Pego", *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Vol. I, págs. 435-445.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SANTONJA, M., y GALLARDO, J. (1984): "Estudio geológico de los yacimientos de La Maya". En M. SANTONJA y A. PÉREZ GONZÁLEZ: *Las industrias paleolíticas de la Maya I en su ámbito regional*, Excavaciones Arqueológicas en España.
- RENAULT-MISKOVSKY, J. (1985): *L' environnement au temps de la Préhistoire*, Masson, Ed., 184 págs. Paris.
- RODRIGUEZ VIDAL, J., y DÍAZ DEL OLMO, F. (in litt.): "Sierra Morena". En *Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000*, I. G. M. E.
- SÁNCHEZ-PALENCIA, F. J. (1983): "Explotaciones auríferas en el conventus Asturum", *Indigenismo y Romanización en el Conventus Asturum*, Ministerio de Cultura y Universidad de Oviedo.
- SCHULZ, H. D. (1983): "Zur Lage holozäner Küsten in den Mündungsgebieten des Río de Vélez und Río Algarrobo (Málaga)", *Madridrer Mitteilungen*, 24, págs. 59-64.
- SHACKLEY, M. L. (1975): *Archaeological Sediments, A survey on analytical methods*, Butterworths, 159 págs., London.
- STRAHLER, A. N. (1981): *Geografía Física*, Ed. Omega, S. A., 768 págs., Barcelona.
- TERS, M. (1976): "Les lignes de rivage quaternaire de la côte atlantique", *La Préhistoire Française*, t. I, págs. 33-341.
- TORTELLÁ CASARES, G.; MARTÍ, C.; JOVER ZAMORA, J. M.; GARCÍA DELGADO, J. L., y RUIZ, D. (1983): "Revolución burguesa, oligarquía y constitucionalismo (1834-1923)". En M. TUÑÓN DE LARA: *Historia de España, VIII*. Ed. Labor, págs. 574, Barcelona.
- TUÑÓN DE LARA, M.; TARRADELL, M., y MANGAS, J. (1982): "Introducción. Primeras Culturas e Hispania Romana". En M. TUÑÓN DE LARA: *Historia de España, I*, Ed. Labor, 480 págs., Barcelona.
- VALDEÓN, J., SALRACH, J. M., y ZABALO, J. (1980): *Feudalismo y consolidación de los pueblos hispánicos (Siglos XI-XV)*. En M. TUÑÓN DE LARA: *Historia de España, I*. Ed. Lara, 480 págs. Barcelona.
- VIDAL ROMANI, J. R. (in litt.): "Galicia". En *Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000*, I. G. M. E.
- VIEVS, G. (1973): *Geomorfología*, Oikos-Tau, S. A., Eds., 320 págs. Barcelona.
- VIGUIER, C. (1974): *Le Néogène de l'Andalousie Nord-Occidentales (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas-Guadalquivir*, Thésé d' Etat, Univ. de Bourdeaux.
- VIII-FINCI, C. (1969): *The Mediterranean Valleys. Geological changes in historical times*, Cambridge Univ. Press, 140 págs. London.
- ZAZO CARDEÑA, C. (1979): "El problema del límite Plio-Cuaternario en el litoral S y SE de España", *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 9, págs. 65-72.
- ZAZO CARDEÑA, C. (1980): *El Cuaternario marino-continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; MECO, J.; USERA, J.; GARCÍA VICENTE, J.; GALVÁN, J., y AGUIRRE, E. (1977): "El corte de Puerto Real y el problema del límite Plio-Pleistoceno en la bahía de Cádiz", *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 6, págs. 319-339.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL, J.; BAENA, J., y AGUIRRE, E. (1981): "Ensayo de Síntesis sobre el Tirreniense peninsular español", *Estudios Geológicos*, 37, págs. 257-262.

¿DONDE ESTÁ?



Foto

Foto 1. Paisaje glacial cuaternario en Sanabria (Zamora) (foto J. F. Jordá Pardo).

Photo 1. Quaternary glacial landscape in Sanabria (Zamora) (photo J. F. Jordá Pardo).

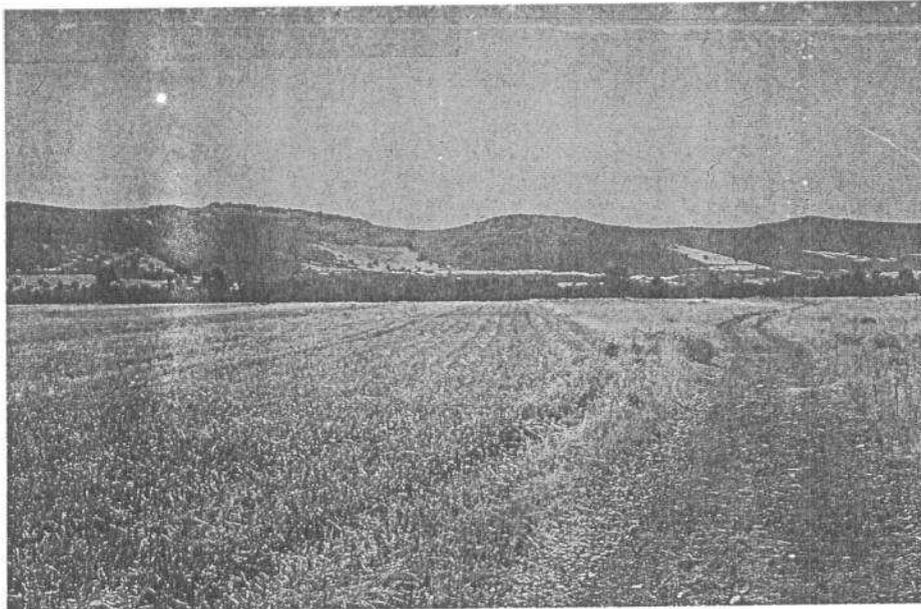


Foto 2. La raña al NO. de la Sierra de Francia (Salamanca) (foto J. F. Jordá Pardo).

Photo 2. The raña at the NW of Sierra de Francia (Salamanca) (photo J. F. Jordá Pardo).



OJO: la foto 5. vale es la que
he pegado arriba; estaba
cambiada por la foto 2 de la pág. 30)

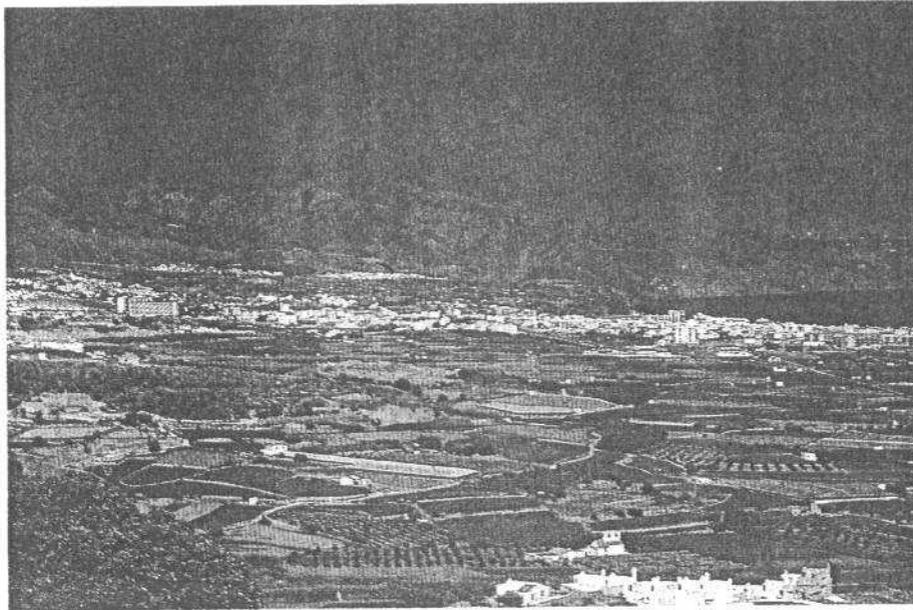


Foto 3. Abanicos aluviales en la costa de Nerja (Málaga) (foto J. F. Jordá Pardo).
Photo 3. Aluvial fans at Nerja's coast (Málaga) (photo J. F. Jordá Pardo).

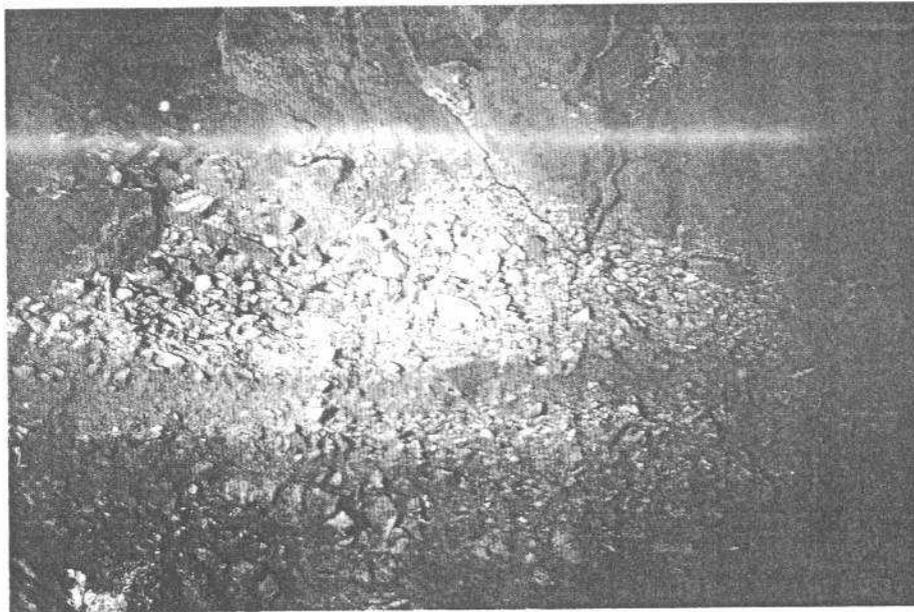


Foto 4. Depósitos fluviales en la Cueva de Nerja (Málaga) (foto J. F. Jordá Pardo).
Photo 4. Fluvial sediments at Cueva de Nerja (Málaga) (photo J. F. Jordá Pardo).



Foto 5. Antigua explotación romana de Las Médulas (León) (foto J. F. Jordá Pardo).
Photo 5. An ancient Roman exploitation at Las Médulas (León) (photo J. F. Jordá Pardo).

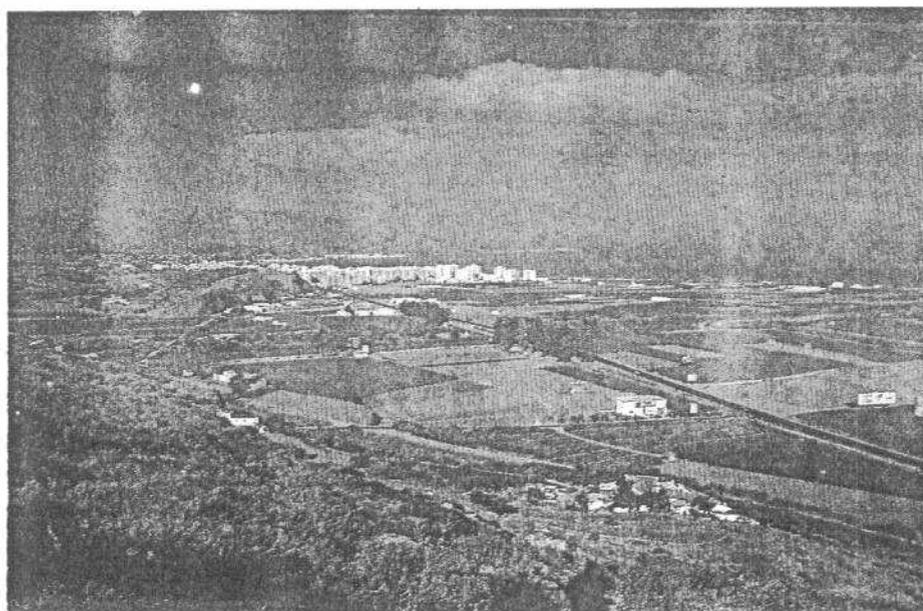


Foto 6. Delta del río Vélez (Málaga) (foto J. F. Jordá Pardo).
Photo 6. Vélez river delta (Málaga) (photo J. F. Jordá Pardo).



Foto - Colmatación de la bahía de Portmán por vertidos mineros. Murcia: cedida por CHCSA.
Photo - Silting up of the bay of Portmán as a result of mining discharge. Murcia: provided by CHCSA.

NEOTECTONICA Y EROSION

J. M. SORIA

I. QUE ENTENDEMOS POR NEOTECTONICA

No es fácil establecer con precisión el significado de neotectónica, ni tampoco concretar su amplitud temporal. En su acepción más simple y usual se podría entender como la actividad tectónica moderna o reciente, y recogería la dinámica endógena que ha actuado desde un pasado cuyo límite variará en función tanto de la naturaleza de la porción cortical que se considere, como del estado de conocimientos que se disponga de la misma.

El límite temporal inferior, o lo que es lo mismo, el comienzo de la etapa neotectónica, presenta forzosamente una doble característica: su artificialidad y su heterocronía. Es artificial porque en la gran mayoría de los casos se establece un límite concreto dentro de lo que ha sido una dinámica evolutiva continua, y es heterócrono porque, dependiendo del sector de corteza que se considere, los procesos tectónicos se han producido y se producen con distinta intensidad y en momentos diferentes.

Es, sin duda, más apropiado el término tectónica activa, acuñado recientemente para hacer referencia a los movimientos tectónicos que se espera puedan ocurrir en un espacio de tiempo futuro que afecte a nuestra sociedad (U. S. Geophysics Study Committee, ..., 1986).

II. TECTONICA Y MORFOGENESIS SUPERFICIAL

II. 1. Construcción y destrucción de relieves

Dentro de un esquema dinámico en la evolución de la superficie terrestre podemos separar dos importantes mecanismos que actúan continua e inseparablemente. De un lado, aquellos responsables de la construcción de grandes formas, íntimamente relacionados en este esquema global con la actividad endógena o tectónica; y de otro lado, aquellos que tienden a destruir esas formas construidas, creando otras

nuevas, mediante los procesos de erosión-sedimentación. A los primeros podríamos llamarlos procesos constructivos, y a los segundos, procesos destructivos.

II. 2. Procesos constructivos

Los procesos constructivos pueden generar en la superficie terrestre tanto formas positivas como negativas, tal como en realidad debe considerarse, zonas levantadas y zonas deprimidas respecto a un nivel previo de referencia. La magnitud y velocidad de formación de estas últimas dependerá fundamentalmente del contexto geodinámico donde se generen.

Los movimientos corticales como responsables inmediatos de los procesos constructivos pueden tener tanto componente vertical como horizontal, presentando los primeros, lógicamente, una mayor incidencia en la modificación de la superficie. Los movimientos verticales pueden originarse por varias causas, entre las cuales merecen destacar los acortamientos por compresión cortical, los reajustes isostáticos (incluyendo los movimientos específicos de la glacio-isostasia, las variaciones locales de estado en la corteza y en el manto ("Doming", "hot-spot", dilataciones y contracciones térmicas, etc.), y la tectónica extensional con movimientos diferenciales de bloques. Aparte está la actividad volcánica, que aunque no se puede incluir dentro de los movimientos verticales, sí puede ser un mecanismo de carácter endógeno capaz de generar importantes relieves en la superficie de la corteza.

De todos estos mecanismos, cuya incidencia en la morfogénesis es manifiesta, se dispone de datos sobre su velocidad de formación. En la tabla nº 1 se han recogido algunos de los datos más modernos sobre movimientos recientes, tanto de carácter horizontal como vertical, y que pueden ilustrar la importancia que en un futuro próximo, y a efectos de generación de relieves, pueden presentar los procesos tectónicos.

TABLA 1

VELOCIDAD DE MOVIMIENTOS		CONTEXTO GEODINAMICO	EDAD	AUTORES Y AÑO
VERTICALES	HORIZONTALES			
2 mm/a	30 mm/a	Subducción de la Placa de Juan de Fuca bajo la Isla de Vancouver y transcurrencia Placas Pacífica y Noramericana		ADAMS (1988)
1,5-6 mm/a	45-55 mm/a	Zona de subducción de Hikurangi. Límite entre la placa Indica y Pacífica	Holoceno	BERRYMAN <i>et al.</i> (1988) OJA <i>et al.</i> (1988)
25 m./ Pleist. sup.		Campo de esfuerzos extensional en Calabria (S. de Italia)	Pleistoceno superior	COMENINO <i>et al.</i> (1988)
3-4 mm./ 10 ⁵ a		"	Pleistoceno	GHISELLI <i>et al.</i> (1988)
0,3 cm/a		Zona de subducción de Makran. (SE. de Irán)	Pleistoceno superior	GHORABDI (1988)
40-50 mm/a	200-250 mm/a	Borde S. E. del Himalaya. Límite de placas Indica v Euroasiática. Provincia de Yunnan (SO. de China)	Pleistoceno superior	LE DINGRONG (1988)
04.-1,3 mm/a		Zona costera de Fujin (E. de China)	Holoceno	LU YANCHOU (1988)
5m./ Seismo		Graben tectónico de Kalamata. (SO. de Peloponeso, Grecia)	Actual 13-9-1986	MARIDAKOS (1988)
0,3-1,7 mm/a		Zona de Falla en régimen extensional. Utah (U. S. A.)	Holoceno	NELSON (1988)
0,5-2 mm/a		N. del Flysch Cárpatos (Polonia)	Plio-Cuaternario	ZACHARWICZ (1988)
	7-23 mm/a	Zona de colisión de continentes con cabalgamientos en los Cárpatos (Polonia)	Neogeno	"
60-120 m./ Seismo		Arco central de Vanuatu (U. S. A.)	Actual	TAYLOR <i>et al.</i> (1988)
3-5 mm/a		Plegamiento y fallas extensionales en el límite de las placas Indica v Pacífica (N. de Nueva Zelanda)	Pleistoceno superior	PATSON (1988)
		Zona de subducción en la Isla Vancouver. Movimientos medidos por instrumentación	Actual 1930-1985	"
	9 mm/a	Límite de Placas Noramericana y Pacífica. Zona de fallas de S. Andrés, Pallett Creek, S. California (U. S. A.)	Actual	SANDERS <i>et al.</i> (1988)
0,1-11 mm/a		Límite de Placas Noramericana y Pacífica. Cuenca de Ventura, California (U. S. A.)	Mio-Plioceno	YATES (1988)
4-4 mm/a		Zona de subducción del Cocos Ridge bajo la Península de Osa (Costa Rica)	Pleistoceno superior	PATSON <i>et al.</i> (1988)
	1-2 cm/a	Cordillera de plegamiento y cabalgamiento, Mendoza (Argentina)	Cuaternario	SARAVICZ (1988)
200 m./ Pleist. sup.		Campo de esfuerzos extensional, Sierra Morena, Cuenca de Guadix, Cordilleras Béticas (España)	Pleistoceno superior	SERRAVALLO (1988)
100 m./ Pleist. sup.		Campo de esfuerzos extensional, Extremo NO. de la Cuenca de Baza, Cordilleras Béticas (España)	Pleistoceno sup.-Holoceno	SERRAVALLO <i>et al.</i>

Datos tomados parcialmente de MORNÉ, ADAMS Y BARTOLINI (eds. (1988)

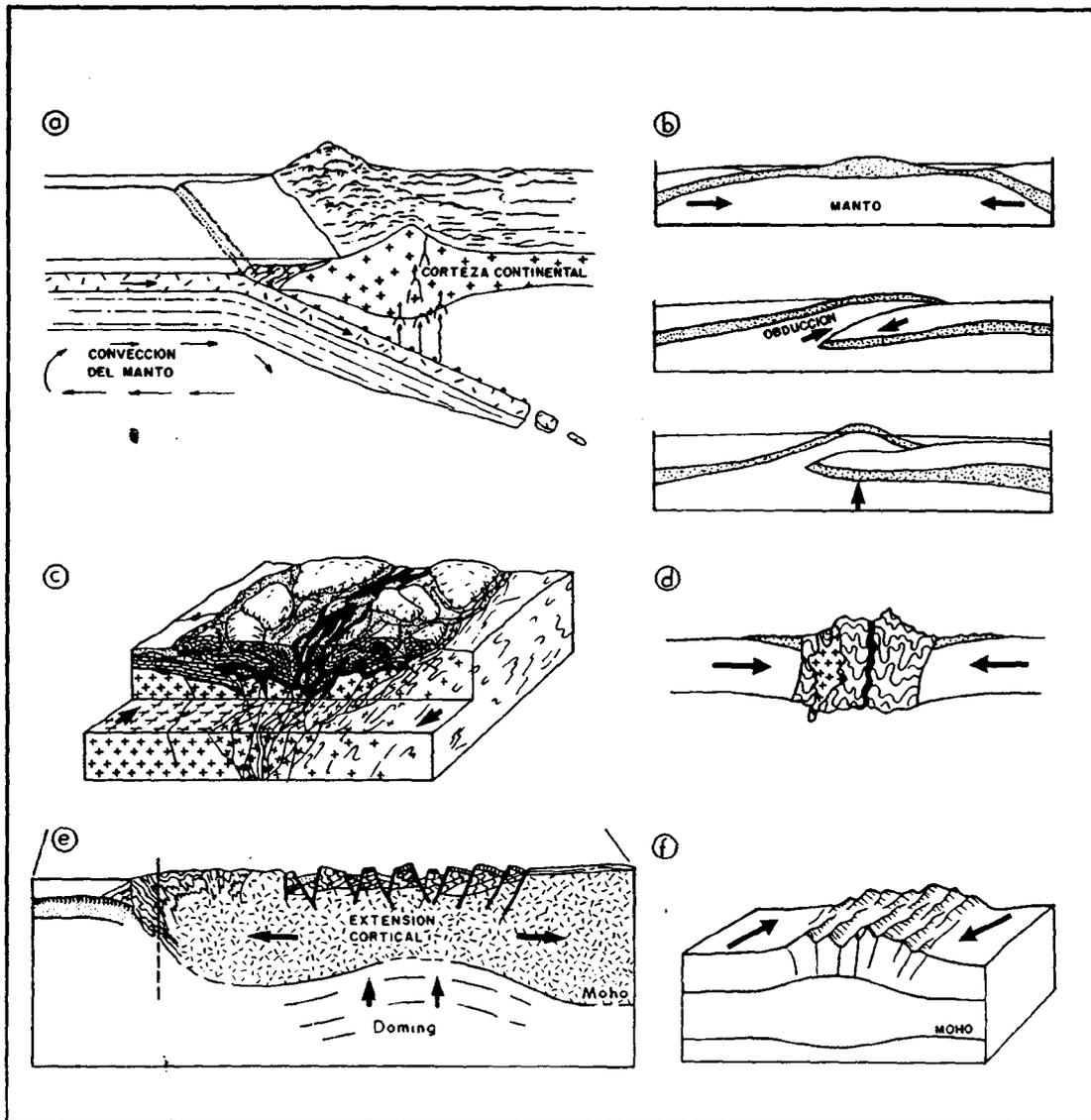


Figura 1. Algunas situaciones de gran escala en la construcción de relieves. a: subducción (Saw, 1985); b: obducción (Grass y Masson-Sonne, 1963); c: transcurrencia (Saw, 1984); d: colisión (Dew, 1972); e: extensión cortical (Dow y Byers, 1981); f: acortamiento cortical en zonas intraplaca (Viss y Sessa, 1987).

Figure 1. Basic tectonic situations on big scale. a: subduction (Saw, 1985); b: obduction (Grass and Masson-Sonne, 1963); c: transcurrence (Saw, 1984); d: collision (Dew, 1972); e: crustal spreading (Dow and Byers, 1981); f: crustal shortening in intraplate zone (Viss and Sessa, 1987).

En un intento de esquematización dentro de la construcción tectónica de relieves, se podrían separar situaciones y mecanismos de diferente escala a nivel global. De un lado, tendríamos las situaciones de gran escala (fig. 1), donde se pueden generar cordilleras y cuencas tanto en zonas límite de placas litosféricas, como en sectores interiores de las mismas. Numerosos ejemplos clásicamente conocidos podrían ilustrar cómo se puede generar una alineación montañosa en un límite de placas, tanto en régimen de convergencia (subducción, obducción, transcurrencia o colisión), como en régimen de divergencia (*rifting*). En las zonas interiores de las placas podrían generarse cordilleras tanto en régimen compresivo, con enraizamiento y acortamiento cortical, como en

régimen extensional, con adelgazamiento y estiramiento de la corteza. No sólo en estas situaciones de gran escala se construyen relieves positivos o elevados, sino que pueden formarse otros negativos o subsidentes, y que conducen a la formación de cuencas sedimentarias. Las cuencas sedimentarias se forman por mecanismos de subsidencia, entendiéndose ésta como una deformación negativa de la superficie terrestre. Sobre la génesis de los mecanismos de subsidencia para la formación de cuencas se plantea una amplia gama de hipótesis (fig. 2), entre las que son universalmente reconocidas (Auer, 1983) la extensión de la corteza por tensión y la contracción térmica causada por el enfriamiento de la corteza y manto.

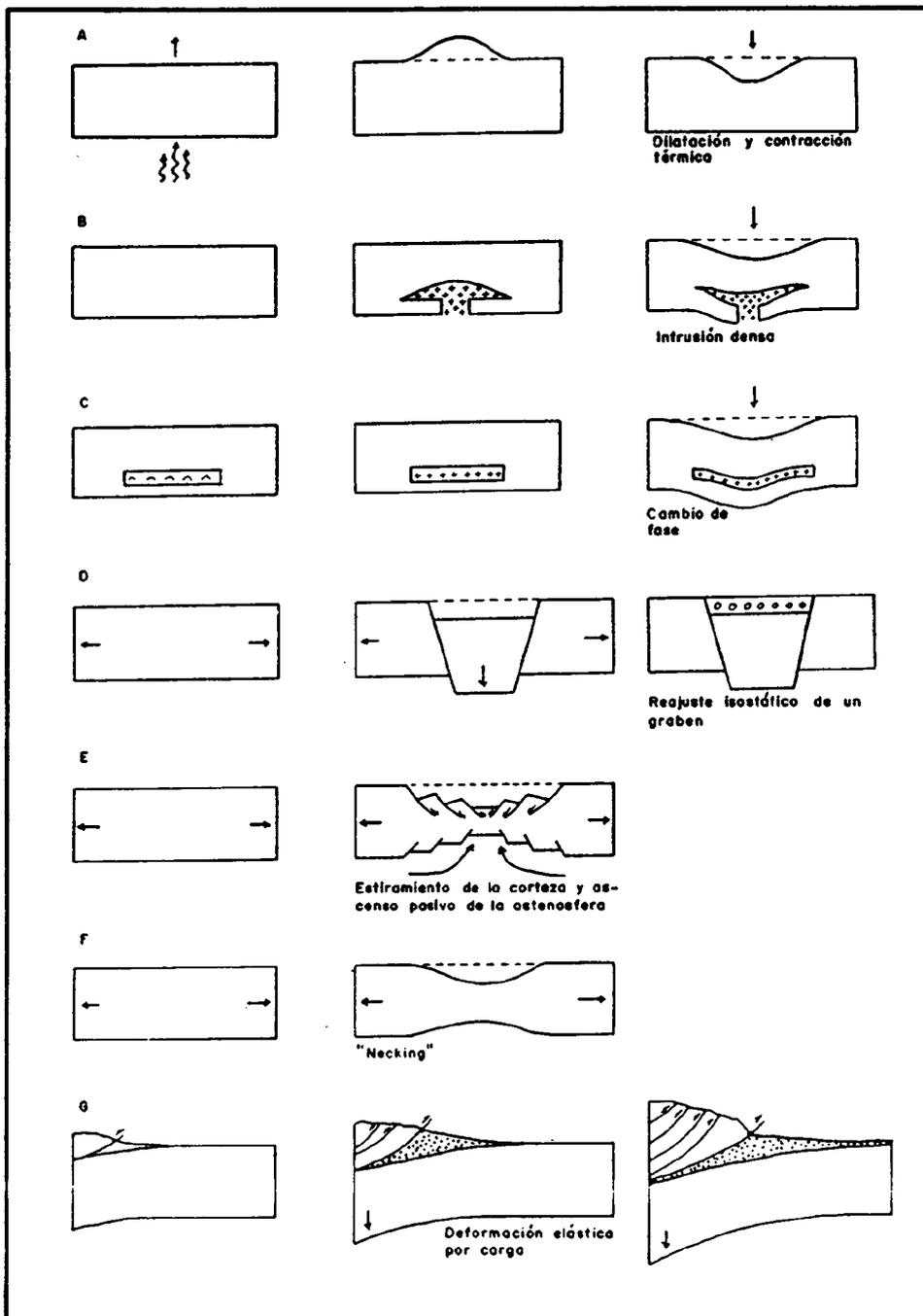


Figura 2. Diferentes mecanismos básicos de subsidencia. a: dilatación y contracción térmica; b: reajuste isostático tras intrusión de material denso; c: reajuste isostático tras un cambio de fase en la corteza inferior; d: reajuste isostático de un graben; e: extensión por liberación de tensiones en el interior de una placa continental; f: estiramiento de la corteza continental; g: flexión elástica de la corteza por carga (Arche, 1983).

Figure 2. Different basic subsidence mechanisms. a: thermal updoming and contraction; b: isostatic readjustment after dense material intrusion; c: isostatic readjustment after a change of phases in the lower crust; d: isostatic readjustment in a graben; e: extension due to extensional strain loosening within a continental plate; f: necking of continental crust; g: cortical elastic flexure due to overthrusting. (Arche, 1983).

De otro lado, tenemos también una gama de situaciones locales o de menor escala en la construcción tectónica de relieves, y que podríamos relacionarlas tanto con la tectónica

de fractura como de plegamiento (fig. 3). La formación de altos, fosas y escarpes de fallas generadas en régimen distensivo son quizás los ejemplos más usuales dentro de la

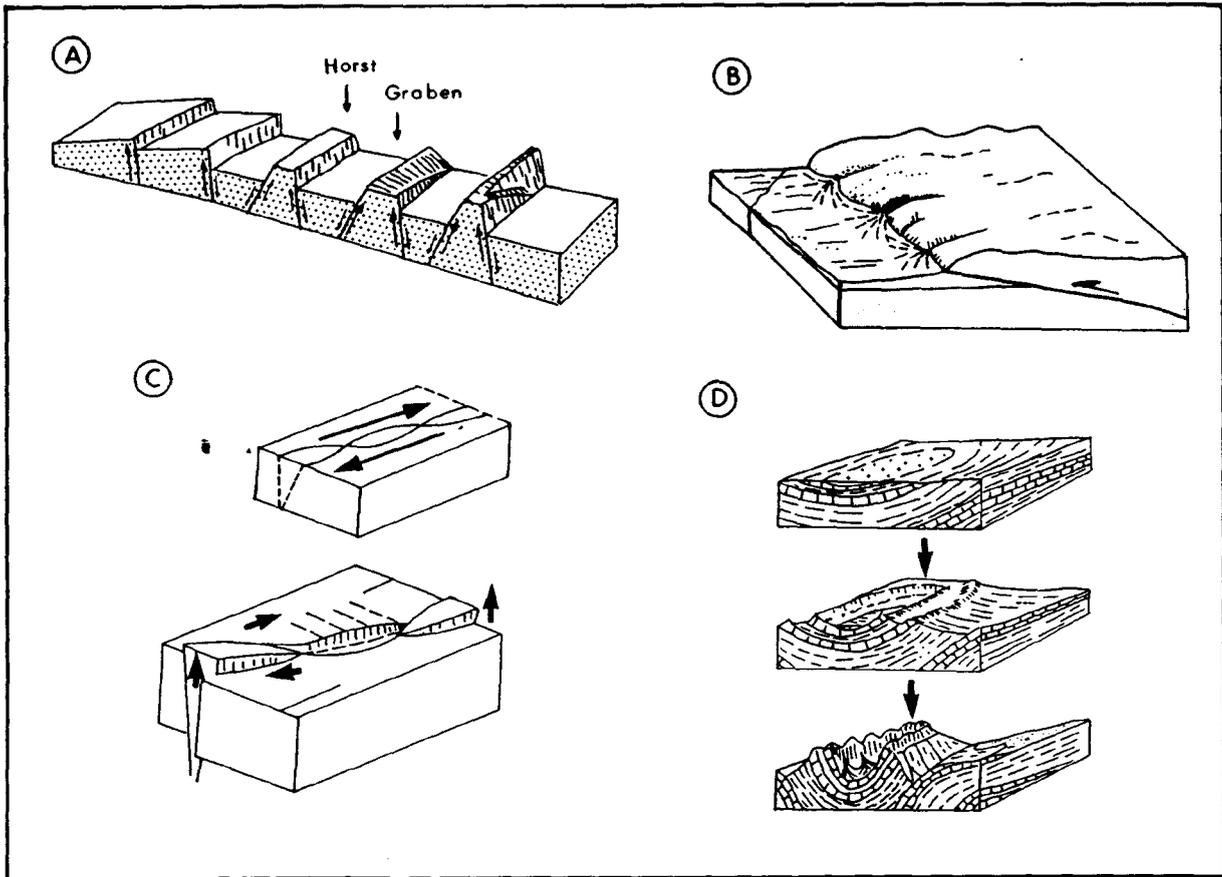


Figura 3. Situaciones locales en la construcción de relieves. a: formas ligadas a la tectónica de fractura distensional (BURGGRAF y VONDRA, 1982); b: relieves de fallas inversas y cabalgamientos (STRAHLER 1986); c: elevaciones y zonas subsidentes en relación con fallas de salto en dirección (KINGMA, 1985); d: sucesivos estadios de plegamiento y su manifestación en el relieve (TRICART, 1986).

Figure 3. Rising relief situations. a: forms due to distensional fracture tectonic (BURGGRAF and VONDRA, 1982); b: inverse faults and thrust faults relieves (STRAHLER, 1986); c: rise and subsidence areas related to strike-slip faults (KINGMA, 1985); d: relieves related to successive folding stages (TRICART, 1986).

tectónica vertical local en la modificación de la superficie. También, lógicamente, pueden quedar reflejadas en el relieve las situaciones tectónicamente compresivas: escarpes de fallas inversas y cabalgamientos, elevaciones y zonas subsidentes en relación con fallas de salto en dirección, y antiformal, sinformas, cúpulas y cubetas producidas por el efecto del plegamiento.

Aunque no se trata de un proceso tectónico, la halocinesis con sus consecuencias mecánicas, puede realmente ser un factor con incidencia efectiva en la construcción local de relieves. Los diapiros son las formas más usuales de mostrarse la halocinesis en superficie, originando formas positivas; también, y no con menos importancia, pueden generarse formas deprimidas o negativas por el efecto de migración lateral y pérdida local de material halocinético a cierta profundidad.

II.2.1. Procesos destructivos

Podemos establecer como premisa fundamental que sin la construcción de relieves por los procesos tectónicos

—elevación y subsidencia— no existirían procesos erosivo-depositacionales. Bajo la denominación de procesos destructivos se recogen todos aquellos mecanismos exógenos que tienden a modificar las formas de relieve construidas por la tectónica, y que pueden identificarse con los mecanismos de erosión-sedimentación.

Si nos imaginamos un esquema simple de funcionamiento dinámico de la superficie terrestre necesitaríamos, de un lado disponer de relieves positivos para poder erosionarlos, y de otro, relieves negativos donde poder albergar los productos de la erosión de los primeros. De esta forma entran en juego en una misma dinámica los procesos constructivos y destructivos, que van a actuar de forma continua e inseparable. Una vez entendido esto es cuando adquieren importancia los procesos tectónicos en el esquema continuamente cambiante de la superficie del planeta. En el caso ficticio de una estabilización geodinámica de la Tierra se alcanzaría rápidamente una superficie de igual energía potencial en todos sus puntos, tomando el transporte de un valor nulo, lo que llevaría inevitablemente a la desaparición de los procesos de erosión-sedimentación. En la figura 4 se muestra un

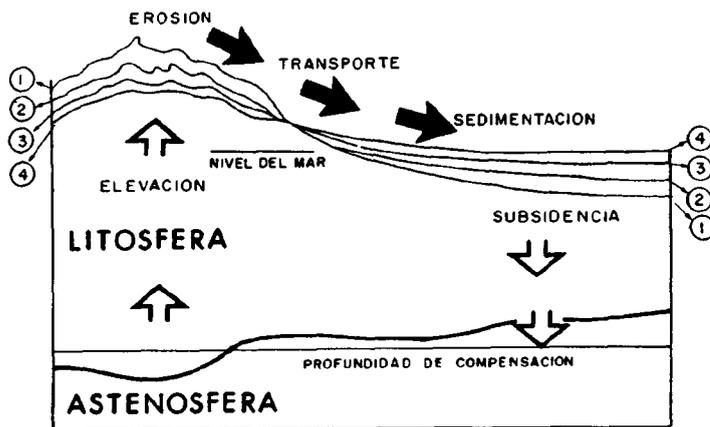


Figura 4. Modelo de relaciones dinámicas entre procesos endógenos constructivos (elevación y subsidencia) y procesos exógenos destructivos (erosión-transporte-sedimentación) (SEIBY, 1985).

Figure 4. Basic model showing the dynamic relationships between constructive endogenous processes (rising and subsidence) and exogenous destructive processes (erosion-transportation-sedimentation) (SEIBY, 1985).

sencillo modelo en el que se ponen de manifiesto las relaciones entre los procesos constructivos y los procesos exógenos destructivos; nótese la tendencia que muestran los sucesivos estados en la evolución del relieve a adquirir situaciones cada vez más equilibradas respecto a la posición del nivel del mar, que en este caso actúa como nivel de base del sistema.

Como síntesis podemos decir que los procesos erosivo-deposicionales actúan siempre con una tendencia a conseguir un equilibrio en la energía potencial de todos los puntos de la superficie terrestre. Cualquier modificación que por causas endógenas se produzca en la superficie, independientemente del estado de equilibrio en que se encuentre el sistema, produce una respuesta inmediata en los mecanismos erosivo-deposicionales. Esta respuesta puede ser de incremento en la actividad erosiva y en consecuencia de la actividad deposicional, si se aumenta la diferencia de energía potencial, y al contrario si disminuye el valor de esta última.

III. SITUACIONES DE EROSION-SEDIMENTACION EN RELACION CON LA NEOTECTONICA

III. 1. Cuencas interiores continentales

Los sistemas de abanicos y glaciares son quizá las formas de acumulación que mejor caracterizan la zona de conexión entre las cuencas o fosas y sus bordes.

La evolución (acreción vertical y horizontal, y estructuración interna) de un sistema de abanicos o de glaciares va a estar íntimamente relacionada con la actividad tectónica, de for-

ma que los movimientos relativos de la cuenca respecto a los relieves del borde, sea hundimiento o elevación como resultado final, va a condicionar respectivamente una mayor o menor velocidad de sedimentación. Lógicamente, mayores velocidades de sedimentación en la cuenca se producen siempre que exista un incremento en la erosión del borde de la misma.

En situaciones de relativo hundimiento de la cuenca (o lo que sería equivalente, levantamiento del borde) los sistemas deposicionales, sean abanicos o glaciares, tenderán a solaparse o recubrirse, con una acreción de sedimentos directamente relacionada con la velocidad de los movimientos verticales relativos.

Si los movimientos son continuos y uniformes en el tiempo, el registro sedimentario será en gran medida homogéneo en su distribución vertical y horizontal de facies. En condiciones de movilidad continua pero con aceleración, los sistemas deposicionales mostrarán un dispositivo progradante, mientras que en iguales condiciones pero con deceleración, los sistemas mostrarán un dispositivo retrogradante.

Si los movimientos son discontinuos, es decir, que se producen en intervalos con diferente, o incluso nula intensidad, el registro sedimentario reflejará fielmente estas fases de actividad, de forma que en cada momento tectónico tendrá lugar la formación de una unidad sedimentaria, de características variables en función de la magnitud de la etapa de movimiento. Al igual que ocurría en el caso anterior, podemos tener situaciones de movimientos discontinuos homogéneos acelerados y decelerados que quedarán reflejados en los cuerpos sedimentarios tal y como se ha esquematizado en la figura 5.

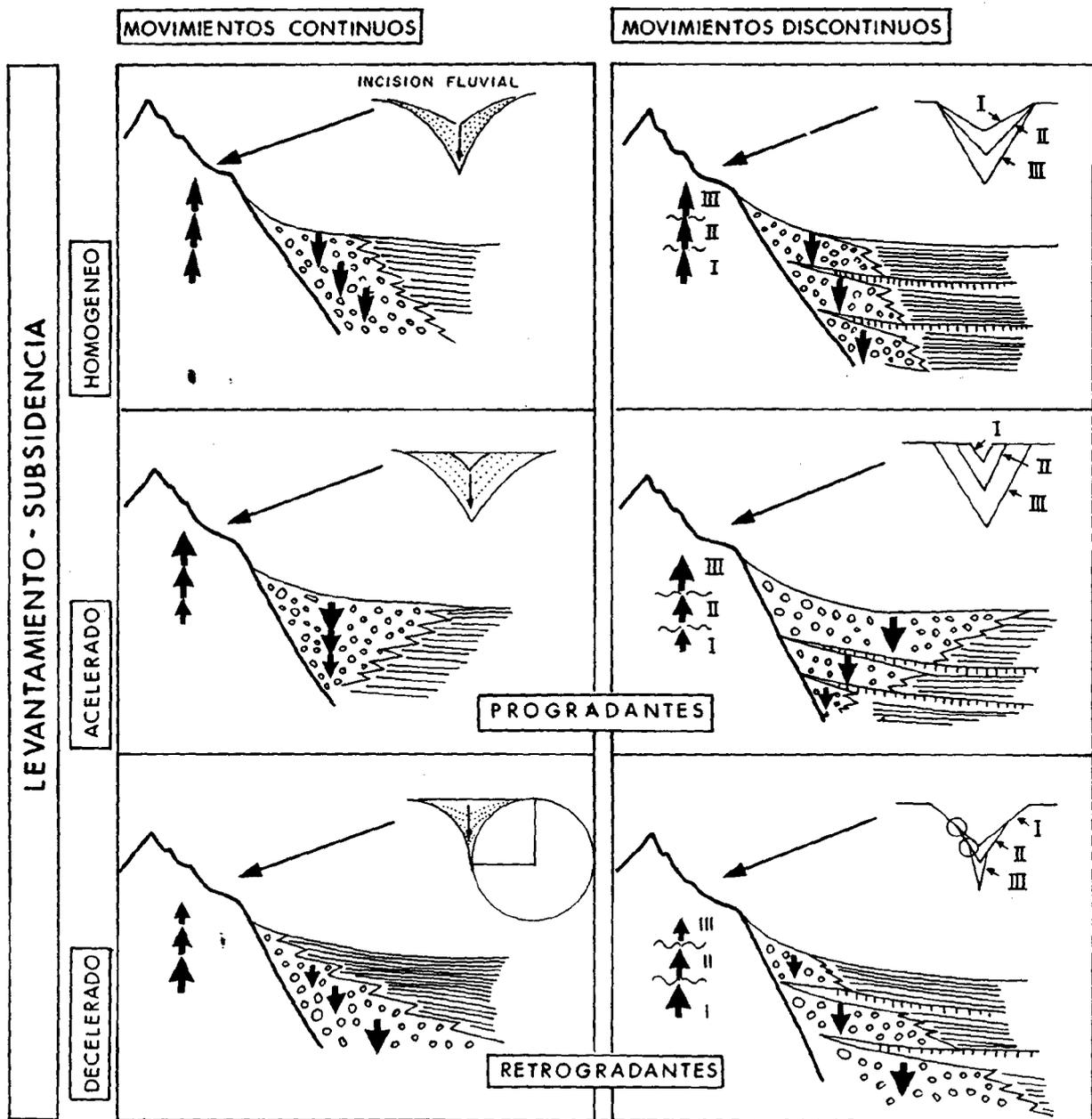


Figura 5. Relaciones entre movimientos verticales, sistemas deposicionales e incisión fluvial en bordes de cuenca tectónicamente activos.

Figure 5. Relationships between vertical movements, depositional systems and fluvial incision in the margins of an active tectonic basin.

Sólo en las situaciones de movimientos decelerados podría reflejarse claramente en los valles fluviales de la cuenca de alimentación la evolución de los movimientos verticales. Para los movimientos discontinuos cada segmento en el perfil de una vertiente compuesta reflejaría los diferentes episodios de incisión y, en consecuencia, los momentos de levantamiento. Para el caso de movimientos continuos decelerados, el perfil de la vertiente pasaría a ser uniforme,

sin segmentos diferenciados, adquiriendo la vertiente la morfología del arco de una elipse o circunferencia.

La expresión morfológica de los sistemas de abanicos o glaciares puede ser también un valioso indicador de los movimientos tectónicos tanto verticales como horizontales. La superposición de diferentes abanicos refleja condiciones de hundimiento del labio deprimido del borde de la cuenca,

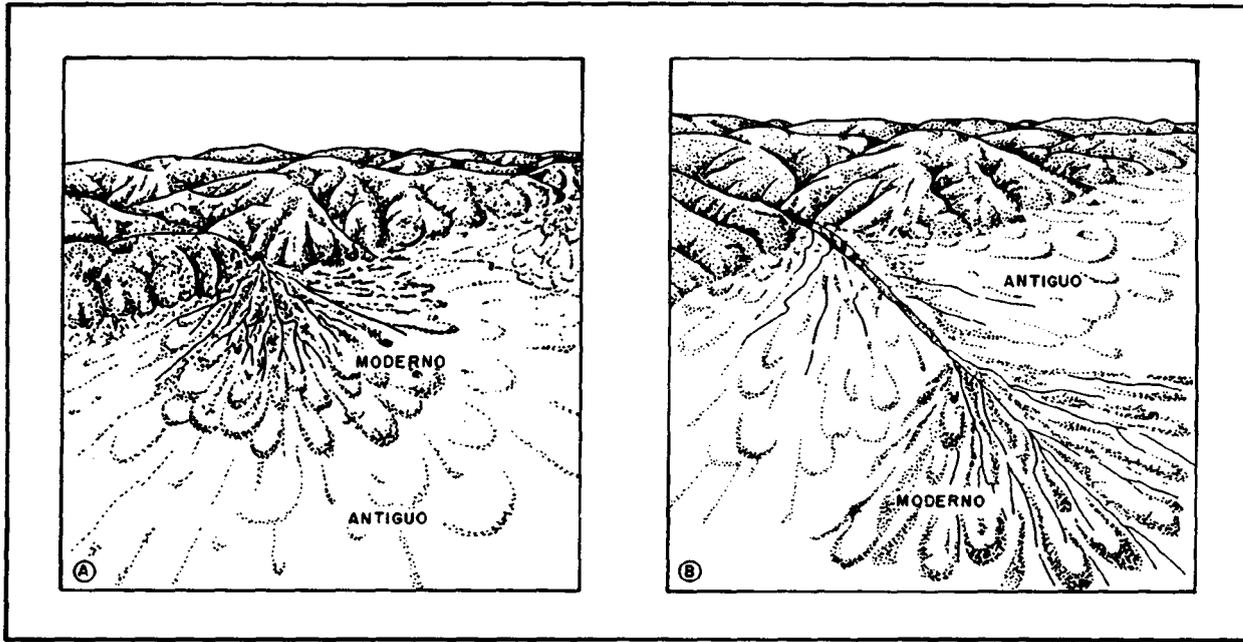


Figura 6. Abanicos aluviales asociados a frentes montañosos.
A: Superpuestos. B: Encajados (Bull, 1977).

Figure 6. Aluvial fans associated with mountain-fronts.
A: Superimposed. B: Entrenched. (Bull, 1977).

mientras que el encajamiento de los abanicos más recientes en los más antiguos indica un levantamiento de todo el sistema. Los esquemas representados en la figura 6 muestran situaciones de superposición (A) y de migración aguas abajo y encajamiento (B) de abanicos aluviales asociados a frentes montañosos.

El efecto de los movimientos laterales en las fracturas de borde de la cuenca puede originar desplazamientos respecto a su primitiva posición. El hecho más significativo consiste en la incongruencia de las características sedimentológicas del aparato deposicional en relación con los relieves del borde; así tendríamos, por ejemplo, casos de desproporción de los

abanicos y cuencas de drenaje, o bien anomalías en la procedencia de los elementos detríticos como resultado del cambio de posición respecto su original área madre (fig. 7).

Por último, y según indican KELLER y ROCKWELL (1984) (en SIMON, 1986), la velocidad de formación de un abanico (fig. 8) depende de:

- Velocidad del movimiento de la falla (elevación), V_f .
- Velocidad de incisión y encajamiento en el bloque levantado, V_i .
- Velocidad de sedimentación en el abanico, V_s .

Así se pueden establecer tres tipos de evolución en los abanicos haciendo entrar en juego los factores V_f , V_i y V_s .

a) $V_f > V_i + V_s$.

Si esto se mantiene el abanico irá creciendo indefinidamente. Los abanicos estarán totalmente separados de la falla.

b) $V_f < V_i + V_s$, pero $V_i < V_s$

Los abanicos entran en el dominio del bloque elevado, la línea de falla tendrá entrantes correspondientes a las partes apicales de los abanicos.

c) $V_f < V_i + V_s$, pero $V_i > V_s$

El abanico estará incidido. Si se forma un nuevo abanico, éste se creará más abajo.

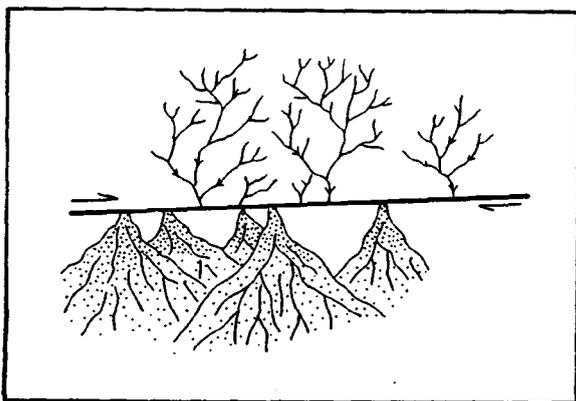


Figura 7. Efecto de las fracturas de salto en dirección en la modificación de los sistemas deposicionales asociados a bordes de cuenca tectónicamente activos.

Figure 7. Effect of the strike-slip faults in the modifications of depositional systems associated to the active tectonic basin margins.

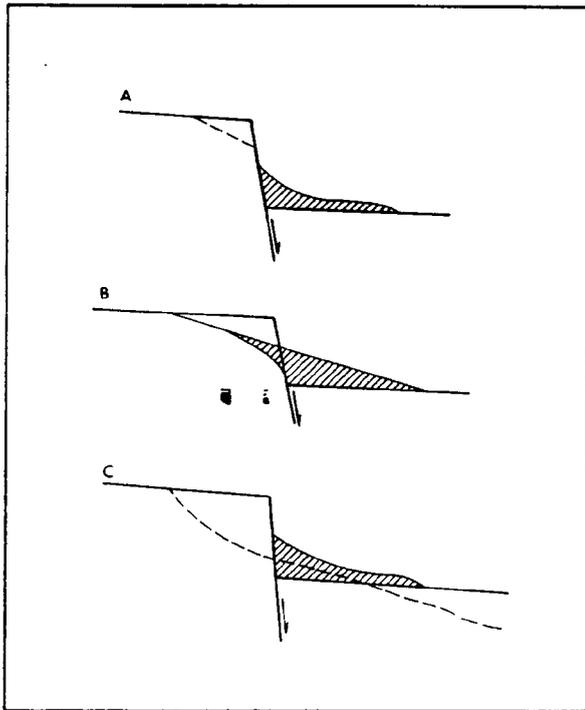


Figura 8. Relaciones entre V_f (velocidad de movimiento de la falla), V_c (velocidad de incisión y enajamiento en el bloque levantado) y V_s (velocidad de sedimentación en el abanico). (Sicos, 1986). Explicación en el texto.

Figure 8. Relationships between V_f (velocity of fault movement), V_c (etching velocity in the raising block), V_s (sedimentation velocity in the fan). (Sicos, 1986). See explanation in the text.

III. 1.2. Zonas litorales de cuencas marinas

La zona litoral constituye la conexión física entre los horizontes del mar y de tierra firme. En ella los procesos erosivo-depositivos guardan una estrecha relación con la dinámica litoral, controlada por dos agentes dinámicos principales: las olas y las mareas.

La actividad del oleaje tiende de forma continua a erosionar los relieves de tierra firme y a incorporar los productos de esta erosión hacia el interior del mar. El efecto de las mareas puede dar una mayor capacidad erosiva al oleaje, en mayor medida en cuanto más grande sea su amplitud (condiciones macromareas).

La zona litoral en su conjunto es extremadamente sensible a los cambios eustáticos, ya sean debidos a causas tectónicas o climáticas, entre otras. Cualquier variación eustática puede bien aumentar o bien disminuir la acción erosiva de la dinámica litoral sobre tierra firme. De esta forma, por ejemplo, un hundimiento tectónico que equivaldría en el resultado final a una transgresión marina, provoca

ría una migración hacia el continente de la zona litoral, ampliando el dominio de su actividad erosiva hacia nuevas áreas tierra adentro. Si, por el contrario, se produjese una elevación tectónica (que en este caso sería al final equivalente a una regresión), la zona litoral se desplazaría hacia el mar, reerosionándose depósitos litorales previos, o incluso los de la plataforma si la elevación alcanza valores suficientes.

Es importante, pues, en zonas tectónicamente activas próximas a la línea de costa, tener un conocimiento de la evolución tectónica reciente para poder aproximarse a la tendencia erosiva de la dinámica litoral.

III.2. Modificaciones de la red fluvial por causas tectónicas y sus efectos erosivo-depositivos

La red fluvial es, sin duda, uno de los rasgos morfodinámicos de la superficie terrestre más sensible a los movimientos tectónicos. Por su propia tendencia, la red fluvial evoluciona con el tiempo hacia lo que comúnmente se denomina perfil de equilibrio, que someramente podría describirse como la situación geométrica final del perfil fluvial, donde la capacidad de erosión y transporte es nula. En realidad, el perfil de equilibrio de un sistema fluvial muy raramente se alcanza, ya que se requieren condiciones inusuales de estabilidad geodinámica y un período de tiempo extremadamente largo (para un río de dimensiones medias).

La situación dinámica (potencial erosivo-depositivo) en un momento dado de un curso fluvial va a estar definida por su "perfil equivalente", que nos va a mostrar cuál es la tendencia inmediata en la evolución del perfil real del río; este perfil se aproximaría a una curva que tiende a atenuar las irregularidades del perfil real. Tal y como se muestra en la figura 9, todos aquellos sectores definidos por la curva del perfil real, y que se encuentren por encima de la curva del perfil equivalente, se verán sometidos a una erosión inmediata y pronto serán los sectores que quedarán en la denominación de zonas de acumulación o depósitos.

FIGURA 9

Figura 9. Sucesivos estadios en la evolución del perfil longitudinal de un sistema fluvial.

Figure 9. Successive stages in the evolution of the longitudinal profile of a fluvial system.

Una vez alcanzado el perfil equivalente la tendencia normal sería ir progresando hacia el perfil de equilibrio si no existiese modificación alguna en el sistema. Precisamente

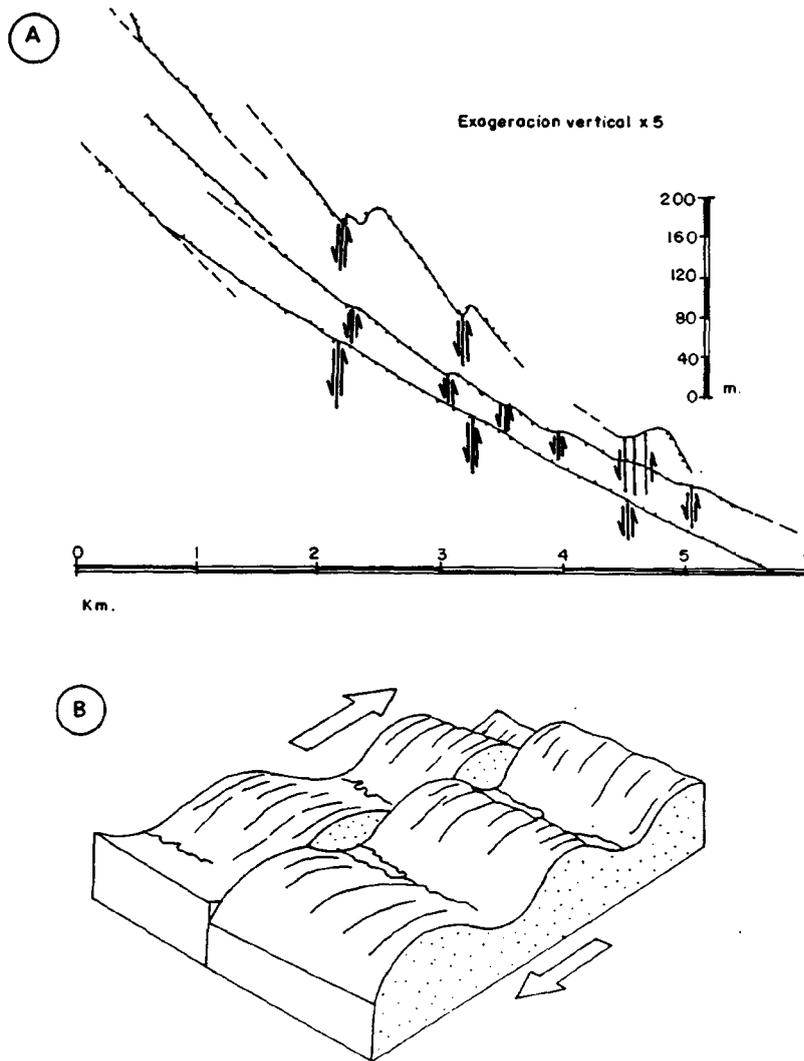


Figura 10. A: Modificaciones del perfil longitudinal de cursos fluviales por el efecto de fracturas (, 1984, modificado). B: Desplazamiento lateral de valles fluviales debido a fracturas direccionales (OULIER, 1981).

Figure 10. A: Modifications in a longitudinal profile of a fluvial channel due to fracturation effect (, 1984, modified). B: Lateral displacement of valleys as a result of directional fractures (OULIER, 1981).

son los movimientos tectónicos el primer agente capaz de modificar esa situación evolutiva hacia el equilibrio.

Las modificaciones tectónicas en el perfil de un río pueden tanto incrementar como disminuir su nivel de equilibrio, entendiendo las posiciones más desequilibradas como las que mayor potencial erosivo muestren en todos sus puntos. Si, como consecuencia de la tectónica, se aumenta la magnitud entre el nivel de base (ver fig. 9) y la situación del perfil real, la tendencia normal del sistema sería a incrementar el potencial erosivo. Si por el contrario, los movimientos tectónicos disminuyen la diferencia entre el perfil real y el nivel de base, se producirá una ralentización de la erosión. Con esto último se han ilustrado casos de levantamiento y

subsistencia regional y su respuesta erosiva a nivel de conjunto del sistema fluvial; ahora bien, como suele ser también frecuente, tenemos alteraciones tectónicas locales o puntuales del perfil del río (fig. 10 A), sin que necesariamente se dé una situación de desequilibrio general en el sistema, y que van a ser responsables de cambios en la dinámica erosivo-deposicional de importantes segmentos en el trazado del mismo. A este respecto SCHUMM (1980) indica que la tectónica activa, mediante perturbaciones locales en el trazado de un curso fluvial, puede provocar variaciones en la incisión fluvial, en la acreción de sedimentos, y fenómenos de avulsión y cambio de modelos de los canales; todo ello tanto aguas arriba como hacia abajo del segmento deformado.

Los efectos de la tectónica pueden producir tanto variaciones de componente vertical como horizontal en el trazado del curso fluvial. Las verticales, como se ha indicado anteriormente, afectan de forma variable al perfil real; sin embargo, las deformaciones tectónicas de carácter horizontal (fig. 10 B), aunque no modifican obligatoriamente el perfil del río, sí generan importantes variaciones en su dinámica erosivo-deposicional.

En otras ocasiones el papel de la tectónica se deja sentir por cambios en la estructura local de la red de drenaje. Las capturas por causas tectónicas es quizás uno de los mejores ejemplos que pueden ilustrar esto último. Como se observa en la figura 11, el nuevo trazado que adquiere la red está francamente controlado por el rejuego de uno de los bloques que mantenían en posición inestable el valle fluvial colgado. El movimiento de bloques puede también provocar un descenso rápido del nivel de base local, lo que inmediatamente conlleva una rápida incisión fluvial y la captura final.

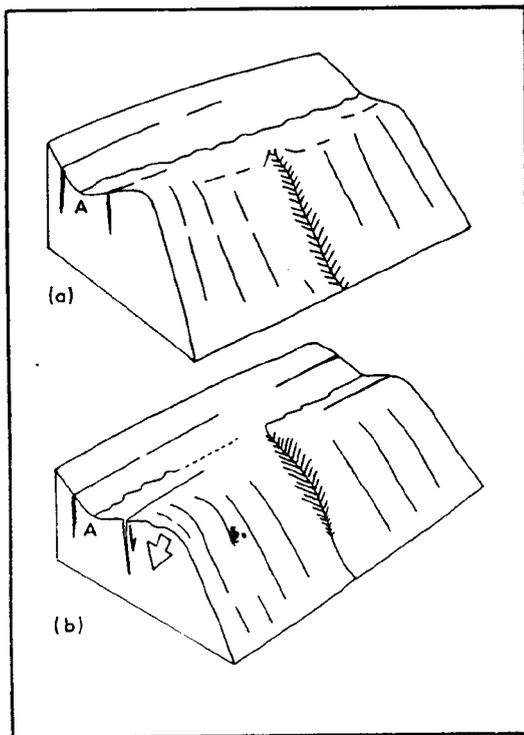


Figura 11. Captura por efecto de fracturas (OBERLANDER, 1981, modificado).

Figure 11. Fracture controlled capture (OBERLANDER, 1981, modified).

Las situaciones locales de encajamiento fluvial son, en ocasiones, un indicador de movimientos tectónicos verticales. El término antecedencia recoge el mecanismo por el cual se produce una incisión fluvial local como resultado de un movimiento simultáneo de levantamiento tectónico.

En la figura 12 se ha ilustrado un caso de antecedencia por creación de relieves asociados a un plegamiento, pero también se puede dar ese mecanismo en otras situaciones tectónicamente diferentes, como por ejemplo el caso de relieves

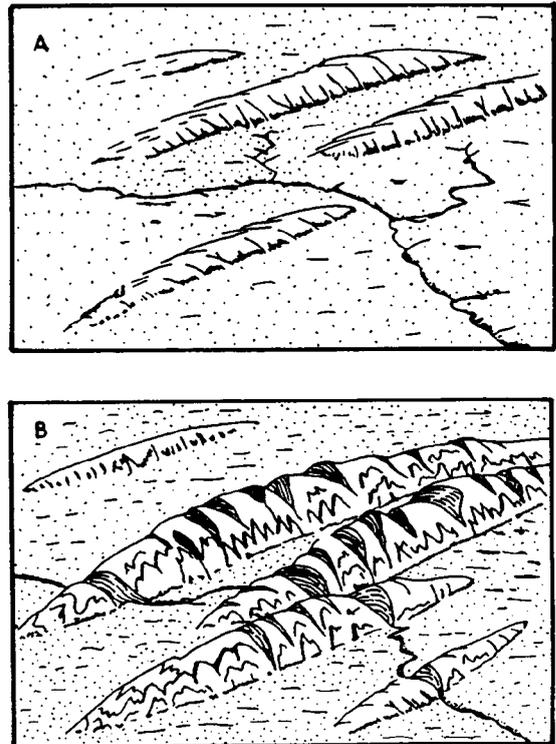


Figura 12. Antecedencia. Encajamiento de la red fluvial por el efecto de la creación de relieves por pliegues (OBERLANDER, 1965).

Figure 12. Antecedence. Raising by folding controlled entrenching (OBERLANDER, 1965).

asociados a "horst". En cualquiera que sea el caso, la capacidad erosiva del río debe superar a la velocidad de levantamiento tectónico; si no es así, el propio movimiento tectónico obligaría a un cambio en el trazado del río.

III. 3. Situaciones erosivas ligadas a fracturas con reflejo morfológico

Las fracturas que se manifiestan en la topografía son, salvando los casos de erosión diferencial, uno de los mejores criterios para poner de manifiesto la actividad tectónica reciente o incluso actual. Cuando una fractura rompe la superficie topográfica, la tendencia inmediata es a la nivelación de esa irregularidad, para así recuperar su primitiva posición. Para un mismo valor de salto sobre el plano de falla, a medida que mayor sea el valor de la pendiente del plano, mayor será el valor de la desnivelación o altura del escarpe generado en el relieve.

En la evolución de un escarpe de falla, considerando sólo una de las muchas situaciones que se pueden dar en la realidad, interviene como factor fundamental la gravedad y sus procesos mecánicos asociados. Así, y tal como se muestra en la figura 13 A, se pueden separar una serie de elementos morfológicos genéticamente diferentes. Estos elementos delimitan unas zonas controladas por procesos igualmente

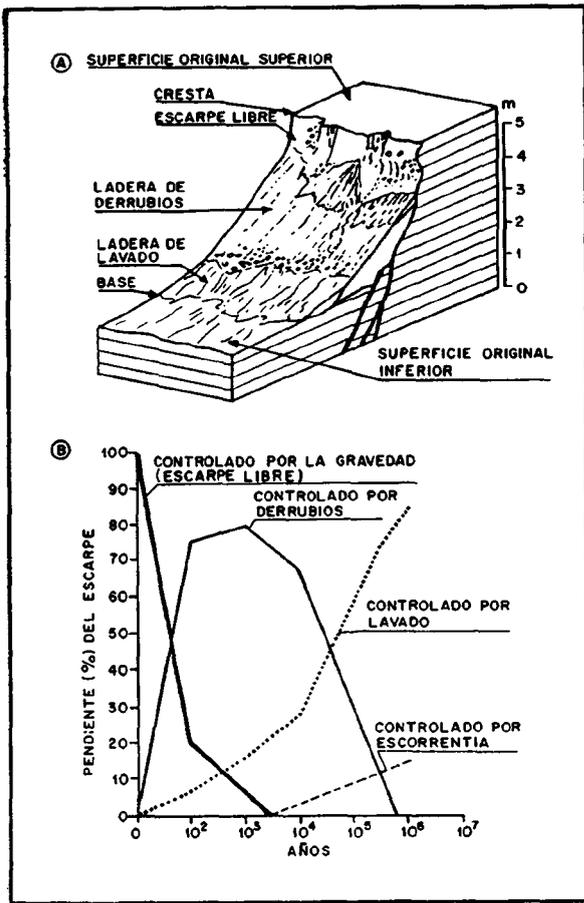


Figura 13. A: Elementos básicos de un escarpe de falla (Wallace, 1977). B: Cambio de los procesos en la morfología de un escarpe de falla con el tiempo (Wallace, 1977).

Figure 13. A: Basic elements related to fault scarp (Wallace, 1977). B: In the time changes of morphogenetic processes in a fault scarp (Wallace, 1977).

diérentes. Así, partiendo de las posiciones topográficas más altas, tendremos definidas: una zona de escarpe libre, donde lo que se produce fundamentalmente es degradación física y caída libre de elementos provenientes del bloque levantado; una zona o ladera de derrubios, controlada por la acumulación gravitacional de los elementos liberados de la zona de escarpe libre; en posiciones inferiores siguen la zona o ladera de productos resultantes del lavado de la ladera de derrubios, donde ha tenido lugar el depósito de material fino producto de la circulación de agua por el interior del depósito acumulado en la zona superior. Por último, y antes de alcanzar la base del escarpe, se podría definir, si la magnitud de este último es suficiente, una zona controlada por la escorrentía.

La evolución de las zonas anteriormente descritas se encuentra esquematizada en la figura 13 B, donde interesa

resaltar, como rasgos más significativos, la acusada pérdida de pendiente de la zona de escarpe libre, la curva de Gauss que define la evolución de la zona de ladera de derrubios, y la tendencia a ganar pendiente de la zona o ladera de lavado.

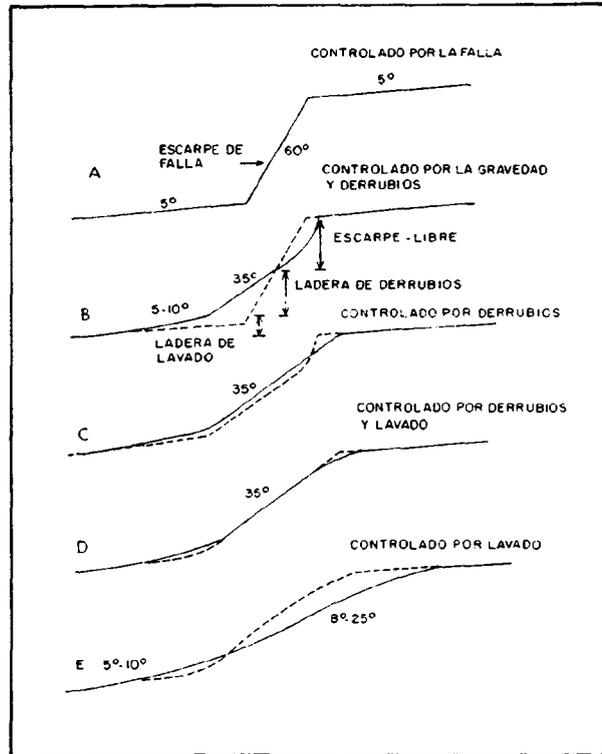


Figura 14. Modelo de Wallace sobre el retroceso de un escarpe de falla (Wallace, 1977).

Figure 14. Wallace model on the retreat of a fault scarp (Wallace, 1977).

Todo lo dicho anteriormente en relación con la evolución del escarpe de falla se ha basado en el modelo de Wallace (1977), que gráficamente se encuentra sintetizado en la figura 14.

Aparte del retroceso del propio escarpe de falla, el efecto de la fracturación puede originar situaciones erosivas de características mucho más acusadas que la tratada anteriormente. Recordemos que una fractura puede provocar de forma relativamente rápida un acusado cambio local de la situación de equilibrio del relieve en relación con el nivel de base. Esto conlleva una respuesta inmediata de los mecanismos erosivos, de forma diferente en función de otros factores que intervienen en el sistema. Disponemos del ejemplo clásico de la formación de zonas intensamente modeladas en el labio levantado de la falla (fig. 15), lo que no deja de ser una situación local, y que puede extenderse regionalmente para el caso de grandes áreas con levantamiento controlado por fracturas.

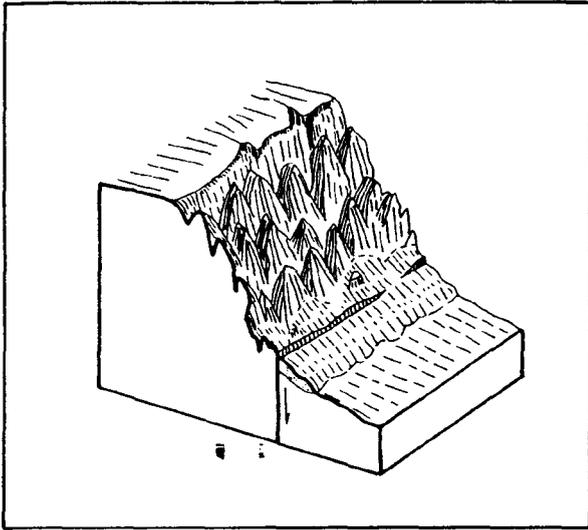


Figura 15. Generación de "badlands" en el bloque levantado de una falla.

Figure 15. Badlands development in a raising block.

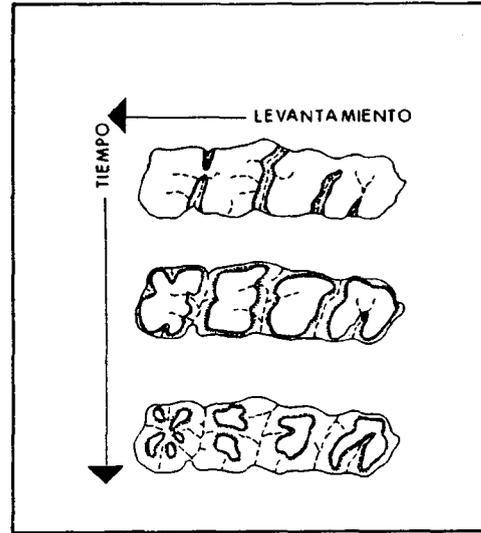


Figura 16. Degradación de una superficie erosiva en función de las variables tiempo y levantamiento (HARE y GADNER, 1984).

Figure 16. Degradation of an erosive surface in function of the time and raising variables (HARE and GADNER, 1984).

III. 4. Levantamiento y erosión de superficies

Las superficies, ya sean de erosión o estructurales, son una de las formas de relieve donde mejor quedan registradas las perturbaciones tectónicas; de un lado, por su amplia extensión areal, lo que conlleva una mayor probabilidad de deformación local; y de otro, por su carácter total o casi totalmente horizontal, lo que nos permite disponer de un excelente indicador de las deformaciones, siempre y cuando se pierda su disposición geométrica original.

Las grandes superficies erosivas clásicamente se han relacionado con prolongados períodos de estabilidad tectónica. Las superficies estructurales, por lo general, son el resultado morfológico de una etapa final en el relleno —colmatación— de una cuenca.

Para el caso de las superficies erosivas se puede considerar que el inicio de su degradación coincide con la pérdida de estabilidad tectónica. Para las superficies estructurales el comienzo de su erosión pasa por la pérdida del carácter

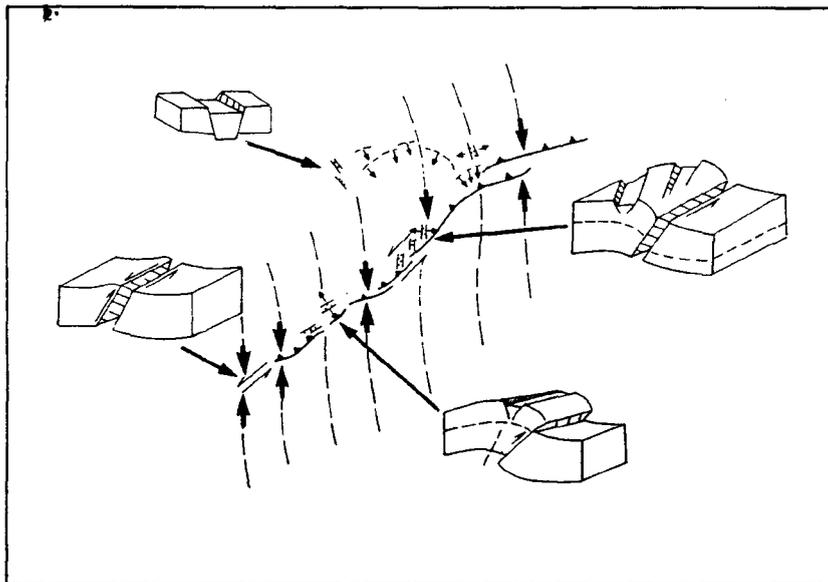


Figura 17. Tipos de deformaciones superficiales asociadas a la falla de El Asman en el terremoto del 10 de octubre de 1980 (PHILIP y CISTRNAS, 1985, modificado).

Figure 17. Basic types of a local superficial deformations associated to El Asman fault during the earthquake of October, 10, 1980 (PHILIP y CISTRNAS, 1985, modified).

subsidente de la cuenca, acompañado generalmente por un cambio de dinámica endorreica a exorreica, interviniendo, lógicamente, un factor (que puede y suele ser el tectónico) que provoque un desequilibrio de la superficie respecto a un nivel de base regional.

La velocidad de erosión de una superficie va a estar controlada íntimamente por la velocidad del levantamiento tectónico en el caso de movimientos continuos, o bien por la magnitud del levantamiento en el caso de movimientos instantáneos. Como se ha esquematizado en la figura 16, además del levantamiento tectónico, el factor tiempo puede participar de forma activa en la erosión de las superficies.

III. 5. Mecanismos erosivos relacionados con la actividad sísmica

En detalle, la actividad sísmica puede alterar con una amplia variedad de formas una situación concreta en el estado de equilibrio del relieve. La manera más usual es mediante la creación de formas nuevas en la superficie, que, en caso de ser positivas, tenderán a nivelarse inmediatamente por los procesos erosivos, y en el caso de ser negativas, tenderán a rellenarse por los procesos deposicionales.

En la figura 17 se ilustra el efecto que en el relieve puede originar un terremoto. En este caso tenemos una variedad de deformaciones superficiales tanto positivas como negativas, asociadas tanto a situaciones de compresión como de disten-

sión. Cualquiera de estas modificaciones podría traer consecuencias erosivas como las que han sido tratadas en párrafos anteriores: variaciones en el perfil fluvial, zonas de capturas tectónicas, escarpes de falla, etc.

Desde otro punto de vista, la actividad sísmica puede ser el factor desencadenante, siempre que concurren condiciones previas adecuadas —pendiente, estructura, litología...—, de la generación de movimientos de carácter catastrófico en las vertientes. Nos referimos a los casos concretos de movimientos en masa, como una variedad más de los procesos erosivos. Al respecto disponemos de abundante documentación histórica sobre los efectos que, en este caso en concreto, produjo el terremoto de Andalucía de 25 de diciembre de 1884: un gran número de poblaciones se vieron afectadas por deslizamientos y desprendimientos, hecho que, unido a la propia destrucción por la sacudida en viviendas, contribuyó de forma notable a aumentar el carácter destructivo del terremoto.

Se nos presenta, pues, la actividad sísmica como un factor altamente importante en el seguimiento de las tendencias erosivas en zonas geodinámicamente activas.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi compañero Francisco Javier Gracia la crítica y las numerosas sugerencias aportadas al presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ARCHE, A. (1983): *Relaciones entre sedimentología y tectónica*. Curso de Sedimentología. C. S. I. C.
- BULL, W. B. (1977): "The alluvial fan environments". *Prog. Phys. Geogr.* 1 (2). Págs. 222-270.
- BURGGRAF, D. R., y VONDRA, C. F. (1982): "Rift Valley facies and paleoenvironments: an example from the East Africa Rift System of Kenya and Southern Ethiopia". *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 42. Págs. 43-73.
- DIETZ, R. S. (1972): "Geosynclines, mountains and Continent building". *Scientific American*, 226 (3). Págs. 30-33.
- DOTT, R. H., y BATTEN, R. L. (1981): *Evolution of the Earth*. Ed. McGraw-Hill.
- GASS, I. G., y MASSON-SMITH, D. T. (1963): "The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus", *Philosophical Transactions of the Royal Society*. Londres, A255. Págs. 417-467.
- HARE, P. W., y GARDNER, T. W. (1984): "Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Península, Costa Rica". En *Tectonic Geomorphology*. Ed. Allen & Unwin. Págs. 75-104.
- KIGMA, J. T. (1958): "Possible origin of piercement structures, local inconformities, and secondary basins in the eastern geosynclines". *New Zeland Jour. Geol. Geophys.*, 1. Págs. 209-274.
- MORNER, N. A.; ADAMS, J., y BARTOLINI, C. (Eds.) (1988): *Bulletin of the INQUA Neotectonics Commission*, 11.
- OBERLANDER, T. (1965): "The Zagros Streams". *Syracuse Geographical Series*, 1. Syracuse University Press.
- OLLIER, C. D. (1981): *Tectonics and Landforms*. Ed. Longman.
- PHILIP, H., y CISTERNAS, A. (1986): "El terremoto de El Asnam del 10 de octubre de 1980". En *El Mecanismo de los Terremotos y Tectónica*. Udías, Muñoz y Buform, Eds. Págs. 175-196.

- ROCKWELL, T. K.; KELLER, E. A., y JOHNSON, D. L. (1984): "Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California". En *Tectonic Geomorphology*. Ed. Allen & Unwin. Págs. 183-207.
- SCHUMM, S. A. (1986): "Alluvial River Response to Active Tectonics". En *Active Tectonics*. Ed. National Academy Press. Págs. 80-94.
- SELBY, M. J. (1985): *Earth's changing surface*. Ed. Clarendon Press.
- SIMÓN, J. L. (1986): *Neotectónica*. Curso de doctorado. Universidad de Zaragoza.
- SMET, M. E. M. (1984): *Investigations on the Crevillente fault zone and its role in the tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Tesis. Univ. Amsterdam.
- SORIA, J. M., y DURÁN, J. J. (1988): "Sedimentación en Cueva Horá (Sierra Harana, Granada)". *Implicaciones neotectónicas y significado regional*. Comunicaciones II Congreso Geológico de España. Vol. 1. Págs. 407-410.
- SORIA RODRIGUEZ, F. J., *et al.* (1988): "Deformaciones recientes en el extremo nororiental de la Cuenca de Baza (Cordilleras Béticas)". *Geogaceta* 5, págs. 59-61.
- STRAHLER, A. N. (1986): *Geografía física*. Ed. Omega.
- TRICART, J. (1968): *Structural Geomorphology*. Ed. Longman. (Traducido por S. H. Beaver y E. Derbyshire, 1974.)
- U. S. Geophysics Study Committee... (1986): *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington.
- VEGAS, R., y SURINACH, E. (1987): "Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia". *Geogaceta*, 2, págs. 40-42.
- WALLACE, R. E. (1977): "Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada". *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, págs. 1267-1281.

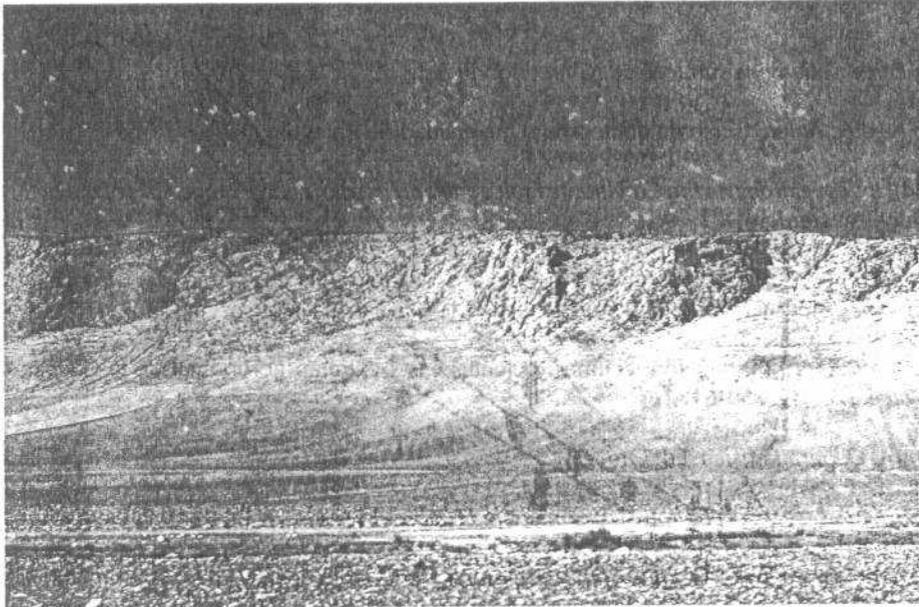


Foto 1. Sistema de glaciés asociados a un borde de cuenca tectónicamente activa. Terminación oriental de Sierra Harana (Cordilleras Béticas). Los escarpes de donde arrancan los glaciés son el reflejo de fracturas que han funcionado durante el Pleistoceno Superior. (Foto J. M. Soria.)

Plate 1. Glacis system associated to an active tectonic basin margin, Eastern termination of Sierra Harana (Betics Cordilleras). The glacis starts from the scarp roots zone that reflects the fault activity during the Upper Pleistocene. (Photo J. M. Soria.)

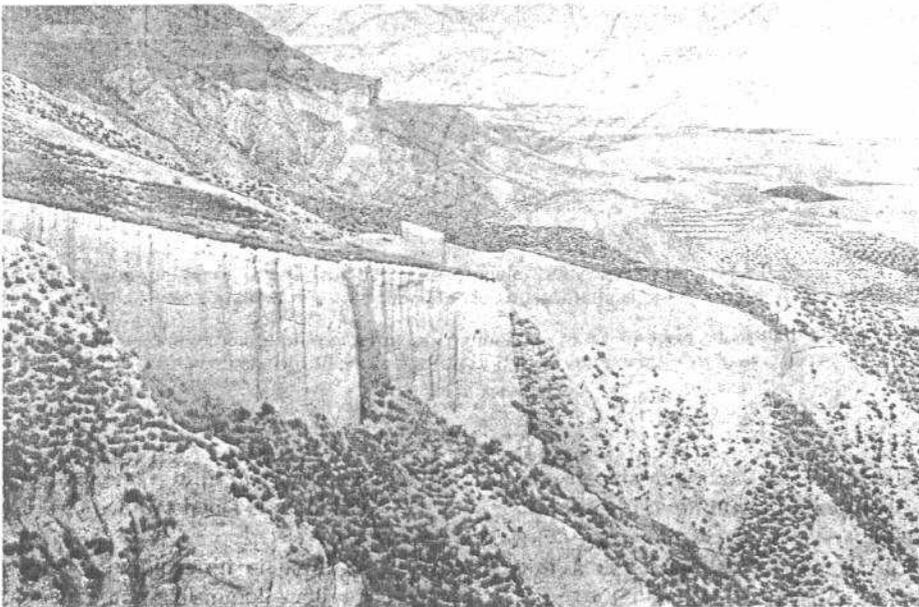


Foto 2. Glaciés del Pleistoceno Superior-Holoceno fuertemente incididos por la red fluvial como reflejo del levantamiento reciente del sector. Cuenca de Guadix, Alicún de Ortega. (Foto J. M. Soria.)

Plate 2. Glacis of Upper Pleistocene-Holocene age with a fluvial network deeply entrenched as result of recent uplifting of the area Basin o Guadix, Alicún de Ortega. (Photo J. M. Soria.)



Foto 3. Sistemas de abanicos de arena en la zona del río de Padul, a la poca tectónica. (Foto) M. Soria. =====

Photo 3. Alluvial fan systems in the M. zone in the aridum of Padul (Granada). (Photo) M. Soria.

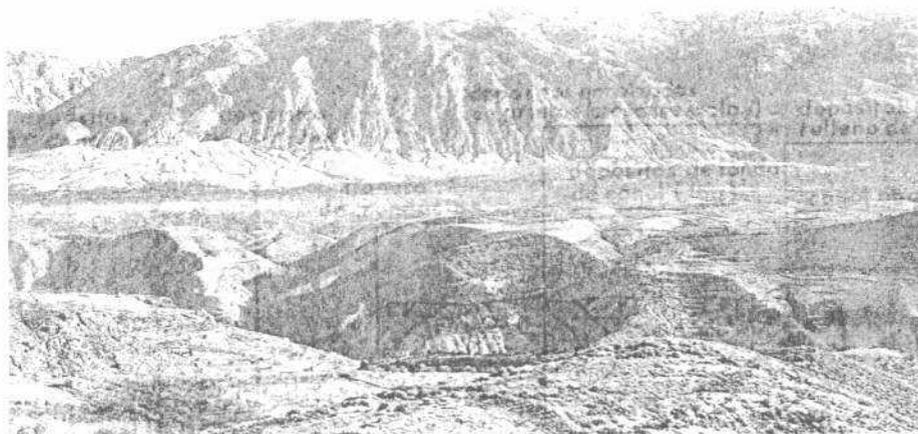


Foto 4. Panorámica de la zona tectónica del Padul, donde se observa la falla de Nigüelas y sus abanicos aluviales asociados. Nótese los relieves fuertemente erosionados en el lado levantado de la falla. En última término, Sierra Nevada. (Foto) M. Soria. =====

Photo 4. Panoramic view of the graben Padul, where Nigüelas fault and its associated alluvial fans can be observed. See specially the eroded relieves of the upthrust block, Sierra Nevada. (Photo) M. Soria.

AVENIDAS Y PROCESOS DE EROSION Y SEDIMENTACION

J. del VAL

I. EL SISTEMA DE EROSION-SEDIMENTACION FLUVIAL

El estudio de la dinámica actual de los ríos, de forma genérica, queda plenamente justificado por su significado e importancia en el paisaje y en la producción de formas fluviales características. Los ríos y canales transportan una carga de sedimentos, parte de la cual es depositada a lo largo del sistema fluvial y, además, crean una erosión de carácter lineal.

En segundo lugar, los sistemas fluviales tienen una importante relación con muchos otros dominios o procesos geomorfológicos. Ejemplos de esta relación son los ríos situados en márgenes de glaciares, el suministro de material a los ríos por procesos eólicos, su influencia en procesos de evolución de vertientes y estabilidad de laderas, su estrecha asociación en procesos litorales (formación de deltas, estuarios, etc.). Por ello la descripción y el conocimiento de las cuencas de drenaje, como unidad geomorfológica fundamental, es de evidente interés.

De cara a los estudios de erosión y erosión-sedimentación, los ríos proporcionan la oportunidad de estimar el valor de la erosión del territorio en el presente, ya que las medidas de concentración de sedimentos pueden ser combinadas con medidas del caudal y conocer el peso de los sedimentos evacuados a lo largo del tiempo. Conociendo además el área de drenaje y estimando la densidad del material se puede deducir un valor de la erosión para la cuenca fluvial. Otra posibilidad es a través del cálculo de volumen de material sedimentado en los embalses.

Por otra parte, el estudio de la dinámica y características de los sistemas fluviales actuales es imprescindible para el conocimiento de las series fluviales antiguas, de las que existe un considerable registro sedimentario, de gran interés tanto desde el punto de vista científico como económico.

Finalmente, hay que establecer la importancia de los ríos desde el punto de vista de utilización por el hombre: el abastecimiento de agua y energía, el transporte y la navegación, la pesca y los usos recreativos, así como el tradicional

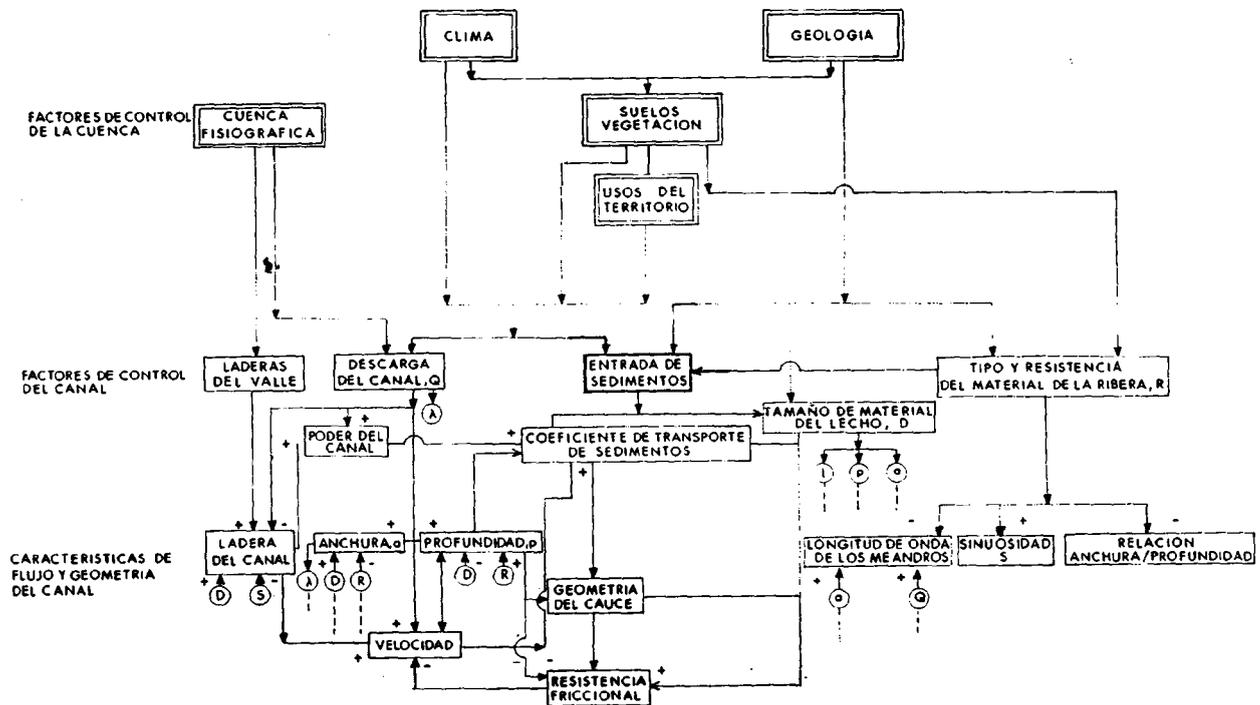
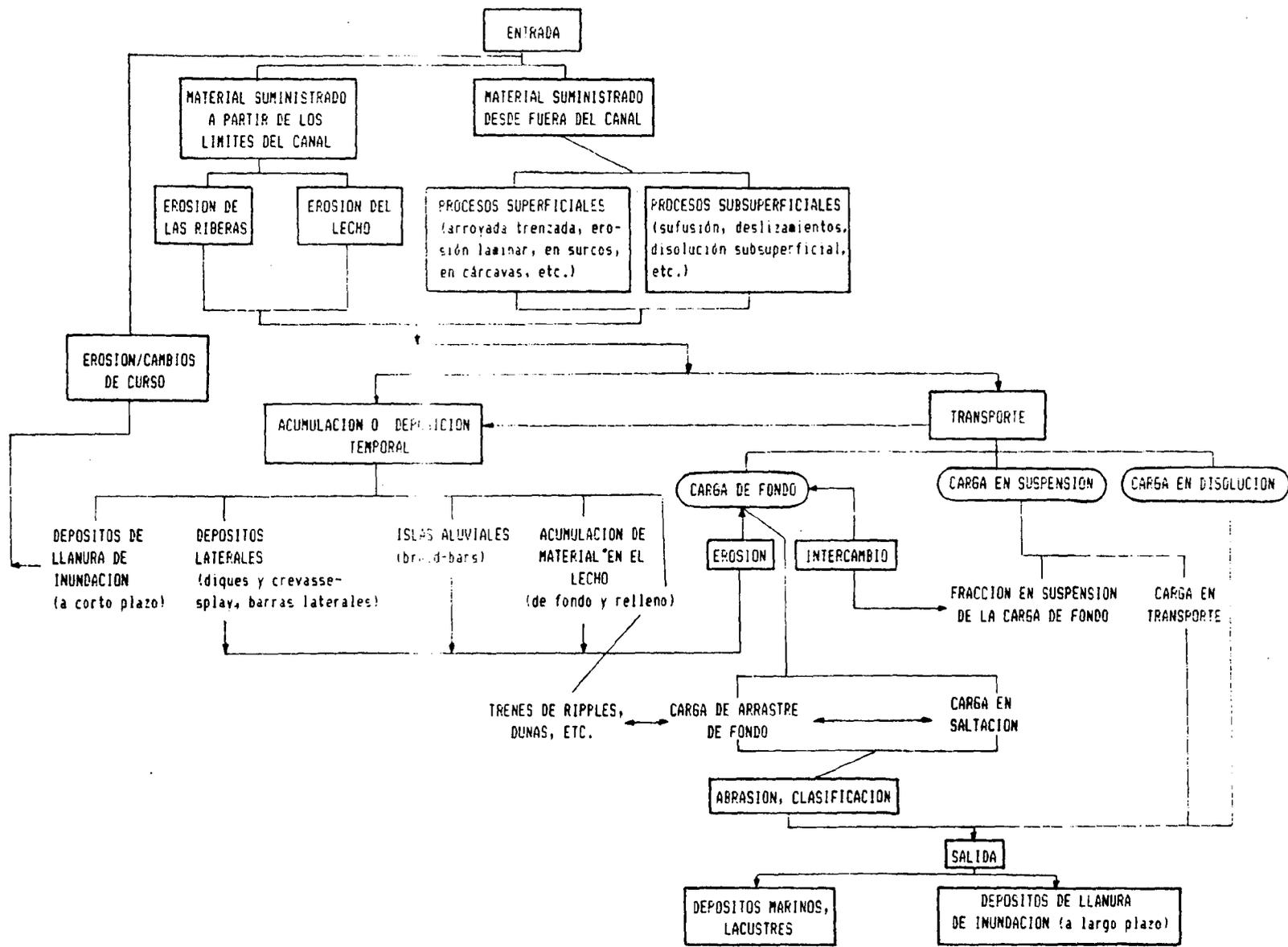


Figura 1. Interrelaciones en el sistema fluvial. Las relaciones directas se indican con + y las inversas con -. Las flechas indican la dirección de influencia. λ = longitud de onda de los meandros; Q = caudal; R = % de limo-arcilla en las márgenes del canal; l = gradiente del canal; p = profundidad del canal; a = anchura del canal; D = tamaño del material del lecho; S = sinuosidad del canal. (Según KNIGHTON, 1984).

Figure 1. Interrelationships in the fluvial system. Direct relationships are indicated by +, inverse ones by -. Arrows indicate the direction of influence. λ = meander wavelength; Q = stream discharge; R = per cent silt-clay in channel banks; l = channel gradient; p = mean depth; a = width; D = bed material size; S = channel sinuosity. (After KNIGHTON, 1984).

Figura 2. Diagrama esquemático del movimiento de sedimentos en el sistema fluvial a través de el según KNIGHTON, 1984.
Figure 2. Schematic diagram of sediment movement in and through the fluvial system (after KNIGHTON, 1984).





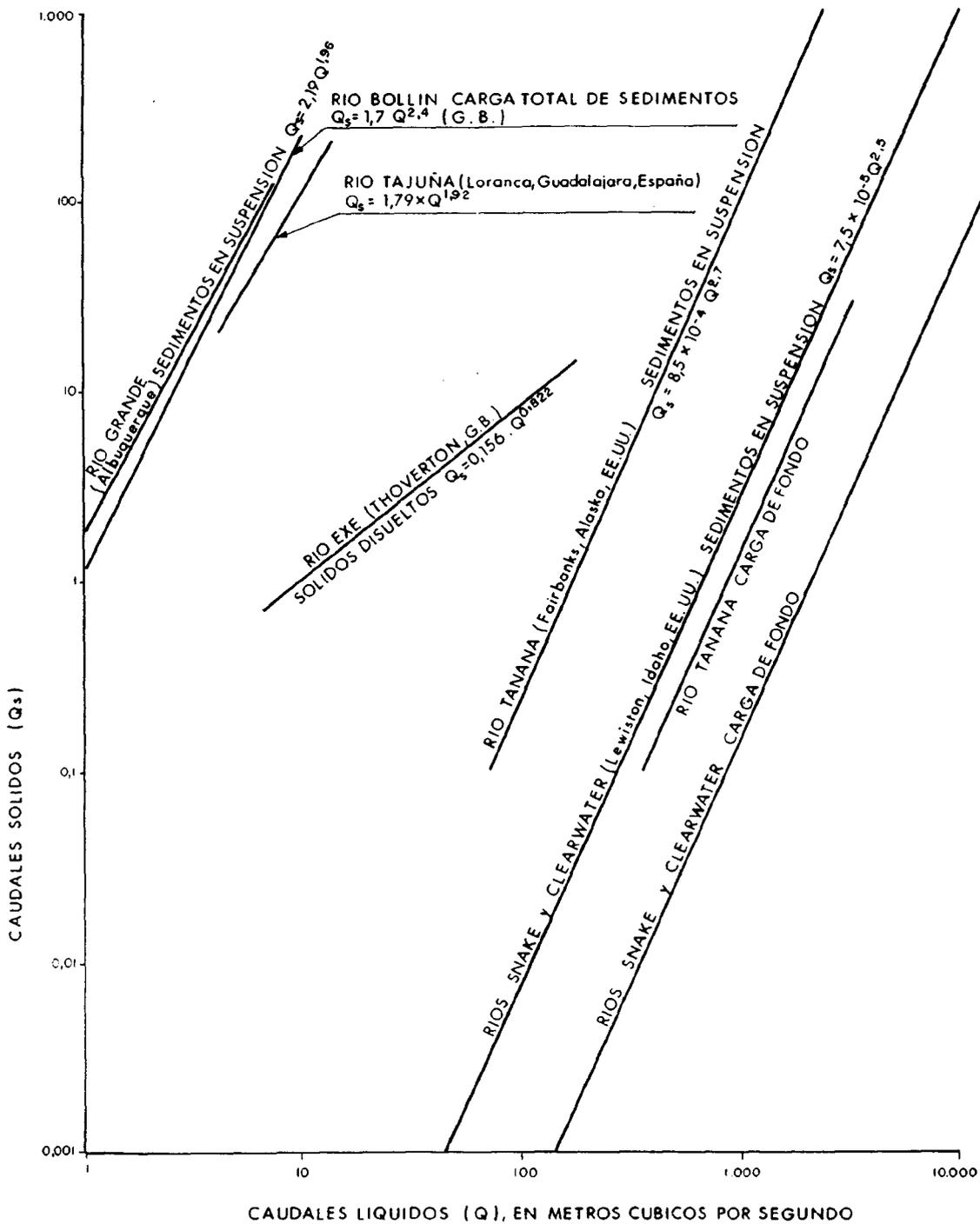


Figura 3. Relación entre caudales líquidos (en metros cúbicos por segundo) y carga de sedimentos para varios ríos. Los caudales sólidos de los ríos Grande, Bollin, Tajuña y Eje, están expresados en toneladas por día. En el resto, están expresados en miles de toneladas por día. Los datos están tomados de NORDS y BÄCKSTRÖM (1965); TISK COMBETH (1971); ESKIN (1987); WATSON (1984); EMMETT (1984).

Figure 3. Relationship between discharge (in cubic meters per second) and sediment load for different rivers. Sediment load of the rivers Grande, Bollin, Tajuña y Eje are expressed in tons per day. Sediment load for the Tanana river and Snake and Clearwater rivers, in thousands of tons per day. Sources: NORDS and BÄCKSTRÖM (1965); TISK COMBETH (1971); ESKIN (1987); WATSON (1984); EMMETT (1984).

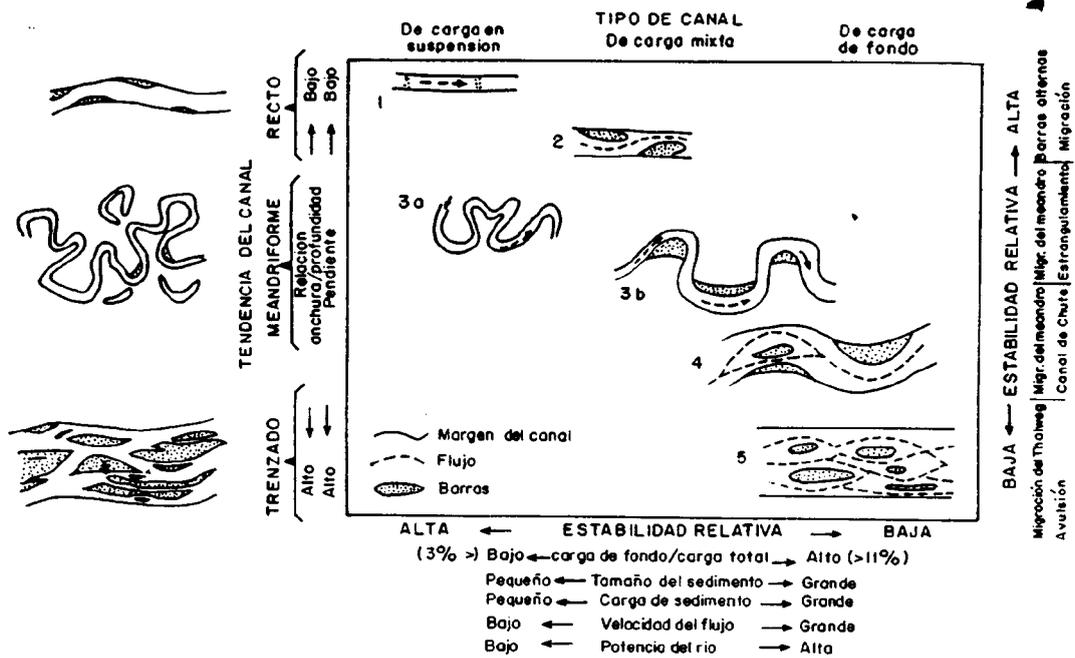


Figura 4. Clasificación de los canales basada en el modelo y tipo de carga de sedimentos (según SCHUMM 1981).

Figure 4. Channels classification based on the model and type of sediment load (after SCHUMM, 1981).

La producción de sedimentos dentro de una cuenca fluvial y el transporte de los mismos a través del sistema de canales guardan una cierta relación entre sí. Esta relación varía en función de las características geomorfológicas y dinámicas de la cuenca y, de forma muy notable, con el caudal evacuado y el tamaño del área drenada. Como ya se

ha visto, existe una relación de tipo exponencial entre la carga de sedimentos y el caudal líquido. Pero además se puede decir, de una forma general, que con el aumento de la superficie de cuenca considerada, para condiciones similares, disminuye la relación carga de sedimentos/unidad de área, debido a la acumulación de sedimentos —ya sea

AMBIENTES FLUVIALES

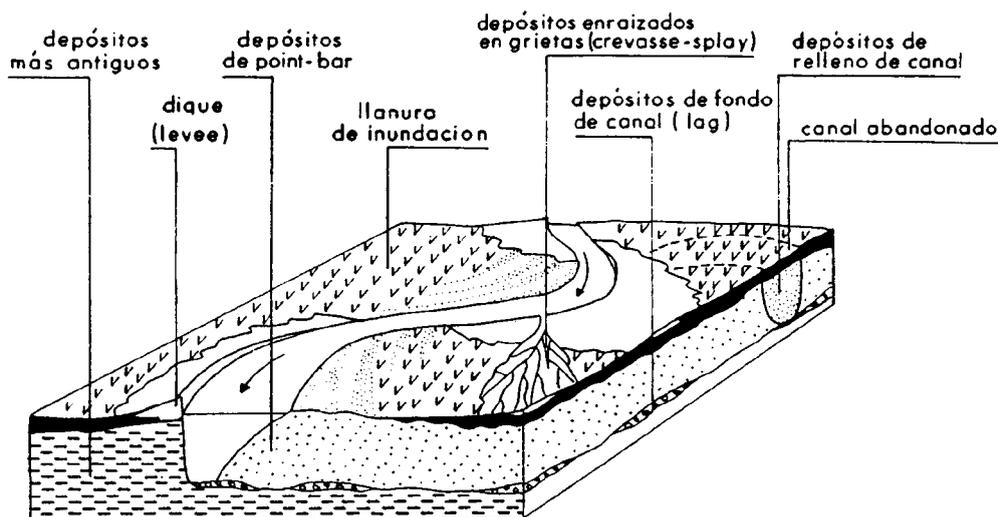


Figura 5. Esquema de localización de distintos tipos de sedimentos fluviales (según AUBS, 1965).

Figure 5. Schematic illustration of fluvial sediments placing (after AUBS, 1965).

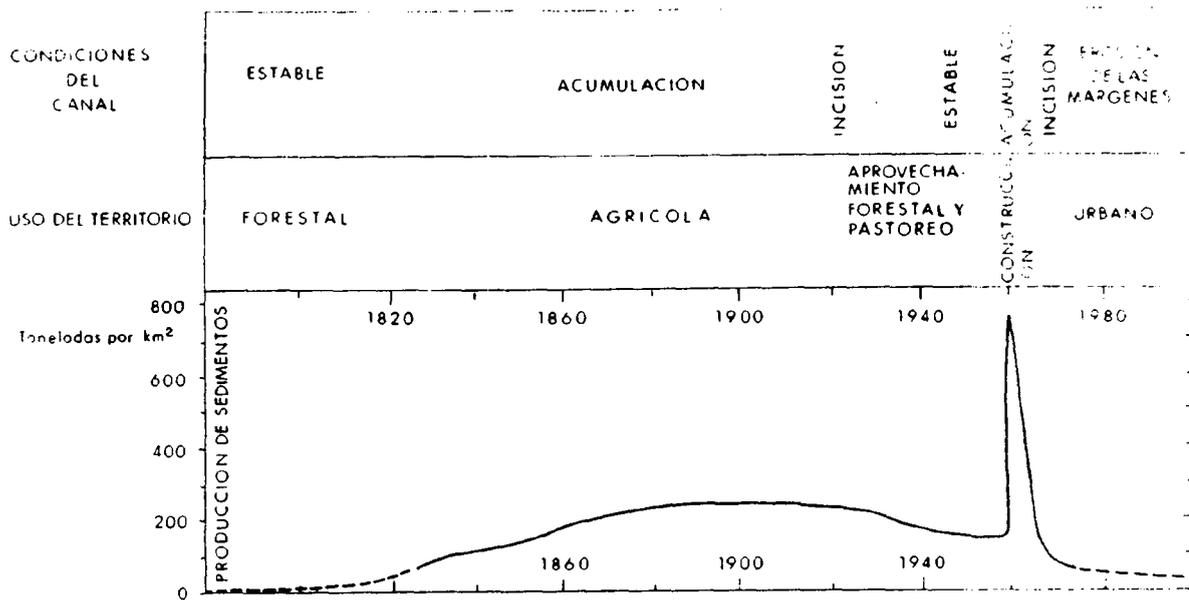


Figura 5. Relación entre la producción de sedimentos y cambio del uso de la tierra a lo largo del tiempo en la región de estudio en Mayagüez, Puerto Rico (ver centro de Estudios de aguas, 1989, p. 104).

temporal o a largo plazo. La tala de la zona recomendada no es el fenómeno del canal en zonas con una capacidad de almacenamiento de sedimentos colapsados, como de la cuenca de estudio.

Por último, el uso antrópico de la cuenca es un factor que modifica de gran medida tanto las condiciones del canal como la producción de sedimentos, incluso para periodos de tiempo relativamente cortos o muy cortos (fig. 6).

II. LAS AVENIDAS EN EL CONTEXTO DEL SISTEMA FLUVIAL

Una avenida es un episodio de flujo de agua que excede la capacidad de aporte de agua que supera su capacidad de almacenamiento, desague o infiltración. Como consecuencia, se origina una subida de las aguas en el canal, provocando desbordar las márgenes y ocupar las áreas adyacentes (Meybeck-Gosw., 1988). Estos episodios constituyen un fenómeno natural ligado a la dinámica fluvial, en los que el río amplía un cauce más amplio para almacenaje del exceso de agua, incrementados en momentos de flujos altos (Gosw., 1985). Por tanto, las avenidas forman parte de la dinámica de las cuencas fluviales, dando lugar a una modificación más o menos compleja del sistema a la modificación relativamente rápida de una de las variables que lo controlan. Normalmente es el exceso de precipitación la causa de la mayor parte de las avenidas, pero la modificación de otras variables del sistema (vegetación, usos del territorio, etc.) puede contribuir también en el desarrollo y características de la avenida.

En la cuenca de estudio, la mayor parte de las avenidas se producen en los meses de invierno, cuando las precipitaciones son más abundantes.

Las características de las avenidas de un sistema fluvial dependen de la litología y tectónica de la zona, la estructura

Figura 6. Relación entre la producción de sedimentos y cambio del uso de la tierra a lo largo del tiempo en la región de estudio en Mayagüez, Puerto Rico (ver centro de Estudios de aguas, 1989, p. 104).

de las cuencas, el tipo de vegetación, etc. (Meybeck-Gosw., 1988). El tipo de vegetación de la zona puede proporcionar suficiente protección al suelo ante la erosión. Existen otros factores que también influyen en el desarrollo de la avenida, como el brusco incremento de escorrentía superficial, ya sea tanto de la producción de la actividad agrícola de la zona y liberación brusca de aguas embalsadas, ya sea por causas naturales o antrópicas.

Los cambios que dan lugar a una avenida pueden ser el resultado de la escorrentía de la escorrentía superficial, ya sea por causas naturales o antrópicas, o por causas naturales o antrópicas.

El higrgrama de la crecida se caracteriza por una curva ascendente o curva de concentración, en la que se produce el incremento de caudales, consecuencia de la acumulación por una rama descendente o curva de demora, en la que se produce la escorrentía del agua acumulada en el sistema de la precipitación. Ambas quedan separadas por la avenida o caudal punta (fig. 7). La forma de la avenida depende de la duración o intensidad de la precipitación, su distribución espacial y temporal, las características físicas y condiciones de los suelos de la zona, el tipo de precipitación y de la red de drenaje y geomorfología de la cuenca (fig. 8).

En las avenidas, la lamina de inundación se genera de forma total o parcialmente, en el fondo del canal, en la zona de la crecida, ya que el cauce que es construido por el agua que se acumula en la cuenca (este suceso es más común en las zonas urbanas) se construye y se destruye, ya que el agua que se acumula en la cuenca se construye y se destruye.

Figura 7. Relación entre la producción de sedimentos y cambio del uso de la tierra a lo largo del tiempo en la región de estudio en Mayagüez, Puerto Rico (ver centro de Estudios de aguas, 1989, p. 104).

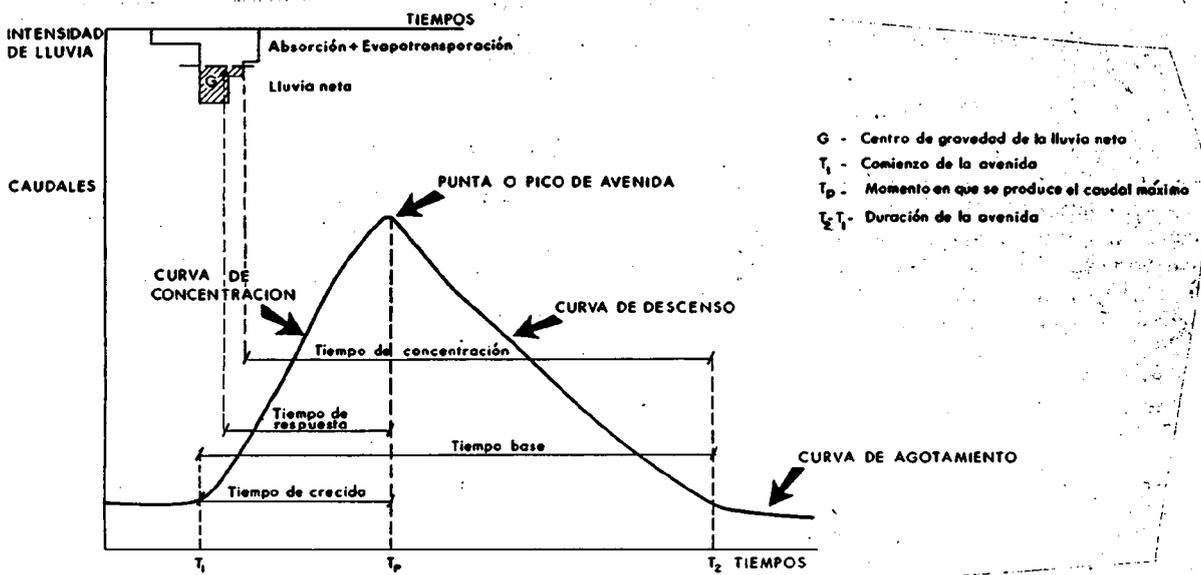


Figura 7. Hidrograma de avenida.

Figure 7. Flood hydrograme.

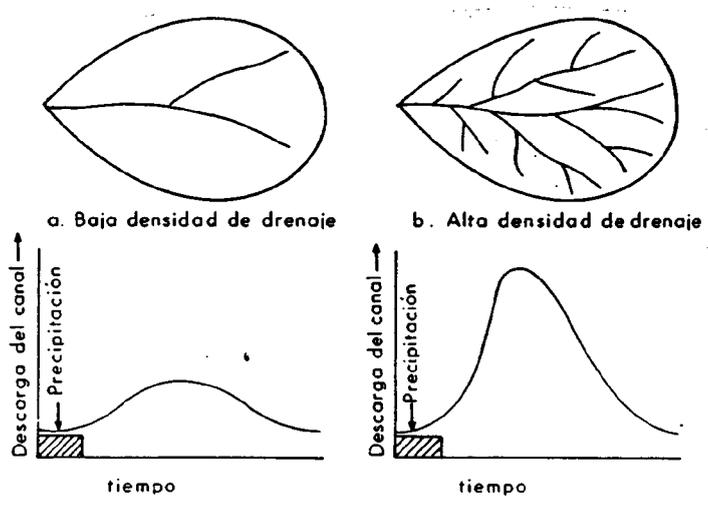
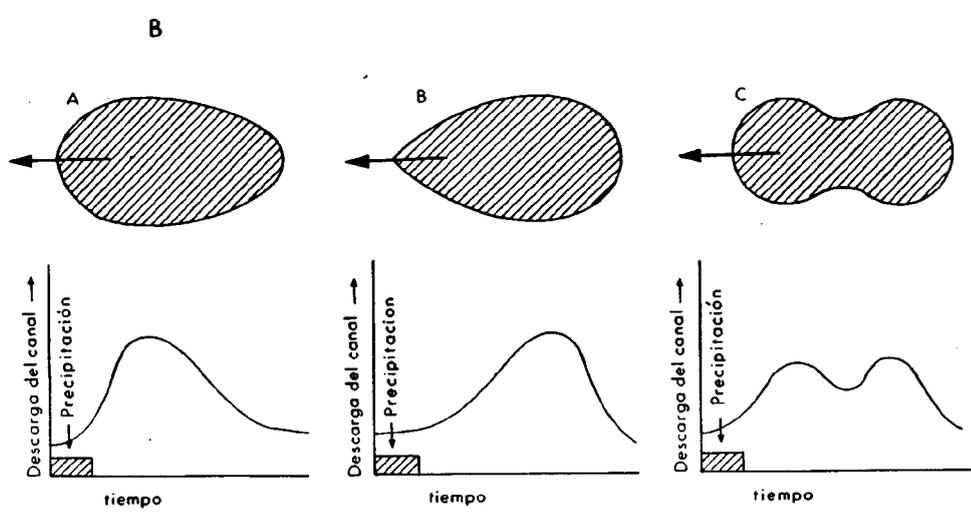


Figura 8. A: Relación entre hidrogramas y densidad de drenaje. B: Relación entre forma de la cuenca e hidrogramas. (Según INGLE y STOPP, 1978).

Figure 8. A: Relationship between hidrogrames and drainage density. B: Relationship between basin shape and hidrogrames. (After INGLE and STOPP, 1978).



Existen dos modelos o categorías principales de avenidas (MARTÍNEZ GOYTRE *et al.*, 1987):

- a) Avenidas permanentes, continuas o de desbordamiento.
- b) Avenidas transitorias, discontinuas o momentáneas.

Las primeras son típicas de las riberas de los grandes ríos (Mississippi, Nilo, Po, Ganges, Amarillo, Ebro, etc.) presentando una alta probabilidad de recurrencia (periodo de retorno bajo) y están relacionadas principalmente con las características de la cuenca. Las segundas están controladas sobre todo por factores climáticos y presentan una probabilidad de recurrencias relativamente pequeña (periodo de retorno alto). Son típicas de zonas mediterráneas, como la orla oriental y suboriental de la Península Ibérica, donde se pueden producir fuertes precipitaciones concentradas en pocos días.

Durante los periodos de avenida, los procesos de erosión y transporte se aceleran de forma considerable debido en parte al aumento del caudal y de la velocidad del agua. Los cambios geomorfológicos que se generan, dependiendo de las características climáticas, antrópicas, etc., pueden ser desde muy pequeños o prácticamente insignificantes hasta de gran importancia y duración, como ocurre en el caso de las regiones áridas y semiáridas.

Los parámetros que controlan las características de las avenidas son, en definitiva, los que caracterizan a la cuenca hidrográfica: clima, geología, suelos, vegetación, usos del territorio, etc. Estos se presentan interrelacionados y aparecen otros derivados de ellos, pudiendo incluso, en cierta manera, jerarquizarse (fig. 9).

La morfología de los cauces, su situación relativa en el conjunto de la cuenca y el mayor o menor desarrollo de su llanura de inundación pueden dar respuestas muy variadas frente a similares incrementos de caudal (fig. 10).

III. LAS AVENIDAS EN ESPAÑA

España es un país que presenta una problemática de particular envergadura en la referente a avenidas, existiendo numerosas referencias históricas y actuales. Del río Guadalquivir, a su paso por Sevilla, se conocen referencias de inundaciones desde el siglo XII y entre 1403 y 1877 se registraron 89 grandes riadas. Del río Guadalmedina, a su paso por Málaga, se conocen 49 entre los años 1528 y 1983 (MARTÍNEZ GOYTRE *et al.*, 1987; DURÁN y LAMAS, 1985). Las últimas inundaciones importantes en la Península Ibérica ocurrieron en Valencia, Alicante y Murcia, así como en la vertiente meridional de los Pirineos en otoño de 1982; en el País Vasco a finales del verano de 1982 y, de nuevo, en Valencia, Alicante y Murcia en otoño de 1986.

La Dirección General de Obras Hidráulicas organismo del M. O. P. U., a partir de las inundaciones de 1982 y 1983, elaboró un informe general sobre las inundaciones en España. En este informe se realizó un inventario de unos 1.400 puntos conflictivos o puntos negros de toda España, agrupados por cuencas hidrográficas y clasificados en cuatro categorías en función de la probabilidad de ocurrencia de la avenida y de la gravedad de los daños previsibles. Aunque están dispuestos por toda la geografía, están mucho más concentrados en las regiones litorales por tres razones fundamentales:

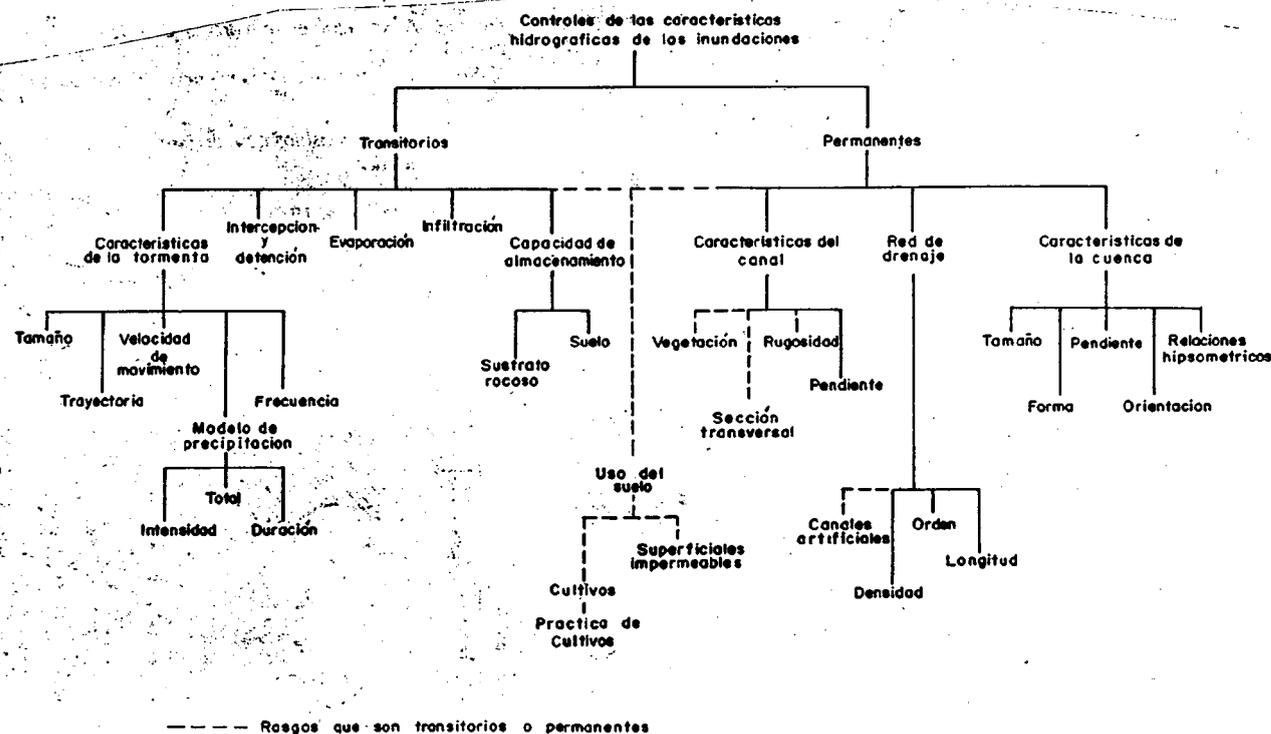


Figura 9. Relaciones entre los elementos de la cuenca de drenaje (según RODDA, 1969 en GARZON, 1985).

Figure 9. Relationships between the elements of drainage basin (after RODDA, 1969 in GARZON, 1985).

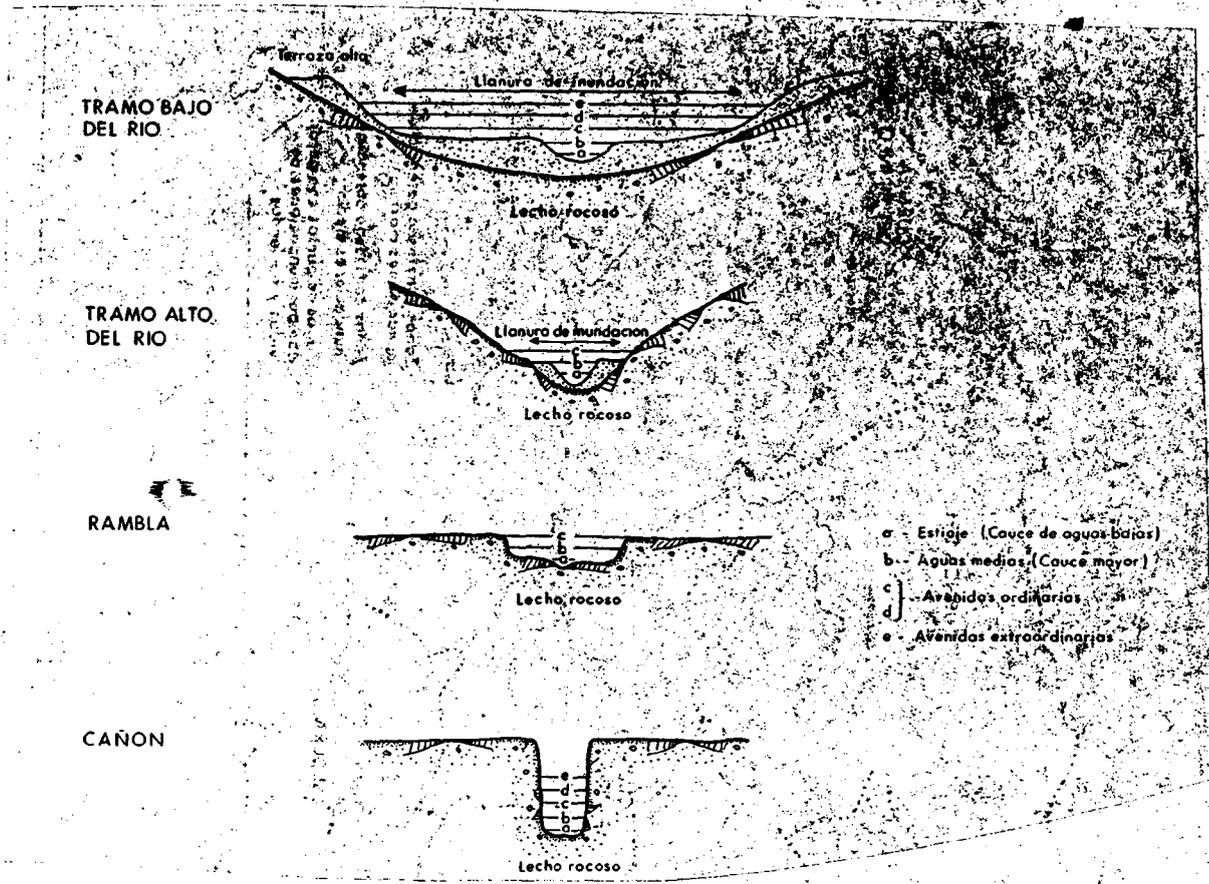


Figura 10. Morfología de secciones de cauces y respuesta para diferentes niveles de crecidas.

Figure 10. Channels sections morphology and response for different freshets levels.

- a) los caudales de los ríos son tanto mayores cuanto más cerca se encuentran de su desembocadura;
- b) se producen las más densas concentraciones de población;
- c) la existencia de numerosas cadenas, subparalelas y muy próximas a la costa, que dan lugar a ríos cortos y de muy fuerte pendiente.

Las causas analizadas de inundaciones en España corresponden, fundamentalmente, a seis tipos: avenidas; temporales ciclónicas; acciones del mar; obstrucciones en los cauces; efectos de presas y embalses y, por último, insuficiencia de drenaje. En este informe se estudian, también, los sistemas de evaluación de daños y las alternativas de actuación. Se complementa con una serie de Anejos, entre los que destaca una revisión bibliográfica, con los trabajos considerados como más importantes publicados en todo el mundo entre 1965 y 1983 (en inglés, español y francés) de diferentes aspectos de la problemática de las avenidas. También son de gran interés el mapa de precipitaciones máximas en un día (período 1961-1982) y el mapa de puntos conflictivos por inundaciones, que cubren toda España a escala 1:1.000.000 (D. G. O. H., 1983, 1984).

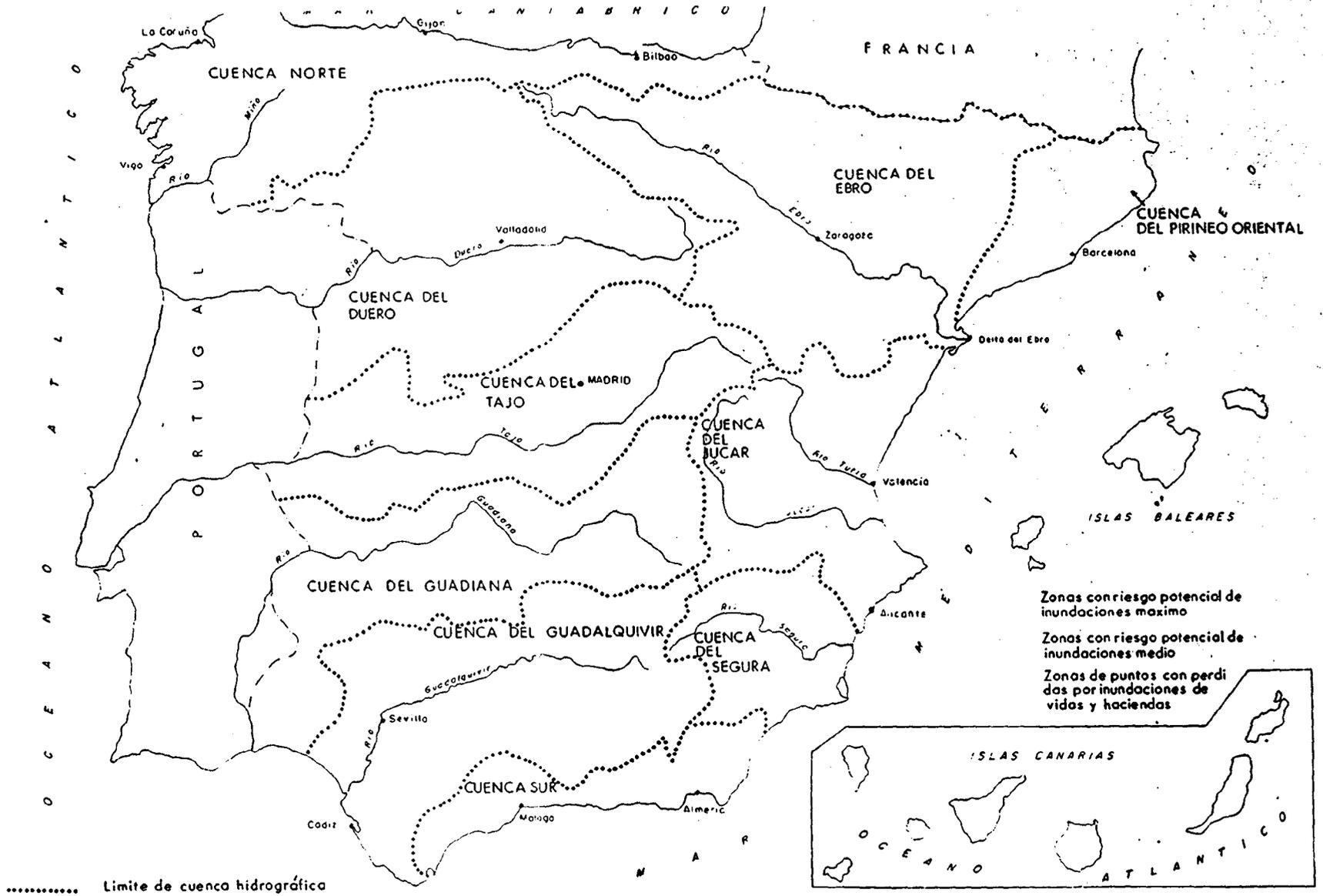
Analizando este último mapa se pueden observar varios grupos o tipos de inundaciones, según su situación geográfica

y relación con la tipología y dinámica fluvial (fig. 11) (MARTÍNEZ COYTRE *et al.*, 1987):

- a) En el litoral cantábrico se presentan valles que, en general, suelen ser cortos, estrechos y de fuerte pendiente, lo que implica que con pequeños aumentos del nivel de los ríos se produzcan grandes pérdidas al estar las poblaciones muy cerca de los cauces.
- b) En la zona levantina y sureste español, las inundaciones están caracterizadas por intensas precipitaciones, funcionando ramblas y arroyos que están secos la mayor parte del año. En los grandes ríos (Júcar, Segura) se producen importantes avenidas con notables daños por la ocupación de la llanura de inundación, las características geomorfológicas de algunos tramos (por ejemplo, sobreelevación del cauce sobre su llanura de inundación en el río Júcar) y el efecto negativo de ciertas estructuras humanas (principalmente carreteras y puentes de trazado o diseño incorrecto).
- c) En el sur de los Pirineos la mayoría de las avenidas se producen también relacionadas con intensas precipitaciones al estar los grandes ríos bien regulados (Cinca, Ter, Llobregat, Segre, Gállego, etc); normalmente los efectos se sienten de manera importante sólo en las zonas de cabecera, aunque con lluvias excepcionales se pueden manifestar aguas abajo.

Figura 11. Mapa de España de zonas con riesgo potencial de inundación y de puntos conflictivos (basado en Acuña, 1986).

Figure 11. Map showing flooding risk areas and critical locations in Spain (modified from Acuña, 1986).



- d) En los ríos más importantes de la Península (Tajo, Ebro, Duero, Guadalquivir) se dan avenidas con bajo período de retorno (alta frecuencia), aunque la alta regulación existente en ellos—embalses, malecones, canalizaciones— hace que tengan relativamente poca importancia, aunque pueden llegar a afectar a las poblaciones ribereñas.
- e) En las Canarias se conoce, al menos, un punto conflictivo de máxima categoría en cada isla. Se trata de ramblas o barrancos secos la mayor parte del año que funcionan en períodos de grandes precipitaciones. La urbanización en cauces y en conos de deyección próximos al litoral puede traer importantes consecuencias en el aspecto de los daños producidos.

Las fuertes precipitaciones que se suelen producir, durante los meses de otoño, en la costa mediterránea, son debidas a varias circunstancias. Por una parte, el Mediterráneo, recalentado durante el verano, presenta un grueso colchón de vapor de agua. Si se producen vientos del Este, resultado de bajas presiones en el Norte de África, empujarán la masa de aire cargada de vapor de agua contra la costa mediterránea. Allí, esta masa de aire se encuentra con una importante barrera montañosa (Cadenas Costero-Catalanas, Cordilleras Ibérica y Béticas) que envía el aire hacia arriba. Muchas veces existe una fuerte depresión atmosférica en altura, llamada "gota fría", que succiona el aire cargado en vapor de agua, acelerando su enfriamiento y, por tanto, la condensación de ese vapor, dando lugar a precipitaciones de carácter torrencial. No es necesaria, evidentemente, la presencia de la "gota fría" para que ocurran estas intensas precipitaciones, ya que al situarse el aire cargado de vapor de agua contra los sistemas montañosos subparalelos a la costa, se propicia la evolución atmosférica hacia una situación de depresión. Las células convectivas, con fuertes corrientes ascendentes de componente vertical, se localizan de acuerdo con las vías de penetración del aire húmedo y de la topografía de las primeras estribaciones de las elevaciones montañosas. Como las cuencas mediterráneas españolas son, en general, de poca longitud y gran pendiente, el efecto orográfico puede ser el elemento disparador de dicha corriente, ayudado por un chorro atmosférico frío que contribuye al gran desarrollo vertical de las masas nubosas (MIRO-GRANADA, 1984).

Por otra parte, la mayoría de las cuencas mediterráneas de España presentan un fuerte gradiente de relieve: se acentúa la esorrentía y los procesos de erosión. Además, en zonas de tectónica actual o subactual, circunstancia especialmente importante en las cordilleras Béticas, se han generado sedimentos poco coherentes o consolidados, lo que favorece aún más los procesos de erosión y de incrementos de caudal sólidos a los ríos.

IV. EROSION Y PROBLEMAS DE INESTABILIDAD DE LADERAS EN AVENIDAS

Los movimientos de laderas son movimientos gravitacionales de materiales, bien sean roca, suelo o ambos, que son debidos a las variaciones de las condiciones de estabilidad de

taludes, dando lugar a fenómenos de reajuste en los mismos que provocan el movimiento.

Se pueden establecer cuatro grandes grupos de movimientos de laderas (FERRER, 1988):

1. Los flujos son movimientos de masas, más o menos rápidos, característicos de materiales sin cohesión. Los materiales involucrados actúan, temporalmente, como un fluido, sufriendo una deformación continua y sin presentar superficies de rotura definidas, pudiendo involucrar a suelos o rocas blandas (coladas de barro), derrubios (coladas de derrubios) o fragmentos de roca (coladas de roca) (fig. 12).

Dentro de estos movimientos se suelen incluir a la reptación y a la solifluxión.

2. Las avalanchas son movimientos muy rápidos de una masa, fragmentos de roca o derrubios que descienden de una ladera o caen de un escarpe, pudiendo ir acompañados de hielo y nieve. Mientras que las avalanchas de derrubios están formadas por fragmentos de material incoherente, con abundantes finos y generalmente, con alta humedad, las avalanchas de roca son fragmentos rocosos, generalmente resultado de anteriores deslizamientos o desprendimientos, que no obstante se desplazan en conjunto durante el movimiento (fig. 13).
3. Los desprendimientos son caídas de bloques de material de un talud, individualizados por planos de rotura, con caída libre al menos en parte de su recorrido. Los planos de rotura suelen ser superficies de anisotropía del conjunto rocoso, ya sean superficies de estratificación, diaclasas o cualquier otra discontinuidad preexistente, así como por erosión del pie del talud, erosión diferencial en taludes por presencia de litologías con marcadas diferencias mecánicas o incluso por grietas de desecación o tracción en materiales sin anisotropías previas (fig. 14).
4. Los deslizamientos son movimientos gravitacionales de masas de roca o suelo que deslizan sobre una o varias superficies de rotura más o menos netas, al superarse la resistencia al corte en estos planos. Estos movimientos se presentan en una gran variedad de materiales. En los deslizamientos translacionales, la rotura ocurre a favor de planos de debilidad con dirección aproximadamente paralela a la superficie del talud e inclinación menor o igual que la cara del mismo. Estos planos de debilidad suelen corresponderse con superficies de discontinuidad estructural o de contacto entre dos materiales de diferente competencia y son relativamente poco profundos (fig. 15). En los deslizamientos rotacionales la rotura se manifiesta a través de superficies curvas, pudiendo tratarse de roturas simples o únicas, o bien múltiples, en donde los deslizamientos van englobándose o sucediéndose (fig. 16). Las roturas pueden ser de muy superficiales a profundas.

Los movimientos de laderas son debidos a la confluencia de factores intrínsecos y factores externos al propio material

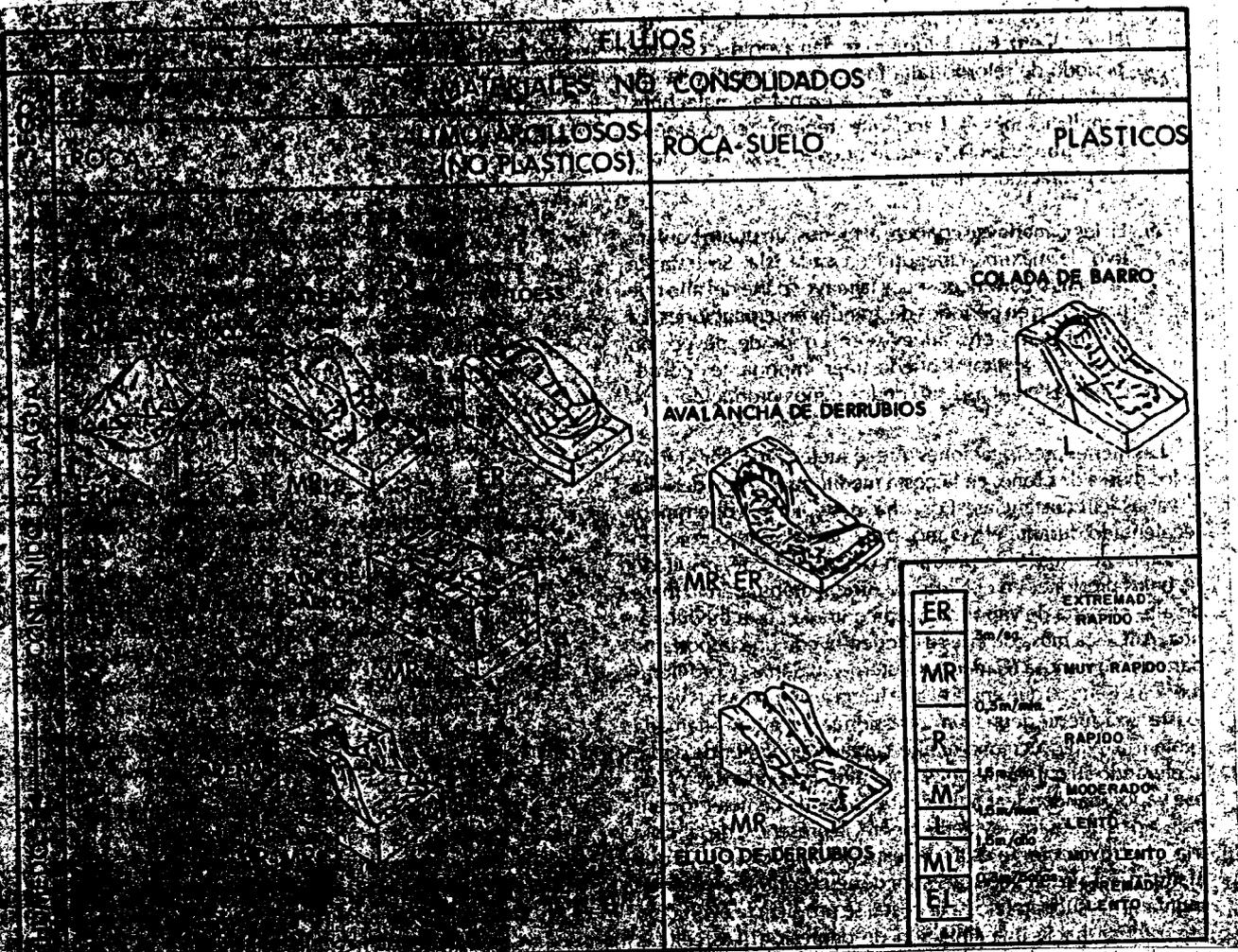


Figura 11. Clasificación de los flujos según VARNES (1978)

Figure 12. Flow classification after VARNES (1978).

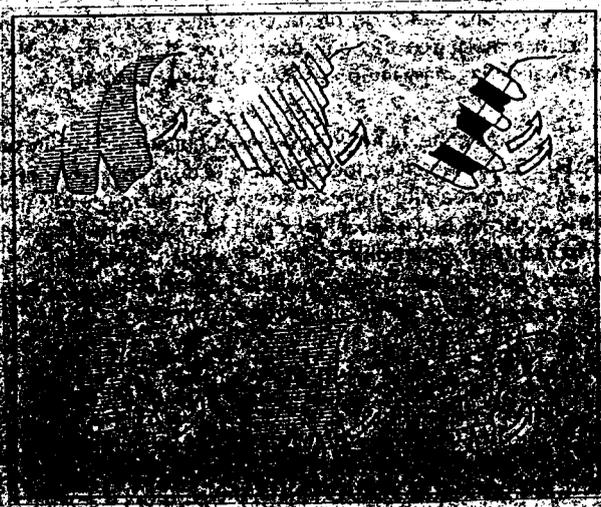
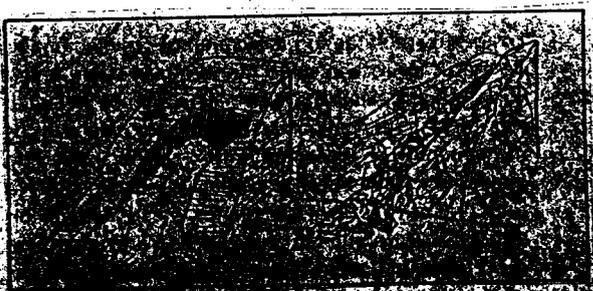


Figura 14. Ilustración de diferentes tipos de desprendimiento en suelos y rocas (según FERRER, 1988).

Figure 14. Sketch about different rock falls in soils and rocks (after Ferrer, 1988).

desplazamiento de un material en un plano o superficie de falla. Las propiedades geomecánicas y estados tenso-deformacionales. Pero los factores que provocan o desencadenan los movimientos de deslizamiento dependen esencialmente del tipo de material y de las condiciones de contorno.

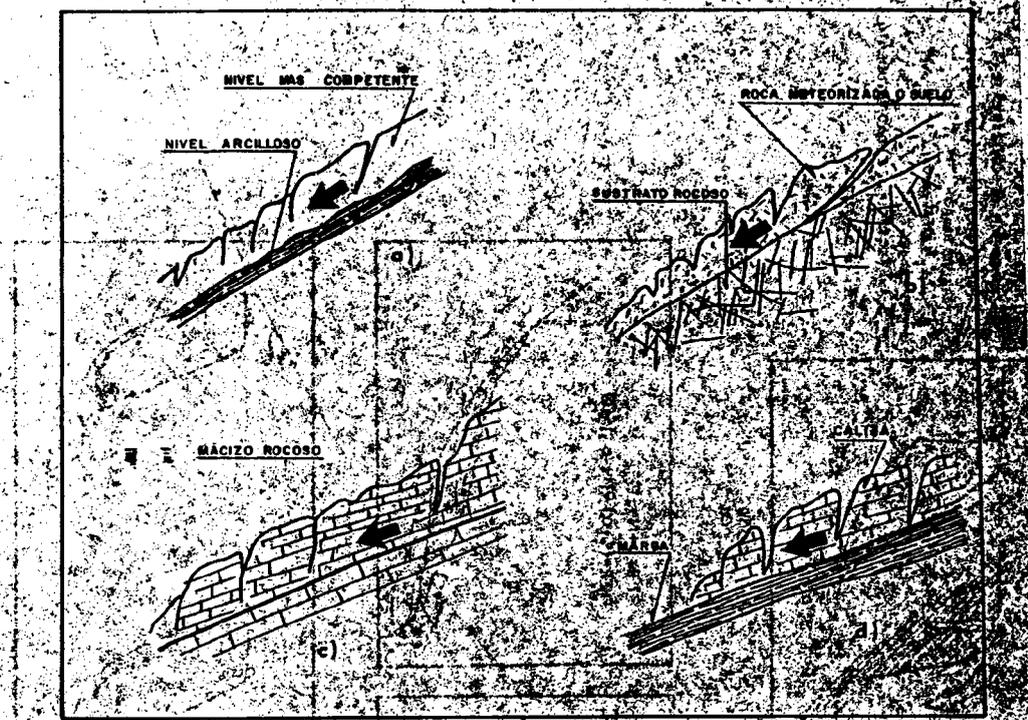


Figura 15. Esquema de deslizamientos translacionales (según FERRER, 1988).

Figure 15: Translational slides sketch (after FERRER, 1988).

estáticas o dinámicas o cambios en las condiciones climáticas o hídricas (FERRER, 1988). El agua es, sin duda, el principal desencadenante de un gran número de movimientos de laderas, siendo conocida la estrecha relación existente entre éstos y los periodos lluviosos. El importante papel desestabilizador del agua en las laderas, elevando el nivel freático en las mismas y dando lugar a una disminución de la resistencia así como incrementos en las presiones intersticiales, junto con la gran cantidad de arrastre de material por escorrentía superficial, son causa de los procesos de inestabilidad en avenidas originadas por fuertes precipitaciones. Una parte importante de los deslizamientos son debidos a fenómenos de rotura progresiva, iniciados al pie de los mismos, donde se da una concentración de tensiones y posibles socavaciones por parte de canales, pasando el conjunto de material susceptible de deslizarse de una resistencia al corte inicial a una resistencia residual menor. Las coladas de barro presentan características fluidales por la rápida pérdida de resistencia del material, que puede estar provocada por la saturación de agua. En materiales limosos y, en general, en materiales poco o nada cohesivos, se pueden formar flujos con cierta facilidad

por pérdida total de resistencia si estos materiales se encuentran saturados o sumergidos.

En la figura 17 se presentan siete esquemas ilustrativos de procesos de inestabilidad de laderas que pueden ocurrir en situaciones de fuertes precipitaciones. En el esquema A se presentan dos tipos de deslizamientos debidos a la elevación del nivel freático. En suelos o formaciones superficiales poco potentes, el movimiento suele ocurrir a lo largo de la superficie de contacto con la formación rocosa y en suelos potentes a lo largo de superficies curvas. En ambos casos, la resistencia se reduce, ya que antes de la elevación del nivel freático las condiciones resistentes vienen regidas por:

$$R = C + N \operatorname{tg} \phi$$

con la elevación del nivel freático se pasa a:

$$R = C + (N - \sigma_a) \operatorname{tg} \phi$$

Figura 16. Esquema de deslizamientos rotacionales (según FERRER, 1988).

Figure 16: Rotational slides sketch (after Ferrer, 1988).

SUELO, ROCA BLANDA O FORMACION SUPERFICIAL
 ROCA O LECHO ROCOSO
 SUPERFICIE DE DESLIZAMIENTO
 PUEDE (O NO) GENERARSE DESLIZAMIENTO
 1 AGUAS BAJAS
 2 AGUAS EN AVENIDA
 EMPUJES
 TRAYECTORIA DE CAIDA O MOVIMIENTO

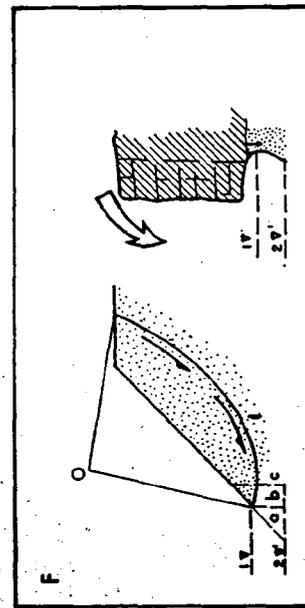
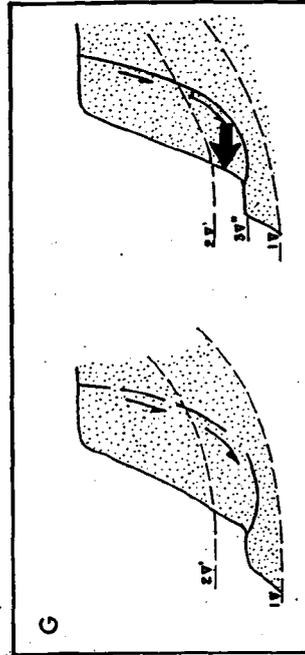
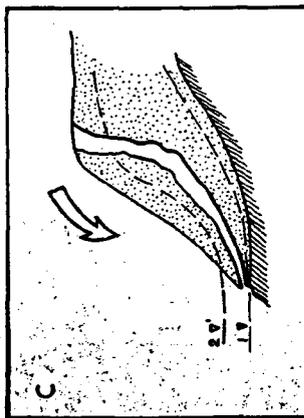
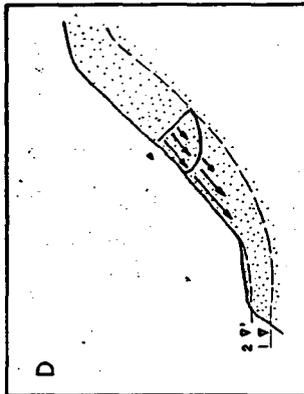
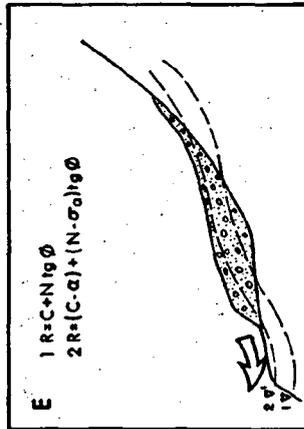
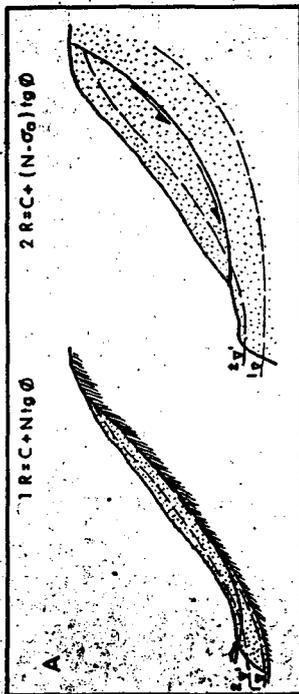
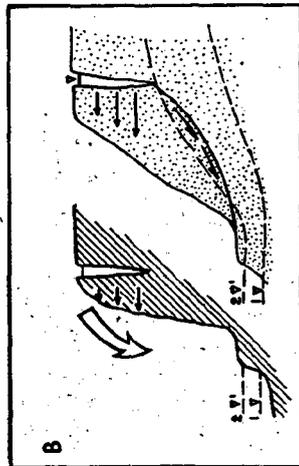


Figura 17. Procesos de inestabilidad de laderas posibles en situaciones de fuertes precipitaciones. A: Deslizamientos por elevación del nivel freático. B: Efecto de presión hidrostática en fisuras. C: Sufosión. D: Flujo por saturación de ladera. E: Inestabilidad por elevación del nivel freático en cono de deyección. F: Socavación del pie del talud y efecto de desembalse. G: Inundación del pie de talud y efecto de desembalse. (Basado principalmente en PRIETO, 1985 y ALONSO, 1984).

Figure 17. Possible slope instability processes due to strong rainfalls. A: Slides due to freatic level rise. B: Hydrostatic pressure effect in fissures. C: Piping. D: Slope saturation flow. E: Slope instability due to freatic level rise in cone. F: Talus fringe undermining. G: Talus fringe flooding and running off effect. (After PRIETO, 1985 and ALONSO, 1984).

siendo R = resistencia al deslizamiento; C = cohesión (fuerza de unión entre las partículas del cuerpo); N = componente del peso normal al plano de deslizamiento; a = presión del agua intersticial; ϕ = ángulo de rozamiento interno del material o ángulo a partir del que se iniciaría el movimiento si no existiera la cohesión. En el esquema B, se presenta el efecto de la presión hidrostática en fisuras, que puede dar lugar a desprendimientos rocosos o contribuir en la generación de deslizamientos curvos. La sufusión, esquema C, consiste en la formación de conductos naturales en el suelo o en depósitos poco o nada consolidados por lavado o arrastre subsuperficial, que se da en cualquier régimen climático, aunque especialmente en regiones semiáridas, contribuyendo al retroceso y excavación de laderas. La saturación de una ladera puede desembocar en la generación de flujos, como se ilustra en el esquema D, tanto por la disminución del rozamiento y de la cohesión como por el aumento de la presión del agua en los poros, que puede llegar a sobre elevar el terreno. La inestabilidad de conos de deyección y acumulaciones de sedimentos recientes por elevación del nivel freático se ilustra en el esquema E. La socavación o erosión del pie del talud por corrientes de agua puede dar lugar a deslizamientos y desprendimientos (esquema F).

El efecto de la socavación durante las avenidas llega a veces a ser intenso, especialmente en zonas de afluencias de tributarios, en orillas exteriores de meandros donde se produce erosión lateral, así como en presencia de obstáculos locales. En un potencial deslizamiento nos podemos encontrar con distintas situaciones para socavaciones del cauce. En el caso 1, se produce una socavación que mantiene el perfil medio de la ladera, en el 2 se produce una socavación vertical y en el 3 se presenta una socavación vertical junto con erosión lateral. En los tres casos se produce un incremento de la altura inicial de talud, que puede dar lugar a roturas progresivas desde el pie. En la situación de erosión lateral y socavación se produce, además, una disminución de la longitud de la superficie de rotura, lo que da lugar a un incremento negativo de las fuerzas estabilizadoras y un aumento del momento de vuelco (ALONSO, 1984). El esfuerzo de la cizalla basal de la corriente y, por tanto, de su capacidad para erosionar su lecho y márgenes, es función, entre otras variables, del peso específico del fluido. En el caso de avenidas, en que los caudales sólidos pueden llegar a incrementarse notablemente según la relación $Q_s = a Q^b$ y, consiguientemente, el peso específico del fluido, se facilita la capacidad para la socavación, que favorecerá o provocará movimientos de ladera y nuevos aumentos en la carga sólida transportada.

En el esquema G se presenta la inundación o embalse de pie de talud y la situación de desembalse. En el primer caso, si la superficie del potencial deslizamiento es paralela al talud, no cambia el coeficiente de seguridad y para el caso de un deslizamiento circular aumenta, con la elevación del nivel de agua exterior, el factor de seguridad (ALONSO, 1984). No obstante, al quedar sumergida la base del talud, se produce una elevación progresiva del nivel freático en la parte sumergida, especialmente en materiales muy permeables, con lo que se produce una disminución en la resistencia al efecto cortante, facilitando la aparición del deslizamiento (PRIETO,

1985). En la situación de desembalse siempre se favorece el deslizamiento, ya que el suelo saturado se pudo mantener en equilibrio gracias al empuje del agua exterior; al bajar las aguas, las presiones intersticiales del interior del talud dejan de estar compensadas por el agua embalsada sobre la cara del talud.

En general, los procesos de inestabilidad de laderas constituyen una de las modalidades erosivas más extendidas e importantes en España, especialmente en regiones montañosas, contribuyendo de forma notable a la producción y movilización de sedimentos dentro de las cuencas fluviales (fig. 18).

Los procesos de erosión en el lecho o fondo de cauce se suelen manifestar durante periodos de avenidas, aumentando la profundidad del agua. En las inundaciones de otoño de 1982, en la cuenca del Pirineo Oriental, se llegaron a estimar excavaciones de cauces de hasta 6 metros de profundidad (ALONSO, 1984), aunque las variaciones finales no suelen ser muy importantes, al depositarse de nuevo sedimentos cuando disminuye la velocidad del agua durante la fase de decrecimiento de la avenida.

La erosión en las márgenes por acción directa de la corriente puede llegar a ser importante en terrenos poco cohesivos. La combinación del esfuerzo cortante de la corriente con la pérdida de cohesión por saturación del terreno, junto con las características de los suelos aluviales, muy erosionables, —especialmente si están desprovistos de vegetación— y el material suelto situado en las márgenes da como resultado una erosión lateral al cauce. Esta erosión lateral se concentra, como ya se ha comentado, en determinados tramos del río, mientras que la sedimentación o agradación va a dominar en otros (fig. 19).

Los cambios en el trazado del cauce son los cambios geomorfológicos más espectaculares durante las avenidas, bien sean debidos a fenómenos de avulsión —como los cambios de curso en ríos con malecones, al romperse alguno de ellos durante una crecida y estar la llanura de inundación más baja que el cauce—, por cortas o rectificaciones de meandros o bien por migración de canales (fig. 20), causa ésta principal del desarrollo y ensanchamiento de la llanura de inundación (GARZON, 1985).

V. TRANSPORTE Y SEDIMENTACION EN AVENIDAS

En los tramos medios y bajos de las cuencas fluviales dominan los procesos de transporte y sedimentación de material. Los periodos de crecidas juegan un papel importante en la exportación de sedimentos. PROBST y BAZERBACH (1986) citan, para la cuenca alta del Garona, situada dentro de un clima templado, una evacuación de sedimentos en suspensión, en una crecida de un día, de un 25 por 100 con respecto al total anual. Para varios ríos, WOLMAN y MILLER (1960) han calculado que alrededor del 99 por 100 de la carga total en suspensión es transportada por caudales periódicos que suelen darse más de una vez cada 10 años y del 80 al 90

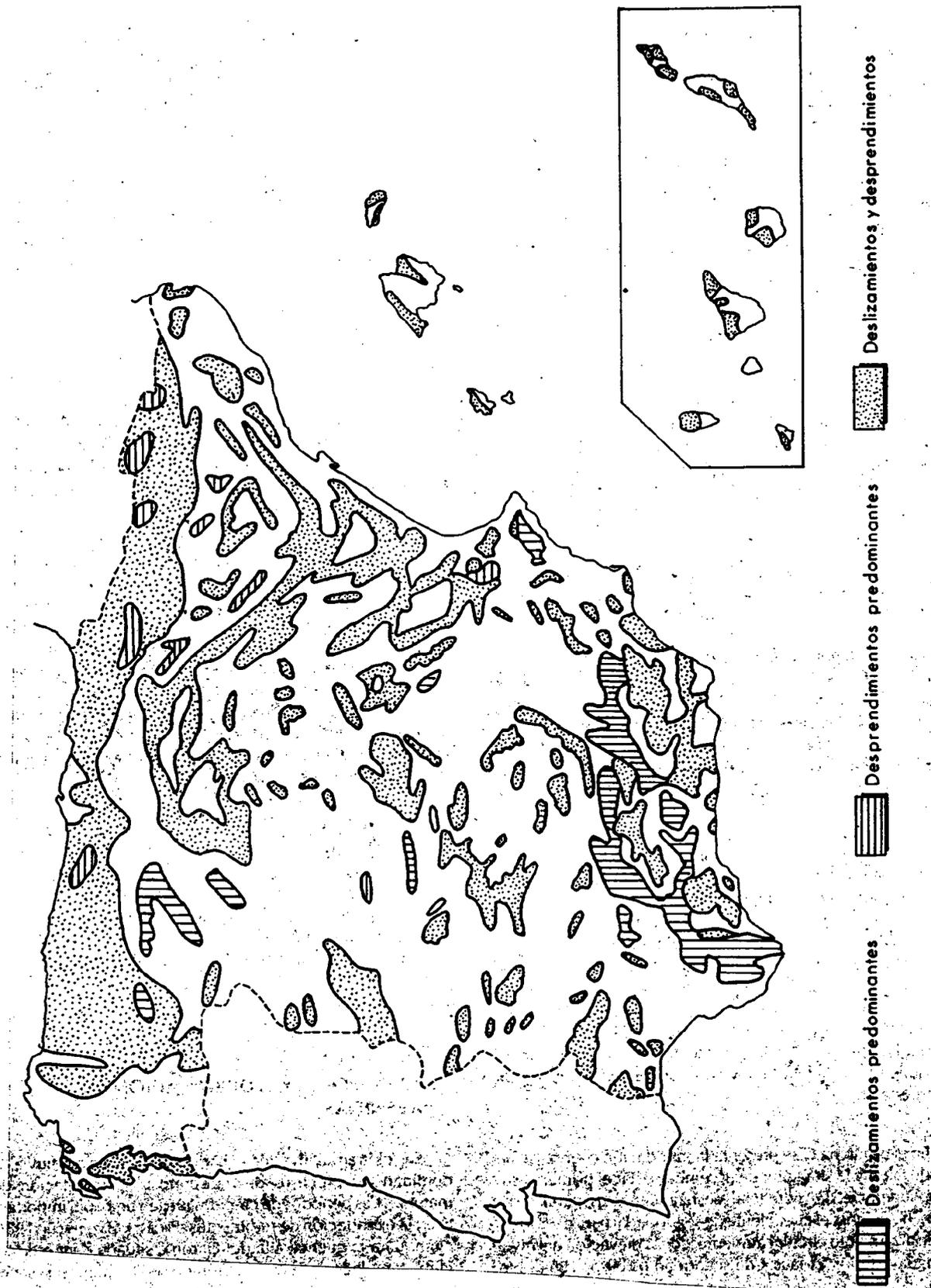


Figura 18. Mapa esquemático de España de la distribución de desprendimientos y deslizamientos potenciales (I. G. M. E., en prensa).

Figure 18. Simplified map showing potential rock falling and sliding in Spain (I. G. M. E., in press).

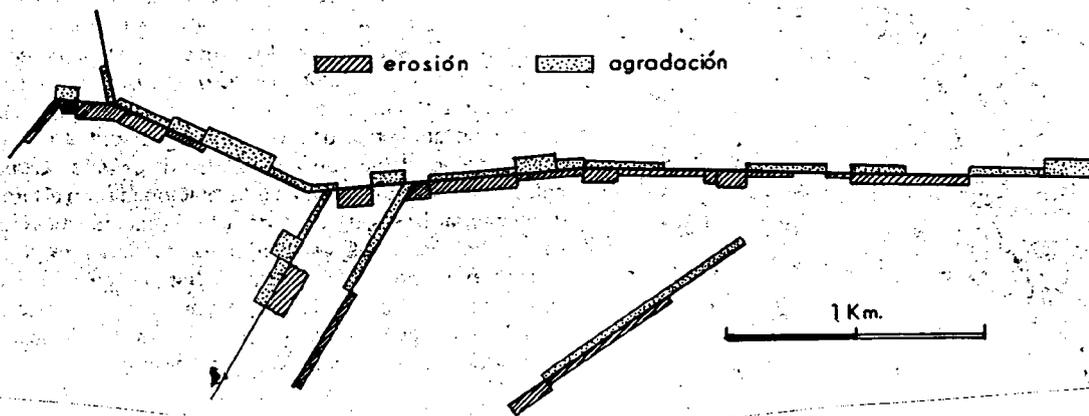
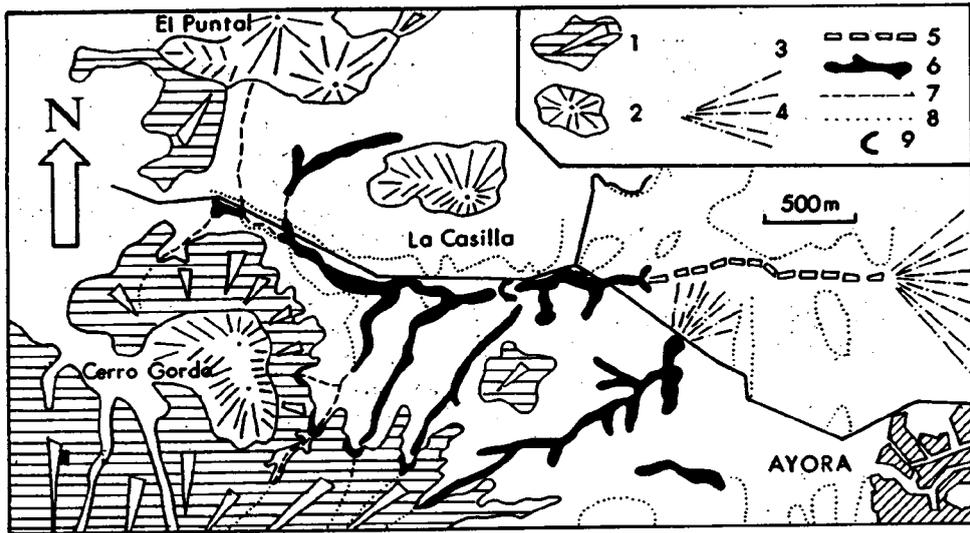


Figura 19. Esquema geomorfológico en el entorno del Barranco de la Cuesta de la Vega, en la provincia de Valencia. Arriba: 1: superficie villafranquiense; 2: relieves sobre la superficie villafranquiense; 3: depósitos cuaternarios; 4: zonas de divergencia de flujo; 5: cauces encajados sobre depósitos cuaternarios; 6: valles de fondo plano; 7: valles en "V"; 8: cauces sobre la superficie villafranquiense; 9: salto o cascada.

Abajo: esquema de las zonas de erosión y agradación producidas en el barranco durante la tormenta de los días 19 a 21 de octubre de 1982 (según Pérez y Calvo, 1985).

Figure 19. Geomorphological sketch in the Barranco de la Vega vicinity. Above: 1: Erosional surface of Villafranquian age. 2: Reliefs overhanging the Villafranquian surface. 3: Quaternary deposits. 4: Flow divergence areas. 5: Incised channel over Quaternary deposits. 6: Flood bottom valleys. 7: V-shaped valleys. 8: Channel cutting villafranquian surface. 9: Waterfall. Below: Sketch showing erosional and aggradational areas within the valley during October, 1982 storm. (After Pérez and Calvo, 1985).

por 100 de la carga en suspensión se transporta por caudales que se presentan con una frecuencia de más de una vez al año.

En climas de amplia variación estacional, como en climas mediterráneos, con gran irregularidad en el régimen

de precipitaciones, la exportación de sedimentos en una crecida puede llegar a suponer la totalidad del material evacuado en un año, como suele ocurrir en la mayoría de las ramblas del Este y Sureste de la Península Ibérica, produciéndose una redistribución del sistema de estructuras sedimentarias de los lechos. A veces, incluso, se han llegado a

producir modificaciones apreciables en la línea de costa. La rambla de Albuñol, situada en el sector oriental de la cuenca Sur, en la provincia de Granada, constituye uno de los muchos ejemplos. Con 120 km² de cuenca vertiente, presenta forma circular en su parte alta, de fuertes pendientes, y tiene un emisario, la propia rambla, que desemboca al mar por medio de un abanico fluvio-deltaico (DURÁN y LAMAS, 1985). En la tormenta de los días 16 al 19 de octubre de 1973, en que llegaron a medirse más de 600 milímetros de precipitación, la rambla llegó a concentrar un caudal punta de 1100m³/seg., destrozando el pueblo de la Rábita, situado en la margen izquierda de su desembocadura. El abanico sufrió un crecimiento, a consecuencia del caudal sólido aportado, de más de 2 Km².

inundación. En los cauces de los tramos medios (GARZON, 1985) predomina el transporte y la erosión en el lecho, pero cuando acaba la avenida se depositan los materiales que el río transportaba con un balance final que la mayoría de las veces presenta poca variación con respecto al estado inicial. Mientras que en tramos encajados son pequeñas las variaciones, en valles amplios el desbordamiento del río produce un depósito de espesor variable, además de la posibilidad de generarse variaciones en la geometría del canal, bien por migración lateral de cauce o bien por supresión de meandros.

Durante las crecidas, se produce un desfase entre el caudal sólido y el pico máximo de escorrentía (fig. 21), dándose antes en el tiempo el máximo de carga de sedimentos, debido al transporte de material más fácilmente disponible que se va agotando a medida que la avenida progresa. Este material está compuesto fundamentalmente por sedimentos sueltos de las orillas y por el material que ya estaba preparado desde la última inundación. No obstante, puede llegar a ser de gran dificultad, en los períodos de crecida, la obtención de la relación ente los caudales sólido y líquido.

Los procesos de sedimentación ligados a la dinámica fluvial han recibido, tradicionalmente, mucha menor atención por parte de los geomorfólogos que los de erosión y transporte. Sin embargo, son muy variadas las formas deposicionales que se originan y los procesos de sedimentación están en estrecha relación con los de erosión y transporte dentro de la dinámica de las cuencas fluviales (fig. 2). La deposición comienza una vez que la velocidad del agua disminuye por debajo de la velocidad de caída de las partículas; esta velocidad de caída está relacionada con el tamaño de dichas partículas, de tal manera que la fracción más gruesa en movimiento se deposita primero, continuando con los tamaños más finos según va disminuyendo la velocidad de la corriente: la consecuencia es una gradación vertical y horizontal, tanto aguas abajo como en sentido transversal, del tamaño de los sedimentos (KNIGHTON, 1984).

Los distintos tipos de depósitos producidos en el ambiente fluvial se han citado sucintamente en el primer apartado de este capítulo (ver también figura 5). En el canal se sedimentan depósitos que permanecen transitoriamente en el fondo; islas aluviales, características de ríos de canales entrecruzados; y rellenos de canal, ya sea en tramos con procesos de agradación o por relleno de canales abandonados. Los depósitos laterales se sitúan en los márgenes del canal, ya sean "point-bars" u otras barras laterales. En los piedemontes, en sentido amplio, se forman los abanicos aluviales, originados por corrientes perennes o efímeras desde una zona de relieve importante al llegar a una llanura o relieve suave. Los deltas se dan en la desembocadura de los ríos al entrar éstos al mar o a una masa de agua. Por último, podemos considerar que la zona de sedimentación más característica dentro del ambiente netamente fluvial es la que corresponde al dominio de las llanuras de inundación.

Hasta hace poco tiempo, la existencia de trabajos y modelos sobre la génesis de las llanuras de inundación era bastante escasa. En uno de estos primeros trabajos (WOLMAN y LEOPOLD, 1957) se propone que al ir erosionando el río las

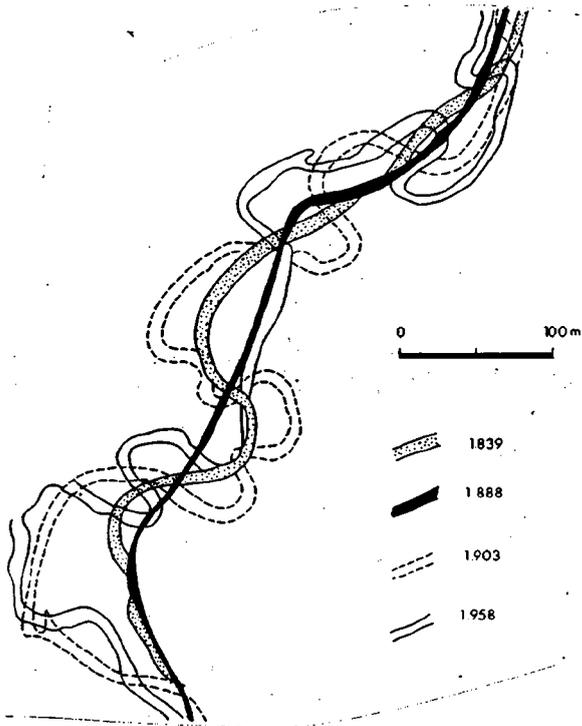


Figura 20. Cambios de curso del río Sid, en el condado de Devon (suroeste de Inglaterra) determinados a partir de mapas de diferentes fechas (según Hooke, 1977).

Figure 20. Course changes along the River Sid, Devon (England SW), determined from maps of different date (after Hooke, 1977).

La gran escorrentía superficial que se crea en las avenidas da origen a una intensa erosión mecánica en el conjunto de la cuenca y una lixiviación de suelos, además de removilizar una parte importante de los sedimentos acumulados temporalmente tanto en el lecho del río como en depósitos laterales, islas aluviales y parte de los sedimentos de la llanura de

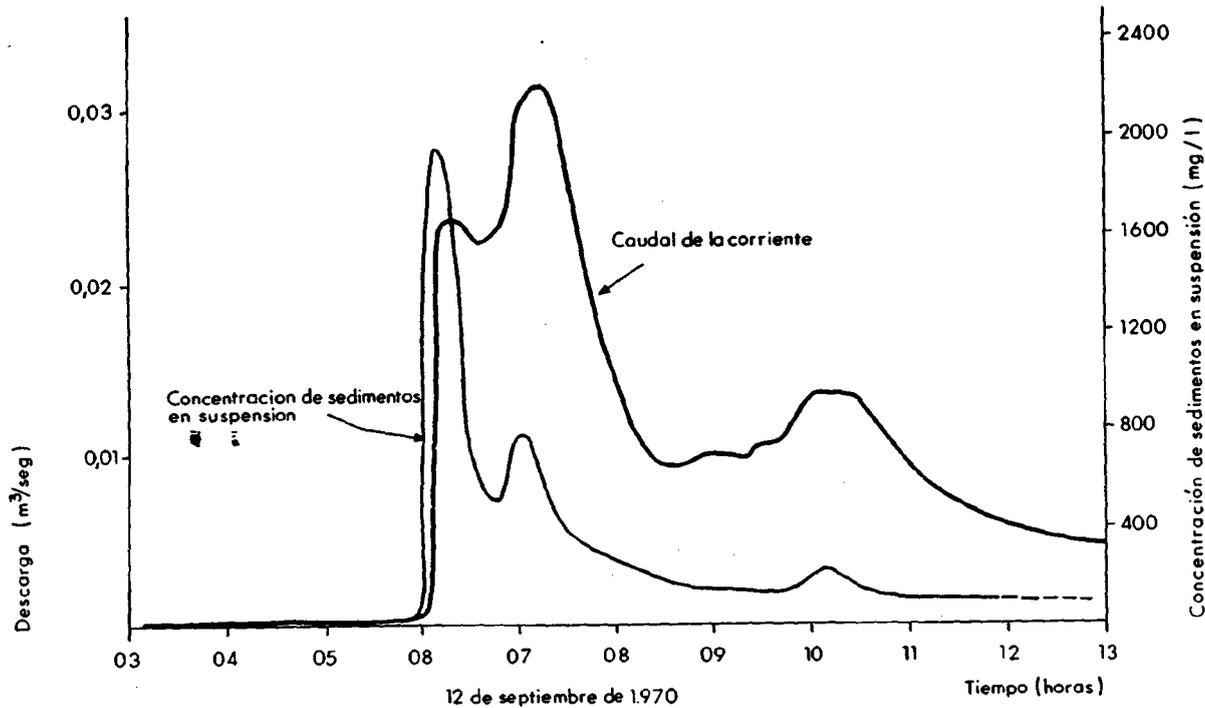


Figura 21. Desfase entre el pico máximo de escorrentía y la concentración máxima de sedimentos en suspensión (según WALLING, 1974).

Figure 21. Time lag between maximum river discharge and maximum suspended load (after WALLING, 1974).

márgenes cóncavas se consume la anterior llanura de inundación, que va siendo reemplazada por depósitos de acreción lateral tipo "point-bar", que irían sobresaliendo como un delgado tapiz sobre los depósitos de la llanura aluvial, generándose de esta forma depósitos de acreción vertical.

La acreción lateral parece ser el proceso dominante en la mayoría de las llanuras de inundación. KNIGHTON (1984) propone el modelo de acreción lateral, aunque reconoce la eficacia de procesos alternativos. Durante la migración lateral del canal, según este autor, la erosión de una de las márgenes se iría compensando por la deposición de "point-bar" por sucesivas inundaciones (fig. 22). El canal, aguas abajo y a lo largo de un período de migraciones laterales, puede llegar a ocupar todas las posiciones del fondo del valle, construyendo la llanura de inundación a partir de los depósitos que va transportando.

Sin embargo, existen otros modelos de formación de llanura de inundación en que la contribución de la acreción lateral sería realmente pequeña en relación con la acreción vertical, como muestran SMITH y SMITH (1980) para canales anastomosados en medios de alta sedimentación.

NANSON (1986), estudiando las llanuras de inundación de dos ríos del sureste australiano, en clima templado húmedo, destaca la importancia de los procesos verticales y de la erosión catastrófica de la llanura de inundación en ambientes

de relativamente

relativamente de alta energía. En este modelo se plantea la evolución de la llanura de inundación como un episodio cíclico de acreción vertical y dismantelamiento de la misma por erosión catastrófica asociada a inundaciones muy importantes (fig. 23).

En realidad, más que un modelo simple de formación de llanuras de inundación, se deben considerar una conjunción de procesos en diferentes ambientes que proporcionan diferentes tipos de llanuras de inundación, formándose éstas como respuesta al balance de la interacción entre la acreción lateral y vertical.

La llanura de inundación representa una discontinuidad en el flujo de sedimentos dentro de la cuenca (KNIGHTON, 1984). Durante los periodos de avenida, si bien predominan los procesos de sedimentación y crecimiento de la llanura aluvial, se puede producir dismantelamiento de la misma ligados a episodios de carácter catastrófico. Por esta razón, junto con la respuesta irregular del conjunto de la cuenca ante eventos de similar magnitud, hacen prácticamente inviable las predicciones a largo plazo de la evolución de las llanuras de inundación, a pesar de que se disponga de datos tan interesantes, no obstante, como la carga media anual transportado por los ríos, máxime si se tiene en cuenta la naturaleza altamente estocástica de la ocurrencia de extremas inundaciones.

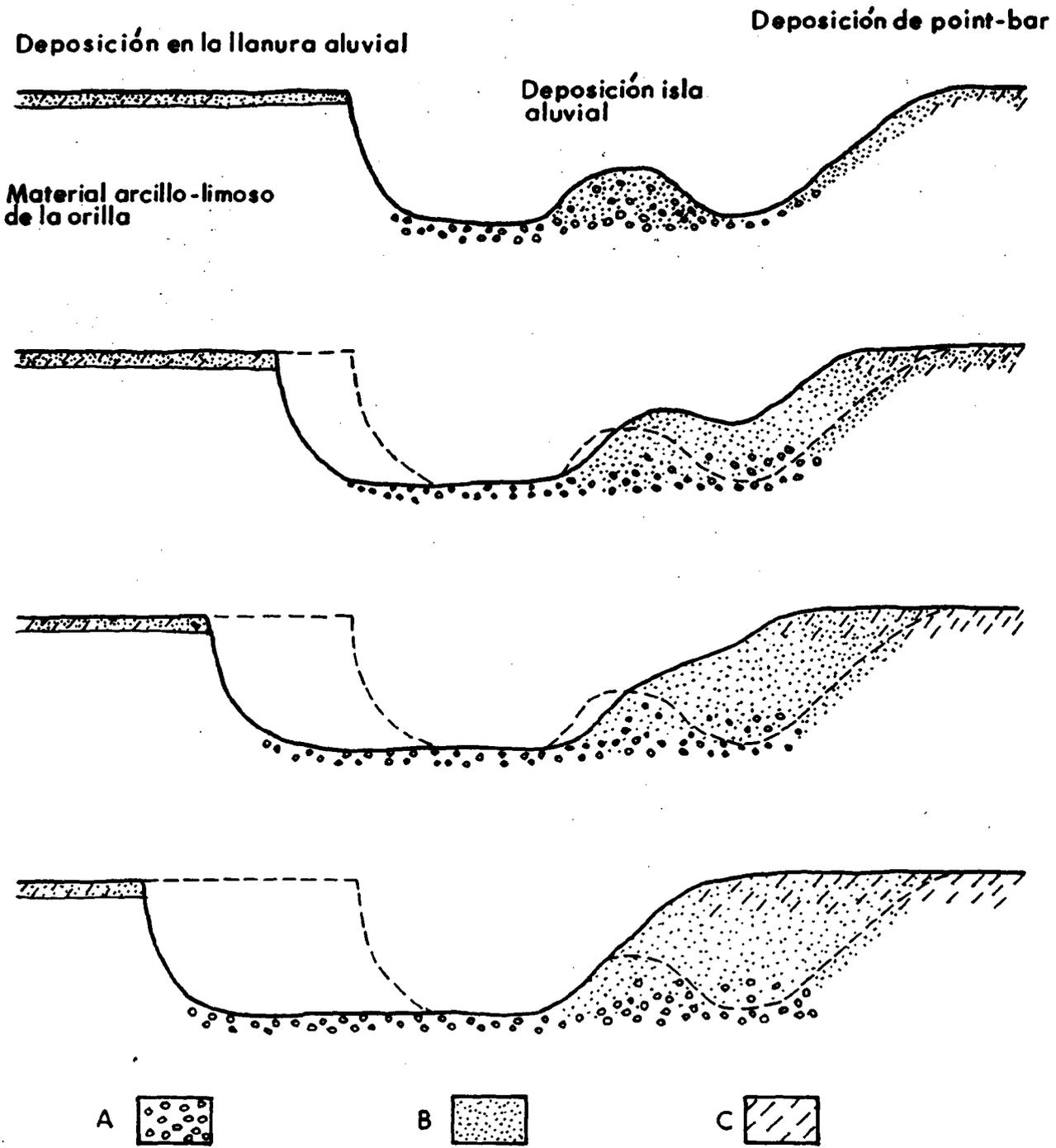


Figura 22. Representación esquemática de la construcción progresiva de una llanura de inundación a partir de migraciones laterales en el canal, basada parcialmente en observaciones en el río Bollin (Gran Bretaña). A: Grava. B: Arena. C: Limo. Los depósitos muestran una gradación horizontal y vertical del tamaño de sedimentos (según KNIGHTON, 1984).

Figure 22. Diagrammatic representation of the progressive construction of a flood-plain as a stream migrates laterally, based partly on observations along the River Bollin (Great Britain). A: Gravel. B: Sand. C: Silt. Deposit show both vertical and horizontal gradation of sediment size (after KNIGHTON, 1984).

En España, MARTÍNEZ-GOYTRE *et al.* (en prensa) han analizado los depósitos de la avenida del río Júcar en octubre de 1982 desde la presa de Tous hasta la desembocadura en Cullera. La rotura de la presa de Tous suspuso un efecto adicional al propio de la avenida, ya que si en un primer

momento tuvo un efecto laminador, se produjo, al romperse, una gran descarga de agua y una cantidad adicional de material clástico, al tratarse de una presa de escollera. La rotura de la presa produjo una cicatriz erosiva claramente reflejada en la secuencia sedimentaria (fig. 24).

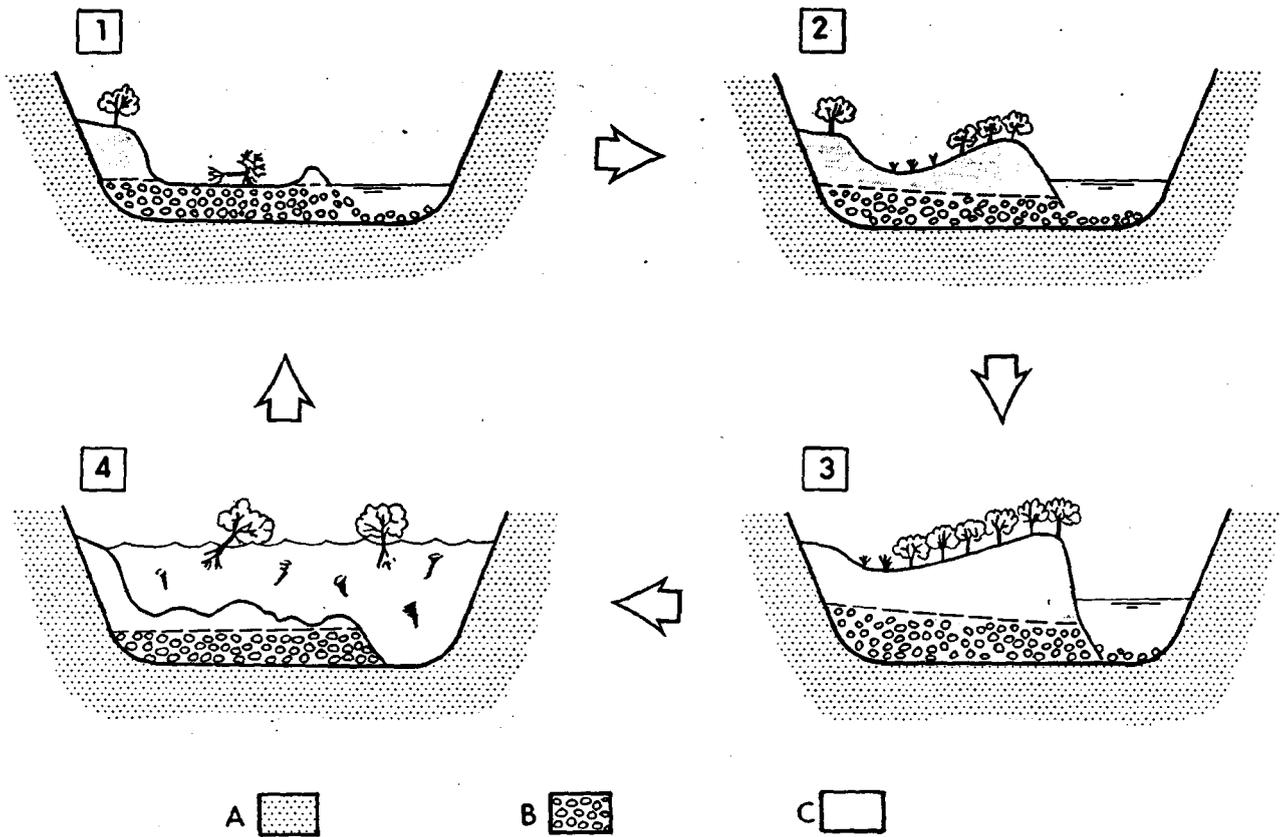


Figura 23. Ciclo episódico de desmantelamiento catastrófico y acreción vertical gradual para las llanuras de inundación de los ríos Clyde y Manning (sureste de Australia). 1: Desmantelado. 2: Construcción. 3: Madurez. 4: Erosión. (Según NANSON, 1986).

Figure 23. An episodic cycle of catastrophic stripping and gradual vertical accretion for flood along the Clyde and Manning Rivers. 1: Stripped. 2: Building. 3: Mature. 4: Eroding. (After NANSON, 1986).

En esta figura, el esquema A presenta la situación de los depósitos canalizados de la avenida (arenas gruesas y muy gruesas, con casi total ausencia de matriz fina) que interpretan estos autores como una inundación de aguas claras, en condiciones de flujo bajo con pulsaciones de flujo alto, correlacionando el nivel de cantos con el aumento de energía a partir de la rotura de la presa de Tous. En el esquema B se presentan los depósitos de avenida antes y después de la rotura de la presa de Tous con la superficie de erosión que los separa.

VI. CONCLUSIONES

En las avenidas se pueden llegar a producir importantes movilizaciones de sedimentos, agua, biomasa y aceleración de la meteorización de las rocas. Si bien todas las cuencas de drenaje son afectadas por inundaciones con diferentes intervalos de recurrencia, las respuestas de las cuencas son diferentes según los ambientes geomorfológicos en que se

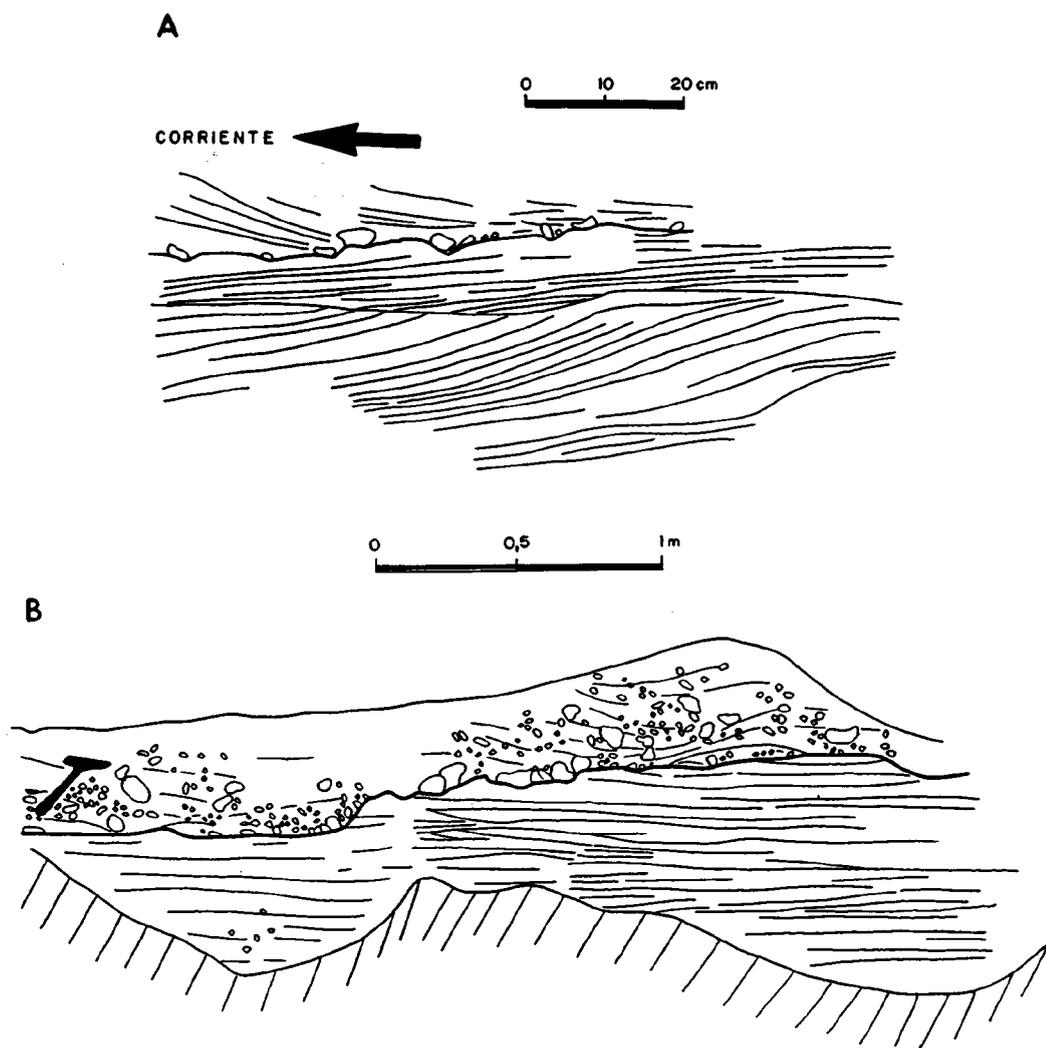


Figura 24. Depósitos de avenida del río Júcar (octubre de 1982) aguas abajo de la presa de Tous (Valencia). A: Esquema de los depósitos canalizados de la avenida. El nivel de cantos puede correlacionarse con el aumento de energía a partir de la rotura de la presa de Tous. B: Superficie de erosión entre los depósitos de avenida de antes y después de la rotura de la presa (según MARTÍNEZ-GOYTRE et al., en prensa).

Figure 24. Flood deposits from the Júcar River (octubre, 1982) downstream Tous Dam (Valencia Province). A: Sketch showing channelized deposits resulting from the flood. Gravel lag is related to the peak flood resulting from the breaking of the Tous Dam. B: Erosional scour between flood sediments deposited before (lower part) and after (upper part) the breaking of Tous Dam (after MARTÍNEZ-GOYTRE et al., in press).

encuadren y las características específicas de cada cuenca (BAKER, 1988; BULL, 1988). Aunque se sabe que la erosión y el transporte en el conjunto de la cuenca durante inundaciones excepcionales llega a veces a ser de gran magnitud, resultando modificaciones en el paisaje, es sumamente difícil realizar estimaciones cuantitativas. Por una parte, los procesos de transporte de sedimentos son ya enormemente complejos en condiciones de caudales normales. Por otra, no se pueden obtener medidas satisfactorias durante inundaciones extre-

mas (KOMAR, 1988), aunque existen diversas estimaciones al respecto.

El levantamiento tectónico, los cambios climáticos que puedan acontecer y la erosionabilidad superficial de los materiales, son aspectos que van a controlar, o incluso a determinar, las tendencias erosivas de las cuencas de drenaje (BULL, 1988), sin olvidar las complejas interacciones que se presentan en los distintos componentes del sistema fluvial, que llegan a efectuar un decisivo control a corto plazo.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILERA, A. (1986): "Estudios para prevenir las inundaciones". Revista *MOPU*. Marzo. Madrid.
- ALLEN, J. R. (1965): "A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments". *Sedimentology*, vol. 5, págs. 89-191.
- ALONSO, E. (1984): "Inestabilidad de laderas en avenidas". En *Curso de avenidas. Cálculo, laminación y previsión*. Departamento de Hidráulica de la E. T. S. I. C. C. P. No publicado. Universidad Politécnica. Barcelona.
- BAKER, V. R. (1988): "Flood erosion". En *Flood Geomorphology*. V. R. BAKER, R. C. KOCHER y P. C. PATTON (eds.). John Willey and Sons, pp. 81-95. Nueva York.
- BATES, R. L., y JACKSON, J. A. (1980): "Glossary of Geology". *American Geol. Inst.*, 749 págs. Virginia.
- BULL, W. B. (1988): "Floods: degradation and aggradation". En *Flood Geomorphology*. V. R. BAKER, R. C. KOCHER y P. C. PATTON (eds.). John Willey and Sons, págs. 157-165. Nueva York.
- D. G. O. H.-M. O. P. U. (1983-84): "Análisis general de las inundaciones en la Península" (T. I). "Las inundaciones en España" (T. II). Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo-Dirección General de Obras Hidráulicas. Informe no publicado. Madrid.
- DÍAZ MOLINA, M. (1984): "Sedimentación fluvial". En *Ciclo de Seminarios de Sedimentología*, vol. 1, págs. 27-92. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- DURÁN, J. J., y LAMAS, J. L. (1985): "Las inundaciones en Andalucía". En *Geología y prevención de daños por inundaciones*. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 335-388. Madrid.
- ESTRADA, F. (1987): "Morfología de cauces". En *Curso sobre erosión: Evaluación y actuación para su control*. T. I. CEDEX. No publicado. Madrid.
- FERRER, M. (1988): "Deslizamientos, desprendimientos, flujos y avalanchas". En *Riesgos geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España, págs. 175-192. Madrid.
- GARZÓN, G. (1985): "Las avenidas como fenómeno geológico". En *Geología y prevención de daños por inundaciones*. Instituto Geológico y Minero de España, págs. 5-53. Madrid.
- GREGORY, K. J., y WALLING, D. E. (1973): *Drainage Basin, Form and Process. A Geomorphological Approach*. E. Arnold, 458 págs. Londres.
- HOOK, J. M. (1977): "The distribution and nature of changes in river channel patterns: The example of Devon". En *River Channel Changes*. Gregory, K. J. (ed.), Wiley-Interscience, págs. 265-280. Chichester.
- I. G. M. E. (en prensa): "Mapa de España de movimientos del terreno. E. 1: 1.000.000". Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- INCLE, D., y STOPP, P. (1978): *The river basin*. University Press, págs. 58-60. Cambridge.
- KNIGHTON, D. (1984): *Fluvial Forms and Processes*. E. Arnold, 218 págs. Londres.
- KOMAR, P. D. (1988): "Sediment transport by floods". En *Flood Geomorphology*. V. R. BAKER, R. C. KOCHER y P. C. PATTON (eds.). John Willey and Sons, págs. 97-111. Nueva York.
- LAMAS, J. L. (1985): "Factores climáticos e hidrológicos en la formación de avenidas". En *Geología y prevención de daños por inundaciones*. Instituto Geológico y Minero de España, págs. 55-116. Madrid.
- MARTÍNEZ GOYRÍ, J. (1985): "Las avenidas: un proceso geológico natural". En *Segundo Curso de Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Conferencia no publicada. Madrid.
- MARTÍNEZ GOYRÍ, J.; GARZÓN, G., y ARCHIE, A. (1987): "Avenidas e inundaciones". M. O. P. U. Dirección General del Medio Ambiente, 67 págs. Madrid.
- MARTÍNEZ GOYRÍ, J.; GARZÓN, G., y ARCHIE, A. (en prensa): "Dinámica y sedimentología de los depósitos de la avenida del río Júcar en octubre de 1982 en su tramo bajo". *XI Congreso Nacional de Sedimentología*, septiembre 1986. Barcelona.

- MIRÓ-GRANADA, J. (1984): "La meteorología en la predicción de avenidas". En *Curso de Avenidas. Cálculo, laminación y previsión*. Dpto. de Hidráulica de la E. T. S. I. C. C. P. No publicado. Universidad Politécnica. Barcelona.
- MORISAWA, M. (1985): *Rivers: Forms and Process*. Longman, 222 págs. Londres.
- NANSON, G. C. (1986): "Episodes of vertical accretion and catastrophic stripping: A model of disequilibrium flood-plain development". *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, págs. 1467-1475.
- NORDIN, C. F., y BEVERAGE, J. P. (1965): "Sediment transport in the Rio Grande New Mexico". *United States Geological Survey Professional Paper* 462 F, 35 págs.
- PÉREZ, A., y CALVO, A. (1985): "Lluvias torrenciales y cambios geomorfológicos en una pequeña cuenca de montaña: el barranco de la Cuesta de la Vega (Valencia)". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, t. X, págs. 169-182. Logroño.
- PRIETO, C. (1985): "Inestabilidades y erosión de laderas asociadas a riadas". En *Geología y prevención de daños por inundaciones*. Instituto Geológico y Minero de España, págs. 117-192. Madrid.
- PROBST, J. L., y BAZERBACHI, A. (1986): "Transporte en solution et en suspension par la Garonne Supérieure". *Sci. Geol. Bull.*, 39, 1, págs. 79-98.
- SCHUMM, S. A. (1981): "Evolution and response of the fluvial system, sedimentology implications". En *Recent and ancient non marine depositional environments: models for explorations*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 31, págs. 19-31.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The Fluvial System*. John Willey, 337 págs. Nueva York.
- SELLEY, R. C. (1970): *Ancient sedimentary environments*. Chapman and Hall, Ltd. 237 págs. Londres.
- SMITH, D. G., y SMITH, N. D. (1980): "Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Banff, Alberta". *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 50, págs. 157-164.
- SUNDBORG, A. (1983): "Los problemas de la sedimentación en las cuencas fluviales". *La Naturaleza y sus Recursos*, vol. XIX, 2, págs. 10-21.
- WALLING, D. E. (1984): "Dissolved loads and their measurement". En *Erosion and Sediment Field: some methods of measurement and modelling*. (HADLEY, R. F., y WALLING, D. E., eds.), Geo Books, págs. 111-177. Norwich.
- WALLING, D. E. (1974): "Suspended sediment and solute field from a small catchment prior to urbanization". En *Fluvial Processes in Instrumented catchments*. (GREGORY, K. J., y WALLING, D. E., eds.). Institute British Geographers, Special Publication N.º 3, págs. 33-45.
- WOLMAN, M. G. (1967): "A cycle of sedimentation and erosion in river channels". *Geografiska Annaler*, 49-A, págs. 385-395.
- WOLMAN, M. G., y LEOPOLD, L. B. (1957): "River flood plains: some observations on their formation". *United States Geological Survey Professional Paper* 282-C, págs. 87-107.
- WOLMAN, M. G., y MILLER, J. P. (1960): "Magnitud and frequency of forces in geomorphic processes". *Journal of Geology* 68, págs. 54-74.

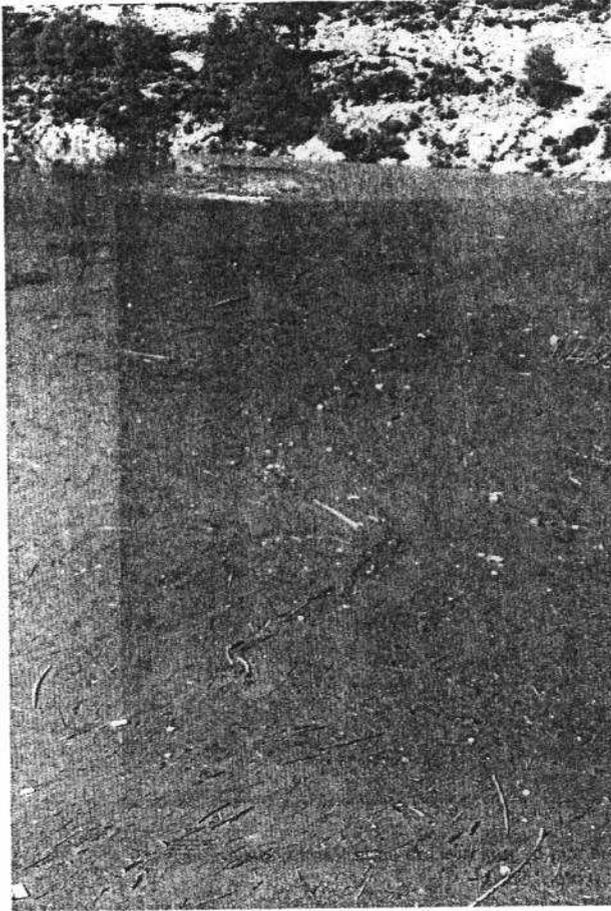


Foto 1. Incremento del caudal sólido en avenidas. La fotografía se tomó en las inundaciones de octubre de 1986, en el río Serpis, en el embalse de Beniarrés (Alicante). (Foto J. del Val).

Plate 1. Sedimen load rise in floods. The photo was taking in the october 1986 flood. Serpis River, Beniarrés Dam (Alicante). (Photo J. del Val).



Foto 2. Deslizamiento superficial asociado a las inundaciones de octubre de 1986. Alcoy (provincia de Alicante). (Photo J. del Val).

Plate 2. Shallow slide associated with october 1986 flood. Alcoy (Alicante).

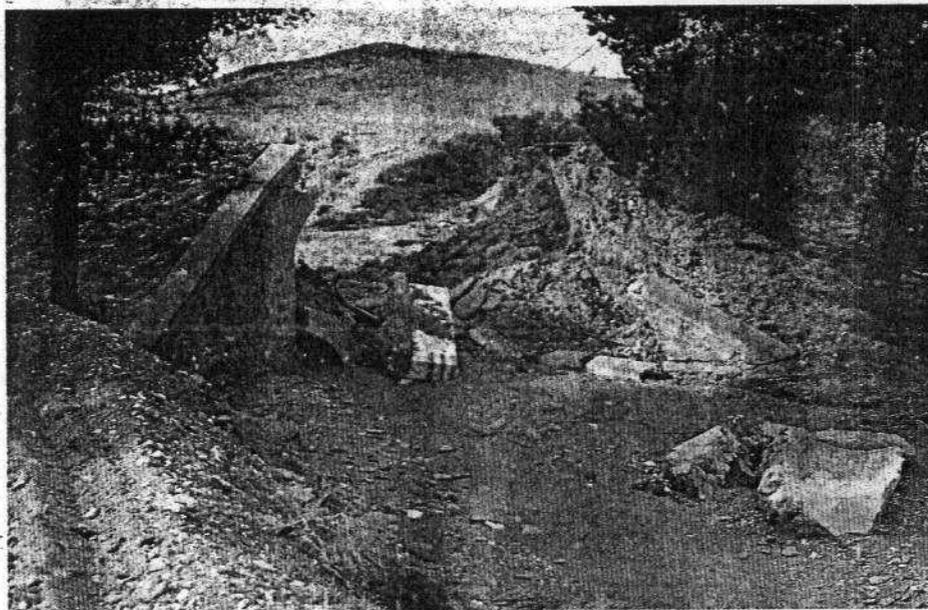


Foto 3. Efectos de la erosión como consecuencia de una crecida en la Rambla de Andarax (Almería). (Foto J. Soria).

Plate 3. Erosion effect resulting from a flood in Rambla de Andarax (Almería). (Photo J. Soria).

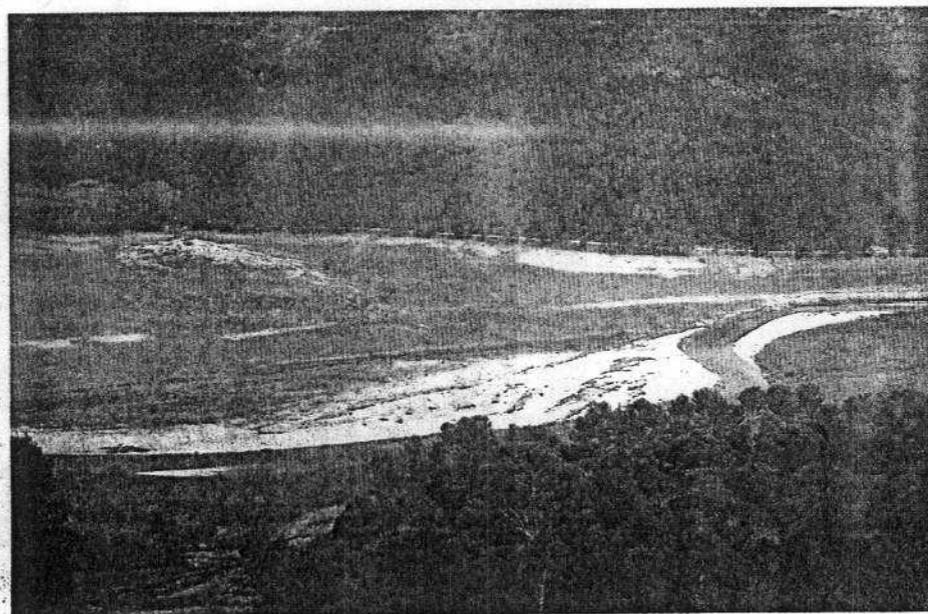


Foto 4. Cuerpos convexos de acreción lateral en las márgenes de un canal meandriforme. Río Guadalquivir. Cazorra (Jaén). (Foto J. Soria).

Plate 4. Convex lateral accretion bodies in the meandering channel banks. Guadalquivir River. Cazorra (Jaén). (Photo J. Soria).

LA EROSION KARSTICA EN ESPAÑA

J. J. DURÁN

I. INTRODUCCION: ¿QUE SE ENTIENDE POR EROSION KARSTICA?

Erosión kárstica es evidentemente aquella que se da en *terrenos kársticos*. Sin embargo, en la literatura específica sobre *terrenos kársticos* nunca queda excesivamente claro que entiende cada autor por *erosión*. Para unos, erosión se refiere exclusivamente a la labor mecánica de los procesos geomorfológicos actuantes (por ejemplo, la acción del hielo al romper en bloques o tabletas la masa rocosa; o la acción abrasiva de las partículas en suspensión que lleva un flujo de agua en movimiento). Para otros, sin embargo, por erosión kárstica hay que entender únicamente el mecanismo de pérdida de la porción de material eliminada por vía química (solución) haciéndola coincidir con lo que tradicionalmente se ha denominado *denudación kárstica*, o bien más propiamente, *disolución kárstica*.

Un tercer grupo de autores ha preferido utilizar términos compuestos que definan más claramente en cada momento a qué *tipo* de erosión kárstica se refieren; así pueden observarse en la literatura al efecto términos como erosión solucional, erosión química, erosión física, etc...

Para un último colectivo de investigadores del Karst, la erosión kárstica es, como se hacía notar al principio del capítulo, *toda* la erosión que se produce en el karst, sea cual sea el proceso actuante. Esta acepción, sin duda la más acertada desde el punto de vista conceptual, tiene importantes limitaciones prácticas. A la hora de *medir* la cantidad de erosión y su velocidad nos encontraremos con que hemos de *controlar* procesos de muy distinta naturaleza (gelifracción, abrasión, disolución, etc.), y difícilmente podremos llegar a *conocer* con certeza la realidad del mecanismo de erosión en los terrenos kársticos en su conjunto.

Por ello, la mayoría de investigadores actuales prefieren "rizar el rizo" conceptual ligeramente en cuanto al significado de esta última definición: la erosión kárstica es, efectivamente, la erosión que se da en los terrenos kársticos, pero como en este tipo de terrenos la *mayoría* (no toda) de la erosión se produce por procesos químicos (erosión solucional o erosión química), se suele entender por erosión kárstica la debida al proceso kárstico por excelencia: la disolución, pero siempre y cuando en la zona considerada este proceso sea imperante, y el resto de los procesos coadyuvantes en la

erosión, poco significativos o despreciables, cuantitativamente hablando.

En zonas kársticas donde esto no ocurra, habrá que matizar convenientemente el significado o añadir, en su caso, adjetivos que aclaren a que se refiere el término "erosión", y evitando citar el apellido "kárstico" referido a la erosión, dejándolo exclusivamente para el terreno. Así por ejemplo hablaremos de erosión periglacial en terrenos kársticos, erosión eólica en terrenos kársticos, etc.

Por tanto, a efectos prácticos aquí entendemos por erosión kárstica la debida fundamentalmente a procesos de disolución, a sabiendas de que existe una parte de la erosión en terrenos kársticos generada por otros agentes y procesos geomorfológicos. Cabe puntualizar, por último, que este término así entendido es parcialmente asimilable al término "karstificación", si bien en este existen unos matices *espaciales, geomorfológicos* y *evolutivos*, frente al aspecto eminentemente *cuantitativo* del término erosión kárstica.

II. EL MECANISMO BASICO DE LA EROSION KARSTICA: LA DISOLUCION

Las litologías kársticas por excelencia son las rocas carbonatadas: dolomías y caliza. También las evaporitas (yeso, anhidrita, balita y otras sales) son rocas susceptibles de karstificación, así como aquellas rocas que aún perteneciendo a otros grupos petrogenéticos poseen en su composición elementos solubles en grado significativo (por ejemplo, conglomerados de cemento, matriz o trama carbonatados, areniscas bioclásticas, etc.).

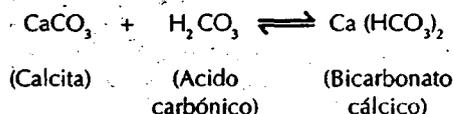
Todas estas litologías tienen en común algo que las diferencian del resto de las existentes en la Corteza terrestre: su mayor solubilidad física o química en condiciones normales de presión y temperatura. Las rocas carbonatadas están compuestas básicamente por dos minerales: la calcita (de fórmula CaCO_3 , que comparte con su polimorfo más frecuente, el aragonito) y la dolomita (cuya composición química es $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Ambos poseen la propiedad de ser escasamente insolubles en agua pura, pero frente a aguas naturales, con pequeños contenidos de ácido carbónico y otros ácidos orgánicos y minerales, su solubilidad aumenta significativamente.

El ácido carbónico, omnipresente en las aguas naturales, procede del CO₂ disuelto en las mismas, de origen atmosférico y/o edáfico. Los equilibrios químicos que definen la

secuencia básica del proceso de disolución de la calcita pueden resumirse así:

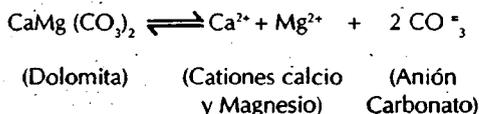
Ecuación	Velocidad del proceso	Descripción
$\text{CO}_2(\text{aire}) \xrightleftharpoons{\text{H}_2\text{O}} \text{CO}_2$ (físicamente disuelto)	Lenta	Difusión del CO ₂ en el agua.
$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$	Lenta	Hidratación del CO ₂ disuelto físicamente en el agua, dando lugar a la formación del ácido carbónico muy inestable.
$\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	Rápida	Disociación del ácido carbónico en cationes hidrógeno y aniones bicarbonato.
$\text{CaCO}_3 \xrightleftharpoons{\text{H}_2\text{O}} \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{--}$	Lenta	Disociación de la calcita en iones calcio y carbonato.
$\text{H}^+ + \text{CO}_3^{--} \rightleftharpoons \text{HCO}_3^-$	Rápida	Asociación de CO ₃ ⁻ procedente de la Calcita con el H ⁺ del ácido carbónico para formar aniones bicarbonato.

La combinación de todas estas ecuaciones parciales da la conocida ecuación de la disolución de la calcita:

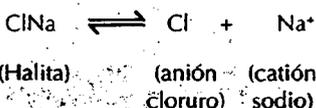
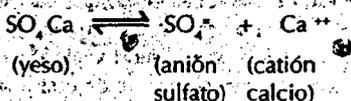


Siendo el producto final de la ecuación (bicarbonato cálcico) fácilmente soluble en agua; de esta manera se enriquece en CaCO₃ perdido por la fase sólida (la roca caliza), erosionándose ésta por disolución.

En el caso de la dolomita (presente en las dolomías) el Mg complica notablemente los equilibrios, pero su ecuación de disolución suele escribirse así:



Para los yesos y sales, las reacciones de disolución son de una naturaleza diferente. Se trata en estos casos de una simple solución física, sin mediación del CO₂.



Los factores que controlan en detalle todos estos equilibrios son numerosos y su influencia, a veces, mal conocida o fuertemente discutida por su incidencia desigual en los sentidos de las diversas reacciones.

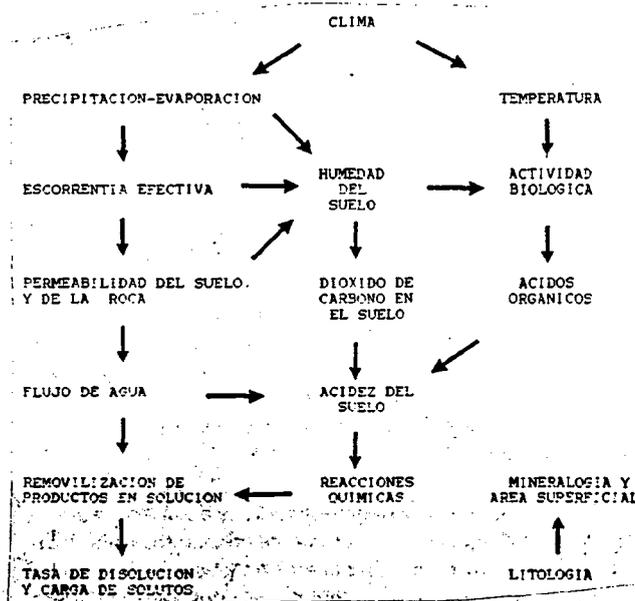


Figura 1. Variables de control del proceso de disolución de la caliza. Las flechas parten de los factores que influyen directamente en los inmediatos. (según TRUDGILL, 1985).

Figure 1. Key variables in the control of limestone solution processes. Arrows means an influence on. (After TRUDGILL, 1985).

Así, la temperatura y la concentración de CO_2 suelen aparecer como los principales factores de los que depende la mayor o menor solubilidad de los carbonatos. Por el contrario, la disolución del yeso y la sal depende únicamente de la temperatura.

En líneas generales y desde el punto de vista fisicoquímico puede decirse que al aumentar la temperatura (para una concentración fija de CO_2) decrece la solubilidad de la calcita. Al aumentar el contenido en dióxido de carbono disuelto en el agua (a una misma temperatura) aumenta la solubilidad de la calcita. Sin embargo, ambos factores están interrelacionados, y la solubilidad del CO_2 en el agua depende a su vez de la temperatura, complicando en detalle la cinética del sistema. Además, en ocasiones los estudios de campo no se encuentran acordes con los resultados deducibles de los experimentos de laboratorio. Así, mientras para algunos autores en los climas fríos la disolución es mucho mayor que en los climas templados y cálidos (dado que a temperatura más baja la calcita se disuelve menos) para otros es precisamente en los climas tropicales donde la erosión kárstica será mayor (a causa de la mayor generación de CO_2 biológico, y por tanto de una mayor capacidad de disolución de los carbonatos). Estas cuestiones se discutirán más en detalle en epígrafes posteriores.

A efectos prácticos, puede considerarse una solubilidad media de la calcita en condiciones naturales en torno a 150-300 mgr/litro, frente a los 10-15 mgr/litro en agua pura. En las rocas evaporíticas, dado que su disolución física es un fenómeno más simple, el efecto de la temperatura está más claro. El yeso presenta su máxima solubilidad a 37° C, descendiendo lentamente a temperaturas mayores y menores; su solubilidad media en condiciones normales está sobre los 2-2,5 gr/litro.

La halita, en torno a cien veces más soluble que el yeso, aumenta netamente su solubilidad con la temperatura. Existen, por supuesto, otros mecanismos que pueden alterar la velocidad de los procesos de disolución, de los distintos materiales karstificables, como son el efecto ión común, la mezcla de aguas saturadas con distinto contenido de CO_2 ("corrosión mixta"), la presencia de ciertos compuestos que generan ácidos (pirita, por ejemplo) y otros muchos de menor importancia.

III. LAS FORMAS KARSTICAS Y LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA EROSION

III.1. Las formas kársticas

El proceso paulatino de karstificación de un macizo origina a lo largo de su evolución un conjunto de formas erosivas que caracterizan el paisaje kárstico. Estas formas suelen dividirse tradicionalmente en dos conjuntos, si bien presentan una continuidad transicional entre ambos:

- Formas exokársticas
- Formas endokársticas.

Las formas exokársticas son aquellas que se localizan en la superficie de los macizos kársticos; las más características

de éstas son las dolinas, o depresiones cerradas, cuyo drenaje es exclusivamente subterráneo. Existen numerosas tentativas de clasificación de las dolinas, según criterios morfológicos, genéticos, funcionales, etc... Básicamente se pueden distinguir, en función de su génesis, tres tipos de dolinas:

- De disolución, con pérdida de la masa rocosa en profundidad por disolución.
- De colapso, las más frecuentes de las cuales son las torcas, depresiones de paredes subverticales cuya profundidad es de igual rango que su diámetro.
- De subsidencia, localizadas en karsts *cubiertos*, con presencia de suelos desarrollados que pueden subsidir superficialmente hacia el fondo de la depresión por migración en profundidad.

La importancia erosiva de las dolinas es grande, puesto que son puntos preferenciales de absorción del agua superficial y presentan el fondo frecuentemente recubierto de suelo rico en materia orgánica, de tal manera que la disponibilidad de agua y CO_2 es abundante, con la consecuente exacerbación de la dinámica erosiva.

Otras macroformas exokársticas son los poljes, grandes depresiones cerradas de extensión kilométrica y origen estructural. Los mecanismos de erosión en los poljes no están aún suficientemente estudiados, y en general son formas *negativas* con predominio de la sedimentación.

Fuera de las dolinas y los poljes la superficie del karst se encuentra tapizada de un conjunto de microformas conocidas genéricamente con el de lapiaz (otros términos frecuentemente utilizados son lenar y karren). El término lapiaz comprende todas las morfologías de pequeño tamaño relativo (de milímetro a métrico) generadas por la disolución en superficie de los macizos kársticos. Esta amplia definición permite cobijar un rosario de microformas variopintas, que tienen morfología, génesis y funciones diferentes. Se han dividido en tres subtipos principales:

- Rillenkarrren.
- Trittkarren.
- Kamenitzas.

El primero se caracteriza por presentar acanaladuras productos de la escorrentía en superficies verticales o muy inclinadas; el denominado trittkarren define las superficies subhorizontales, suaves, con pequeñas depresiones embudiformes o asimétricas, con formas de *tacón*, y se interpretan como generadas bajo nieve. Las kamenitzas, por último, son pequeñas *cuencas* mucho más anchas y largas que profundas y que parecen tener relación genética con procesos bioquímicos.

El lapiaz es la respuesta morfológica a los procesos erosivos superficiales en áreas extensas pero también juega un papel fundamental en la absorción del agua meteórica y de escorrentía superficial. Así, cuando el lapiaz se desarrolla sobre materiales fuertemente fracturados y con una densa red

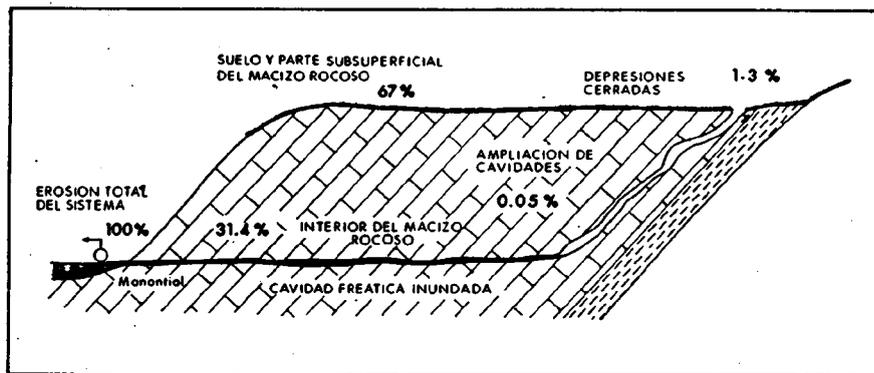


Figura 2. Distribución espacial de valores de erosión en un sistema kárstico (basado en TRUDGILL, 1985, modificado de ATKINSON y SMITH, 1976).

Figure 2. Distribution of erosion rates in a karstic system. (Based in TRUDGILL, 1985, modified from ATKINSON and SMITH, 1976).

de diaclasado, su continuidad en profundidad permite al agua percolar rápidamente hacia el interior del macizo kárstico.

Las microformas de erosión superficial también pueden generarse bajo karsts semicubiertos y cubiertos por espesos suelos detríticos u orgánicos. Son típicas las formas denominadas *muecas de disolución*, amplias morfologías decimétricas a métricas generadas por debajo de una cubierta sedimentaria. También los *conductos ("pipes") de disolución*, que corresponden a morfología de orden métrico, con marcada tendencia vertical y planta irregular, generalmente condicionadas por las direcciones de las diaclasas. Asimismo, algunas superficies *microapuntadas* y *corroidas* son específicas del lapiaz cubierto.

En general, parece que la velocidad de desarrollo del lapiaz (o sea la velocidad de erosión) bajo karst cubierto es mayor que en superficie, siempre y cuando el suelo sea ácido y no posea importante contenido en carbonatos.

Otros tipos de formas exokársticas están ligadas a procesos fluviokársticos: cañones kársticos y valles ciegos, en los cuales la erosión se produce tanto en las laderas por disolución, como en el fondo del valle por disolución más abrasión.

En lo referente a las formas endokársticas (o sea del interior del macizo kárstico, subterráneas), son las cavidades kársticas las más representativas; se diferencian cuevas o cavidades con tendencia fundamentalmente horizontal, y simas, cavidades de desarrollo predominantemente vertical.

Las cavidades kársticas son los colectores hídricos subterráneos de la zona de aireación del acuífero kárstico; se encuentran localizadas preferentemente por encima del nivel freático general del macizo, y a través de ellas se realiza el trasvase de los *inputs* hídricos de la superficie (por infiltración en el lapiaz, valles ciegos, etc.) al acuífero profundo o bien directamente a las sugerencias kársticas (*outpus* naturales).

III.2. La distribución espacial de la erosión

La erosión kárstica no se distribuye por igual a lo largo de toda la arquitectura espacial de los macizos kársticos. El agua, agente principal de la mecánica erosiva, mediante el proceso de la disolución, actúa con desigual incidencia erosiva a lo largo de su recorrido por los sistemas kársticos.

La mayor parte de la erosión kárstica (más del 50% y hasta el 85% a veces) se produce en la superficie o muy cerca de ella, tanto en karsts desnudos como cubiertos. En torno al 15 - 35% se produce en el interior del macizo rocoso, a través de las pequeñas fracturas y de las juntas de estratificación. En el interior de las depresiones cerradas y dentro de las cavidades kársticas (*activas*, esto es con funcionamiento hídrico actual) el porcentaje de la erosión total es muy bajo, superando rara vez el 5%, y siendo muy frecuentes valores en torno al 1%.

Las formas que evolucionan más rápidamente son pues el lapiaz y, aunque parezca paradójico, las cavidades kársticas, ya que si bien el porcentaje que representan de la erosión total es pequeño, ello es debido a que su volumen es mínimo respecto al total del macizo kárstico, siendo la velocidad erosiva relativa (en cantidad de erosión por unidad de tiempo) muy alta.

IV. FACTORES QUE AFECTAN A LA VELOCIDAD DE EROSION KARSTICA

Son varios los factores que condicionan la velocidad de la erosión de un macizo kárstico; los fundamentales son:

- El clima y la topografía.
- La litología.
- La cobertera vegetal y el suelo.
- La tectónica.
- La intervención antrópica.

IV.1. El clima y la topografía

Ambos factores van fuertemente unidos, sobre todo en lo relativo a la altitud. Los principales parámetros climáticos que afectan a la erosión kárstica son la precipitación neta (precipitación-evapotranspiración) y la temperatura media.

A nivel de equilibrios químicos ya vimos que el incremento de temperatura afectaba inversamente proporcional a la solubilidad de la calcita. A nivel climático la temperatura tiene muchos efectos colaterales que tienden a mitigar ese efecto primario. Así, por ejemplo, un clima con temperaturas altas (y precipitaciones abundantes) generará una vegetación densa y unos suelos muy desarrollados, con una producción de CO_2 importante y una tasa de erosión kárstica elevada. Los niveles de productividad del CO_2 , pues, tienden a aumentar en los climas más cálidos, siempre y cuando este aumento se vea acompañado de unas precipitaciones suficientes para el desarrollo de las comunidades vegetales (no ocurre así en los climas semiáridos, a pesar de tener temperaturas medias elevadas).

Históricamente, el papel del clima en la erosión kárstica ha sido muy debatido. Es clásico ya el punto de vista de CORBEL (1959), el cual defendía que la concentración de CO_3Ca disuelto en las aguas kársticas (y por tanto la erosión) era inversamente proporcional a la temperatura; así, las mayores tasas de erosión se darían en los climas fríos (árticos y subárticos) y las menores en los trópicos. También apuntaba que dada la íntima relación de la tasa de erosión con la pluviometría (a más lluvia, más agua disponible para erosionar), aquella aumentaría también en los climas más húmedos respecto a los climas áridos.

TABLA I

Erosión en calizas según CORBEL (1959)

Localidad	Características topográficas y climáticas	mm/mil años
Alaska,	montañoso, subártico	100
Noruega,	montañoso, oceánico, subártico	100
Yucatán,	húmedo, trópico marginal	15
Irlanda,	colinas, templado oceánico	4
Florida,	llanura, húmedo subtropical	0,5

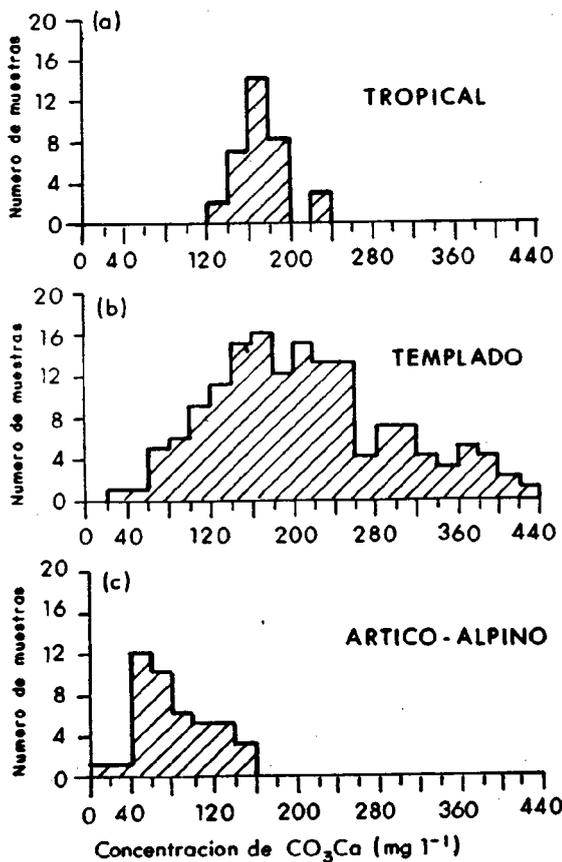


Figura 3. Concentración de CO_3Ca en aguas kársticas en función del clima (según SMITH y ATKINSON, 1976, en TRUDGILL, 1985).

Figure 3. Solute concentrations (calcium Carbonate) in function of climate (After SMITH and ATKINSON, 1976, in TRUDGILL, 1985).

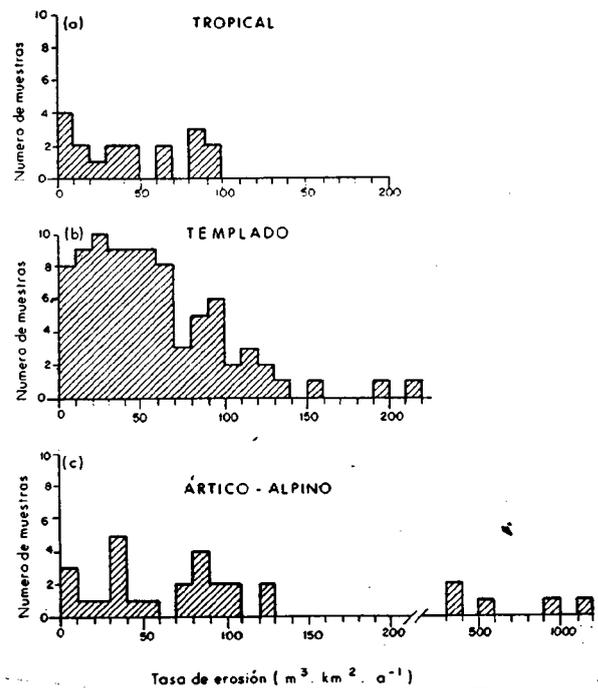


Figura 4. Tasas de erosión en diversos climas (según SMITH y ATKINSON, 1976, en TRUDGILL, 1985).

Figure 4. Erosion rates in several climates (after SMITH and ATKINSON, 1976, in TRUDGILL, 1985).

La única objeción posible al razonamiento de CORBEL (1959) es su olvido del papel primordial que juega en la erosión kárstica el CO₂ y la evolución del sistema (*cerrado, abierto*). En los climas tropicales hay más dióxido carbónico disponible que en climas árticos, a pesar de que en estos últimos se disuelve mejor en el agua. Los datos de campo indican claramente que en karsts tropicales la velocidad de erosión es alta, generándose formas exokársticas espectaculares que han dado lugar a arquetipos kársticos (karst poligonales, karst en torres, etc.)

TABLA II

Denudación kárstica en función del clima (recogido por BÖGLI, 1971 con información de distintos autores).

Localidad/clima	Precipitación (mm.)	Tasa de erosión (mm./mil años)
<i>Clima húmedo cálido</i>		
Jamaica	2.000	51
Jamaica	1.800	54
Puerto Rico	1.650	40
Cuba	1.600	46
Florida	1.200	27
<i>Clima templado</i>		
Kentucky	1.100	64
Gran Bretaña	700	63
Gran Bretaña	1.100	58
Suiza	1.700	89
Suiza	2.200	91
Suiza	1.100	50
<i>Clima ártico y subártico</i>		
Suiza	2.400	71
Spitsbergen	280	17

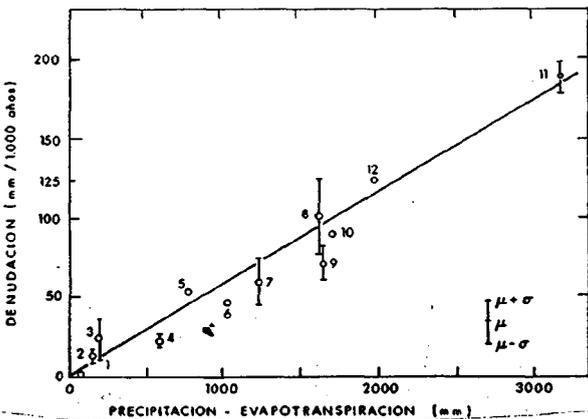


Figura 5. Tasas de erosión kárstica en función de la lluvia útil (precipitación-evapotranspiración). (Según LÓPEZ MARTÍNEZ, 1984, modificado de WHITE, 1984, realizado con datos de diversos autores).

Figure 5. Karstic erosion rates in function of runoff (precipitation minus evapotranspiration). (After LÓPEZ, 1984, modified from WHITE, 1984, after data from different authors).

La relación más clara entre un parámetro y la erosión kárstica es la existente entre precipitación efectiva media anual y la tasa de erosión, como han demostrado numerosos autores (SMITH and ATKINSON, 1976, entre otros). También se han ensayado correlaciones entre altitud y erosión kárstica, con buenos resultados, habida cuenta de la relación a su vez de las variaciones altitudinales con las climáticas.

Ambos factores (altitud y precipitación) afectan en proporción directa a la tasa de erosión kárstica; en el caso de la altitud, sin embargo, esta proporción se invierte al llegar a un cierto umbral.

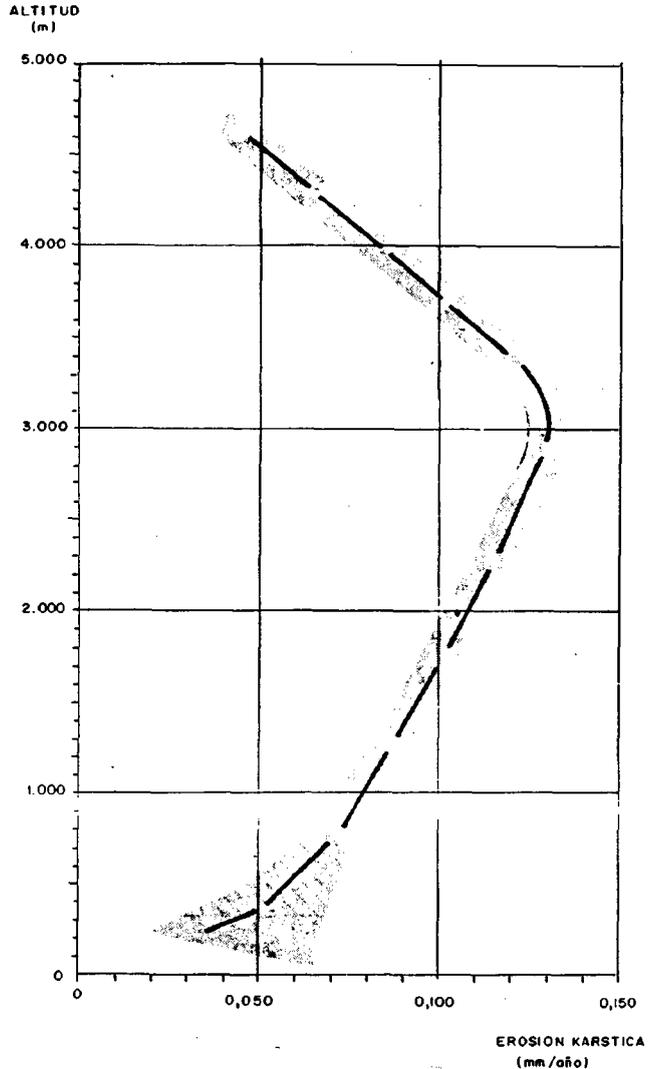


Figura 6. Modelo de curva que relaciona erosión kárstica y altitud (latitudes templadas y climas de montaña). Basado en informaciones de diversos autores.

Figure 6. Curve model about the relation between karst erosion and altitude (middle latitudes and mountain climates). Based in several authors.

IV.2. La litología

Factor fundamental para algunos autores. Es evidente que las diferencias entre grupos litológicos karstificables muy

distintos (carbonatos por un lado, evaporitas por otro y, por fin, rocas clásticas solubles) condicionan la velocidad erosiva dados sus diferentes niveles de solubilidad. Pero, además, dentro de estos grupos existen numerosos parámetros que hacen variar fuertemente las tasas de erosión. Por ejemplo, el grado de pureza de los carbonatos, la cristalinidad del material, la potencia de los horizontes carbonatados dentro de series mixtas detrítico-carbonáticas, etc...

IV.3. La cobertera vegetal y el suelo

Como ya hemos visto, la cobertera vegetal es un factor íntimamente ligado al clima, y que proporciona en general una mayor efectividad a los procesos disolutivos. En climas áridos, semiáridos, árticos y subárticos los macizos kársticos suelen aparecer absolutamente desprovistos de vegetación; únicamente en climas templados y tropicales aparece en escena la cobertera vegetal, generando espesos horizontes edáficos, muy ricos en humus, que contribuyen a la alta productividad de CO₂ orgánico, así como a la generación de otros ácidos organo-minerales que acrecientan la capacidad erosiva. Por todo lado no hay que olvidar que la vegetación resta de la precipitación un porcentaje de agua correspondiente a la evapotranspiración, disminuyendo la precipitación neta.

IV.4. La tectónica

Tres son los aspectos primordiales de origen estructural que inciden en la dinámica erosiva del karst. En primer lugar la *tectonización* general del macizo, es decir, el grado de fracturación, que permitirá una mayor o menor superficie de ataque para el agua kárstica, con el aumento o disminución de la *efectividad erosiva*. En segundo lugar, la estructura del macizo. La erosión kárstica es mayor en estructuras suaves, con buzamientos menores de 30 grados, disminuyendo su intensidad con el incremento del buzamiento. Por último, un factor escasamente estudiado, pero de importancia crucial es el efecto de la reactivación tectónica a lo largo de la historia evolutiva del macizo (esto es, la neotectónica), que puede dar lugar a cambios bruscos de los *niveles de base* y a incrementos de la capacidad erosiva.

IV.5. La intervención antrópica

A pesar de constituir uno de los factores más escasamente estudiados, es claro que también el hombre juega su papel en lo relativo a la erosión kárstica. La intensa explotación que se hace de los acuíferos kársticos cambia su dinámica natural (creando gradientes hidráulicos diferentes a los existentes en condiciones naturales, variando los flujos y caudales de los conductos trastocando los balances hídricos de los sistemas kársticos, etc.), y con ello su dinámica erosiva. Un ejemplo claro de esta problemática es la reactivación de paleorredes kársticas rellenas por sedimentos como consecuencia de bombeos de acuíferos kársticos y la generación de colapsos y hundimientos en superficie (ver DURÁN, 1988). También los cambios de uso de los territorios kársticos (por ejemplo, la deforestación), puede hacer variar la dinámica erosiva.

V. LA MEDIDA DE LA EROSION KARSTICA

En términos cuantitativos la erosión kárstica es la cantidad de caliza que se disuelve actualmente y es transportada fuera del karst. En el transcurso de su recorrido por vía acuosa en el karst, la calcita disuelta puede ser sedimentada en forma de espeleotemas, travertinos, fangos calcáreos, etc.. En este capítulo abordaremos los distintos métodos existentes de evaluar esa *cantidad* de roca eliminada hacia el exterior de los terrenos kársticos. Según hace ver BOGLI (1980), en cuanto al balance erosión -sedimentación en el karst, en las regiones frías la *salida* final de calcita es prácticamente igual a la cantidad disuelta (no hay prácticamente sedimentación química), mientras que en las regiones tropicales la salida es la diferencia entre lo disuelto y lo precipitado. Por esta razón es importante conocer la distribución espacial de la erosión kárstica y también de la sedimentación, al objeto de establecer el balance adecuado, y aplicar en cada momento y lugar el método de medida más adecuado.

V.1. La fórmula de Corbel

CORBEL (1959) fue el primer investigador que propuso un método racional y práctico en todas las regiones para cuantificar la velocidad de erosión kárstica, basado en la definición de la tasa de erosión kárstica como la pérdida de caliza por unidad de superficie del karst.

Propuso la siguiente fórmula para aplicar a los macizos kársticos:

$$X = \frac{4 ET}{100}$$

donde "X" es la velocidad de erosión en m³ / año/km² o, lo que es igual, mm/1000 años; "E" es la precipitación neta o efectiva en dm, y "T" es el contenido en mgr/l (o ppm) en carbonato cálcico (originalmente la fórmula se definió para karsts carbonatados) del agua de descarga del sistema kárstico.

Si los carbonatos no constituyen la totalidad del macizo, la fórmula sufre una pequeña modificación:

$$X = \frac{4 ETn}{100}$$

donde n es la fracción (de 0 a 1) que indica el porcentaje ocupado por las rocas karstificables.

En estas fórmulas, CORBEL asume un valor para la densidad de los materiales carbonáticos de 2,5 gr/cm. Posteriormente, WILLIAMS (1963) (en BECKINSALE, 1972) modificó ligeramente la fórmula de CORBEL, expresándola como:

$$X = \frac{E(Tc + Tm)}{10^6 D}$$

donde "Tc" y "Tm" son respectivamente los contenidos en carbonatos cálcico y magnésico respectivamente en mgr/litro, y "D" es la densidad de las rocas carbonatadas en gr/cm³.

BECKINSALE (1972) modifica nuevamente la fórmula original, al suponer que la erosión kárstica debe estar referida al volumen total del macizo kárstico:

$$X = \frac{ET}{RD}$$

donde "R" es el volumen total de la roca karstificable en el macizo. Esta modificación no ha sido prácticamente asumida por las dificultades que tiene el calcular el volumen de roca kárstica con cierto grado de aproximación.

También SMITH and ATKINSON (1976) propusieron una nueva fórmula equivalente a la original de CORBEL:

$$X = \frac{Q \cdot T \cdot I}{A \cdot 10^6 \cdot D \cdot n}$$

donde "Q" es el caudal medio en m³/año de todos los manantiales que drenan un macizo kárstico y "A" la superficie del mismo en Km².

Como ha hecho notar recientemente GARAY (1985), los resultados de aplicar esta última expresión y la fórmula de CORBEL son prácticamente idénticos.

V.2. Otros métodos de medida

Anteriormente a la publicación de CORBEL se habían ensayado algunos métodos de medida de la erosión kárstica. Ya en 1890, GOODCHILD (en BECKINSALE, 1972) evaluó la tasa de erosión de las calizas carboníferas del NE de Inglaterra en base a la observación de tumbas y monumentos de edades conocidas realizados con estos materiales. Estos tipos de métodos "históricos" han sido escasamente utilizados, siendo sin embargo de la máxima utilidad para evaluar la erosión acumulada en periodos de tiempo relativamente amplios (decenas, centenas o incluso miles de años).

También se han empleado métodos "geomorfológicos", mediante los cuales una vez conocida por cualquier criterio de geocronología relativa la edad de una superficie original de referencia (labrada por otros procesos geodinámicos externos en materiales karstificables), puede evaluarse la incidencia de la erosión kárstica hasta la actualidad. Ejemplos claros son la aplicación a pavimentos glaciares labrados sobre rocas carbonatadas y posteriormente expuestos a la erosión, o la utilización de rasas marinas pleistocenas talladas también en carbonatos y que han sido atacadas erosivamente desde la regresión posterior.

En ambos casos conocidas las formas originales (por testigos de erosión) y la edad, puede calcularse el volumen perdido y, por tanto, la tasa de erosión.

Otro método escasamente empleado es de tipo "sedimentológico". Se aplica a secuencias detríticas provenientes de la acumulación de residuos insolubles procedentes de la disolución de importantes volúmenes carbonatados. La potencia de los residuos será proporcional -teóricamente- a la velocidad de erosión; PICOTT (1965) ha realizado algún ensayo en materiales de los últimos diez mil años (en BECKINSALE, 1972).

TABLA III

Pérdidas por erosión superficial calculadas en pedestales calizos (recopilado por JENNINGS, 1985).

Localidad	Altura de los pedestales (cm.)
Suiza	15
Inglaterra	50
Irlanda	15
Australia	30

Localidad	Tiempo desde la retirada del hielo (años)
Suiza	10.000
Inglaterra	12.000
Irlanda	15.000
Australia	9.500

Localidad	Pérdida superficial (mm./1.000 años)
Suiza	15
Inglaterra	42
Irlanda	10
Australia	30

Métodos más modernos son los que pretenden medir *in situ* directamente la erosión, por dos vías alternativas:

- Colocación de *tabletas* o *pastillas* de rocas carbonatadas.
- Utilización de *microerosionímetros*.

El primero se basa en colocar en determinados lugares representativos del macizo kárstico (en superficie, bajo el suelo, en dolinas, en fisuras, en el interior de las cavidades activas, en las surgencias, etc.) unas *pastillas* de roca homogénea de características previamente conocidas (peso, tamaño y forma); tras permanecer un cierto periodo de tiempo (meses, años, ...) sometidas a la erosión *in situ*, son recogidas, evaluándose posteriormente la masa perdida y calculándose fácilmente la tasa de erosión (volumen/unidad de tiempo). Lo difícil es posteriormente interpretar en un marco general del macizo kárstico estas medidas puntuales. Si son muy útiles, por el contrario, para investigar la repartición espacial de la erosión a lo largo, ancho y en profundidad del macizo.

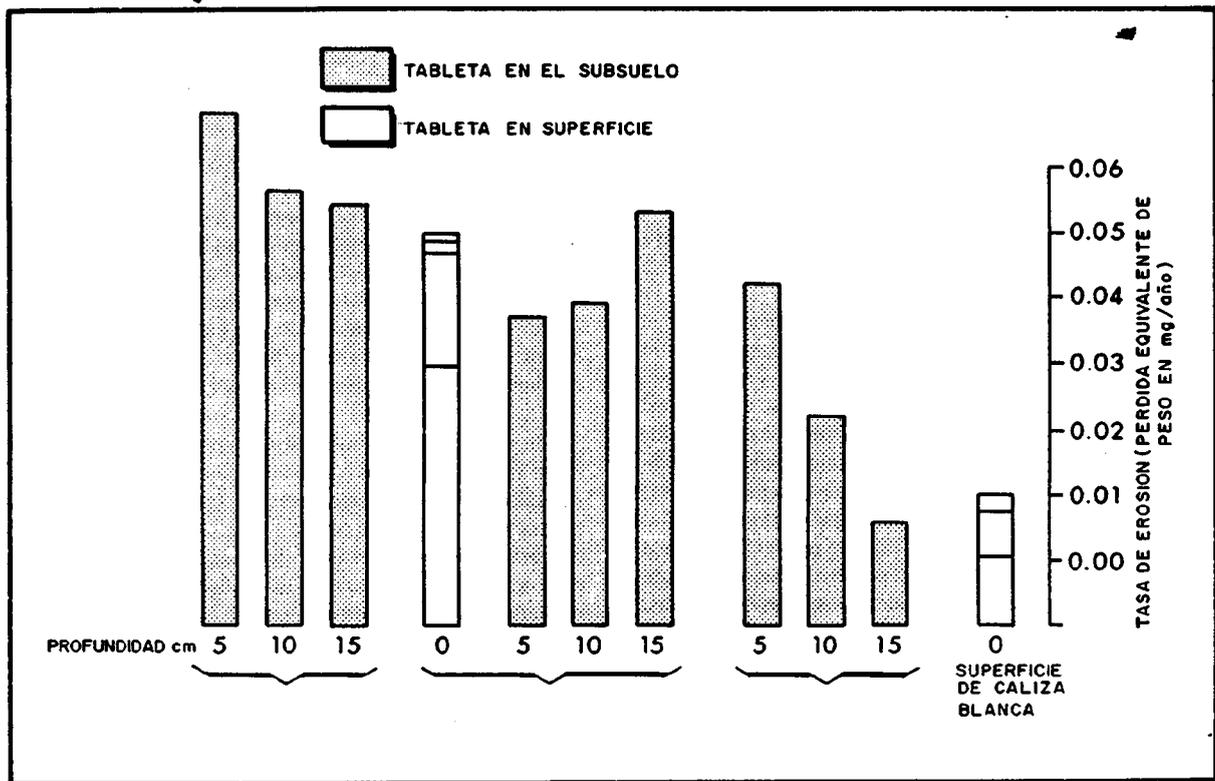


Figura 7. Tasas de erosión en calizas, calculadas mediante el método de las tabletas, en Jamaica. (Según TRUDGILL, 1985, modificado de TRUDGILL, 1977).

Figure 7. Limestone erosion rates (weight loss tablets), in Jamaica. Shades: tablets in soil; unshaded: tablets on surfaces. (After TRUDGILL, 1985, modified from TRUDGILL, 1977).

TABLA IV

Medidas de erosión en suelos kársticos obtenidas mediante el "método de las tabletas" (según JENNINGS, 1985, recopilado de varios autores).

Localidad	Ubicación/características	Valor principal de la erosión (mm./año)	Rango de valores (mm./año)
Irlanda	Ranker	—	2,933-5,327
	Turbera	—	1,187-5,298
	Tierra parda ácida	—	0,0084-0,025
	Rendzina con humus	—	0,00012-0,005
	Tierra parda caliza	—	0,00012-0,001
Australia	Rendzina en interfluvio	0,010	0,008-0,012
	Rendzina en depresión	0,006	—

El segundo método es aún más simple: pretende detectar en sucesivas mediciones variaciones en la microtopografía del punto a controlar. Dado que estas diferencias son muy pequeñas son necesarios bien periodos de tiempo muy largos para detectar cambios apreciables o bien aparatos y técnicas muy sofisticados y precisos de medición.

V.3. Algunas consideraciones sobre los métodos de medida de la erosión kárstica

De entre los métodos citados, es importante resaltar que el más interesante para evaluar de un modo global la erosión kárstica es el denominado "método hidroquímico", o sea la aplicación de fórmulas análogas a las de CORBEL ó SMITH and ATKINSON; no obstante hay que precisar algunos extremos: los análisis hidroquímicos caracterizan únicamente los momentos en que se realizan las tomas de muestras de agua, mientras que la variabilidad hidroquímica temporal de las surgencias kársticas es muy alta. Por tanto, es preciso poseer numerosos análisis de cada macizo kárstico, repartidos adecuadamente en el tiempo (y en eventos significativos, como crecidas, sequías, etc...) y en el espacio.

Otro aspecto de interés es el relativo a las unidades con que deben expresarse los resultados de los estudios de erosión kárstica. GUNN (1986) señala, con muy buen criterio, que no debe utilizarse (a pesar de que casi todos los investigadores lo hacen) la unidad "mm/1000 años", ya que significa extrapolar la erosión actual a un periodo milenarío a través del cual los factores condicionantes han podido variar de forma muy significativa (cambios paleoclimáticos, de vegetación, neotectónicos, etc).

Sería más prudente, por tanto, comenzar a utilizar la unidad "mm/año", a pesar de que posiblemente genere cifras *incómodas*, por su pequeña magnitud. La unidad "mm/1000 años" debería restringirse a aquellos estudios en que el periodo considerado sea de un orden de magnitud milenarío (métodos "históricos", "geomorfológicos", "sedimentológicos" u otros).

VI. LA SEDIMENTACION KARSTICA

VI.1. Introducción

En los terrenos kársticos existe también una "lucha" constante entre los procesos de erosión - sedimentación. No todo el material disuelto en el karst logra llegar al exterior o a migrar lejos de él. Parte de esta cantidad precipita, se deposita o sedimenta en su interior o en su inmediaciones, bajo forma fundamentalmente de espeleotemas y travertinos. Además de estos sedimentos carbonatados de precipitación química, en el karst se depositan otros sedimentos de naturaleza muy diversa:

- Sedimentos detríticos alóctonos.
- Sedimentos detríticos autóctonos, en su mayoría depósitos de residuos detríticos insolubles (por ejemplo, la *terra rossa*).
- Sedimentos organógenos (guano)

Sólo pasaremos revista a algunos aspectos de la sedimentación química, mayoritaria y representativa de los terrenos kársticos.

VI.2. Espeleotemas

Los espeleotemas constituyen los sedimentos carbonatados más frecuentes en el interior del karst; están particularmente representados en las grandes cavidades kársticas, pero rellenan también grietas y fracturas de pequeño tamaño, inaccesibles físicamente al hombre. La composición química de los espeleotemas es variadísima, pero básicamente son dos los minerales presentes: calcita y aragonito.

Su origen está ligado al proceso de disolución-precipitación: al llegar las aguas cargadas de bicarbonato cálcico a las cavidades, este pasa a carbonato, que precipita, bien por evaporación, bien por pérdida de CO₂. Las velocidades de crecimiento de espeleotemas son variables (para espeleotemas actuales o subactuales) entre 0,05 mm/año y casi 20 mm/año, con una media en torno a los 2mm/año (HILL and FORT, 1986). Esta velocidad está directamente relacionada, al igual que la erosión con los principales parámetros climáticos (precipitación y temperatura). Los espeleotemas son muy abundantes en climas actuales tropicales (cálidos y húmedos) y muy escasos en climas fríos y áridos. La evolución paleoclimática de una región juega asimismo un papel importante en los ciclos erosión-sedimentación.

VI.3. Los travertinos

Los travertinos son también sedimentos químicos procedentes de la precipitación de los carbonatos contenidos en aguas kársticas; sin embargo, su lugar de sedimentación es el exterior de los conductos kársticos, en la superficie del karst. Las masas travertínicas pueden depositarse a veces lejos de los macizos kársticos, complicando así el balance erosión-sedimentación.

La generación de travertinos está ligada en ocasiones a procesos iluviales, o lacustres, a partir de aguas saturadas en carbonatos; por lo general, la actividad orgánica (algas y plantas superiores) está íntimamente ligada a su formación, así como la liberación física y bioquímica de CO₂; el clima también parece jugar un papel primordial en su velocidad de sedimentación.

VI.4. Métodos de evaluación de las tasas de sedimentación kárstica

Los métodos que permiten evaluar la sedimentación ligada a los procesos de disolución en el karst son dos:

- Métodos geocronológicos.
- Métodos de medida directa.

Entre los primeros destacan los métodos geocronológicos absolutos, por ejemplo:

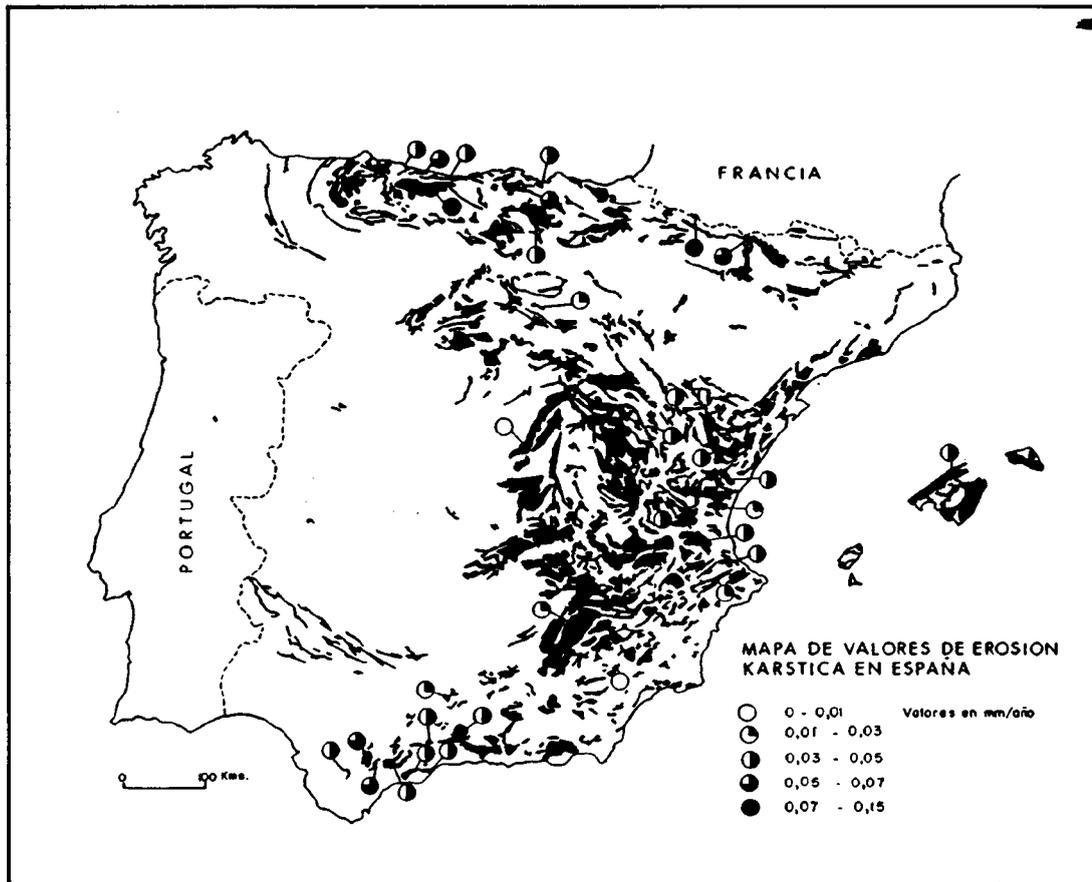


Figura 8. Mapa de tasas de erosión en distintas regiones kársticas españolas.

Figure 8. Map of the erosion rates of spanish karstic regions.

- Carbono 14, válido hasta 35.000 años B.P.
- Series de Uranio, (Th/U), utilizable hasta 400.000 años B.P.
- Electron Spin Resonance (ó E.S.R.) con validez hasta más de 1.000.000 de años B.P.
- Termoluminiscencia, de idéntico orden de magnitud que el anterior.

Los métodos de medida directa de la sedimentación han sido poco aplicados, sobre todo en travertinos, dadas las dificultades prácticas del mismo. En espeleotemas sí han sido ensayados con éxito en periodos hiperanuales, pero los resultados no son generalizables, por su carácter puntual.

VII. LA EROSION Y LA SEDIMENTACION KARSTICA EN ESPAÑA

VII.1. La erosión kárstica en rocas carbonatadas

En España son escasos aún los trabajos relativos a tasas de erosión kárstica, si bien recientemente GARAY, OJAVEI y MORELLI (1988) han realizado un ensayo de síntesis sobre datos

publicados a nivel nacional, basados exclusivamente en métodos hidroquímicos (fórmula de Corbel). Sobre la base del Mapa Nacional del karst realizado por Ayv y et al. (1986), se han colocado estos mismos datos, completándolos con otros adicionales, y el resultado se puede observar en el mapa sintético adjunto.

Como puede verse los valores máximos de erosión kárstica conocidos en España se dan en Picos de Europa y la región de Larra (Navarra) (0,125 mm/año; ambas presentan macizos kársticos de gran altitud, climas fríos y con precipitaciones medias abundantes (por encima de los 2000 mm. anuales). Los valores más bajos, en torno a los 0,01 mm/año se dan en las calizas de los páramos de la Depresión del Tajo, con clima subárido y precipitaciones de 500 mm anuales.

Los valores medios de erosión kárstica en nuestro país se sitúan entre 0,025 mm/año y 0,050 mm/año, para climas templados, cálidos ó semiáridos y precipitaciones entre 500 y 1500 mm. anuales.

Esto supone un total de erosión kárstica anual en España en torno a las $5,5 \times 10^7$ Tm/año. Esta cifra, evidentemente sólo representa la masa caliza que sale de los macizos kársticos, pudiendo no obstante, sedimentarse parcialmente de nuevo fuera de ellos; la diferencia entre este valor y lo sedimentado

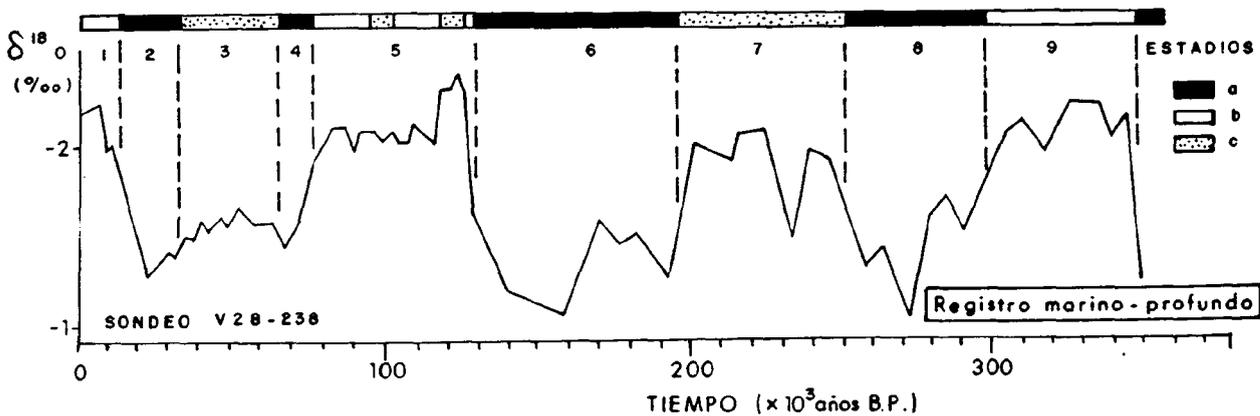
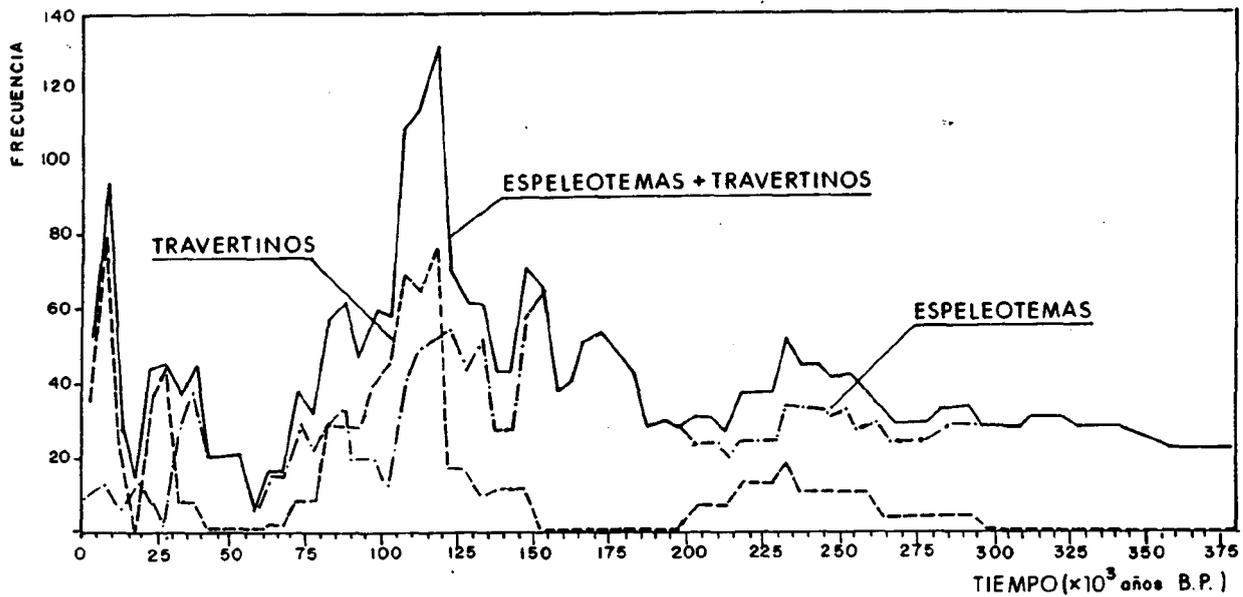


Figura 9. Distribución frecuencial de espeleotemas y travertinos en España en los últimos 375.000 años y su relación con los estudios isotópicos de paleotemperaturas. (Estadios: a: glacial; b: interglacial; c: interstadi). Arriba, según DURAN, GROS Y SORSA (1988). Abajo, según SHACKLETON Y OBRINK (1973).

Figure 9. Frequency distribution of speleothems and travertines in Spain during the last 375.000 years and their relationship with the isotopic studies of paleotemperatures. (Stages: a: glacial; b: interglacial; c: interstages). After DURAN, GROS Y SORSA, 1988) (above) and SHACKLETON AND OBRINK, 1973 (below).

fuera del karst, irá a parar al medio marino, alimentando el ciclo general de erosión-sedimentación a escala global.

respondiente a esta tasa erosiva es, sin embargo, de sólo unos 600 mm/año.

VII.2. La erosión kárstica en litologías no carbonatadas

Si son escasos los trabajos sobre erosión kárstica en España en materiales carbonatados, son prácticamente inexistentes los referidos a otras litologías karstificables como yesos, halita y formaciones detríticas solubles.

En el resto de las zonas conocidas de karsts yesíferos y salíferos en España, existen datos puntuales hidroquímicos, que indican elevadas concentraciones de materiales disueltos (entre 1.000 y 35.000 mgr./litro) en las aguas kársticas, pero no se han evaluado las cifras de erosión. DURAN y del VAL (1984) citan en Cuenca un manantial surgente en materiales yeso-salíferos con valores de pérdida de materiales disueltos en torno a 30.000 - 40.000 Tm./año.

DURAN (1984) cita en los karsts en yesos triásicos de la región de Antequera (Málaga) valores de erosión de 0,13 mm/año, muy cercanos a los máximos erosivos en karsts carbonatados españoles; la precipitación media anual co-

En materiales detríticos solubles, se han realizado algunas investigaciones hidroquímicas en los karsts conglomeráticos del borde Norte de la Depresión del Ebro, pero no se han publicado datos relativos a la erosión. Únicamente se puede afirmar la existencia de aguas mayoritariamente sobresatura-

das en las surgencias de estos aparatos kársticos (suponiendo por tanto una alta capacidad erosiva) (FREIXES, 1987).

En España, pueden evaluarse unas pérdidas totales por erosión en karsts yeso - salíferos del orden de 2.5×10^6 Tm/año.

VII.3. La sedimentación kárstica en España a lo largo del Cuaternario

Estudios de tasas de crecimiento de espeleotemas y depósito de travertinos están casi ausentes de la literatura científica española. No se ha realizado prácticamente ninguna secuencia de dataciones absolutas en depósitos potentes de espeleotemas o travertinos y, en los casos en que sí se han hecho, no se han traducido esos datos en velocidades de sedimentación. En base a los datos geocronológicos de sondeos en espeleotemas publicados por GRÜN (1986) referidos a depósitos en cavidades mallorquinas, pueden concluirse velocidades medias de sedimentación durante el Pleistoceno Medio de unos 3 mm/1000 años.

Para el Pleistoceno Superior, en Málaga se han realizado dataciones recientes (DURÁN y GRÜN, en prensa) que indican velocidades de sedimentación de espeleotemas de unos 10 mm/1000 años.

En cuanto a la evolución cualitativa de las tasas de deposición de espeleotemas y travertinos en el Cuaternario

reciente (Pleistoceno medio final - Pleistoceno superior y Holoceno), DURÁN, GRÜN y SORIA (1988) han estudiado la distribución frecuencial de estos sedimentos en la Península Ibérica y Baleares; este estudio ha demostrado una notable correlación de épocas de altas frecuencias de depósitos carbonatados (o sea, elevadas velocidades de sedimentación) con periodos paleoclimáticos cálidos (estadios isótopos 1, 5 y 7 de la curva del oxígeno de SHACKLETON and OPDYKE, 1973).

Esto sugiere que los periodos interglaciales o interestadiales (fundamentalmente el Riss - Würm y el Holoceno, así como el interestadial en torno a 225.000 - 250.000 años B.P.) son los de máxima velocidad de sedimentación de espeleotemas y travertinos, mientras los periodos glaciares son de mínima generación (o de erosión) de depósitos asociados al karst. En España destacan dos mínimos en el Würm, hacia 55.000 años B.P. y 15.000-20.000 años B.P. que corresponden con sendos máximos de rigor climático.

VIII. AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este capítulo ha sido necesaria la ardua labor de J. del Val, compañero del I.G.M.E. y editor de este libro, a quien agradezco sinceramente la preocupación y el empeño que ha mostrado constantemente por el mismo.

BIBLIOGRAFIA

- AYALA, F. J.; DURÁN, J. J.; del VAL, J.; RODRÍGUEZ, J. M.; PRIETO, C., y RUBIO, J. (1986): *Mapa del Karst de España*. I. G. M. E. Un mapa, E. 1:1.000.000, y memoria.
- BECKINSALE, R. P. (1972): "The limestone Bugaboo: Surface lowering or denudation or amount of solution". *Trans. Cave Research Group of Great Britain*, 14, 2, págs. 55-58.
- BÖGLI, A. (1980): *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, 294 páginas.
- CORBEL (1959): "Erosion en terrain calcaire". *Ann. de Géographie*, 366, págs. 97-120.
- DURÁN, J. J. (1984): "Evolución geomorfológica del cañón del río Guadalhorce en el Triás de Antequera (Archidona, Málaga)". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X, 1 y 2, págs. 43-54.
- DURÁN, J. J. (1988): "Riesgos asociados al Karst". En *Riesgos Geológicos*, I. G. M. E., págs. 261-283.

DURÁN, J. J.; GRUN, R., y SORIA, J. M. (1988): "Aportación al estudio geocronológico de espeleotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en la Península y Baleares". *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, vol. 1, págs. 383-386.

DURÁN, J. J., y del VAL, J. (1984): "El Karst yesífero en España: Condicionantes geológicos y problemática territorial, ambiental y geotécnica". *I Congreso Geológico de España*, vol. 1, págs. 623-634.

DURÁN, J. J., y del VAL, J. (1984): "Incidencia de la disolución kárstica en taludes con materiales hipersolubles. El deslizamiento de Santa Cruz de Moya (Cuenca)". *VIII Simposio Nacional "Reconocimiento de Macizos Rocosos"*, t. 2, págs. 159-172.

Ek, C., et QUINIF, Y. (1988): "Les sédiments détritiques des grottes: Aperçu Synthétique". *Ann. de la Soc. Geol. de Belgique*, III, 1, págs. 1-7.

FREIXES, A. (1987): "Características del funcionamiento y la estructura de los sistemas hidrogeológicos karstificados de los conglomerados de la Sierra de l'Obac (Depresión Terciaria del Ebro)". *Geogaceta* 0, 2, págs. 49-50.

GARAY, P. (1985): "Tasas de disolución kárstica actual en el País Valenciano". *I Congreso Español de Geoquímica*, págs. 151-152.

GARAY, P.; OBARTI, F. J., and MORELL, I. (1988): "Disolution rates in Spanish Karst regions". *Karst Hydrology and Karts Environment Protection. IAH 21st Congress*, vol. 1, págs. 276-280.

GARCÍA CODRÓN, J. C. (1984): *Variantes morfoclimáticas del Karst español*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 546 páginas.

GEWELT, M., et Ek, C. (1988): "Les concrétions carbonatées des grottes: aperçu synthétique". *Ann. de la Soc. Geol. de Belgique*, III, 1, págs. 9-19.

GUNN, J. (1986): "Solute processes and karst landforms." En *Solute Processes*. (S. T. Trudgill, ed.). John Wiley and Sons, págs. 363-437.

GRÜNN, R. (1986): "ERS - Dating of a flowstone core from Cova de Sa Bassa Blanca (Mallorca, Spain)". *Endins*, 12:19-23.

HILL, C. A., and FORTI, P. (1986): *Cave Mineral of the world*. National Speleological Society of U. S. A., 238 páginas.

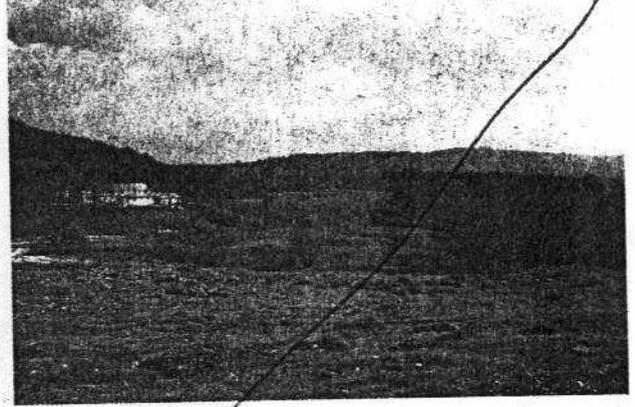
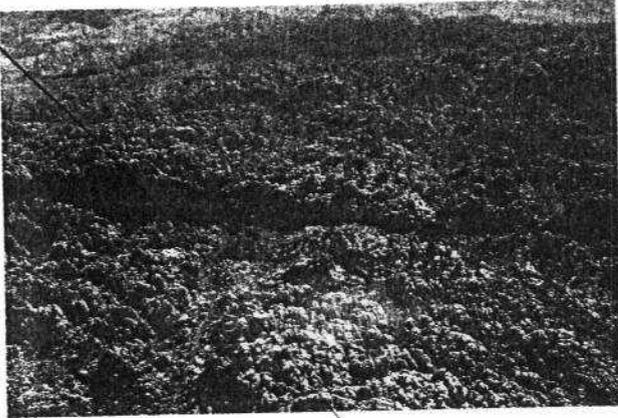
JENNINGS, J. N. (1985): *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell, 293 páginas.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1984): "Disolución de rocas carbonatadas.

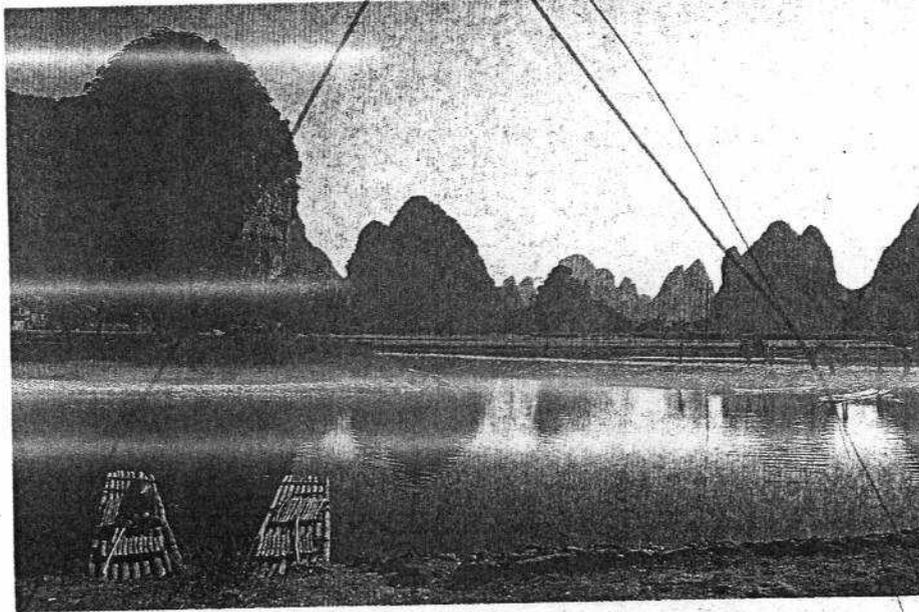
Cuantificación del proceso actual de karstificación en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X, 1 y 2, págs. 127-138.

SHACKLETON, N. J., y OPDYKE, N. D. (1973): "Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 1.000.000 years scale". *Quaternary Research*, 3:39-55.

TRUDGILL, S. T. (1985): "Limestone Geomorphology". *Geomorphology Texts*, 8, Longman, 196 páginas.



SOBRA



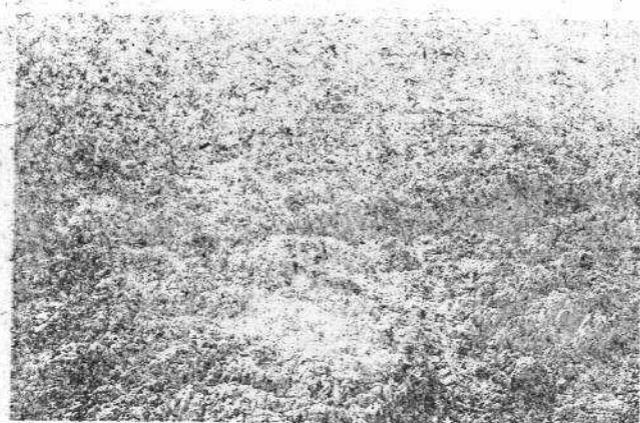
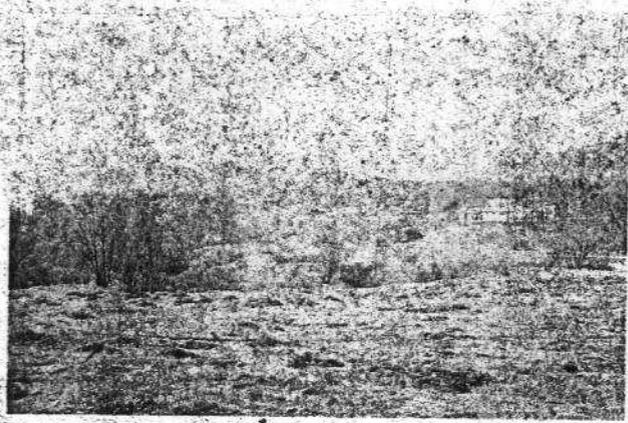


Foto 1. Diferencias en la erosión superficial en karst cubierto (a) y karst desnudo (b). (J. J. Durán).

Plate 1. Differences in the superficial erosion between covered karst (a) and uncovered karst (b). (J. J. Durán).

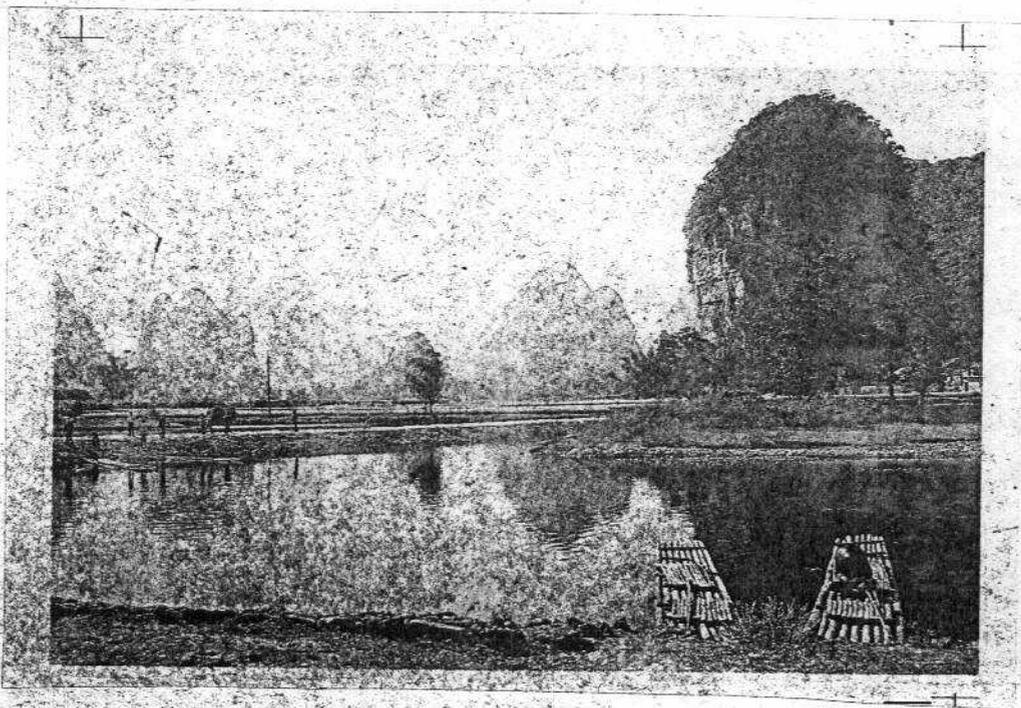


Foto 2. Formas de erosión intensa en clima tropical: el karst del SO. de China (J. J. Durán).

Plate 2. Intensive erosion patterns in tropical climate: karst in SW. of China (J. J. Durán).

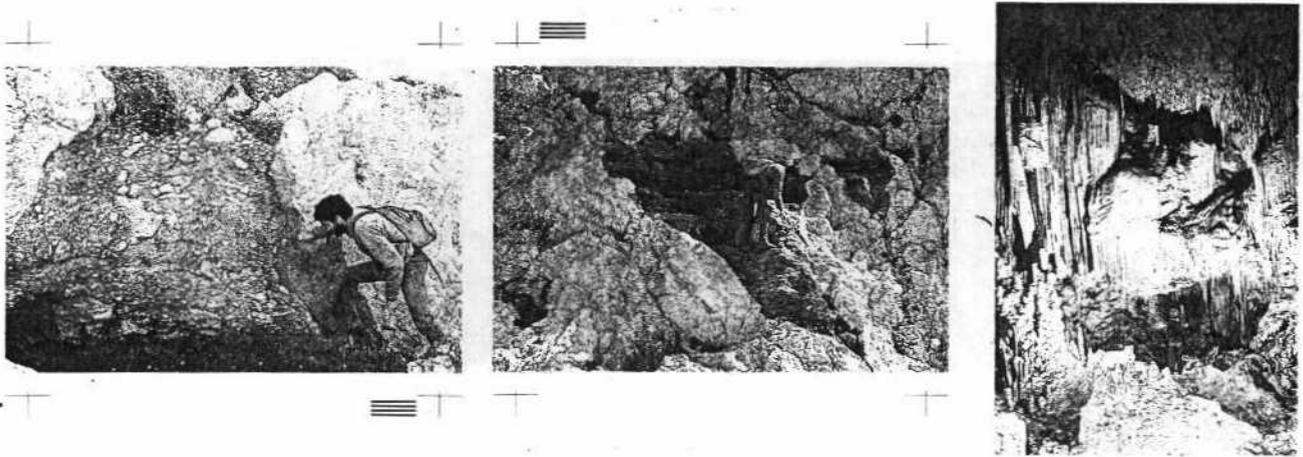


Foto 3. Sedimentación ligada a procesos kársticos : a) rellenos detríticos continentales en paleocavidades; b) rellenos detríticos marinos cuaternarios; c) espeleotemas; d) travertinos. (J. J. Durán).

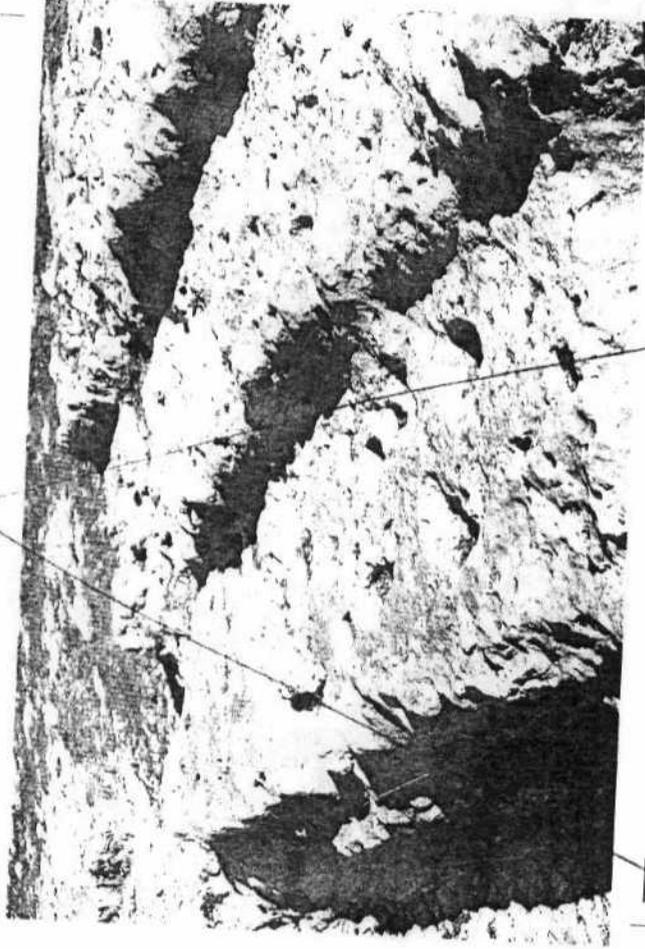
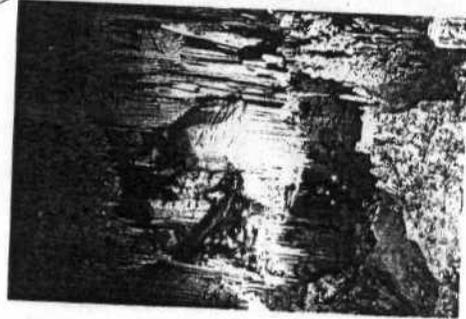
Plate 3. Sedimentation related to karstic processes: a) detritic continental fillings in paleocaves; b) Quaternary detritic marine fillings; c) speleothems; d) travertines. (J. J. Durán).



Foto 4. "Parcela experimental" de medida de la erosión para los últimos 2.000 años. Calizas del teatro romano de Acinipo (Serranía de Ronda, Málaga). (J. J. Durán).

Plate 4. "Experimental plot" for erosion measurement for the last 2,000 years. Limestones in the Roman Theatre of Acinipo (Serranía de Ronda, Málaga). (J. J. Durán).

SOPRA



CARTOGRAFIAS DE EROSION: ALGUNOS EJEMPLOS REALIZADOS EN ESPAÑA

J. del VAL y M. HERNÁNDEZ

I. INTRODUCCION

La cartografía constituye una técnica de representación ampliamente utilizada en una gran diversidad de estudios y trabajos con muy diferentes objetivos, técnicas y escalas. Es, seguramente, en las Ciencias de la Tierra donde se utiliza con más frecuencia tanto como herramienta de trabajo como objeto principal de la investigación desarrollada.

La complejidad y variedad del fenómeno de erosión y sedimentación, las distintas formas de manifestarse el proceso según las escalas —espacial y temporal— utilizadas, los objetivos perseguidos (identificación de zonas degradadas, estimación areal de pérdidas de suelo edáfico, caracterización de procesos morfodinámicos, riesgo de erosión, cartografía de factores de control de la erosión, aproximación al estado erosivo, etc.), junto con la formación y tipo de técnicos que afrontan el problema (geógrafos, agrónomos, geólogos, etcétera) y la disponibilidad de cartografías temáticas previas y, en general, el grado de conocimiento e infraestructura existente sobre el territorio objeto de estudio configuran la gran variedad y tipos de cartografías de erosión.

La relación pormenorizada de los distintos tipos de mapas de erosión o erosión-sedimentación realizados tanto en España como en el resto del mundo no constituye el objetivo fundamental de este capítulo, sino sólo mostrar algunos ejemplos de los realizados en nuestro país. En tratados de carácter general (ver, por ejemplo, MORGAN, 1986 a; MORGAN, 1986 b; DE BOODT y GABRIELS, 1980) se pueden consultar distintos sistemas de representación cartográfica de procesos, estados y/o factores erosivos.

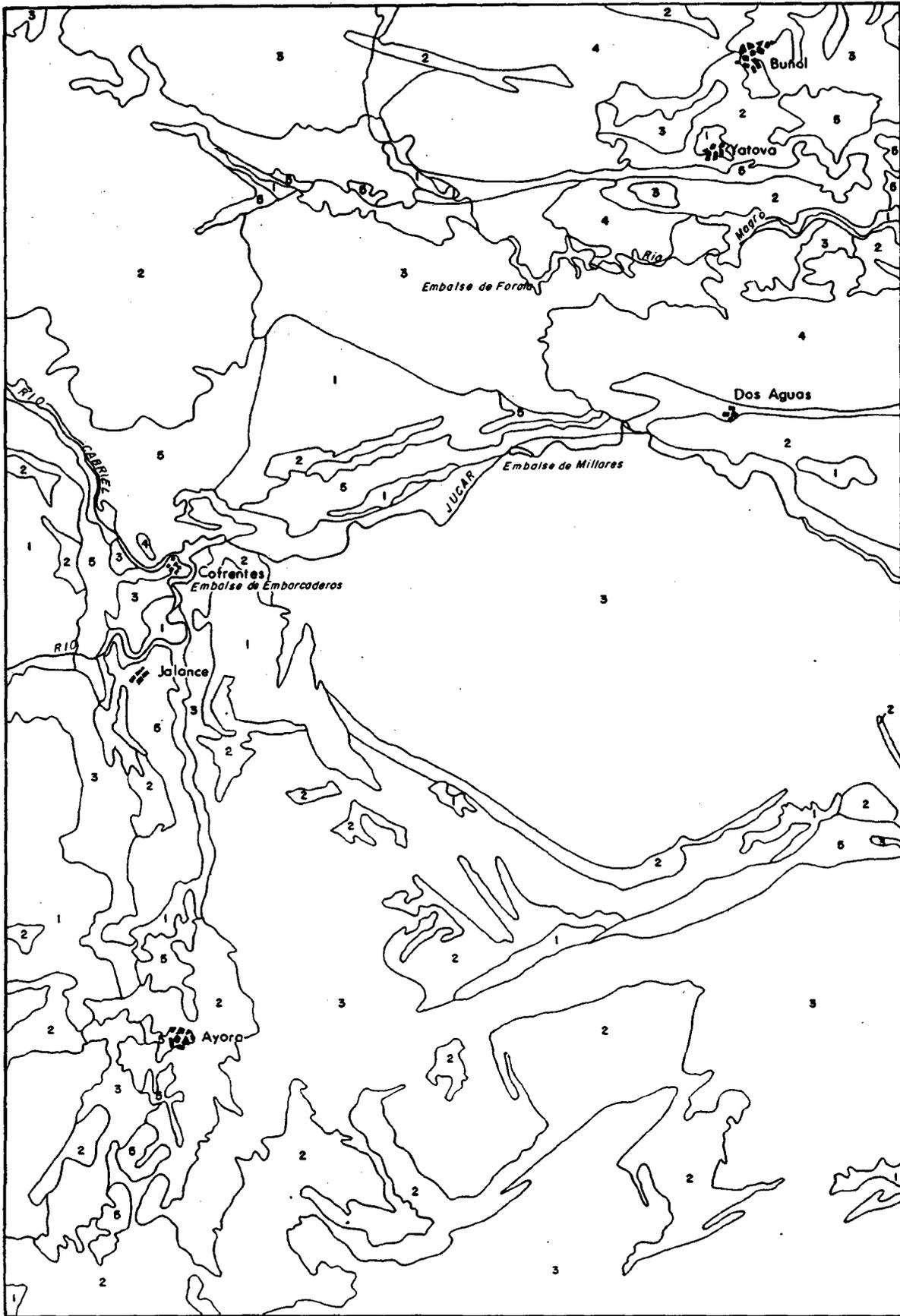
No obstante, en general, las cartografías de erosión se suelen basar en:

- a) Aplicación de modelos empíricos (USLE, por ejemplo).

- b) Representación de uno o más factores de control de la erosión (litología o suelos, pendientes, agresividad climática y/o vegetación suelen ser utilizados con mucha frecuencia, combinando y ponderando cada factor).
- c) Análisis cartográfico de las formas de erosión y/o del estado de degradación actual (mapas del estado de erosión).
- d) Representación de procesos de erosión o, más comúnmente, de formas y procesos (línea en la que irían los mapas de carácter morfodinámico).
- e) Mapas obtenidos a partir de datos instrumentales o empíricos, que suelen ser muy escasos (mapas de tasas de erosión o tasas de erosión-sedimentación).

La nomenclatura en la denominación de los diferentes tipos de mapas es bastante confusa, empleándose un mismo término para mapas realizados con metodologías o conceptos muy diferentes. Un importante número de los denominados mapas de erosión actual no son tales, sino que al estar realizados por combinación de factores o por aplicación de los modelos empíricos sería más apropiado denominarles mapas de riesgo actual o de susceptibilidad a la erosión. En muchas ocasiones se denomina así sólo a los mapas realizados según los anteriores criterios pero considerando la desaparición de la cobertura vegetal, a los que quizá convendría denominarles mapas de riesgo potencial de erosión (ver, por ejemplo, AYALA, 1988).

En las páginas siguientes se muestran una serie de ejemplos parciales de cartografías de erosión diferentes realizados en España y se sintetiza el fundamento metodológico y conceptual utilizado en cada uno de ellos.



1. MUY BAJO 2. BAJO 3. MODERADO 4. ALTO 5. MUY ALTO

E 1/200.000

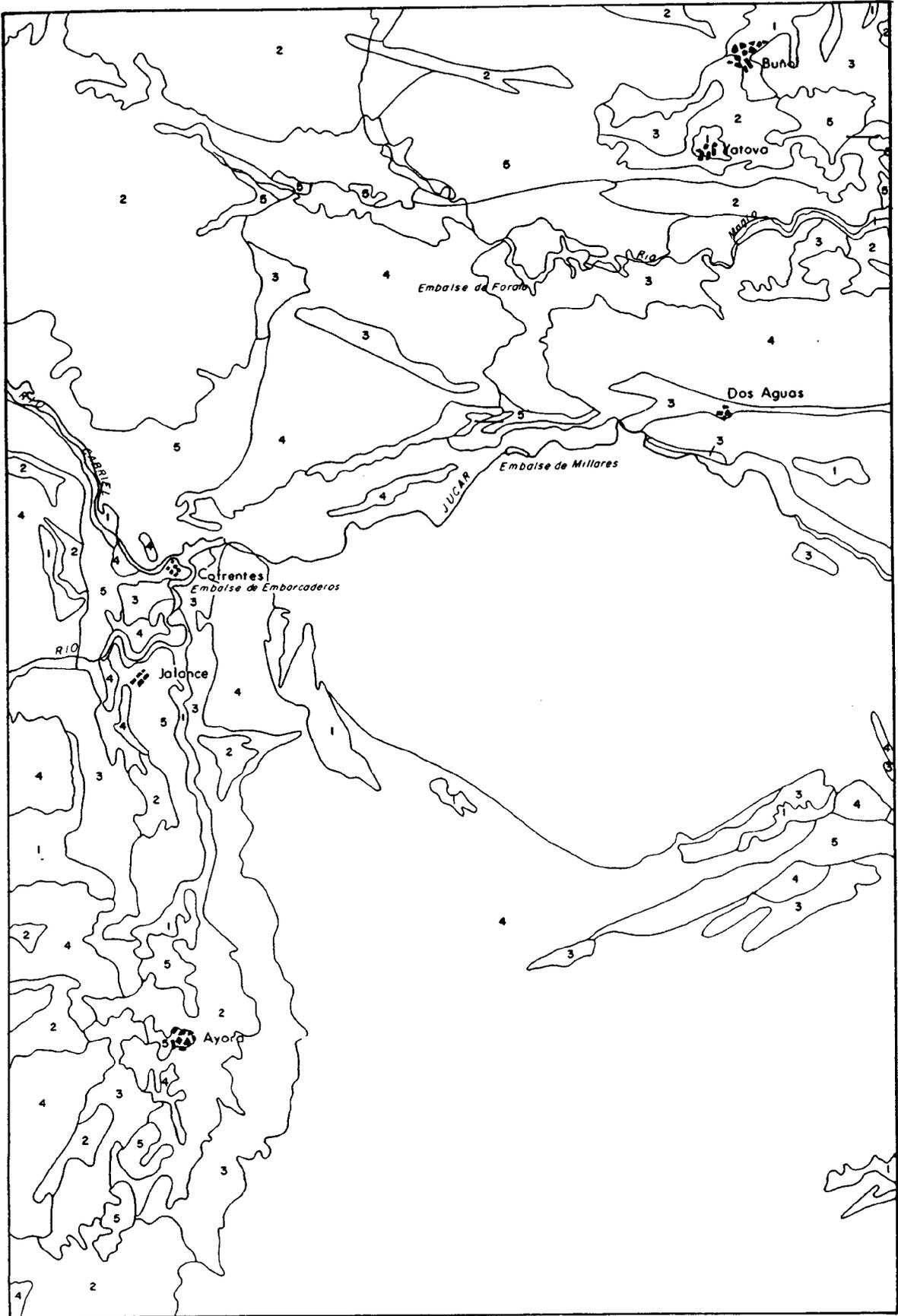
estilo

MAPA DE GRADO DE EROSION O EROSION ACTUAL DE LA PROVINCIA DE VALENCIA

Este mapa utiliza una metodología basada en el I. T. C., de Holanda, tomándose cinco factores (torrencialidad, suelo, pendiente, litología y vegetación) a los que asigna un valor numérico en función de los distintos tipos o clases de cada uno de los factores que se presentan en el área de estudio. Los valores numéricos, ya ponderados, de cada factor se suman y se obtienen cinco rangos o clases de erosión: muy baja, baja, moderada, elevada y muy elevada.

El mapa comprende toda la provincia de Valencia a escala 1:200.000.

Fuente: Diputación Provincial de Valencia, Universidad de Valencia, Universidad de Cantabria (1986): "Mapa geocientífico de la provincia de Valencia".



1. MUY BAJO 2. BAJO 3. MODERADO 4. ALTO 5. MUY ALTO

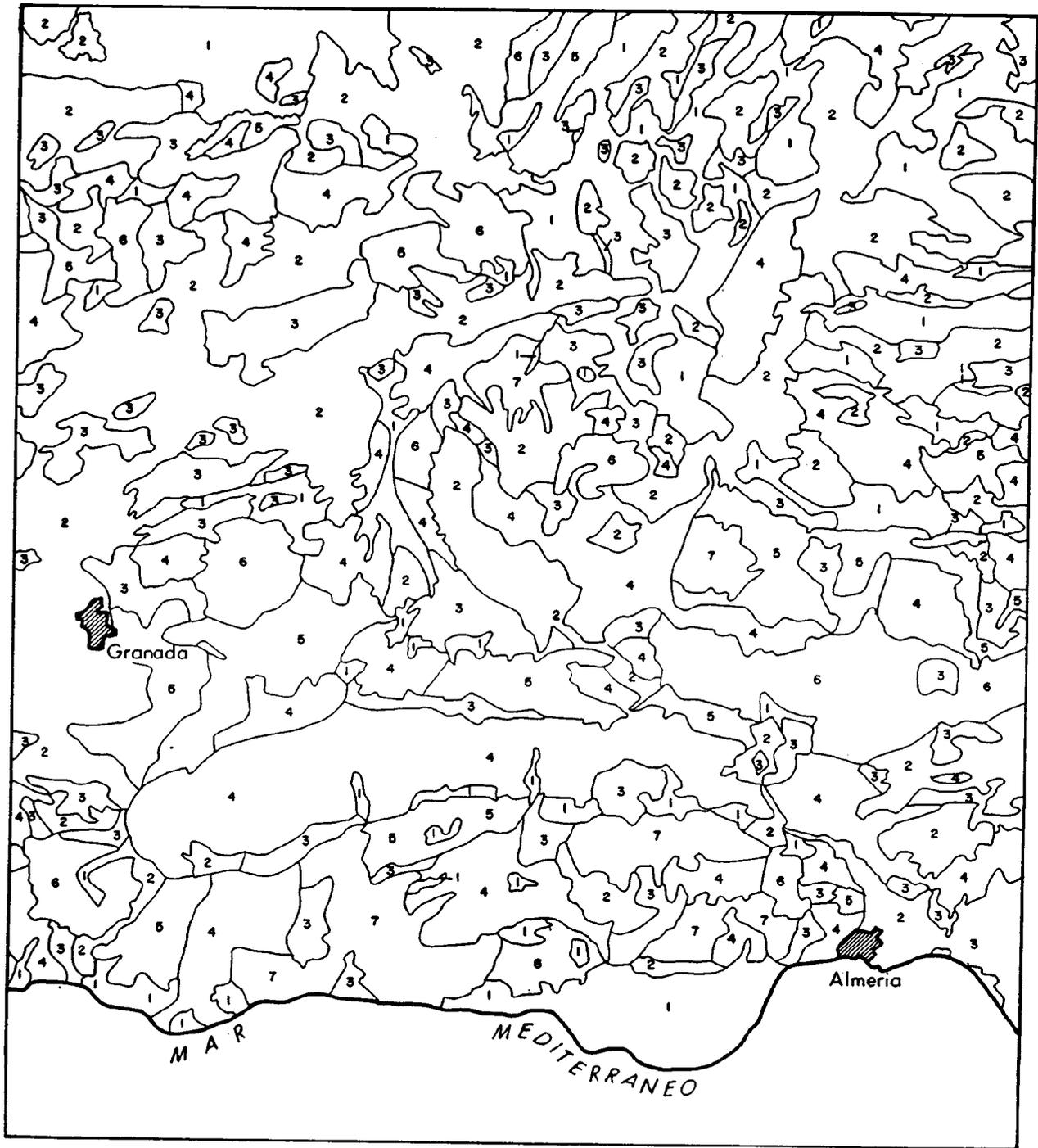
E 1/200,000

MAPA DE RIESGO DE EROSION O DE EROSION POTENCIAL DE LA PROVINCIA DE VALENCIA

Este mapa se ha realizado de la misma forma que el mapa de grado de erosión actual de la provincia de Valencia, teniendo en cuenta, además, varios supuestos: 1) la desaparición de la cobertura vegetal o asignar el valor de mayor degradación; 2) los suelos pasan a ocupar el estado de máxima degradación; 3) cuando la pendiente presenta un valor superior al 25 por 100 se consideran los supuestos anteriores.

El mapa comprende toda la provincia de Valencia a escala 1:200.000.

Fuente: Diputación Provincial de Valencia, Universidad de Valencia, Universidad de Cantabria (1986): "Mapa geocientífico de la provincia de Valencia".

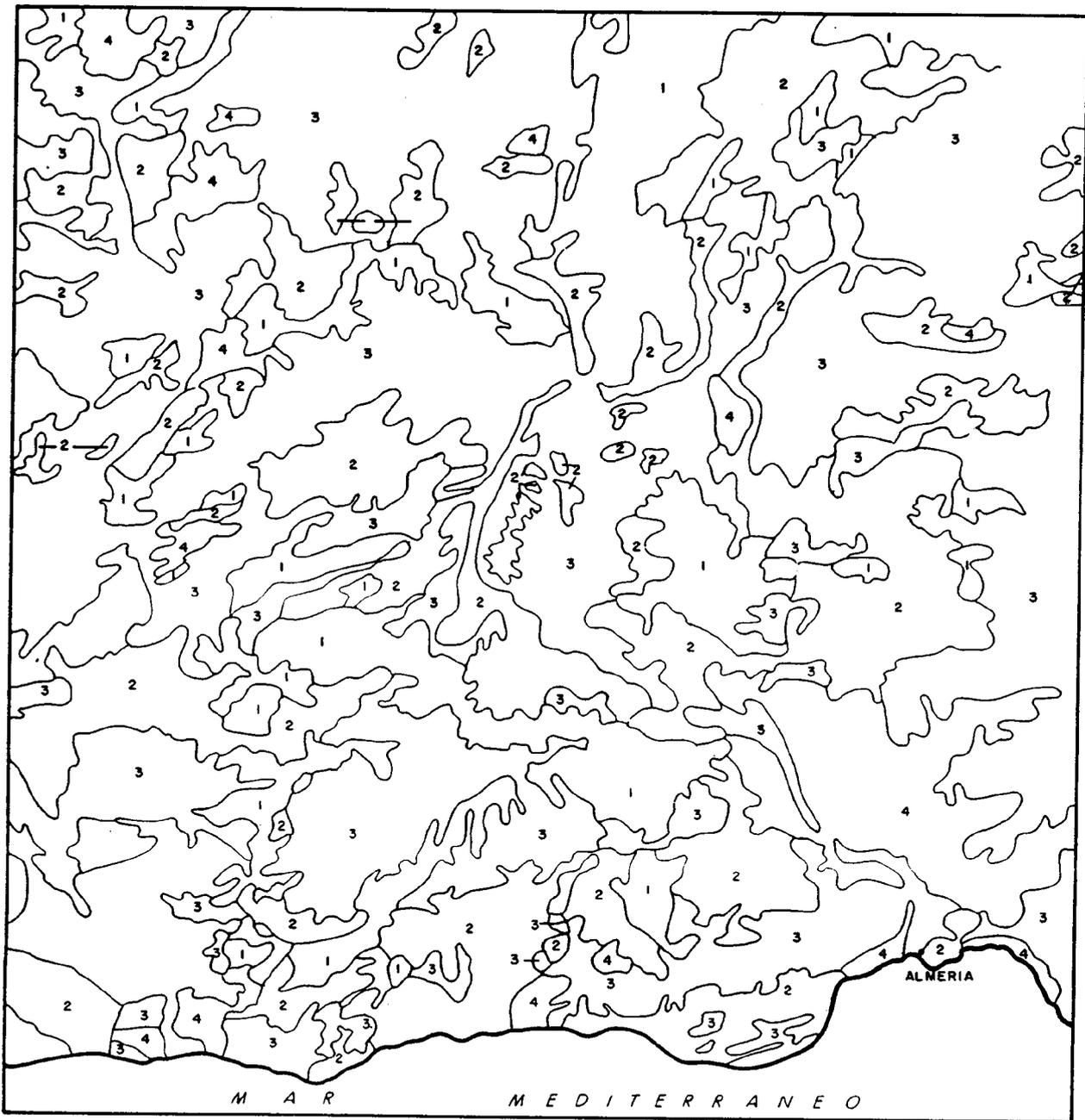




MAPA DE CALIFICACION DE FORMAS EROSIVAS PRODUCIDAS POR FENOMENOS DE EROSION LINEAL

Este mapa forma parte de un conjunto de nueve, realizados para toda Andalucía a escala 1:500.000. Cuatro de estos mapas se realizaron a través de una cartografía areal o zonal: mapa de grados de resistencia a la erosión según litofacies, de grados de protección al suelo por vegetación, de grados de agresividad climática y el de calificación de densidad de formas erosivas producidas por fenómenos de erosión lineal, que aquí se presenta. Los otros cinco mapas se realizaron por cartografía en malla o cuadrícula con dimensiones de 2 kms. x 2 kms.: grado de agresividad climática, de resistencia a la erosión según litofacies, de protección al suelo por vegetación, de estado de equilibrio de los procesos de erosión lineal en relación con el medio y de calificación de densidad de formas erosivas producidas por erosión lineal. Con todos estos mapas se trataba, entre otros objetivos, de detectar las zonas con importantes desequilibrios entre un modelo teórico de erosión (función de la vegetación, litología y clima) y las formas erosivas lineales observadas actualmente. En el mapa que se presenta, 1 = mínima densidad de formas erosivas producidas por fenómenos de erosión lineal; 7 = máxima densidad.

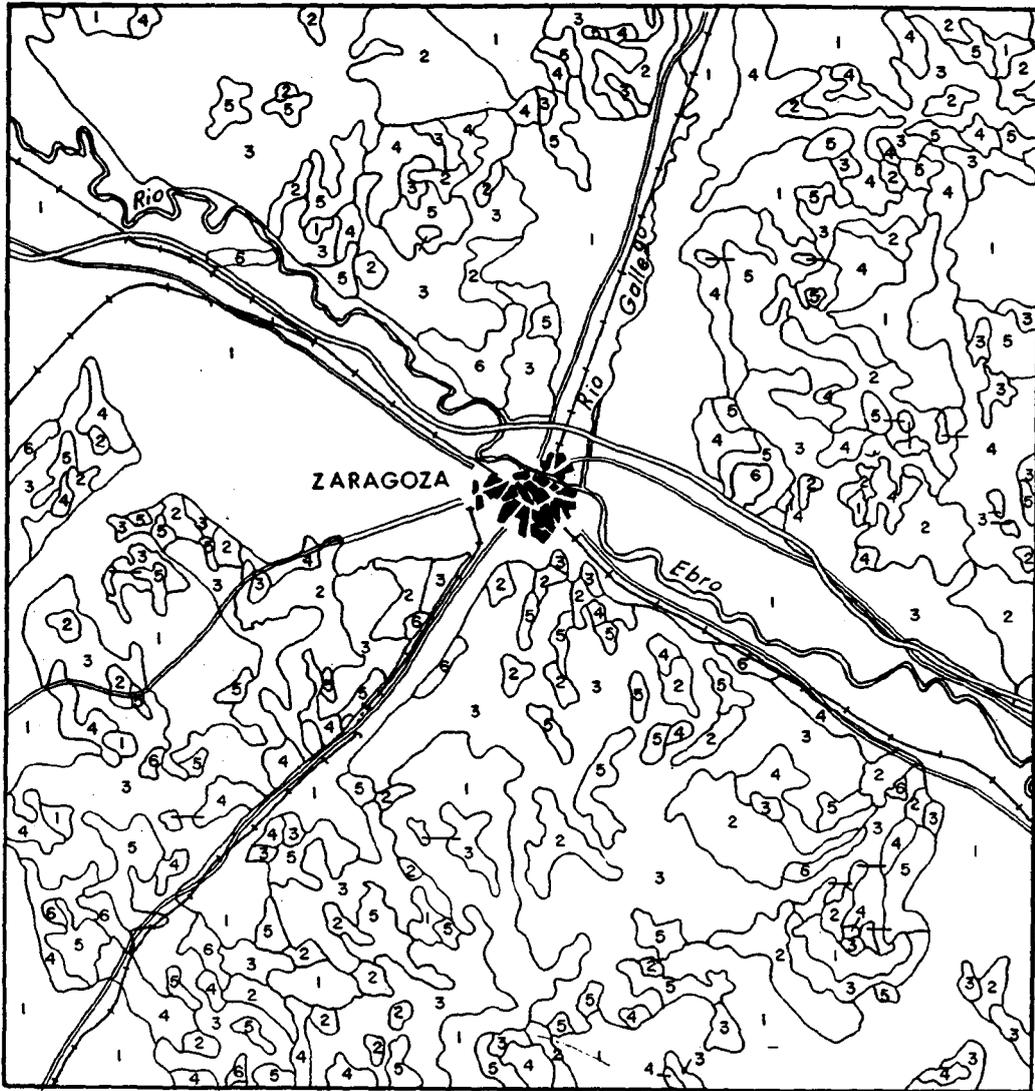
Fuente: D. G. M. A. — M. O. P. U. (1983): "Estudio del estado de equilibrio erosivo en Andalucía".



MAPA DE EROSION ACTUAL EN ANDALUCIA

Este mapa se realizó para toda la región de Andalucía a escala 1:400.000. Se utilizan como parámetros de diagnóstico: 1) la erodibilidad (erosionabilidad del material), a través de siete clases de litofacies; 2) la erosividad, agrupando en cuatro clases el factor R de Wischmeier; 3) la pendiente, según clases porcentuales; 4) la vegetación, diferenciada en siete grupos según tipo de cobertura y densidad. A través de una serie de matrices de valoración, se considera en primer lugar una ponderación entre erodibilidad y pendientes; el resultado de esta primera ponderación se "cruza" en otra matriz de valoración con el factor erosividad —cuyo resultado, según los autores, constituiría un mapa de erosión potencial— y, por último, el mapa de erosión actual se obtiene como resultado de la matriz de ponderación entre las clases de vegetación y las cuatro correspondientes obtenidas para el de erosión potencial. 1 = Erosión actual nula o baja; 2 = moderada; 3 = alta; 4 = muy alta.

Fuente: AGENCIA DEL MEDIO AMBIENTE (1987); "Evaluación ecológica de recursos naturales de Andalucía". *Junta de Andalucía, Sevilla*.



NIVELES EROSIVOS

E. 1/400.000

Perdidas de suelo T.ha⁻¹. año⁻¹

- 1 0-5
- 2 5-12
- 3 12-25
- 4 25-50
- 5 50-100
- 6 100->200

MAPA DE NIVELES EROSIVOS DE LA CUENCA HIDROGRAFICA DEL EBRO

Los "Mapas de Estados Erosivos" son actualmente los únicos mapas de erosión que van cubriendo toda la superficie de España por cuencas hidrográficas. Conceptualmente se basan en la USLE (Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo), ecuación desarrollada en Estados Unidos, que permite una evaluación aproximada de las pérdidas de suelo por erosión laminar y en regueros, mediante la expresión $A = R \times K \times S \times L \times C \times P$, siendo A = pérdida de suelo por unidad de superficie; R = factor lluvia (número de unidades del índice EI_{30} en el período considerado); K = factor de erosionabilidad del suelo; L = factor longitud de declive; S = factor pendiente; C = factor cultivo y ordenación; P = factor prácticas de conservación.

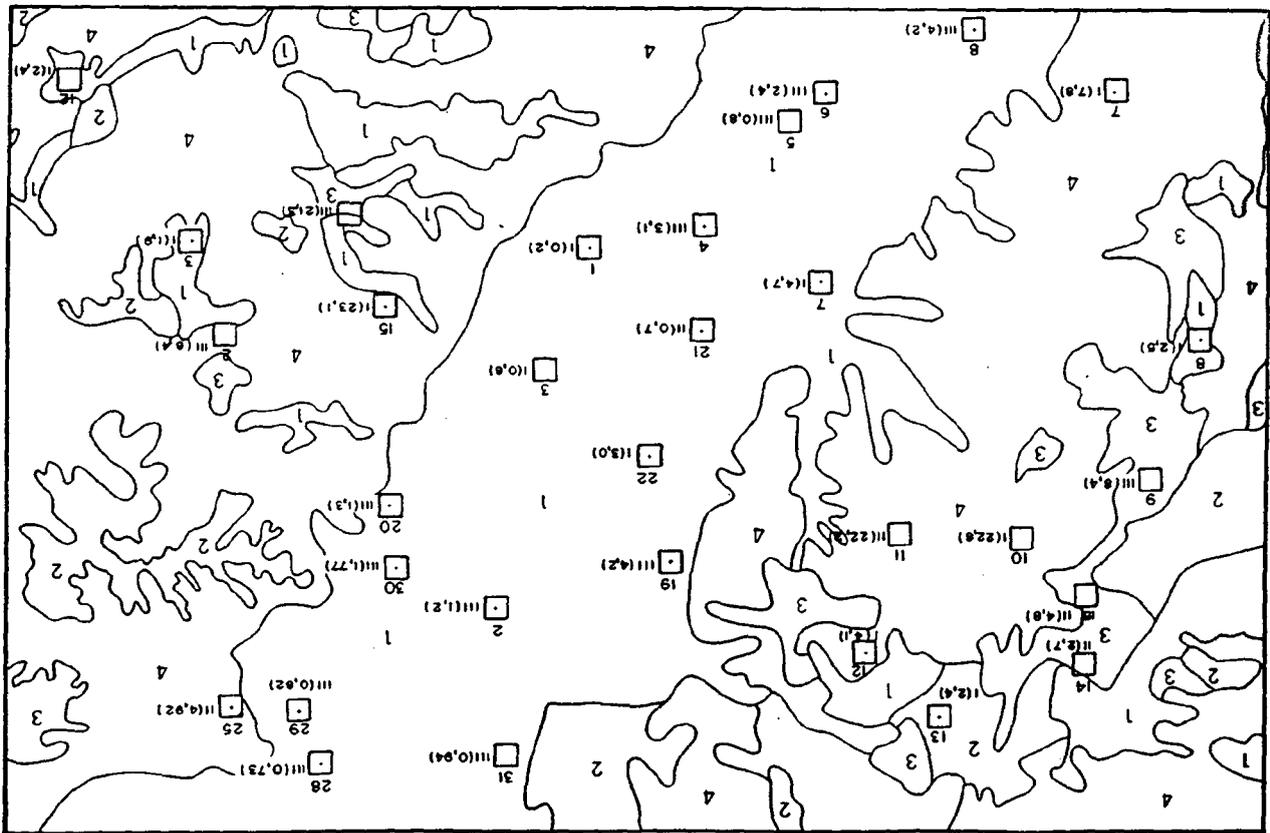
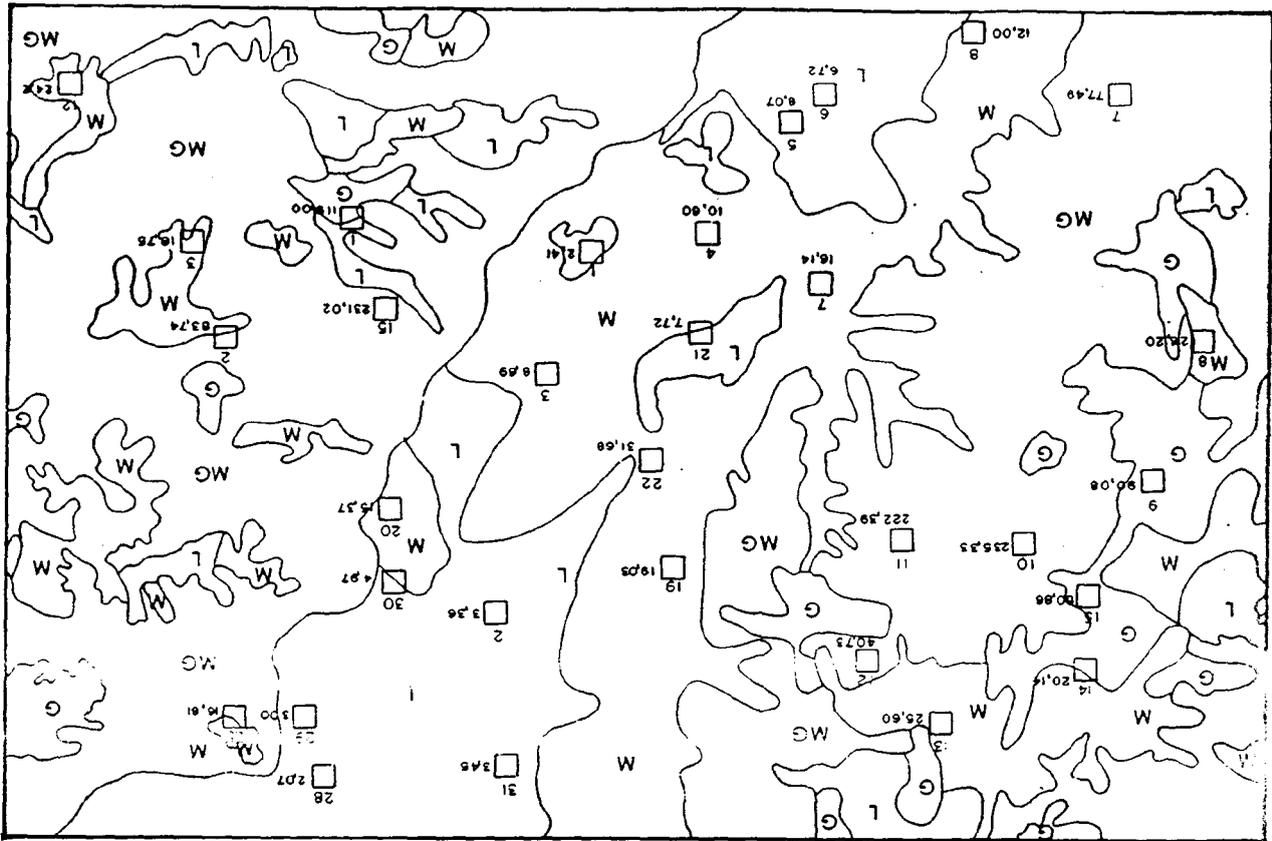
La ecuación se puede utilizar para estimar el promedio anual de suelo removido por erosión laminar o en regueros, siempre que para su evaluación se subdivida en superficies en que los valores representativos de los seis parámetros sean suficientemente homogéneos. Para calcular la degradación específica de la cuenca habría que añadir la erosión en cárcavas y barrancos, erosión por retroceso de cuencas, erosión en los límites de los canales fluviales (márgenes y lecho) y movimientos en masa y restar los depósitos producidos. La metodología utilizada para el mapa consiste en resolver la ecuación (conceptualmente equivalente a la USLE):

Fitogeografía + Litofacias + Morfología - Climatología = Estado erosivo.

Para lo que se realizan las siguientes fases: a) homogeneización (generación de bases de datos de los distintos factores); b) muestreo de parámetros y fotointerpretación; c) cuantificación (definición de los valores correspondientes a los distintos parámetros de la USLE); d) clasificación y establecimiento de niveles erosivos (banco de datos de los valores numéricos de cada uno de los estratos, con una distribución basada en las características de la fase de homogeneización y con las rectificaciones de la fase de cuantificación).

En el mapa final, o de niveles erosivos —que se publica a escala 1:400.000, con memoria y otros mapas complementarios— se establecieron siete clases de niveles erosivos, a los que se asignan distintos valores de pérdidas de suelos (en Toneladas/Hectárea/año).

Fuente: ICONA (1987): "Mapa de estados erosivos. Cuenca hidrográfica del Ebro". ICONA, Madrid.



MAPAS DE EROSION Y EROSIONABILIDAD DE LA COMUNIDAD AUTONOMA DE MADRID

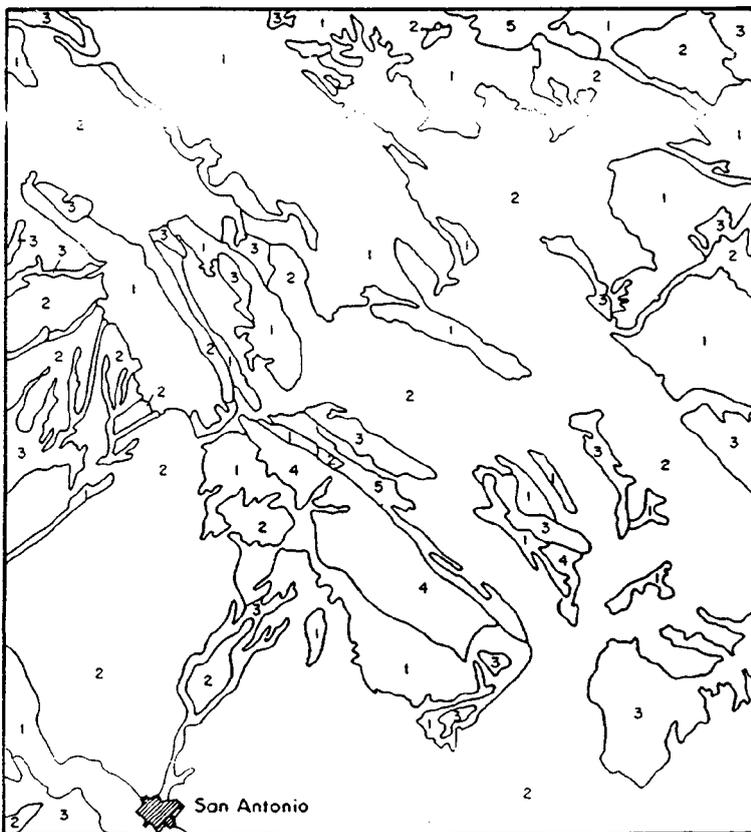
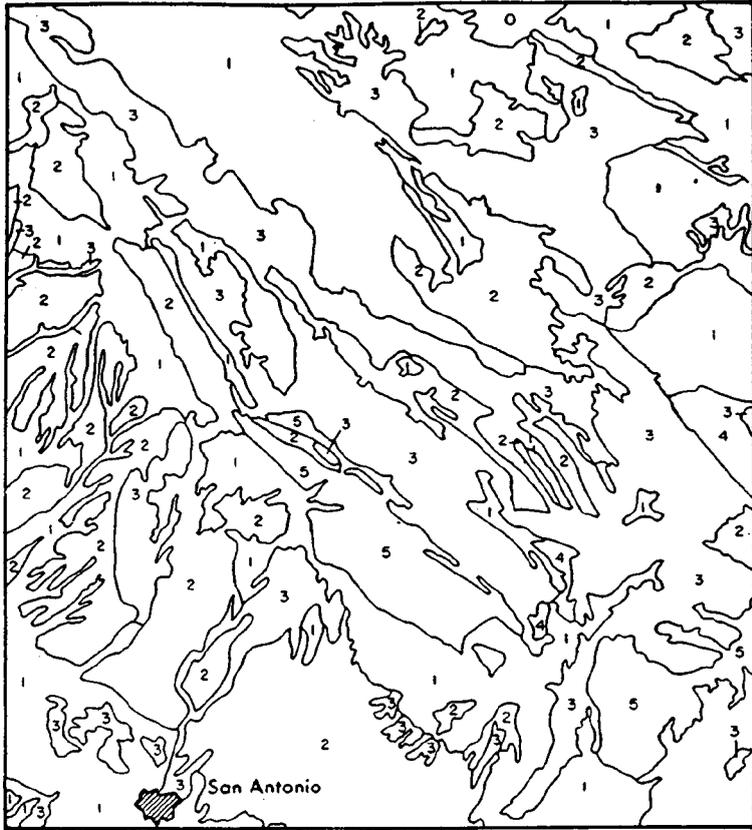
Tanto para el mapa de erosión (*arriba*) como para el de erosionabilidad (*abajo*), realizados a escala 1:50.000 sobre las bases cartográficas del IGN, se siguió una metodología basada en la USLE (Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo).

Se estudian cada uno de los factores de la USLE en el conjunto de la hoja topográfica, a partir de datos previos instrumentales (R) y bibliográficos, así como análisis de gabinete y campo.

Para el mapa de erosión se establecen, en primer lugar, unas clases de erosión (pérdidas máximas admisibles) según la siguiente escala: I = ≤ 5 Ton./Ha./año; II = ≤ 8 Ton./Ha./año; III = ≤ 12 Ton./Ha./año. Los grados de erosión se fijan, una vez resuelta la USLE, en relación con la clase o la pérdida máxima admisible de cada suelo, de acuerdo con la siguiente clasificación: 1 = nulo o ligero; 2 = moderado; 3 = grave; 4 = muy grave; de tal forma que para similares pérdidas esperadas por la USLE se consideran con menor grado de erosión aquellas que se presentan en suelos con clases o pérdidas máximas admisibles más altas.

El mapa de erosionabilidad se resuelve igualmente a partir de la USLE, pero suponiendo siempre que $C = 1$ (es decir, se supone que no existe cubierta vegetal). En este caso las pérdidas de suelo previstas son mucho más altas y la escala para evaluar la erosionabilidad es la de la F. A. O. en el supuesto de $C = 1$ y $P = 1$. Los grados de erosionabilidad establecidos en este caso son: L = ligero o nulo; M = moderado; G = grave; Mg = muy grave, a los que corresponden, respectivamente, las siguientes pérdidas máximas admisibles (en Ton./Ha./año): L < 10; M = 10-50; G = 50-200; MG = > 200.

Fuente: Consejería de Agricultura y Ganadería de la Comunidad de Madrid (varios años): "Mapas temáticos de suelos de los términos municipales de..." *Comunidad de Madrid*. No publicados.



MAPAS DE GRADOS DE EROSION SEGUN EL METODO USLE Y DE DISTRIBUCION DE LOS RANGOS DE EROSION SEGUN EL I. T. C. EN LA ZONA DE SAN ANTONIO Y VILLAR DE TEJAS (VALENCIA)

En estas cartografías, realizadas a escala original 1:25.000, se presentan las analogías y diferencias resultado de aplicar dos métodos o modelos de erosión diferentes a una misma zona, el modelo USLE (*arriba*) y el modelo del I. T. C. (*abajo*). Los grados de erosión correspondientes al primer método son: 1 = intensidad muy débil, de 0 a 10 de pérdida de suelo en Ton/Ha./año; 2 = débil, de 10 a 20; 3 = moderada, de 20 a 100; 4 = alta, de 100 a 300; 5 = muy alta, más de 300; 0 = irreversiblemente erosionado, pérdida de suelo no cuantificable. Los rangos de erosión del segundo método son: 1 = muy bajo grado de erosión, 2 = bajo grado, 3 = moderado, 4 = alto, 5 = muy alto grado de erosión.

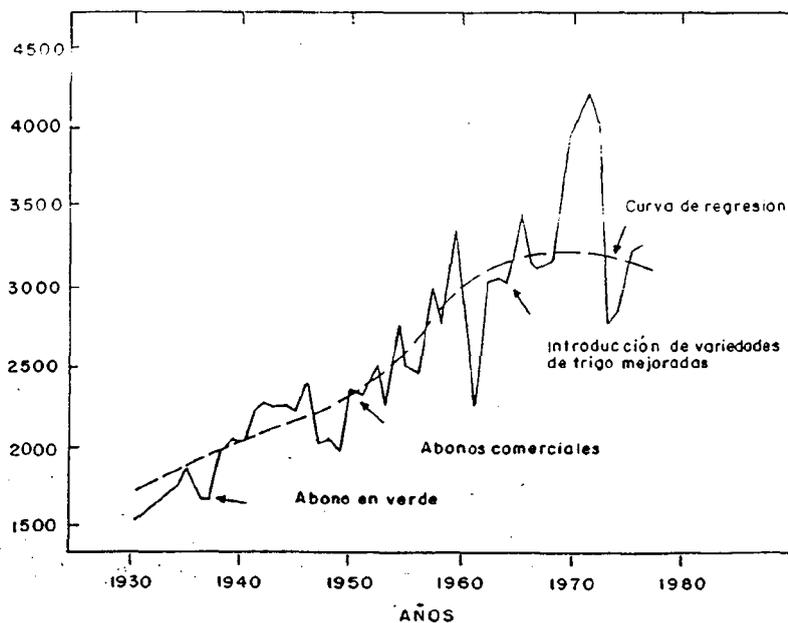
Como diferencias notables se pueden apreciar la disminución en la calificación de la erosión cuando se aplica el método del I. T. C. y la no aparición de ningún rango en este segundo método que sea equiparable al grado 0 (irreversiblemente erosionado) del método USLE (como es el caso de los litosoles puros).

Fuente: Andreu et al. (1987).

BIBLIOGRAFIA

- Agencia del Medio Ambiente (1987): *Evaluación ecológica de recursos naturales de Andalucía*. A. M. A., Junta de Andalucía, Sevilla. No publicado.
- ANDRÉU, V.; BOLUDA, R.; MORALEDA, M., y SÁNCHEZ, J. (1987): "Contribución al estudio de la erosión hídrica: análisis comparado mediante la aplicación del método U. S. L. E. y un método cualitativo ponderado en la zona de San Antonio y Villar de Tejas (Valencia)". En *Geología ambiental y ordenación del Territorio. Comunicaciones*, vol. II, págs. 965-982. Valencia.
- AYALA, F. J. (1988): "Introducción a los riesgos geológicos". En *Riesgos Geológicos*, págs. 3-19. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- Consejería de Agricultura y Ganadería de la Comunidad de Madrid (varios años): *Mapas temáticos de suelos de los términos municipales de...* Comunidad de Madrid. No publicados.
- DE BOODT, M., y GABRIELS, D. (Editores) (1980): *Assessment of Erosion*. John Wiley and Sons, 563 págs. Chichester.
- D. G. M. A. - M. O. P. U. (1983): *Estudio del estado de equilibrio erosivo en Andalucía*. Dirección General del Medio Ambiente, 18 págs., 4 anexos, 9 mapas 1:500.000. Madrid. No publicado.
- Diputación Provincial de Valencia, Universidad de Valencia y Universidad de Cantabria (1986): *Mapas geocientíficos de la provincia de Valencia*. Diputación Provincial de Valencia, Memoria (71 págs.), Anexo (350 págs.) y Cartografía (7 mapas 1:200.000). Valencia.
- I. C. O. N. A. (1987, 1988): *Mapas de estados erosivos (Cuencas hidrográficas del Ebro, Guadalquivir, Júcar, Segura, Tajo)*. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza. Madrid.
- MORGAN, R. P. C. (Editor) (1986, a): *Soil erosion and its control*. Van Nostrand Reinhold Company, 331 págs. Nueva York.
- MORGAN, R. P. C. (1986, b): *Soil erosion and conservation*. Davidson, D. A. (Ed.). Longman Scientific and Technical, 298 págs. ESSEX.

PRODUCCION DE TRIGO (kg/ha)



ESTRATEGIAS Y TECNICAS DE CONSERVACION DE SUELOS

J. M. del VALLE de LERSUNDI

I. INTRODUCCION

En este capítulo se va a tratar sobre la erosión del suelo y de la lucha contra la misma. Es decir, no se va a tratar directamente de la meteorización, fragmentación o erosión de las rocas sino del suelo que yace sobre las mismas. De modo que consideraremos una zona erosionada cuando esté desprovista de suelo o de parte del mismo, aunque desde el punto de vista geológico, todavía quede mucho relieve por erosionar. Es obvio que si un suelo está protegido de la erosión, también lo estará la roca subyacente.

Se entiende por la erosión del suelo la remoción del material más superficial del mismo por la acción del agua o del viento. Este fenómeno de tan sencilla definición tiene, sin embargo, unas implicaciones que pueden ser fundamentales para el equilibrio del medio natural y para la economía de un

país. Esto depende, evidentemente, de las magnitudes que muestren los fenómenos de erosión y deposición, y de la eficiencia y economía del control que se ejerzan sobre los mismos.

Es evidente que sin suelo no es posible la agricultura, la ganadería o la silvicultura, sólo quedan las rocas, el desierto. Toda la subsistencia humana, salvo la pesca, depende de la conservación de los suelos. De hecho la única garantía de supervivencia y de riqueza de un país es el mantenimiento, de forma indefinida, de la capacidad productiva de sus suelos.

La erosión del suelo suele ser un enemigo muy peligroso, sobre todo en los campos cultivados, ya que suele pasar desapercibida. Anualmente, con las labores, se borran todas las marcas que han podido quedar del año precedente y, aparentemente, todo queda como si no hubiera ocurrido nada. Esto

FIGURA 1

Figura 1: Producción de trigo de invierno y mejoras tecnológicas en el Condado de Witheman (Washington) entre 1930 y 1979 (según KRESS et al. 1982).

Figure 1: Winter wheat production and technology inputs in Whiteman County (Washington) from 1939 to 1979 (after KRESS et al. 1982).

se repite, año tras año, hasta que el agricultor descubre que en la parte más alta o de mayor pendiente de su parcela, ha tocado fondo y aparece en superficie la roca subyacente; entonces es demasiado tarde pues el mal ya está hecho. La tierra que falta está en la parte más baja de su parcela, en otras parcelas o se habrá marchado con el agua de los arroyos y los ríos. En la zona media de Navarra, por ejemplo, es frecuente encontrar en suelos cultivados, que ocupan fondos de vaguadas, antiguos horizontes superficiales sepultados a más de un metro de profundidad.

Las pérdidas económicas provocadas por la erosión de suelos cultivados, estimadas como reducción de cosechas, son difíciles de evaluar, puesto que se encuentran enmascaradas por los avances de la tecnología agrícola (KRAUSS et al., 1982). Estos avances han hecho que en los últimos cuarenta años los incrementos en las producciones hayan sido espectaculares. En la figura 1 se muestra esta tendencia en los

Estados Unidos y se observa como las producciones se han estabilizado en los últimos años y comienza a bajar. En España esta curva sería más corta en el tiempo puesto que muchos avances (tractores, abonos químicos, etc.) se generalizaron mucho más tarde, aunque la tendencia general sería la misma.

Sin embargo, durante ese mismo período la erosión del suelo ha seguido constante o se ha incrementado, debido sobre todo a la introducción de maquinaria, que ha permitido la roturación y el cultivo de áreas marginales o con fuertes pendientes, eliminación de antiguos bancales que estorban a la maquinaria, etc.

A lo largo del tiempo, se han hecho estimaciones de diversos niveles de producción asociados a los mismos suelos con distintos grados de erosión. En la Tabla 1 pueden observarse claramente un ejemplo de estos descensos.

TABLA 1
PRODUCCION DE COSECHAS

Grado de erosión	Maiz	Soja	Cereales	Forraje
q/ha				
Seymour Franco limoso ⁽¹⁾ 2.5 a 6.0 % de pendiente				
Nula	—	—	—	—
Ligera	52	22	16	78
Intensa	43	17	13	63
Marshall Franco arcilloso 2.5 a 6.0 % de pendiente				
Nula	—	—	—	—
Ligera	67	28	22	90
Moderada	62	26	20	85
Monona franco limoso ⁽²⁾ 2.5 a 6.0 % de pendiente				
Nula	—	—	—	—
Ligera	62	25	25	83
Moderada	56	23	23	76
Ida Franco limoso ⁽³⁾ 6.0 a 9.0 % de pendiente				
Nula	—	—	—	—
Ligera	52	22	21	69
Intensa	43	17	17	58

Tabla 1: Producciones de cosechas asociadas a distintos grados de erosión en cuatro suelos del medio oeste americano. Fuente: Fenton et al., 1971.

⁽¹⁾ Aquic Argudolls

⁽²⁾ Typic Hapludolls

⁽³⁾ Typic Udorthents.

De este modo, a medida que pasa el tiempo, se irán haciendo cada vez más patentes los daños producidos por la erosión. Confiemos que el agricultor sea capaz de reconocer, más allá del deslumbramiento producido por la tecnología agrícola actual, los daños que la erosión va produciendo al socavar la base de todo el sistema productivo agrícola. Nuestra labor está en hacerle ver esa realidad y en darle los medios técnicos para remediar esa situación.

En este capítulo se va a tratar únicamente de la erosión hídrica, que es la que mayores daños provoca en nuestro país, y que afecta prácticamente a todo el territorio nacional. La erosión eólica provoca problemas en algunos pruntonos en concreto y su dinámica es completamente distinta a la de la erosión hídrica, por lo que no será tratada en este capítulo.

II. FACTORES QUE CONTROLAN LOS PROCESOS EROSIVOS

Para comprender bien las estrategias y las técnicas de conservación de suelos, previamente haremos un breve repaso de los factores que controlan los procesos erosivos y los mecanismos de los mismos.

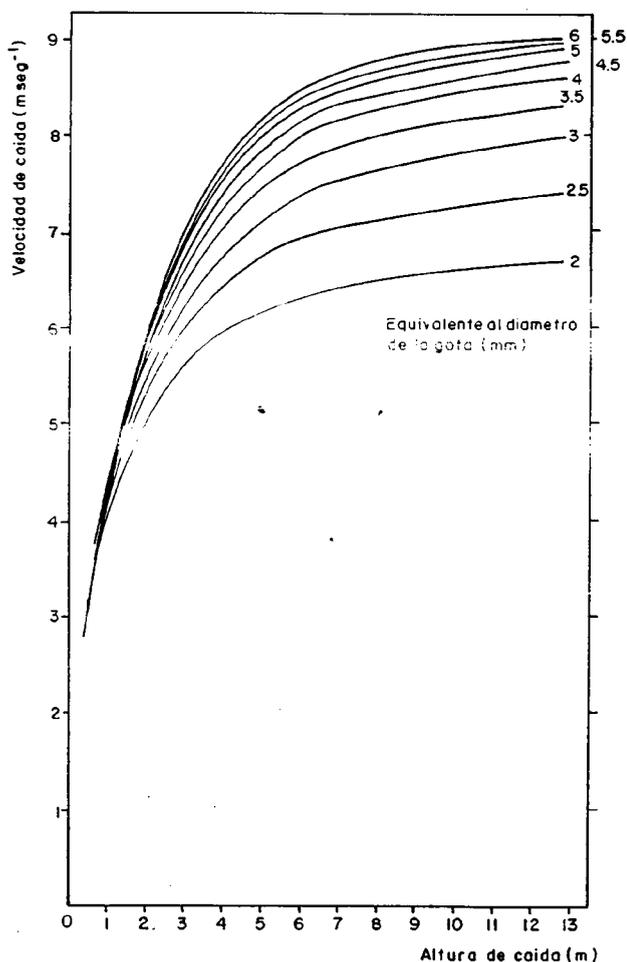


Figura 2: Relación entre la velocidad y la altura de caída para distintos diámetros de gotas (EVENSON et al. 1983).

Figure 2: Relation between fall velocity and height of fall for different drop diameters (EVENSON et al. 1983).

Como se entenderá fácilmente, la erosión es un fenómeno natural que se ha producido siempre, desde que existen tierras emergidas del mar y que a la larga es imparabile. Lo que puede variar mucho es su velocidad. De hecho, un suelo que no se encuentre en una zona de sedimentación es el resultado de un equilibrio dinámico entre la tasa de formación de dicho suelo, a partir de la roca subyacente y la tasa de la erosión que tiende a disminuir su espesor. De este modo siempre que en un suelo la tasa de erosión sea igual o inferior a la tasa de formación de suelo, dicho suelo será estable o irá ganando en espesor. Así se llega al concepto de la tolerancia a la pérdida de suelo que presenta cada uno de ellos.

Los factores físicos que controlan los procesos erosivos están relacionados con la lluvia, el suelo, la fisiografía y la vegetación.

II.1. Factores en relación con la lluvia

II.1.1. Cantidad, intensidad, energía y distribución de la precipitación pluvial

Al impacto de las gotas del agua de lluvia se debe en su mayor parte la erosión de los suelos cultivados. La erosión del suelo requiere energía y una tormenta la tiene en abundancia. De este modo, la fuerza erosiva de la lluvia está controlada por las interacciones entre el tamaño, velocidad y forma de las gotas de lluvia, así como de la dirección de la tormenta y la velocidad del viento.

A medida que las gotas de lluvia aumentan de tamaño, su velocidad terminal aumenta (fig. 2) y por lo tanto su energía cinética final. La energía cinética de un chubasco es la energía del número total de gotas de lluvia para una intensidad determinada. Diversos autores han demostrado que la mayor energía de una precipitación pluvial se da para intensidades entre 50 y 100 mm/hora y más de 200 mm/hora (fig. 3).



Figura 3: Relación entre energía cinética y la intensidad de precipitación (CARTER et al. 1974).

Figure 3: Relation between kinetic energy and rainfall intensity (CARTER et al. 1974).

Diversos autores han ido describiendo distintos índices para explicar la agresividad o la energía de la precipitación pluvial. Así, Fournier (1960) definió un índice global de la agresividad de la lluvia a partir de datos meteorológicos medios. Wischmeier y Smith (1965) se dieron cuenta de que la mejor medida de la energía de la lluvia era la máxima

intensidad de la precipitación pluvial en 30 minutos (E_{30}). HUDSON (1971) estima que en África un umbral erosivo de 25 mm de lluvia por hora, de modo que solamente las precipitaciones que superen dicha cantidad tienen entidad suficiente para erosionar. Existen otros índices que no vamos a enumerar. De cualquier modo la utilidad de estos índices varía con la finalidad y las circunstancias del estudio.

Existe otro factor en relación con la lluvia y es la distribución de la misma a lo largo del año y su relación con la vegetación. Los suelos cultivados son especialmente sensibles a esto, puesto que permanecen desnudos ciertas épocas del año. Si el ciclo de cultivo es de forma que coincidan las épocas en que más llueve con las épocas en las que el suelo está desnudo, evidentemente la erosión será mayor que si se puede evitar, en lo posible, que esto ocurra.

11.1.2. Desprendimiento y dispersión de las partículas de suelo

Antes de comentar los factores relacionados con el suelo vamos a ver como se produce el desprendimiento y la dispersión de las partículas del suelo. La erosión del suelo consiste en dos procesos: desprendimiento o desagregación y el transporte. Generalmente el desprendimiento aumenta

con el tamaño de las partículas, mientras que el transporte aumenta al disminuir dicho tamaño. Así, por ejemplo, las partículas de arcilla se desprenden con mayor dificultad de los granos de arena, pero, en cambio, son más fácilmente transportables que éstos.

Cuando una gota de lluvia hace impacto en el suelo, como resultado del golpe se desprenden y esparcen una serie de partículas del suelo. Cuanto mayor es la energía del impacto, mayor cantidad de partículas del suelo son desprendidas y esparcidas. Dos tercios de la energía de la gota de lluvia son destinados a la formación de un cráter y al movimiento de partículas del suelo, mientras que el tercio restante se consume en la formación de gotitas. El impacto es más eficaz cuando existe una película de agua cubriendo el suelo y éste está reblandecido.

Por otra parte el viento y la pendiente juegan un importante papel al hacer que las partículas desprendidas lleguen más lejos (fig. 4). El flujo de saltación producido se mueve en la misma dirección que las gotas de lluvia y el viento (MOEYERSONS, 1983). De cualquier manera el proceso de erosión por dispersión no transporta las partículas muy lejos, pero es muy importante al proporcionar materiales que serán arrastrados por las aguas de escorrentía.

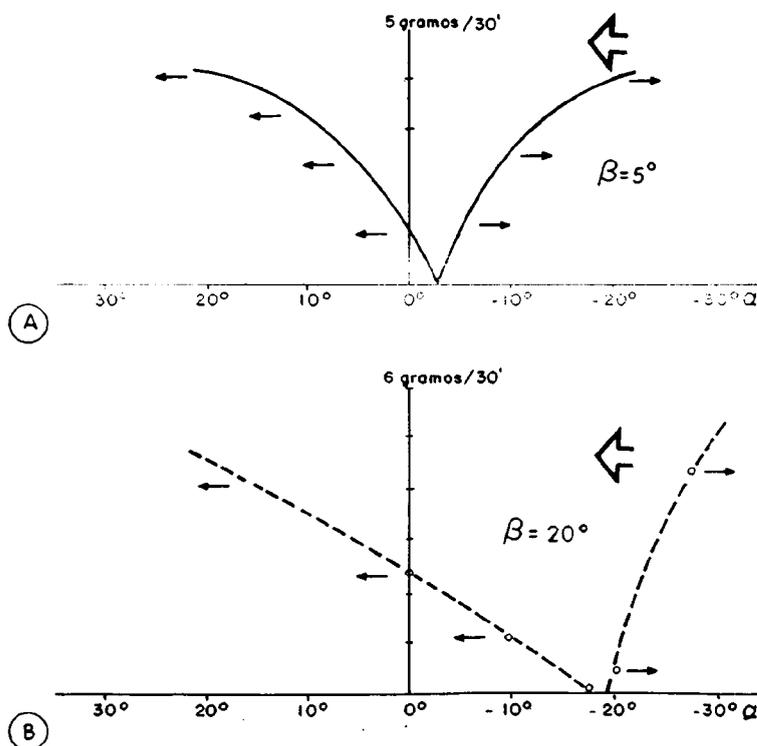


Figura 4: Estos gráficos representan el desplazamiento de partículas de suelo debido al impacto de gotas de lluvia, en función de la inclinación de la pendiente y de la oblicuidad de la lluvia. Las flechas dobles indican el sentido de la componente horizontal de velocidad de la lluvia. Las líneas sencillas indican el sentido de la componente paralela a la pendiente de la velocidad de las partículas de suelo desplazadas por el impacto de las gotas de lluvia. (Según MOEYERSONS, 1983).

Figure 4: Graphs representing soil particles moving due to raindrops, in function of slope inclination and slanting rainfall. Double arrows indicate the sense of the horizontal velocity component of the rain. Single arrows indicate the sense of the soil particles velocity parallel to slope moved by the raindrops. (After MOEYERSONS, 1983).

II.1.3. Formación de costras

Las partículas de suelo desprendidas y dispersadas por la acción de las gotas de lluvia van taponando los huecos y poros de la superficie del suelo, con lo que disminuye la permeabilidad del mismo. Cuando éste se seca da lugar a una costra compacta no porosa. La costra es mucho más impermeable que el suelo subyacente. Las tasas de transmisión hidráulica pueden llegar a ser de 200 a 2.000 veces menores que las del suelo subyacente.

Cuando la superficie de un terreno es rugosa debido al laboreo, la erosión se produce desde los puntos altos de los terrones a la parte baja de los mismos, hasta que se forman los surcos que arrastran las partículas desprendidas. Cuando el suelo tiene agregados estables, los puntos altos conservan una capacidad de absorción notable, aunque en las partes bajas se haya producido la obturación de los huecos y de los poros superficiales (foto 1).

II.2. Factores en relación con el suelo

II.2.1. La textura

La textura es un factor intrínseco del suelo y nos indica la distribución de los tamaños de las partículas del mismo. Estudiando los análisis texturales de multitud de suelos erosionables, se ha observado que, en general, tienen un bajo contenido en arcilla (< 0,002 mm), menor del 30 o 35 por 100 y que la erosionabilidad tiene una relación directa con el contenido de limos (0,002-0,05 mm) y arena muy fina (0,05-0,10 mm).

Los suelos con un alto contenido en arena (0,1-2 mm) son poco erosionables dada su alta permeabilidad y los que presentan un alto contenido en arcilla suelen ser suelos bastante coherentes, y con una estabilidad estructural mayor que otros suelos, por lo que resisten mejor la dispersión por los impactos de las gotas de lluvia; aunque la estabilidad de los agregados es variable en función del tipo de mineral arcilloso presente (EVANS, 1980).

II.2.2. Estructura del suelo

El grado, el tamaño y la estabilidad de la estructura de un suelo son aspectos fundamentales en la resistencia de un suelo a la erosión. Cuanto más estables sean y mejor definidos estén los agregados de un suelo, mayor resistencia presenta dicho suelo a la erosión. Esto es debido a que resisten mejor los impactos de las gotas de lluvia, se disgregan menos y el encostramiento producido es menor; es decir, mantienen una tasa de infiltración mayor durante más tiempo, con lo que la tasa escorrentía es menor y presenta una mayor resistencia al arrastre.

Los agregados de los suelos arenosos son menos estables que los de los suelos arcillosos. Los suelos con mayor contenido en arcilla y materia orgánica tienen agregados más estables, debido a que existen fuertes lazos de unión entre sus coloides. Además, existen otros factores que contribuyen a la estabilidad de los agregados, como son la presencia de

cationes divalentes (calcio y magnesio) o de sesquióxidos de hierro y aluminio. Por el contrario, la presencia de cationes monovalentes (sodio principalmente y potasio) disminuyen la estabilidad de los agregados y tienden a dispersarlos.

Cuanto mayor es el contenido en materia orgánica bien humificada e incorporada al suelo, más estables son los agregados. De modo genérico se considera que en Estados Unidos son vulnerables a la erosión los suelos con un contenido en materia orgánica inferior al 2 %. A este respecto, es interesante destacar que en España, salvo en las zonas de montaña y zonas de clima atlántico (Galicia y Cornisa Cantábrica), la mayor parte de los suelos cultivados en seco no llegan a tener ese 2 % de materia orgánica en el horizonte superficial.

Otro factor que influye en la estabilidad de los agregados es su contenido en humedad en el momento que empieza a llover. Los agregados muy secos absorben el agua muy rápidamente y parece como si explotaran al humedecerse. Por el contrario, los agregados muy húmedos tienen ya debilitados los enlaces. Los agregados más estables son los que no están ni muy secos ni muy húmedos.

Existen diversos métodos para estimar dicha estabilidad, desarrollados desde los años 40 (HENIN, 1969; HUDSON, 1971).

II.2.3. Rugosidad superficial

Después del laboreo la superficie del suelo queda irregular, en especial después del laboreo con arado de vertedera. Los suelos arcillosos suelen tener una superficie más irregular que otros suelos. Debido a estas irregularidades el suelo es capaz de almacenar gran cantidad de agua en el horizonte de labor antes de que se presenten escorrentías. Muchas veces la escorrentía sigue las rodadas del tractor.

Cuando una tormenta es excepcionalmente intensa y supera ampliamente la capacidad de infiltración del suelo no es raro que, en zonas de pendiente, sea arrastrado en masa todo el horizonte de labor en las zonas recientemente labradas (foto 2). Esto es debido a que en el horizonte superficial removido por la labor y empapado de agua, tiene muy poca cohesión y es fácilmente arrastrado. En esta misma situación las parcelas sin labrar, que todavía mantienen el rastrojo en superficie, no suelen sufrir una erosión apreciable.

Como ya dijimos anteriormente las costras superficiales no se forman sobre los terrones, o son más delgadas, por lo que las tasas de infiltración siguen siendo altas en los suelos bien estructurados.

II.2.4. Pedregosidad superficial

Los suelos pedregosos son menos susceptibles a la erosión que sus equivalentes no pedregosos. Las piedras en superficie protegen parte de la superficie del suelo de los impactos de las gotas de lluvia y además los suelos pedregosos son más permeables, por lo que la escorrentía generada es menor.

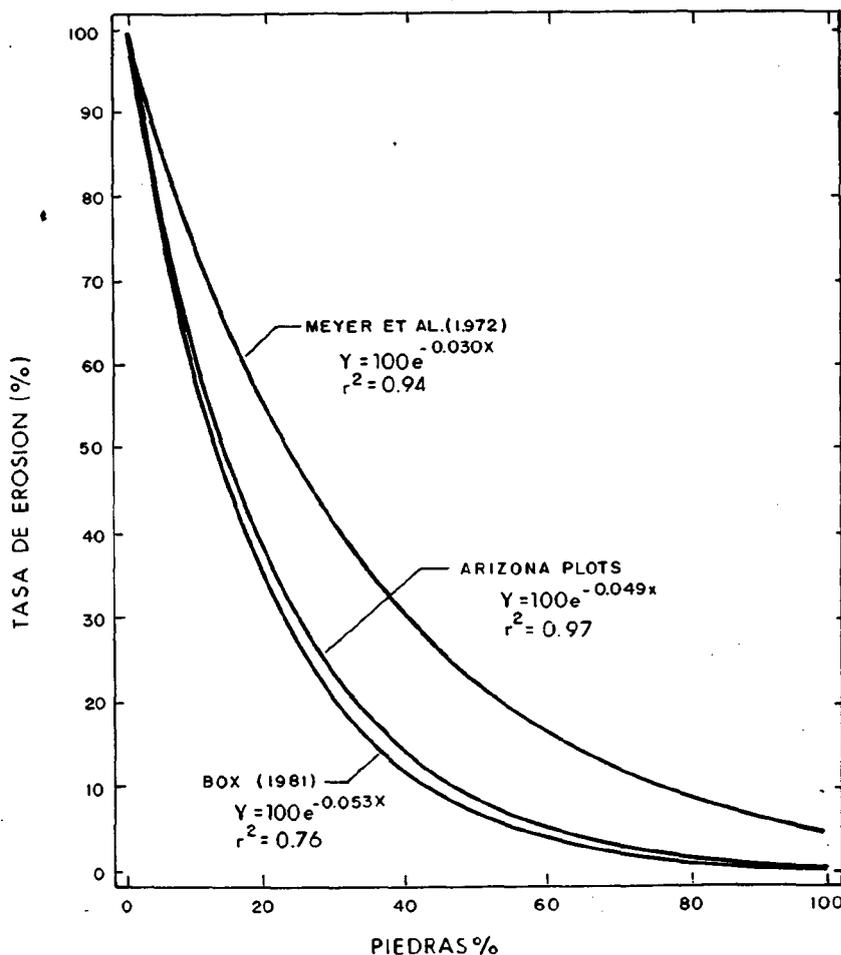


Figura 5: Relación entre tasas de erosión y superficie cubierta de piedras en diversos ensayos llevados a cabo con simuladores de lluvia en suelos naturales y cubiertos artificialmente de piedras. (SIMANTON et al., 1984).

Figure 5: Rock fragment cover and erosion rate ratios of simulator plots with natural and mulched rock fragment cover. (SIMANTON et al., 1984).

En la figura 5 se muestra la relación entre la tasa de erosión y el contenido de piedras en superficie, en distintos ensayos realizados en suelos de pastizales semiáridos en los Estados Unidos. (SIMANTON et al., 1984).

II.2.5. Perfil del suelo y naturaleza del material subyacente

El tipo de perfil del suelo suele determinar la vulnerabilidad del mismo a la erosión. Por debajo del horizonte A o del de labor suele existir (salvo en suelos muy someros) un horizonte B o C. Si estos horizontes aparecen bien estructurados y tienen un buen drenaje, el suelo posee buenas condiciones para resistir la erosión. Pero la erosionabilidad de un suelo aumenta notablemente al tener dichos horizontes una mala estructura, o una estructura laminar, o una suela de arado (1), que dificultan el drenaje del agua y generan una mayor escorrentía.

Los suelos, en general, suelen tener un mayor contenido en materia orgánica y una mejor estructura en el horizonte A que en los subyacentes, de modo que estos últimos siempre son menos fértiles y más erosionables que el A. En los suelos situados en pendientes, cuando la erosión elimina el horizonte A y quedan al descubierto los horizontes B o C la tasa de erosión se incrementa. Esto hace que su productividad sea cada vez menor y su recuperación cada vez más difícil. Dicho de otra manera, la erosión siempre hace que se produzca más erosión.

Por otra parte, la naturaleza del material subyacente condiciona la profundidad a la que pueden encajarse las cárcavas y los barrancos. De esta forma, sobre una roca dura, cuando el suelo se erosiona, los surcos corren sobre la roca, puesto que no pueden encajarse en la misma; pero sobre una roca blanda (margas, arcillas, etc.) o materiales sin consolidar, una vez que el suelo se erosiona pueden formarse

(1) Capa apelmazada por el paso de maquinaria o por haber realizado labores con el suelo excesivamente húmedo, que aparece bajo el horizonte de labor. Dicha capa dificulta, y en algunos casos llega a impedir, el paso del agua y raíces.

profundas cárcavas y barrancos, haciendo que el área afectada sea mucho mayor y que su recuperación sea mucho más difícil y costosa (Foto 3).

II.2.6. Humedad inicial del suelo

El estado de humedad del suelo en el momento en el que se produce la lluvia, condiciona el tiempo que tardará ese suelo en alcanzar su tasa de infiltración final. Un suelo que ya está húmedo en el momento que empieza a llover alcanzará antes su tasa de infiltración final.

Anteriormente ya se ha visto también el efecto que tiene el estado de humedad del suelo en la estabilidad de los agregados al comenzar la lluvia.

Todo esto significa que la vulnerabilidad a la erosión de un mismo suelo frente a una precipitación concreta depende, en parte, del contexto de humedad en el que se produce. Es decir que la erosión que provoca una misma precipitación es un período seco es distinta a la que provoca en un período húmedo, tras otras precipitaciones recientes.

II.3. Factores en relación con la fisiografía

II.3.1. Inclinación de la pendiente

La inclinación de la pendiente es un factor importante en la erosión del suelo, especialmente por dispersión de partículas debido a impactos de gotas de lluvia. En ausencia de viento fuerte, una mayor cantidad de partículas se desplazan cuesta abajo.

En suelos llanos, la erosión hídrica es generalmente inapreciable, hasta el punto que muchas veces su problema suele ser el de la deposición. Los suelos arenosos, que sufren poca erosión cuando la pendiente es pequeña, están sujetos a una intensa erosión cuando la pendiente es grande debido principalmente a la dispersión por gotas de lluvia.

Cuanto más inclinado es un suelo, mayor velocidad alcanza el agua de escorrentía, por lo que su poder erosivo y su capacidad de transporte aumentan. Por otra parte, la capacidad del suelo de retener agua es menor al moverse ésta más deprisa.

Normalmente existe un notable aumento de la erosión en pendientes entre el 5 y el 10 % comparándolos con pendientes menores. Sin embargo, existe un cierto equívoco en los resultados experimentales, resultando que a veces en pendientes mayores del 10 % no aumenta significativamente la erosión, o si lo hace parece estar más relacionado con variables del tipo de suelo, manejo, etc., que simplemente con el grado de inclinación de la pendiente (WISCHMEIER, 1978).

II.3.2. Longitud de la pendiente

A medida que la longitud de la pendiente aumenta, la incidencia de la erosión suele ser mayor, sobre todo por el

incremento del volumen de la escorrentía en la parte baja de la pendiente. Sin embargo, suele ser raro encontrar pendientes largas con una inclinación constante, lo que suele provocar que las irregularidades afecten al movimiento del suelo erosionado a lo largo de la pendiente.

Por otra parte los resultados experimentales han tenido a veces resultados equívocos, aunque en general apoyan las ideas antes apuntadas.

II.3.3. Forma de la pendiente

Como ya se ha comentado anteriormente, en la naturaleza son raras las pendientes planas con una inclinación constante. Lo normal es que las laderas sean, simplificando las formas, convexas, cóncavas u onduladas o compuestas.

La pendiente en las laderas convexas aumenta hacia la parte baja de la ladera y del mismo modo aumenta la velocidad del agua de escorrentía. Por la acción de la dispersión producida por las gotas de lluvia, unida a la mayor velocidad del agua de escorrentía, la parte baja de la ladera convexa es la primera en erosionarse. A partir de ese punto se suelen formar surcos o cárcavas que avanzan rápidamente hacia la parte alta de la pendiente.

Por el contrario en las laderas cóncavas la pendiente disminuye hacia su parte baja, por lo que los sedimentos arrastrados por el agua de escorrentía se acumulan en dicha zona al disminuir la velocidad de la misma. Es decir la parte baja se va rellenando con los materiales provenientes de la parte alta. Puede ocurrir que con lluvias intensas, el agua corra con suficiente velocidad en la parte baja para iniciar la formación de surcos o cárcavas.

II.4. Factores en relación con la vegetación o cubierta del suelo

II.4.1. Suelos totalmente cubiertos de vegetación

Los bosques, landas, praderas y pastizales son muy eficaces para impedir la erosión, sobre todo en su estado natural. La erosión y escorrentía provenientes de zonas de bosque o pastizales suelen ser menores del 5 % o incluso del 1 % de su equivalente en suelos desnudos.

Esto es lógico por varias razones. En primer lugar la vegetación intercepta las gotas de lluvia, de modo que no golpean directamente el suelo. En zonas de bosque es frecuente que debajo de los árboles exista una capa de hojarasca y residuos vegetales que, en ausencia de sotobosque, cubren el suelo. Por otra parte las tasas de infiltración de agua son mayores que en los suelos desnudos, puesto que poseen un contenido en materia orgánica mayor, lo que les da mayor estabilidad estructural. Además, los poros superficiales no se taponan con partículas salpicadas, dado que no hay casi salpicadura. Parte del agua interceptada por la vegetación baja por los tallos suavemente hasta el suelo. De este modo se genera un agua de escorrentía que es clara. Además, el agua de escorrentía se ve obligada a moverse entre la vegetación herbácea, o entre raíces y restos vegetales, lo que

reduce su velocidad y las partículas que pudiera arrastrar queden retenidas por la vegetación.

2.4.2. Suelos parcialmente recubiertos por la vegetación

En los suelos cultivados, desnudos en un principio por el laboreo, la erosión disminuye a medida que el cultivo va creciendo y se hace más denso. En cultivos herbáceos anuales como los cereales, colza, guisantes, etc., la cubierta del suelo suele ser del 90 al 100 % antes de ser cosechado. Sin embargo, en cultivos herbáceos que se siembran en líneas más o menos separadas (girasol, espárrago, etc.) suele quedar una buena parte del suelo sin cubrir entre calles. Por último, el caso más extremo de falta de protección del suelo lo muestran los cultivos leñosos (almendra, viña, olivo, etc.) que presentan mayor separación entre plantas y en los que se suele mantener desnudo el suelo de las calles.

En la tabla 2 se comparan pérdidas de suelo y escorrentía producidas bajo distintos cultivos para un mismo tipo de suelo.

TABLA 2

Cultivo y sistema de cultivo	Pérdida de agua (milímetros)	Pérdida de suelo (toneladas por Ha)
Maíz continuamente ¹	127	85,9
Rotación maíz-avena-trébol	101 76 25	40,7 22,6 11,3
Alfalfa continuamente	15	2,2
Poa pratensis continuamente	1,0	0,7

• Pendiente, 9 % : longitud, 22 metros.

• Fuente: Browning, G. M. y col. 1984. U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service. Tech. Bul. No. 959. 1948.

Este maíz no se abona. Las hileras estaban orientadas en el sentido del declive. Más recientemente, empleado mucho abono y sembrado el maíz transversalmente al declive, las pérdidas de suelo y de agua han sido mucho menores.

Tabla 2: Pérdida media anual de agua por escorrentía y de suelo en un terreno franco limoso (Marshall) durante el período 1933-1942 (FAO, 1967).

Los suelos no cultivados parcialmente recubiertos por la vegetación suelen ser, salvo en zonas áridas, fruto de un sobrepastoreo o una mala gestión agrícola o forestal. En general, las cantidades de suelo erosionado en dichos lugares no se relacionan tanto con la escorrentía como con la proporción de superficie de suelo desnudo, puesto que los arrastres producidos en un lugar pueden quedar retenidos por una zona de vegetación algo más abajo. El mayor problema de estas superficies de suelo desnudo es que suelen ser el

origen de tipos de erosión acelerada y remontante, como surcos o cárcavas.

II.4.3. Suelos desnudos

La máxima erosión posible se produce en los terrenos desnudos por el laboreo y en los barbechos, sobre todo si han sido labrados con arado de vertedera, dado que no queda ningún resto vegetal en la superficie. De este modo toda la superficie del suelo queda expuesta a las lluvias y sus efectos. Si además el campo ha sido labrado siguiendo las líneas de máxima pendiente, facilitando con los surcos la salida del agua pendiente abajo, se consigue la máxima intensidad posible en la erosión de un campo cultivado.

En la naturaleza son raros los suelos totalmente desprovistos de vegetación, salvo en zonas muy áridas. Para nuestra desgracia, lo que si es más corriente en nuestro país es la presencia de suelos desnudos por incendios. Según el clima y el tipo de suelo de la zona incendiada, la vegetación tarda un período más o menos largo en ir cubriendo el terreno, y durante ese tiempo la erosión producida puede ser muy intensa, lo que evidentemente dificulta la posible regeneración.

III. TIPOS DE EROSION HIDRICA

Para diseñar un programa de control o lucha contra la erosión hídrica, primero deberemos ser capaces de reconocer los tipos de erosión presentes en la zona. A continuación vamos a describir los principales tipos de erosión hídrica, sus características y génesis.

Cuando llueve sobre un suelo seco la tasa de infiltración es muy alta al principio, disminuyendo después rápidamente hasta alcanzar una tasa final de infiltración constante, cuando el suelo ya está saturado de agua. En un suelo húmedo la tasa de infiltración se inicia con un valor próximo al de la tasa final de equilibrio y alcanza el valor de ésta poco después de que el terreno recibe el agua. Esta tasa final de equilibrio depende sobre todo de la textura y de la estructura del suelo.

Sin embargo aunque en general, la mayor parte de las precipitaciones tienen una intensidad menor que la tasa de infiltración final, se producen escorrentías. Esto es debido a que de alguna manera el suelo se comporta como si toda la precipitación se infiltrara hasta completar la capacidad de almacenamiento y a partir de ahí el resto de la precipitación provoca un flujo superficial.

Estos flujos superficiales, provocados por la escorrentía, son los agentes erosivos. La erosión se produce cuando las fuerzas de arrastre y de transporte de materiales son superiores a las de resistencia a la remoción.

III.1. Erosión laminar

Se produce por la formación de una lámina de agua que se mueve pendiente abajo. La interacción entre la acción dispersante del agua de lluvia y el flujo laminar de agua es

muy importante, ya que si actúan separadamente su importancia relativa es pequeña. Pero al actuar en combinación aumenta mucho su capacidad erosiva dado que el flujo laminar de agua arrastra y transporta las partículas puestas en suspensión por los impactos de las gotas de lluvia.

Cuando el flujo laminar es turbulento aumenta considerablemente el poder erosivo y esto ocurre cuando el flujo queda confinado entre terrones, con lo que puede degenerar rápidamente en erosión en surcos. La erosión laminar se produce, principalmente, sobre superficies lisas y pendientes uniformes.

La erosión laminar es más frecuente en suelos arenosos o incluso limosos, puesto que ocupa zonas amplias, mientras que los surcos cubren zonas pequeñas. Por el contrario, en suelos arcillosos o más coherentes la erosión principal se debe a surcos o incluso cárcavas.

III.2. Erosión en surcos

Los surcos se forman cuando la velocidad del flujo de agua supera una velocidad determinada, volviéndose turbulento. Como hemos visto anteriormente, al quedar el flujo confinado por las irregularidades de la superficie, éste se vuelve turbulento y se forman surcos. Cuanto más irregular es la superficie del suelo y más coherente es el mismo, antes se forman los surcos y mayor densidad presentan.

En la erosión en surcos el desprendimiento del material se produce principalmente por la energía del flujo de agua y no por la dispersión producida por el impacto de las gotas de lluvia.

Cuando el sistema de surcos ha adquirido un cierto desarrollo, la erosión laminar se limita a las zonas lisas comprendidas entre los surcos (foto 4).

Los surcos tienen mayor poder erosivo que la erosión laminar, con el inconveniente añadido de que profundizan en el suelo pudiendo alcanzar horizontes subsuperficiales.

III.3. Erosión en cárcavas

Cuando los surcos adquieren tal profundidad y desarrollo que no pueden ser borrados o nivelados con las labores habituales de labranza, se denominan cárcavas. La evolución natural de los surcos con el tiempo es convertirse en cárcavas.

El poder erosivo de las cárcavas es mucho mayor que el de los surcos o la erosión laminar. Por ejemplo, en las cuencas de loess de Iowa, durante un período de 31 días, la erosión por cárcavas arrastró 343 y 358 kg/m² en dos cuencas distintas, mientras que la erosión laminar y en surcos arrastró 24 y 68 Kg/m² respectivamente en esas mismas cuencas (SPOMER *et al.*, 1971).

La intensidad de la erosión en cárcavas y la amplitud de éstas, dependen del volumen de agua de escorrentía, así como de la velocidad que ésta alcance. Lo cual significa que el caudal de agua que circula por una cárcava depende, entre

otros aspectos, del área que desagua por la misma. Otros factores que influyen son las características del suelo y del material subyacente, el tamaño y la forma de las cárcavas, así como la pendiente del fondo de éstas.

El avance de las cárcavas se produce gracias a varios procesos que pueden ocurrir aislada o simultáneamente. Estos procesos son:

- Abrasión en el fondo o en los costados de la cárcava por el agua y los materiales suspendidos o arrastrados por ella. Cuando el caudal sólido es muy alto, el poder abrasivo es mucho mayor, dado que aumenta la densidad del flujo en movimiento.
- Erosión remontante por socavamiento de la base del salto situado en cabecera de la cárcava.
- Desmoronamiento o caídas de materiales de los costados de la cárcava, por encajamiento del fondo de la cárcava o procesos de congelación-descongelación, etc.
- Extensión y ampliación por fenómenos de "piping" o formación de tubos. Cuando los agujeros de entrada a estos sistemas de tubos van creciendo, van aumentando de diámetro y uniéndose unos a otros, para terminar formando una cárcava. Normalmente estos fenómenos se dan en paredes laterales de otra cárcava o barranco.

La sección transversal de las cárcavas suelen tener un perfil en forma de V o de U. El perfil en forma de V se suele dar en las cárcavas desarrolladas sobre material más o menos coherente, por ejemplo: margas, argilitas, etc., y su fondo suele tener una pendiente apreciable. Las que tienen perfil en forma de U se suelen formar sobre materiales poco coherentes, en general depósitos cuaternarios, por ejemplo fondos de valle limosos, loess, etc.; su fondo suele tener muy poca pendiente y el curso de agua suele ser meandriiforme.

III.4 Erosión por formación de tubos

El fenómeno de la generación de tubos o "piping" consiste en la formación de canales abiertos, por debajo de la superficie del suelo, que pueden llegar a tener diámetros de varios metros. Cuando alcanzan un tamaño crítico (distinto según el material de que se trate) se hunden o se amplían y dan lugar a la formación de cárcavas.

Es muy típico que se desarrollen sobre materiales cuaternarios, poco consolidados, y con un contenido alto en sodio. Esto da lugar a que la agregación de un suelo sea muy pobre y las arcillas sean fácilmente arrastradas por el agua intersticial, dando lugar a huecos.

Su formación suele ser favorecida por la presencia de un fuerte gradiente hidráulico, por ello normalmente se forman en las paredes laterales de cárcavas y barrancos, aunque también se forman en laderas pendientes. Una vez que se ha formado un tubo, las líneas de flujo de agua locales convergen hacia el mismo, haciendo que su crecimiento se acelere.

III.5. Erosión por movimientos en masa

Se suelen producir coincidiendo con precipitaciones excepcionalmente fuertes. El suelo se empapa de agua y el movimiento del agua por debajo de la superficie del suelo produce una fuerza de infiltración que actúa en dirección del flujo y es proporcional al gradiente hidráulico. A esto se suma el peso del agua y el resultado es que se produce un deslizamiento, cuya línea de ruptura suele ser el contacto del suelo con la roca (CARSON et al., 1972).

En general se suelen dar en pendientes fuertes y moderadas, con suelos someros o moderadamente profundos, y en muchas ocasiones la pendiente en la que se forman coincide con el buzamiento de los estratos del material subyacente.

La importancia que presentan estos corrimientos consiste en que dejan áreas con la roca desnuda y pueden ser origen de cárcavas remontantes o el comienzo de nuevos desprendimientos por encima de lo derrumbado.

Son acontecimientos que se pueden considerar como extremos tanto en el tiempo como en el espacio, pero que pueden tener mucha importancia como origen de cárcavas.

IV. ESTRATEGIAS Y TECNICAS PARA LA CONSERVACION DE SUELOS FRENTE A LA EROSION HIDRICA

En los dos apartados anteriores se han expuesto brevemente los factores que controlan los procesos erosivos y las formas que puede adoptar la erosión hídrica; de este modo se entenderán fácilmente las estrategias que se siguen en la lucha por controlar dicha erosión y las técnicas con las que se llevan a cabo. En realidad, el objetivo último de las investigaciones en torno a la erosión es el dar solución a los problemas planteados por la misma.

Actualmente, las técnicas para controlar la erosión están bien documentadas y respaldadas por muchos años de experimentación y práctica, aunque la base para su selección y diseño sigue siendo, en gran medida, empírica (MORGAN, 1980), y esto a la larga puede tener sus problemas como va se explicará más adelante.

A continuación, se exponen las estrategias que se siguen en la lucha para controlar la erosión y las técnicas más extendidas para llevar a cabo dicho control.

IV.1. Evaluación de tierras y usos más idóneos de las mismas

El control de la erosión en tierras cultivadas suele hacerse, en general, simultáneamente con el cultivo de las mismas; por lo que el uso correcto de la tierra es el mejor medio de control de la erosión.

Para poder llegar a establecer cuál es el uso más idóneo de una tierra, lo primero que hay que conocer son las limitaciones que presenta para los distintos usos. Esto nos

indicará cuál es la gama de usos posibles para un tipo de tierras dado y los problemas que pueden presentarse. A partir de ahí, para la elección del uso más idóneo, intervienen otros factores como pueden ser los económicos, sociales, etc. Evidentemente el uso más idóneo puede variar con el tiempo, debido a los componentes sociales o de mercado.

Existen numerosos sistemas de clasificación de tierras para su evaluación, pero la mayoría son adaptaciones del sistema desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (KLINGEBEL y MONTGOMERY, 1966). Dicho sistema propone un método para evaluar el tipo de limitaciones, el grado de las mismas y su extensión; destacando sobre todo los riesgos de erosión, profundidad de suelo, encharcamiento, salinidad, pedregosidad y severidad del clima.

En dicho sistema las tierras se clasifican desde la clase I, que son las mejores tierras con limitaciones escasas o nulas, a la clase VIII que abarca las tierras que presentan tales limitaciones que deben mantenerse en su estado natural y sólo admiten usos recreativos o de captación de aguas. De estas clases, sólo las cuatro primeras admiten agricultura con laboreo.

El resultado de la aplicación de los sistemas de evaluación de tierras es una clasificación de las tierras por grupos, donde se indican las limitaciones que presentan, las medidas de conservación que habría que adoptar y la gama de usos que admiten.

Esto significa que cuando se aplica un sistema de clasificación a una zona actualmente en cultivo o con un aprovechamiento agropecuario o forestal dado, el resultado puede ser, en muchos casos, que es necesario cambiar los usos o los aprovechamientos actuales para mantener la capacidad productiva del suelo dentro de sus posibilidades.

IV.2. Tolerancia a la pérdida del suelo

Como ya se sugirió al principio de este capítulo, el objetivo final del control de la erosión es poder mantener un nivel de producción máximo y estable de un suelo al mismo tiempo que se mantiene una tasa de erosión a un nivel igual o inferior a la tasa de formación del suelo. En la práctica, es difícil de estimar la tasa de formación de suelo y por lo tanto es igualmente difícil mantener la tasa de erosión en el punto de equilibrio.

En los años cuarenta, el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos definió la tolerancia a la pérdida de suelo como la máxima tasa anual de erosión del suelo que permita una alta productividad de las cosechas de un modo económico e indefinido. Esto implica que no debe haber una pérdida en la capacidad productiva del suelo a largo plazo, lo que depende del mantenimiento del espesor y la calidad del horizonte A, y una profundidad razonable para la zona radicular.

A principios de los años sesenta el mismo servicio de conservación de suelos estimó que las tasas de erosión mayores de 11,2 toneladas por hectárea y año favorecían la

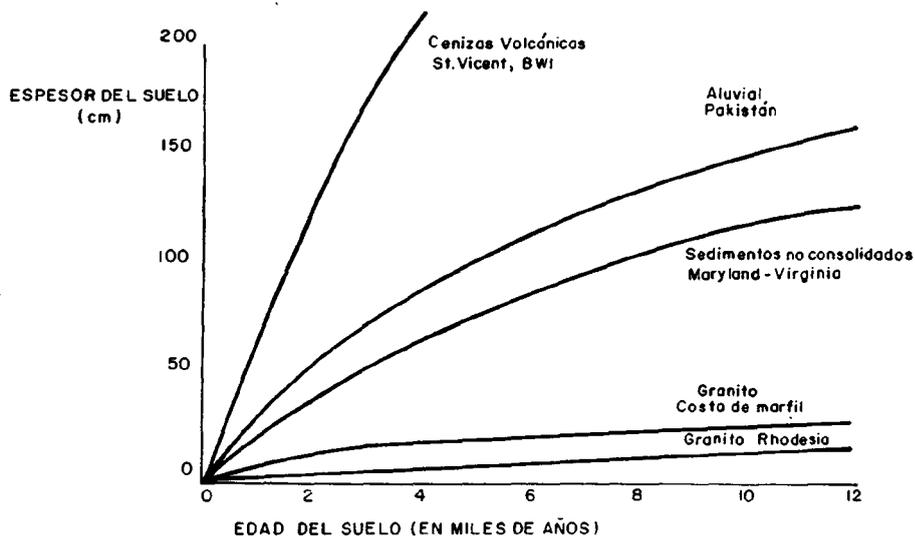


Figura 6: Tasa de formación de suelos sobre diversos materiales geológicos (HALL et al., 1982).

Figure 6: Rate of soil formation in various geologic materials. (HALL et al., 1982).

formación de cárcavas, mientras las tasas inferiores a dicha cifra no. Esta generalización es, de hecho, poco rigurosa, puesto que no se puede asociar una tasa de erosión dada con la formación de cárcavas para todo tipo de situaciones de suelos, climas, cultivos y sistemas de labranza (McCORMACK, 1982).

Por otra parte, los estudios realizados sobre la tasa de formación de distintos suelos a partir de distintas rocas indican, en general, tasas de formación de suelos muy lentas, especialmente sobre rocas cristalinas y rocas fuertemente consolidadas (HALL et al., 1982). Sobre loess, cenizas volcánicas o aluviones, la tasa de formación de suelos suele ser mucho más rápida (fig. 6). En cualquier caso hay que dejar bien claro que la formación del suelo no es sólo estrictamente la mera meteorización de la roca, sino que implica procesos posteriores de desarrollo de estructura, movimientos de carbonatos, arcilla o materia orgánica a lo largo del perfil o la génesis de nuevos minerales de arcilla.

De cualquier modo, el valor más comúnmente aceptado como la máxima pérdida de suelo permisible, a nivel de proyectos de control de la erosión, es el de 11,2 Tm por hectárea y año. A pesar de que este valor pueda estar sobreestimado, sin embargo las tasas de erosión que están actualmente dándose en muchos campos de cultivo son mucho mayores (Tabla 3).

Por otra parte aunque se logre mantener así en un suelo una tasa de erosión igual o inferior a su tolerancia a la pérdida de suelo para mantener su productividad, dicha tasa puede ser todavía demasiado alta para evitar la contaminación de ríos, lagos y embalses, por los sedimentos, abonos y pesticidas arrastrados por el agua de escorrentía o los sedimentos (McCORMACK, 1982).

En otro orden de cosas, cuando en la práctica se diseñan medidas de control de la erosión, la tolerancia a la pérdida de suelo se suele calcular teniendo en cuenta precipitaciones máximas que tengan un período de retorno de 10 años. Se podrían diseñar para acontecimientos que posean períodos de retorno más largos, pero el costo de las medidas de control sería muchísimo mayor.

TABLA 3

Cultivo	Tasas de erosión Tm/Ha/año		
	<11.2	11.2-22.5	>22.5
Maíz	67	17	16
Soja	56	26	18
Algodón	66	22	12
Sorgo	61	23	16
Trigo	87	9	4
Cacahuete	53	32	15
Tabaco	47	26	27

Tabla 3: Porcentaje de tierras de labor que experimentan unas tasas de erosión dadas, para los principales cultivos 1977 (Datos no publicados, SCS 1977 National Resource Inventory, en McCORMACK et al., 1982).

IV.3. Estrategias para la conservación del suelo

Las estrategias que se diseñan para la conservación de los suelos se basan en el estudio de los factores que controlan los procesos de la erosión hídrica y las formas que ésta adopta sobre el terreno. Por lo tanto de lo que se trata es conseguir protección del suelo frente a los impactos de las gotas de lluvia, mejorar el estado de agregación y la estabilidad de los agregados del suelo, aumentar la capacidad de infiltración y reducir la velocidad del flujo de escorrentía.

Para lograr estos objetivos se recurre a dos tipos de medidas que son complementarias: por una parte medidas de

manejo de suelos y de cultivos (acolchado del suelo, rotación de cultivos, aumento del contenido de materia orgánica, etc.) y por otra parte medidas auxiliares de laboreo y de infraestructura (cultivo siguiendo las curvas de nivel, terrazas, cultivo en bandas, drenes, etc.).

En general, el primer tipo de medidas influyen tanto sobre el desprendimiento como sobre el transporte de sedimentos, mientras que las segundas solamente afectan a los procesos de transporte. Las medidas del primer tipo son eficaces por sí mismas, aunque mejoran en combinación con las segundas, mientras que éstas sólo son eficaces con combinación con las primeras. En zonas de fuertes pendientes o lluvias intensas, donde los problemas de erosión son grandes, es obligado combinar ambos tipos de medidas para conseguir un control eficaz. En general las medidas de manejo de suelos y cultivos son más fácilmente asumibles por los agricultores que las segundas, además de no necesitar, en general, maquinaria especial.

Evidentemente se entiende que todas estas medidas se ponen en práctica después de haber establecido cuáles son los usos más idóneos de cada tipo de suelo o, por lo menos, sus principales limitaciones y los tipos de usos excluidos.

IV.4. Medidas para combatir la erosión

IV.4.1. Sistemas de laboreo

Actualmente existen varios sistemas de laboreo que tienen distinto efecto en la erosión producida en el campo. La influencia de las labores agrícolas en la pérdida de suelo es muy grande. Al margen de la dirección en que se ejecute el laboreo (siguiendo curvas de nivel o de arriba a abajo), la influencia del tipo de apero es importante, pues varía la profundidad de la labor, el volteo o no de la tierra y la consiguiente eliminación de residuos en superficie, etc. (Tabla 4).

TABLA 4

Tipo de apero	Profundidad de la labor (cm.)	Tipo de labor	Residuos superficie
Arado de vertedera	30-40	volteo total	ninguno
Arado de disco	25	Fragmentación y volteo parcial	pocos
Chisel	30-40	fragmentación sin volteo	muchos

Tabla 4: Profundidad de trabajo, tipo de labor y residuos que quedan en la superficie con el uso de distintos tipos de aperos, suponiendo que no ha habido una eliminación previa de los residuos de la cosecha por empacado, quema, etc.

Los datos de pérdida de suelo bajo labores dadas con aperos como el chisel o el arado de discos son relativamente recientes. En la tabla 5 se muestran las pérdidas de suelo y de

agua producidos bajo distintos sistemas de laboreo (arado de vertedera, chisel-arado de discos y no cultivo), considerando distintas duraciones y dosis de agua de lluvia.

TABLA 5

Tiempo de riego (min)	Agua aplicada (mm)	Arado de vertedera		Disco chisel		No laboreo	
		Cultivo previo Maíz	Soja	C. previo Maíz	Soja	C. previo Maíz	Soja
Pérdidas de agua (mm)							
60.0	63.5	30.0	38.0	1.0	21.0	22.0	32.0
90.0	95.3	58.0	68.0	8.0	50.0	45.0	60.0
120.0	127.0	84.0	94.0	28.0	81.0	70.0	87.0
Pérdidas de suelo (Tm/ha)							
60.0	63.5	4.2	10.9	0.06	2.8	0.4	1.3
90.0	95.3	8.6	18.0	0.40	5.2	0.8	2.6
120.0	127.0	12.7	25.6	1.40	7.4	1.1	3.8

Tabla 5: Pérdidas de suelo y de agua de cultivos de maíz y soja bajo tres sistemas de laboreo en Illinois (1). Datos obtenidos en experiencias realizadas con un simulador de lluvia (OSCHWALD *et al.*, 1976)

(1) Suelo Catlin franco limoso (Typic Argiudolls), 5% de pendiente, labrado de arriba a abajo de la pendiente y realizados los ensayos al comienzo de la primavera.

En dicha tabla puede observarse como las mayores pérdidas de suelo y agua se producen en el caso del laboreo con arado de vertedera. En el caso del no cultivo la escorrentía generada es mayor que en el caso del chisel y arado de discos, pero sin embargo la erosión generada es menor.

TABLA 6

Tabla 6: PORCENTAJE DE PERDIDAS DE SUELOS COMPARANDO ALGUNOS SISTEMAS DE LABOREO DE CONSERVACION CON LOS SISTEMAS TRADICIONALES (1) (LAFLEN *et al.*, 1978)

SUELO	% de laboreo convencional		
	SIN LABOREO	DISCOS	CHISEL
Tama Franco-arcilloso- limoso (Typic argiudolls)	8	25	48
Kenyon franco (Typic hapludolls)	15	37	37
Ida Franco-limoso (Typic Udorthents)	10	46	80

(1) La pendiente media era de 4,7 %, 4,8 % y 12,2 % para los suelos Tama, Kenyon e Ida respectivamente. Los surcos eran de arriba hacia abajo de la pendiente y los ensayos se realizaron entre once y treinta y cinco días después de la siembra. El cultivo era maíz después de maíz.

En la tabla 6 se muestran las erosiones relativas producidas bajo distintos sistemas de laboreo (arado de discos y chisel) y no laboreo, comparándolas con la erosión producida bajo un sistema convencional, mostrándolos como porcentajes de esta última.

En España, desde hace unos años, se vienen realizando diversos ensayos de siembra directa (sin laboreo) en parcelas de cereal. Los ensayos parecen ser prometedores desde el punto de vista económico (ARNAL, 1988), con el beneficio añadido de que se produce una menor erosión. Aunque éste último punto está aún por cuantificar en nuestro país por medio de los ensayos pertinentes.

IV.4.2. Cultivo con cobertera vegetal

La eficacia de las coberteras orgánicas muertas para combatir la erosión está ampliamente reconocida, debido a la superficie del suelo que protegen de los impactos de las gotas de lluvia, así como la resistencia que ofrecen al flujo superficial de agua generado por la escorrentía. Evidentemente su eficacia depende de la proporción de superficie protegida. Cubriendo la superficie del suelo con restos vegetales como rastrojos, restos de cosechas, etc., se pueden llegar a reducir las pérdidas de suelo a la mitad o menos (F. A. O., 1967), dependiendo de la cobertura de los residuos, del tipo de suelo, de las características de la lluvia, etc.

Para realizar las operaciones de cultivo con cobertera se han ideado una serie de aperos que lo permiten. En general suelen consistir en picadoras que rompen los residuos vegetales en trozos cortos que no interfieren con los aperos de laboreo o siembra, o sembradoras con abresurcos de disco que apartan los restos vegetales, etc.

Evidentemente el cultivo con cobertera vegetal tiene una ventaja añadida y es un mayor enriquecimiento del suelo en materia orgánica, lo que redundará en una mejor estructura del mismo y como consecuencia una mayor permeabilidad y resistencia a la erosión, además de reducir la evaporación de agua a partir de la superficie del suelo.

Sin embargo, puede presentar algunos inconvenientes como son el aumentar el peligro de incendio en períodos secos y favorecer la persistencia de la humedad y el riesgo de enfermedades criptogámicas, en períodos húmedos, sobre todo en vaguadas y zonas con problemas de drenaje.

IV.4.3. Cultivos de protección y siembra entre líneas

Los cultivos de protección tienen como finalidad principal impedir o reducir la erosión en períodos de barbecho o cuando el cultivo está en estados iniciales de desarrollo o para proteger el suelo entre las líneas de cultivo. A veces se suelen confundir con los cultivos para abonos verdes, pero no son los mismos: hay cultivos de protección que no se utilizan para abono verde y, sin embargo, todos los cultivos para abono verde son cultivos de protección.

En España está poco extendida la práctica de cultivos de abono en verde, así como la de cultivos de protección entre

líneas. En muchas ocasiones, teniendo en cuenta la gama de cultivos que se dan en nuestro país y la climatología que poseemos, no es fácil encontrar cultivos de protección que se adapten a dichas características. Por esta razón, en nuestro caso y de modo general, parece una mejor estrategia la rotación de cultivos que los cultivos protectores.

Donde sí son interesantes los cultivos protectores entre calles, más que entre líneas, es en cultivos tales como olivo, almendro, avellano, cerezo, viña, etc., es decir cultivos leñosos, plantados muchas veces en pendientes y cuyas calles se mantienen siempre con la tierra desnuda. En algunos lugares, en España, hay ganaderos que siembran forraje en invierno en olivares, cosechándolo en primavera. En zonas del norte de nuestro país se suelen mantener con hierba las calles de las plantaciones de manzanos, avellanos, etc. De cualquier modo en las zonas de la Península Ibérica de clima más árido es difícil encontrar cultivos de protección que se adapten a plantaciones, situadas en pendientes, de olivos, almendros, etc., y que no compitan con los mismos por la poca cantidad de agua disponible.

IV.4.4. Rotaciones de cultivos

Las rotaciones de cultivos, en particular las que incluyen leguminosas o gramíneas-leguminosas, son especialmente beneficiosas para el control de la erosión. En nuestro país se suelen hacer rotaciones que según las zonas, incluyen veza-avena, habas y similares, lentejas, garbanzos, etc.

Los principales beneficios que ofrecen los cultivos de leguminosas o de gramíneas-leguminosas son: una erosión mínima durante su cultivo, dada la densidad de su vegetación; una mejora en la estructura del suelo debido al aumento en el contenido de materia orgánica del mismo y, por último, una fijación de nitrógeno atmosférico en el suelo, en cantidades que pueden llegar a ser importantes. Además, el efecto residual de estos cultivos tras el laboreo, puede reducir las pérdidas de suelo en los cultivos siguientes de la rotación durante dos años, por lo menos (WISCHMEIER *et al.*, 1978).

Por otra parte, en nuestro país, en los últimos años, se han ido introduciendo una serie de nuevos cultivos en las áreas de cereal de secano, como el girasol, la colza o el cáñamo, que aunque no sean leguminosas, suponen una ruptura en muchos casos del monocultivo de cereal.

IV.4.5. Cultivo siguiendo las curvas de nivel

El cultivo siguiendo las curvas de nivel consiste en hacer trabajar los aperos de labranza y siembra perpendiculares a la pendiente del terreno. Este sistema ayuda a conservar el suelo y el agua debido a que tanto los aperos de labranza, como los de siembra, dejan en la superficie del terreno pequeños surcos que sirven de obstáculos al flujo de agua superficial, de modo que retienen el agua y reducen la escorrentía.

En la tabla 7 se muestra la relación entre el grado de la pendiente y la erosión producida, y en la tabla 8 la relación entre el grado de la pendiente y su longitud máxima admisi-

ble, con el suelo desnudo o con una cobertera que ocupa el 50 % de la superficie.

TABLA 7

Grado de pendiente (%)	Erosión producida (%)
1'1 - 2	60
2'1 - 7	50
7'1 - 12	60
12'1 - 18	80
18'1 - 24	90

Tabla 7: Relación entre el grado de la pendiente y la erosión producida en cultivo siguiendo las curvas de nivel. La erosión se da en tanto por ciento, tomando como 100 la producida en un campo de la misma pendiente que se labra de arriba hacia abajo (WISCHMEIER *et al.*, 1978).

Obviamente, al ser los surcos de pequeño tamaño, su mayor eficacia se da en pendientes suaves, y a medida que aumenta el grado de la pendiente su eficacia va disminuyendo. Por otra parte, este tipo de medidas, cuando realmente son eficaces, es cuando se aplican en combinación con otras; así por ejemplo, en terrenos con una pendiente comprendida entre el 4 y el 6 %, combinando el cultivo siguiendo curvas de nivel, con rotaciones apropiadas, se puede neutralizar la erosión en longitudes que llegan hasta unos 90 metros (tabla 8). Si, además, se realiza un acolchado que ocupe el 50 % de la superficie, dicha longitud puede llegar hasta los 114 metros.

TABLA 8

Grado de la pendiente (%)	Máxima longitud de la pendiente	
	Laboreo tradicional (m)	50% de acolchado (m)
2	122	152
4-6	92	114
8	61	76
10	30	38
12	24	30

Tabla 8: Límites de la longitud de la pendiente para el cultivo siguiendo las curvas de nivel (STEWART *et al.*, 1970).

IV.4.6. Cultivo en fajas

El cultivo en fajas consiste en sembrar fajas o bandas alternas de especies pratenses y de cultivos convencionales, como cereales, etc. Las fajas de pradera densa pueden filtrar

el 75 % o más del suelo en suspensión de la escorrentía procedentes de las fajas cultivadas (STEWART *et al.*, 1970). Esta forma de cultivo reduce la pérdida de suelo aproximadamente a la mitad de la que tendría la misma rotación de cultivos siguiendo curvas de nivel, pero sin el cultivo de fajas, o la reduce a un 25 % de la que se produciría por la media de la rotación si se cultiva de arriba a abajo en una pendiente moderada.

Como se puede ver, el cultivo en fajas es una práctica eficaz para reducir la erosión del suelo. Esto es debido a dos causas: en primer lugar una disminución de la velocidad del agua de escorrentía que fluye a través de la hierba densa, y en segundo lugar un aumento de la velocidad de infiltración del agua en la faja cubierta de césped, con lo que se reduce la escorrentía total. Las anchuras de las fajas varían entre 15 y 30 metros en función de la pendiente.

El principal problema que presenta esta práctica es que la mitad de la superficie de cultivo está ocupada por praderas, por lo que tiene sentido en lugares donde el clima lo permita y el tipo de explotación agropecuaria (abundancia de ganado) lo justifique.

IV.4.7. Sistemas de terrazas

Una terraza es un caballón de tierra o una combinación de cauce y caballón, que se construye transversalmente a la pendiente de una ladera a intervalos fijos (F. A. O., 1967). De este modo, las terrazas reducen la erosión al acortar la longitud de la pendiente a los intervalos entre terrazas y conducir el agua de escorrentía, perpendicularmente a la pendiente, a una velocidad que no es capaz de erosionar el suelo, hasta unos desagües apropiados.

El cultivo en suelos con terrazas permite, a diferencia del cultivo en fajas, dedicar extensiones grandes a un solo cultivo, lo que simplifica y abarata las labores.

Existen diversos tipos de terrazas con distintas aplicaciones. Las más usuales son tres: terrazas de desviación o desagüe, terrazas de retención de agua y bancales.

Las terrazas de desviación o de desagüe se utilizan para interceptar el flujo superficial de escorrentía en una pendiente y desviarlo canalizado transversalmente a la pendiente hasta un cauce de desagüe adecuado. Para ello se hace un cauce formando un caballón de tierra, al que se le da una pequeña pendiente para que el agua circule a una velocidad lo suficientemente lenta, como para que no cause erosión. Existen varios tipos:

- Tipo magnum: Se construye tomando tierra de ambos lados del caballón.
- Tipo Nichols: Se construye tomando tierra de la parte cuesta arriba del caballón.
- Tipo de base ancha: El caballón y el cauce ocupan una anchura de 15 m.
- Tipo de base estrecha: El caballón y el cauce ocupan una anchura de 3 a 4 m.

Las terrazas de retención se suelen construir en áreas donde llueve poco o las lluvias están mal distribuidas, para lo que las terrazas se construyen horizontales para que sirvan para almacenar más agua en el suelo, a la vez que contrarrestan la erosión producida por lluvias intensas.

Los bancales son conocidos desde antiguo en nuestro país. Se construyen moviendo la tierra hasta formar pequeñas mesetas escalonadas, dispuestas transversalmente a la pendiente del terreno. A veces se les da una pequeña pendiente longitudinal para evitar el encharcamiento o para el riego por surcos. La separación entre bancales tiene la máxima pendiente que permiten las características del suelo y del clima; antiguamente solían construirse muros separando los bancales.

Cuando se diseña un sistema de terrazas de desviación hay varios aspectos que deben ser tomados en cuenta:

el emplazamiento de los desagües, el uso al que se destina la tierra, los límites de las parcelas, la red de caminos y el número de parcelas necesarias en la explotación (F. A. O., 1967).

Lo primero que hay que hacer al diseñar un sistema de terrazas es situar los desagües. Para ello lo que se suele hacer es utilizar como desagües el mayor número posible de cauces naturales, de modo que se reduce la longitud de los bancales y se consigue que gran parte del sistema sea paralelo.

Para establecer la separación entre terrazas se han desarrollado fórmulas empíricas que relacionan dicha separación con factores como la pendiente, la erosionabilidad del suelo y la precipitación pluvial. En la tabla 9 se muestran distintas fórmulas para la separación entre terrazas.

TABLA 9

Tabla 9. Fórmulas para el espaciamiento de las terrazas (MORGAN, 1980)

Ramser, 1917	$VI(m) = 0.76S + 0.603$ para suelos erosionables $VI(m) = 0.1013S + 0.608$ para suelos menos erosionables
Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos	$VI(m) = aS + b$ Donde a varía desde 0.3 en el sur hasta 0.6 en el norte y b es 1 ó 2 dependiendo del suelo $VI(ft) = (S + f) / 2$ donde f varía desde 3 hasta 6 dependiendo de la erodibilidad del suelo
Sudáfrica	$VI(ft) = (S/a) + b$ donde a varía desde 1.5 para áreas de baja precipitación hasta 4 para áreas de alta precipitación, y b varía desde 1 hasta 3 dependiendo del suelo
Argelia/Marruecos	$VI(m) = 0.3(S + 2) / 4$ $VI(m) = (S/10) + 2$ $VI(m) = (260 S)^{0.1}$ para terrazas en bancal sobre pendientes del 10 al 25 por ciento $VI(m) = (645)^{0.5}$ para terrazas en bancal sobre pendientes de más del 25 por ciento $VI(m) = (S \cdot Wb) / (100 - U)$ para terrazas en bancal en los trópicos húmedos, donde Wb es la anchura del banco (m) y U es la pendiente del contraescalón (expresada como una relación de la distancia horizontal a la elevación vertical y que se toma generalmente como 1.0 ó 0.75) $VI(m) = Wb / (\cot S - \cot \beta)$ donde β es el ángulo de pendiente del contraescalón (normalmente 70-75°) $HI(m) = k \cdot S^{0.5}$ donde k varía desde 1.0 hasta 1.54 dependiendo del suelo

VI = intervalo vertical entre las terrazas

HI = intervalo horizontal entre las terrazas

S = pendiente (por ciento)

Los sistemas de terrazas han sufrido una considerable evolución en los últimos tiempos en los Estados Unidos. Al aumentar el tamaño de la maquinaria, los sistemas de terrazas de los años 30 y 40 se han ido quedando pequeños. Al mismo tiempo, el aumento del precio de la tierra ha hecho que los agricultores se muestren reacios a mantener superficies grandes como desagües encespedados, así como el uso de herbicidas han hecho que dicho tipo de desagües sean menos eficaces y con un mantenimiento más delicado.

Estos cambios han hecho que se desarrolle un nuevo tipo de terraza horizontal, en el cual el lomo de la terraza se forma empujando tierra de la parte inferior de la pendiente y el talud inferior de la terraza se mantiene con una cubierta herbácea permanente. El cauce del desagüe se dota de un drenaje subterráneo que elimina el agua lentamente, de modo que no se genera una corriente de agua en el cauce. En el medio oeste de los Estados Unidos, estas terrazas se diseñan para retener temporalmente escorrentías procedentes de precipitaciones de 50 mm. en 6 horas, con un período de retorno de 10 años. Los drenajes son dimensionados para eliminar esa cantidad de agua en 36 horas. Si eventualmente las terrazas se rebosaran de agua, debido a una precipitación muy intensa, los daños suelen ser pequeños si la vegetación herbácea de los taludes interiores está bien establecida. Evidentemente, la capacidad de la terraza debe mantenerse para evitar rebosamientos (WOLDINHAUER, 1982).

Las pérdidas de suelo producidos en este tipo de terrazas se sitúan en torno al 5 por 100 de las producidas labrando el terreno de arriba a abajo. Del mismo modo se reducen también mucho las pérdidas de abonos ligados a partículas de suelo; las que no se reducen son las pérdidas de nutrientes solubles.

IV.4.8. Cauces de desagüe

Existen tres grandes tipos de cauces de desagüe: cauces de intercepción o desviación, cauces de terrazas y cauces de desagüe, propiamente dichos.

Los cauces de intercepción o desviación son cauces trazados aisladamente, de forma transversal en una pendiente para desviar el agua de escorrentía a un cauce de desagüe seguro. Se suelen realizar en general para dos fines: interceptar el agua de escorrentía procedente de una ladera en la parte más alta de una parcela y dirigirla fuera de la misma o desviar el agua que se dirige a cárcavas activas y dirigirla a desagües seguros.

Los cauces de terrazas son los descritos en el apartado anterior.

Finalmente, los cauces de desagüe son aquellos que encauzan la escorrentía procedente de los cauces de intercepción, de los de las terrazas y en general de las terrazas cultivadas o sin cultivar. Se trata en general de cauces con una sección trapezoidal, triangular o parabólica recubiertos de hierba. El tamaño de la sección se calcula en función del caudal que van a llevar y se suelen calcular para caudales

generados con periodos de retorno de 10 años. El recubrimiento interior de césped es muy importante para proteger el cauce de la erosión de la misma corriente de agua. También se podrían proteger los cauces con obra de cemento, pero no suele hacerse porque es muy costoso, salvo en casos de cárcavas profundas o casos especiales.

Debido a las mismas razones que se han expuesto en el apartado anterior, el uso de cauces de desagüe recubiertos de hierba está perdiendo popularidad en los Estados Unidos, ya que ocupan un terreno que podría utilizarse para cultivar. Además el agricultor debe levantar los aperos al cruzarlos. Por otra parte, como ya se ha comentado antes, el uso de herbicidas en los campos de cultivo ha hecho que el mantenimiento de la cubierta de hierba sea mucho más difícil. Todos estos factores están haciendo que los desagües subterráneos sean mucho más populares para desaguar cauces de terrazas, a pesar de su mayor costo inicial.

V. CONSIDERACIONES FINALES

En nuestro país cuando se habla de lucha contra la erosión se suele pensar casi siempre en repoblaciones forestales, corrección de cárcavas, ramblas, etc., pero se suelen pasar por alto las actuaciones en las tierras cultivadas. En la década de los cincuenta se creó en el Ministerio de Agricultura el Servicio de Conservación de Suelos, que fue especialmente activo en la década de los sesenta. En dicha época diseñó y ejecutó diversos proyectos, sobre todo en las zonas de Andalucía y Extremadura. Posteriormente, entró a formar parte del ICONA, donde sigue en la actualidad, realizando fundamentalmente estudios.

En las últimas décadas se han promulgado una serie de leyes en relación con la conservación de suelos, así, el 20 de julio de 1955 se promulgó una ley sobre conservación y mejora de suelos agrícolas, el 21 de julio de 1971 se promulgó la ley 35/1971 de creación del IRMDA, donde quedó incluida la primera ley. Posteriormente, una orden de 1 de febrero de 1983 contemplaba subvenciones para obras, trabajos y plantaciones de conservación de suelos agrícolas. Como se puede ver, legislación existe, aunque parece que las actuaciones en el sentido de ponerlas en práctica no han sido suficientes.

La situación actual del estado de la erosión en nuestro país es preocupante. Según datos del Ministerio de Agricultura, actualmente hay en España 13.034.677 Has. en situación crítica, especialmente en el sureste peninsular. Esto supone que el 25,82 por 100 de la superficie española se encuentra en dicha situación.

A nivel provincial la situación varía bastante de unas provincias a otras, aunque en todas existen problemas. A modo de ejemplo, en un reciente estudio, actualmente en prensa, sobre la erosión en Navarra, realizado por el Instituto del Suelo y Concentración parcelaria de Navarra, en colaboración con el ICGE, se han obtenido entre otros datos, las superficies afectadas por una erosión intensa. En la tabla 10 se muestran dichos resultados.

TABLA 10

Concepto	Superficie (Has)	Porcentaje del total provincial
Afloramientos rocosos, bad-lands, zonas no cultivadas gravemente erosionadas, cárcavas, etc.	57.730	5,54
Zonas no cultivadas (pastizales, cultivos abandonados, etc.) con cárcavas en desarrollo o con erosión laminar intensa o ambas.	76.094	7,30
Zonas cultivadas en secano con pendientes superiores al 15 %	162.473	15,58
TOTAL	296.297	28,42

Tabla 10: Superficies de zonas gravemente erosionadas o en situación crítica en Navarra (ISCPN-ITGE, 1988, en prensa).

Como puede verse en dicha tabla las superficies afectadas por la erosión y en situación crítica en Navarra son proporcionalmente algo mayores, pero del mismo rango de magnitud que la media nacional.

La situación de la erosión en áreas cultivadas se ha ido agravando paulatinamente, en las últimas décadas en nuestro país, propiciada por el abandono de tierras marginales, la mecanización agraria unida al cultivo de mayores superficies unitarias por agricultor (lo que ha provocado la desaparición de numerosos bancales, ribazos y setos antiguos, que frenaban la erosión), el abuso del fuego, herbicidas, etc. Por otra parte, como ya se ha comentado al principio de este capítulo, la mayor parte de los agricultores no son conscientes de la situación, dados los fuertes incrementos de producción registrados en las últimas décadas, gracias a los avances producidos en la tecnología agrícola.

A lo largo de este capítulo se han descrito una serie de técnicas de conservación de suelos desarrolladas y aplicadas desde hace años, y cuya efectividad está bien establecida. Estas técnicas han sido desarrolladas y aplicadas sobre todo, en la zona de producción del maíz del medio oeste de los Estados Unidos, y ahí reside su principal problema. Es decir, nuestro país no tiene, salvo excepciones, ni los suelos, ni el clima, ni las pendientes, ni los cultivos o el sistema agrícola de los Estados Unidos. Tenemos, por el contrario, unos suelos que en algunos casos vienen soportando más de dos mil años de agricultura, con un clima mayoritariamente mediterráneo que nos convierte en la península más árida de Europa, una gama de cultivos tradicionales adaptada a nuestras condiciones, grandes zonas de agricultura de montaña y unas superficies y distribuciones de parcelas que en muchos lugares

dificultan la aplicación de medidas de conservación de suelos.

Todo esto hace que actualmente tengamos planteados dos grandes retos: por una parte una gran necesidad de estudios de aplicación y por otra una labor de sensibilización y divulgación de esta problemática a nivel de usuarios del medio agrario (agricultores, ganaderos, forestalistas, etc.).

Son necesarios estudios siguiendo dos líneas de trabajo principales: de una parte estudios del medio físico y paralelamente medidas de tasas de erosión y ensayos de técnicas de conservación de suelos. Los estudios del medio físico deberían incluir ineludiblemente una cartografía sistemática de los suelos de nuestro país, a una escala que sea operativa a nivel de proyectos de conservación. También deben servir para establecer si no el uso más idóneo, si las limitaciones de uso que presenta cada unidad.

Al mismo tiempo debería comenzarse a estudiar las tasas de erosión que se están dando en distintas unidades de suelos y bajo distintos cultivos locales y sistemas de manejo. Se conocen muy bien las tasas de erosión que se producen bajo cultivos de soja o maíz en los Estados Unidos, pero no hay datos sobre la erosión bajo un cultivo de viña u olivos con el clima y la distribución de lluvias que tenemos aquí. Del mismo modo habría que ir adaptando técnicas de conservación de suelos desarrolladas en el extranjero a nuestras condiciones o ir desarrollando técnicas nuevas para nuestras condiciones específicas.

Actualmente hay zonas de nuestro país donde se están realizando algunas de las actividades que aquí se proponen. Así, existen áreas en donde se están realizando cartografías detalladas de suelos o se están ensayando nuevos sistemas de cultivo, como cultivar con chisel o experiencias de siembra directa (sin laboreo), que aunque se hacen por motivos económicos (ahorro de combustible, menos horas de trabajo, etc.) tienen unas indudables implicaciones en la conservación de suelos.

Los resultados de programas de investigación de este tipo deberán ser tenidos en cuenta en procesos de ordenación del territorio, ordenación de cultivos y concentración parcelaria, de forma que se limiten los usos de ciertos tipos de suelos y que las parcelas puedan ser manejadas siguiendo técnicas de conservación de suelos.

La actitud de los usuarios de los terrenos tiene dos componentes: a) conocimiento de los procesos y de la forma de resolverlos; b) económica, relacionada con la rentabilidad de la puesta en práctica de estas medidas. Quizás sea la segunda la que más influye, sobre todo con una visión a corto plazo. A diferencia de otro tipo de proyectos (transformación de riego, drenaje, etc.) la rentabilidad de estos proyectos no es inmediata y sólo se detecta a lo largo de los años. Sólo en cultivos de gran valor (por ejemplo, plantaciones), el agricultor considera necesario tomar medidas, pues entiende de forma clara la relación coste de las medidas-beneficio obtenido.

Parece claro, por tanto, que se trata en primer lugar de demostrar la rentabilidad de estas inversiones, demostrando

que no son el fruto de mentes más o menos caprichosas y desconectadas de la realidad. Cuando esto suceda será el momento en que el agricultor en particular y la sociedad en general considerará de interés invertir. Tampoco parece claro dejar la responsabilidad sólo en manos de los usuarios del suelo, pues los fenómenos son más generales; por ahora la respuesta sólo suele producirse tras las catástrofes o los fenómenos de deterioro espectaculares.

Cuando tras un proyecto de conservación de suelos la producción se mantiene o aumenta, no suele haber problemas con el usuario del terreno, pero cuando tras un proyecto de este tipo se producen descensos en la producción, o implican grandes cambios de usos o abandono de tierras de cultivo para pastos o reforestación, puede generarse una fuerte oposición a la puesta en práctica de dicho proyecto.

La Administración debe tomar parte, y las leyes así lo contemplan, en los costos que suponen las transformaciones que se dan al ejecutar un programa de conservación de suelos, ya que el suelo es un recurso de la nación (2), y el Estado no puede inhibirse de los costos que supone su

conservación, ya que a la larga es el suelo el que garantiza toda la producción agraria.

Esta problemática está ahora de actualidad con el tema de las compensaciones que da la Comunidad Económica Europea por el abandono de tierras marginales y su transformación en pastizales o repoblaciones forestales. La Administración debería ser capaz de reconocer e inventariar las zonas cultivadas con mayores problemas de erosión para poder priorizar la aplicación de dicho programa europeo.

AGRADECIMIENTOS

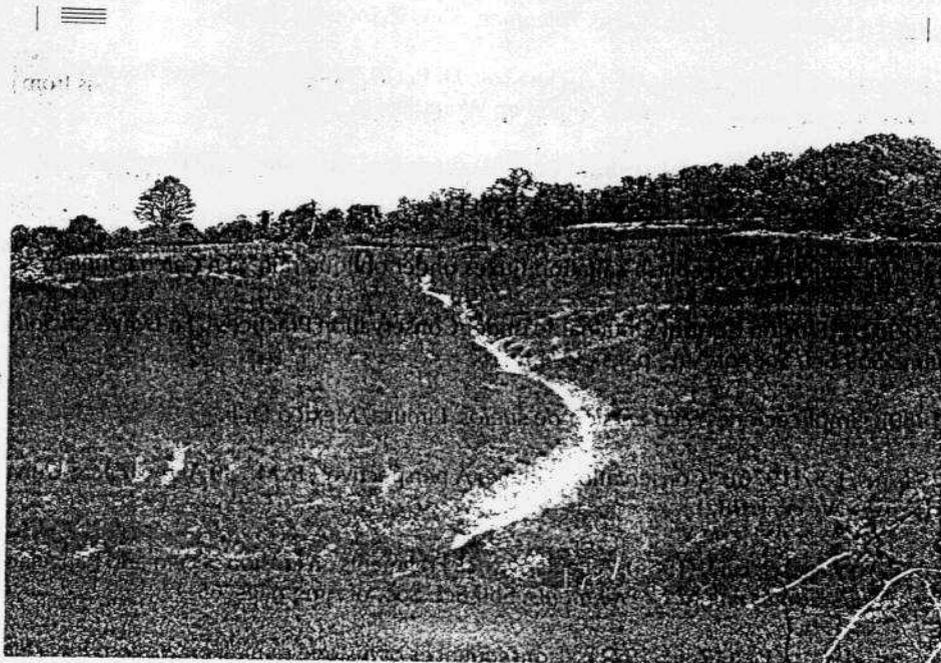
Se agradece la lectura crítica del manuscrito y las aportaciones realizadas por M. Donézar (Director del Instituto del Suelo y Concentración Parcelaria de Navarra).

(2) Aunque el suelo es un recurso renovable a muy largo plazo, su tasa de generación es tan lenta que a efectos prácticos se le considera como recurso no renovable.

BIBLIOGRAFIA

- ARNAL, P. (1988): "Siembra directa". *Navarra Agraria*, núm. 36, págs. 51-56. Pamplona.
- BROWNING, G. M., et al. (1948): "Soil Conservation Service". *Tech. Bull.* núm. 959, U. S. Of. Agr., citado en "La erosión del suelo por el agua", F. A. O.: *Cuadernos de Fomento Agropecuario*, núm. 81. Roma, 1967.
- CARSON, M. A., y KIRKBY, M. J. (1972): *Hillslope form and process*. Cambridge University Press. Citado por Kirkby, M. J. (1980).
- CARTER, C. A.; GREER, J. S.; BRAUD, H. J., y FLOYD, J. M. (1974): "Raindrop characteristics in south central United States". *Trans. A. S. A. E.*, 17, 1033-1037.
- EPEMA, G. F., y RIEZBOS, H. Th. (1983): "Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain". En *Catena Supplement 4*, págs. 1-17.
- EVANS, R. (1980): "Mecanismos de la erosión hídrica y sus controles espaciales y temporales: un punto de vista empírico". En *Erosión de suelos*. Limusa, México D. F.
- F. A. O. (1967): "La erosión del suelo por el agua". *Cuaderno de Fomento Agropecuario*, núm. 81, Roma.
- FENTON, T. E.; DUCAN, E. R.; SHRAEDER, W. D., y DUMENIL, L. C. (1981): "Productivity levels of some Iowa soils". *Spec. Rep.*, núm. 66. Iowa Agric. Exp. Stn. 23 p.
- FOURNIER, F. (1960): *Climat et erosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*. Press Universitaires de France. París.
- HALL, G. F.; DANIELS, R. B., y FOSS, J. E. (1982): "Rate of soil formation and renewal in the U. S. A.". En *Determinants of Soil Loss Tolerance*. *Am. Soc. Agr., Soil Sci. Soc. of Am.*, págs. 33-39.
- HENIN, S.; GRAS, R., y MONNIER, G. (1969): *Le profil cultural*. Masson et Cie. París.
- HUDSON, N. W. (1971): *Soil Conservation*. Batsford. Londres.
- KIRKBY, M. J. (1980): "Procesos erosivos de las corrientes de agua y sus controles espaciales y temporales: un punto de vista teórico". En *Erosión de suelos*. Limusa, México D. F.
- KLINGBIEL, A. A., y MONTGOMERY, P. H. (1966): "Land Capability Classification". *Soil Conservation Service Agricultural Handbook*, núm. 210, U. S. Dep. of Agr. Washington D. C.

- KRAUSS, H. A., y ALLMARAS, R. R. (1982): "Technology Maslis the effects of soil erosion on wheat fields". A case study in Whiteman County, Washington. En *Determinants of Soil Loss Tolerance*. ASA, SSSA, págs. 75-86.
- LAFLEN, J. M.; BAKER, J. L.; HARTWIG, R. O.; BUCHELE, W. F., y JOHNSON, H. P. (1978): "Soil and water loss from conservation tillage systems". *Trans. Am. Soc. Agr. Eng.* 21, 881-885. Citado en WOLDENHAUER, W. C. (1982).
- MCCORMACK, D. E.; YOUNG, K. K., y KIMBERLIN, L. W. (1982): "Current criteria for Determining Soil Loss Tolerance". En *Determinants Tolerance*. Am. Soc. Agr., Soil Sci. Soc. of Am., págs. 95-111.
- MOEYERSONS, J. (1983): "Measurements of splash-saltation fluxes under oblique rain". En *Catena Supplement 4*, págs. 19-31.
- MOLDENHAUER, W. C. (1982): "Erosion Control Obtainable under Conservation Practices". En *Universal Soil Loss Equation: Past, Present and Future*. Soil Sci. Soc. of Am., págs. 33-43.
- MORGAN, R. P. C. (1980): "Implicaciones". En *Erosión de suelos*. Limusa, México D. F.
- OSLEYAED, W. R., y SIEMENS, J. S. (1976): "Conservation Tillage; A perspective". S. M., 30 *Agron. Facts*. Univ. of Illinois, Urbana. Citado en MOLDENHAUER, V. W. (1982).
- SIMANION, J. R.; RAWITZ, E. Y., y SHIRLEY, E. D. (1984): "Effects of Rock Fragments on Erosion of Semiarid Rangelands Soils". En *Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments*. Soil Sci. Soc. of Am., págs. 65-72.
- SPUMER, R. G.; HEINEMANN, H. G., y PIEST, R. F. (1971): "Consecuences of historie rainfall on western Iowa farmland". *Water Res. Res.* 7, 524-535. Citado por EVANS, R. (1980).
- SEELYE, B. A.; WELLSER, R. A.; WISCHMEIER, W. H.; CAROL, J. H., y FRYRE, M. H. (1975): "Control of water pollution from cropland". Vol. 1: *A Manual for Guideline Development*. USDA-ARS, ARS-H-S-1 and U. S. Environmental Protection Agency, EPA-600/2-85-026 a. Citado por MOLDENHAUER, W. C. (1982).
- WISCHMEIER, W. H., y SMITH, D. S. (1978): "Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning". U. S. *Agricultural Handbook*, núm. 437. U. S. Department of Agriculture. Washington D. C.
- WISCHMEIER, W. H., y SMITH, D. D. (1965): "Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains". *Agricultural Handbook*, núm. 282, U. S. Department of Agriculture. Washington D. C.



esta es
la foto
3
de la
pág. 167)

Foto 1: Aspecto de un campo recientemente labrado con arado de vertedera, después de una tormenta intensa. Se observa claramente la formación de una costra en la parte baja de los surcos, mientras que no aparece en la parte superior presentando por tanto una permeabilidad alta. Además, los surcos se han realizado siguiendo las curvas de nivel y el agua ha quedado retenida en ellos, sin deslizarse ladera abajo. (Foto J. del Valle).

Plate 1: Aspect of a field, just worked, with a fall moldboard plow, after an intensive rainfall. It shows a crust formation in the lower part of the rills, whereas the upper part is without crust and consequently it has a high permeability. Rills are following level curves and the water has been kept in them and has not run downwards. (Photo J. del Valle).



Foto 2: Campo de labor tras una tormenta intensa. En la parte inferior izquierda se puede observar cómo el agua ha estado toda el horizonte de labor, que es profundo. Las marcas hechas por el arado al labrar, las puede ver sin labrar, por el contrario, en posiciones similares y más próximas al horizonte superficial, no sufren arrastres ni arrastres. (Foto J. del Valle).

Plate 2: Field after an intensive rainfall. Observe how the water dug the plowing layer, and the marks due to plowing. The now-worked field, in similar positions, and with stubble in surface, did not suffer dragging. (Photo J. del Valle).

Foto 3: Érosion producida en un campo de labor. Este campo se labra anualmente y en la foto aparece con un cultivo de veza para forraje. Se trata de un suelo somero (30 cm.) sobre caliza. En la parte central se observa la formación de un surco que penetra hasta la roca (de color blanco, en el fondo del surco), impidiendo su encajamiento. Si la roca hubiera sido poco resistente (margas, por ejemplo) se habría formado una profunda cárcava. Este es un claro ejemplo de suelo con uso inadecuado. (Foto J. del Valle).

Plate 3: Erosion in a worked field. This field is worked annually and in the photo, appears with a vetch growing for forage. It is a superficial soil (about 30 cm.) on limestones. In the central part we observe a rill formation deeping in the rock (white in the bottom of the rill), stopping the entrenchment. If the rock was less resistant a gully will be develop. This is an example of an inadequate use of a soil. (Photo J. del Valle).



Foto 4: Érosion en surcos en un campo cultivado de cereales de ciclo largo (cebada de invierno) en el mes de febrero. Las plantas aún son pequeñas y no cubren el suelo. La fuerte pendiente ha facilitado una intensa erosión en surcos. (Foto J. del Valle).

Plate 4: Rill erosion in a cereals field with a long cycle (winter barley) in february. Plants are small and do not cover the soil. The strong slope has facilitated the intensive rill erosion. (Photo J. del Valle).

A

esta es
la foto
↓
de la
fig. 100

SEDIMENTACION EN EMBALSES

J. del VAL

I. INTRODUCCION. PROBLEMATICA DE LA SEDIMENTACION EN LOS EMBALSES

Los beneficios de la construcción de embalses son, sin duda, obvios. A los más evidentes, como el aprovechamiento hidroeléctrico y el suministro de agua para riego y abastecimiento de comunidades humanas, hay que añadir el papel que desempeñan en la regulación de avenidas, al laminar las crecidas de los ríos rebajando sus caudales punta. Además, los embalses son claramente beneficiosos en las avenidas en lo que concierne a la retención de caudales sólidos, que son de gran importancia en cuanto a los procesos de erosión y sedimentación.

Pero también es conocido que cualquier modificación introducida por el hombre en la dinámica natural trae consigo una serie de consecuencias no siempre fáciles de valorar. En el caso concreto de los embalses estas consecuencias, traducibles a impactos y riesgos, derivan de un hecho fundamental: la alteración de las condiciones dinámicas de los ríos (G. GARZÓN, 1985).

Además de la sedimentación, en los embalses se pueden producir problemas ambientales tanto de carácter paisajístico por la inundación de territorio que supone, como biológico por el efecto del llenado y vaciado, que puede afectar a distintas especies y por las barreras que suponen las presas, si no se prevee, para especies piscícolas que necesitan corrientes fluviales sin interrupciones. Otro de los problemas ambientales más comunes es la contaminación por eutrofización. La putrefacción de la materia vegetal preexistente al llenado del embalse o bien la materia orgánica que llega al mismo por los afluentes puede dar lugar a una alta concentración de materia orgánica y, por tanto, al desarrollo excesivo de las algas y bacterias anaerobias, con la consecuente eutrofización. Aparte de los problemas bio-ecológicos que de ello se deriva, puede traer como consecuencia el mal sabor u olor del agua, empeoramiento de sus condiciones sanitarias, etc. (J. GARZÓN, 1979).

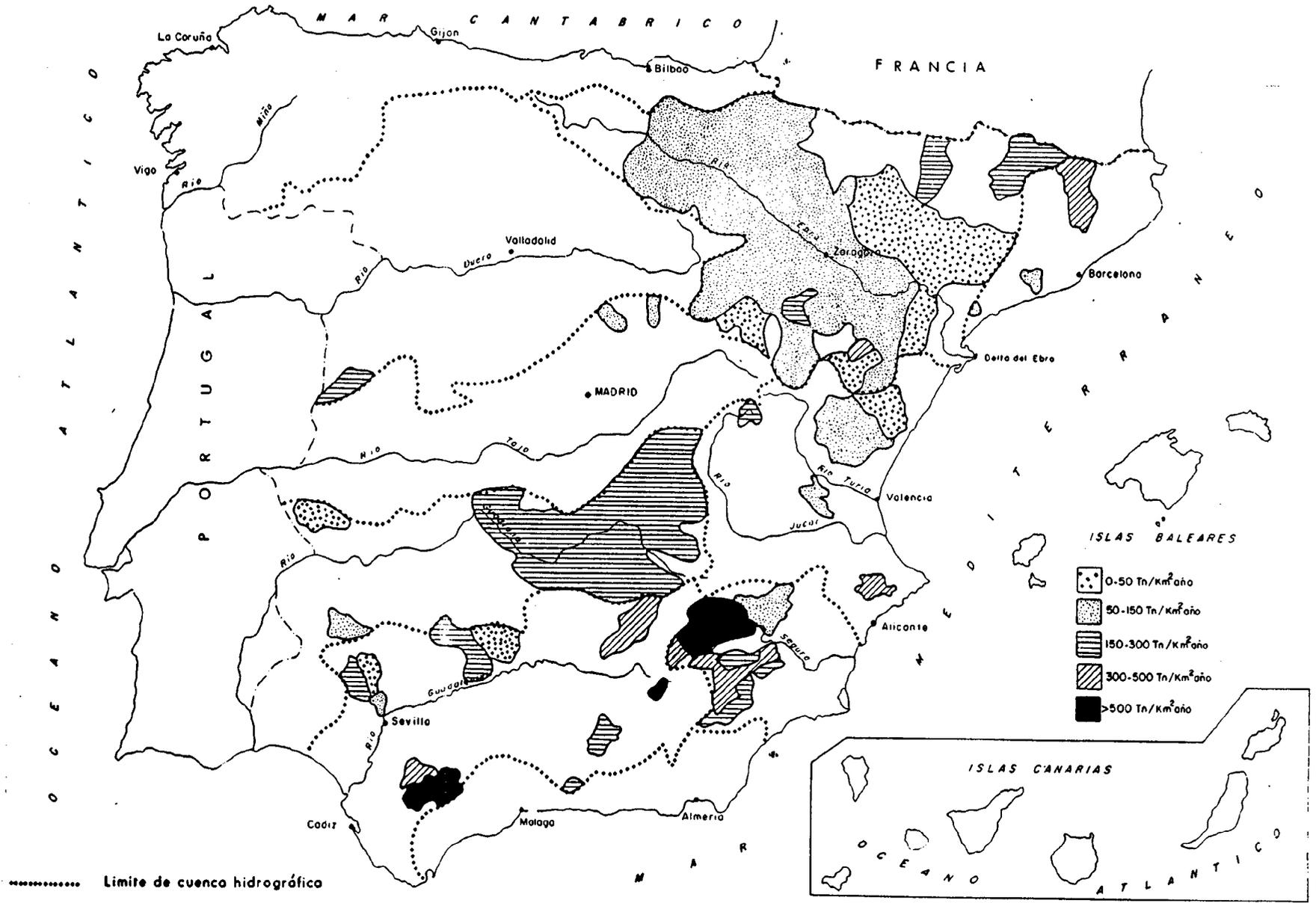
La sedimentación que se produce en los embalses es el problema más conocido y, muy probablemente, el más importante de todos. Los efectos del aterramiento inciden directamente en la capacidad de almacenamiento de los embalses, conociéndose muchos ejemplos en todo el mundo que han quedado totalmente colmatados al cabo de unos

años de funcionamiento (SUNDBORG, 1983). Así, por ejemplo, en China, el embalse de Laoying se llenó de sedimentos por una crecida antes de que la presa llegara a terminarse; la presa de Ichari, de 60 m. de altura, y la de Maneri, de 39 m. de altura, ambas en India, quedaron aterradas hasta el nivel del vertedero en dos años de explotación (BRAVO, 1987).

En general, las tasas de sedimentación son muy variadas. En Estados Unidos, la pérdida promedio anual —para unos mil pequeños embalses con capacidad de almacenamiento de menos de 0,14 Hm³— fue de 2,7 %. Para grandes embalses de capacidad superior a 1.400 Hm³, el valor correspondiente fue de 0,16 %. Sin embargo, considerando los embalses del sudeste, la zona más problemática, la tercera parte han perdido entre el 25 % y el 50 % de su capacidad, una séptima parte han perdido entre el 50 % y el 75 % y la décima parte de los embalses están prácticamente aterrados en esa zona del país. En Austria, sobre una población de nueve embalses con una vida de unos treinta años, se obtuvo un promedio de un 2 % de pérdida de capacidad por aterramiento, aunque con grandes dispersiones: algunos con pérdidas del orden del 25 % y uno con pérdida del 75 % de su capacidad. En Portugal, a partir de un estudio realizado sobre nueve embalses, se han observado pérdidas entre el 0,15 % y el 0,60 %. En la India, el ya citado embalse de Ichari, a pesar de disponer de dispositivos de evacuación de sedimentos, ha sufrido en doce años una reducción de su capacidad de embalse del 38 % y los embalses de Tungabhadra y Nizamsagar una reducción, respectivamente, del 13 % en veinticinco años y del 52 % en treinta y siete años. En Japón, sobre un total de 425 embalses, se ha puesto de manifiesto una pérdida del 6,3 %, destacando el embalse de Sakuma con una pérdida de capacidad del 23 % en veintidós años. En China, el problema reviste especial gravedad. Además del embalse de Laoying, se conocen otros como el de Zhenziliang, con una pérdida en dieciocho años del 37 % de su capacidad. El embalse de Heisonglin, en la zona de loess, se terminó de construir en 1959 y, al cabo de tres años de funcionamiento, se predijo que el embalse quedaría completamente lleno en dieciséis años. Los trabajos de conservación del suelo en la cabecera de la cuenca y las medidas para vaciar periódicamente los sedimentos, hacen calcular actualmente que la vida probable del embalse sea de más de ochenta años. La carga anual del sedimento que llegaba al embalse era del orden de 2.000 Tn/Km² año, lo que da una idea de la importante magnitud del proceso. No obstante, en China se conocen caudales sólidos

Figura 1. Mapa de erosión de España a partir de los datos de aterramiento de embalses.

Figure 1. Erosion map of Spain starting from data silting of reservoirs.



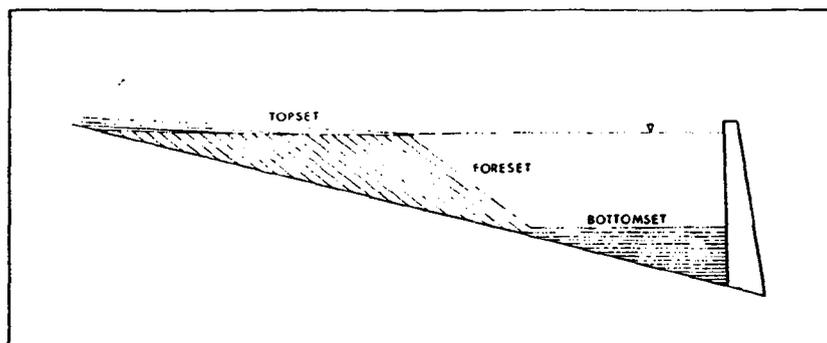


Figura 2. Perfil idealizado de un delta en un embalse.

Figure 2. Idealized profile delta in a reservoir.

mucho más altos: en el río Amarillo la tasa anual de sedimentos varía entre 20.000 a 35.000 Tn/Km² año (BRAVO, 1987; SINDORF, 1983). En España, sobre un reconocimiento de cincuenta embalses, se observa una pérdida de capacidad del orden del 13 %, destacando los embalses de Talave, con disminución de su capacidad en un 40 % en sesenta y cinco años, Valdeinfierno con una pérdida del 43 % en setenta y nueve años, Alfonso XIII con pérdida del 48% en setenta años y Puentes con pérdida del 56 % en noventa y dos años.

Todos ellos están situados en el sureste de la Península Ibérica, en la cuenca del río Segura. Otros embalses con pérdida de capacidad importantes por aterramiento son los de Agueda, en la cuenca del Duero, Anchuricas y La Cierva, también en la cuenca del Segura, Las Torcas y Gallipuen en la cuenca del río Ebro y Foix en la cuenca del Pirineo Oriental, todos ellos con pérdidas superiores al 20 por 100 (VARELA y GARCÍA, 1987) (fig. 1).

La reducción de capacidad por sedimentación en los embalses condiciona la vida útil de los mismos, además de disminuir su papel de regulador de avenidas. Junto a ello se producen diversos problemas que inciden directamente en los procesos de erosión-sedimentación.

Al pie de las presas, se produce una incisión en el lecho del río, derivado por una parte del salto de la presa y por otra, principalmente, por la falta de sedimentos, que da lugar a un lavado de elementos finos, dejando un cauce prácticamente de gravas (LEOPOLD, WOLMAN y MILLER, 1964). La falta de sedimentos del río se suele traducir en la pérdida de fertilidad de suelos que no presentan limos de inundación, pudiéndose

presentar incluso problemas costeros, como son los fenómenos de degradación de deltas y playas (GARZÓN, 1985; DABRIO y ZAZO, 1988).

II. CARACTERÍSTICAS DE LA SEDIMENTACION EN LOS EMBALSES

Podemos considerar en una primera aproximación, que los embalses son lagos de tipo antropogénico, caracterizados por el aporte de una corriente fluvial. Las características de los sedimentos de un embalse corresponden, en definitiva, a las de un medio de sedimentación lacustre con ciertas peculiaridades, realizándose su relleno con cierta frecuencia siguiendo el esquema deltaico (fig. 2).

Un delta no es más que una construcción hecha con el material detrítico que transporta un río al sedimentarlo en su desembocadura en un mar o lago (CORRALES *et al.*, 1977). Clásicamente se han venido diferenciando tres zonas dentro de un delta: las capas horizontales del delta ("top-set beds"), las capas frontales del delta ("fore-set beds") y las capas del pie del delta ("bottomset"). Los depósitos correspondientes al área de las capas frontales del delta ("foreset area") están generalmente caracterizados por estratificación cruzada, mientras que las capas del pie ("bottomset") presentan estratificación horizontal.

El transporte de fondo de partículas mayores de 0,18 mm. (mayores de arena fina) es necesario para la formación de la ladera "foreset" y tales materiales, a menudo muy seleccionados, constituyen la mayor parte de los depósitos de esta zona.

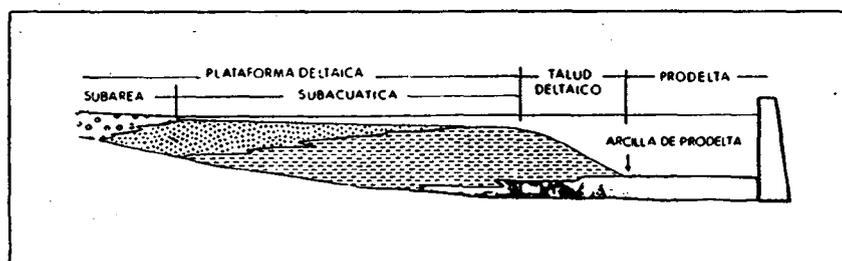


Figura 3. Geomorfología y facies sedimentarias de un delta actual (según SUTER, 1970) en relación a una presa.

Figure 3. Geomorphology and sedimentary facies in a present delta (after SUTER 1970) in regard to a dam.

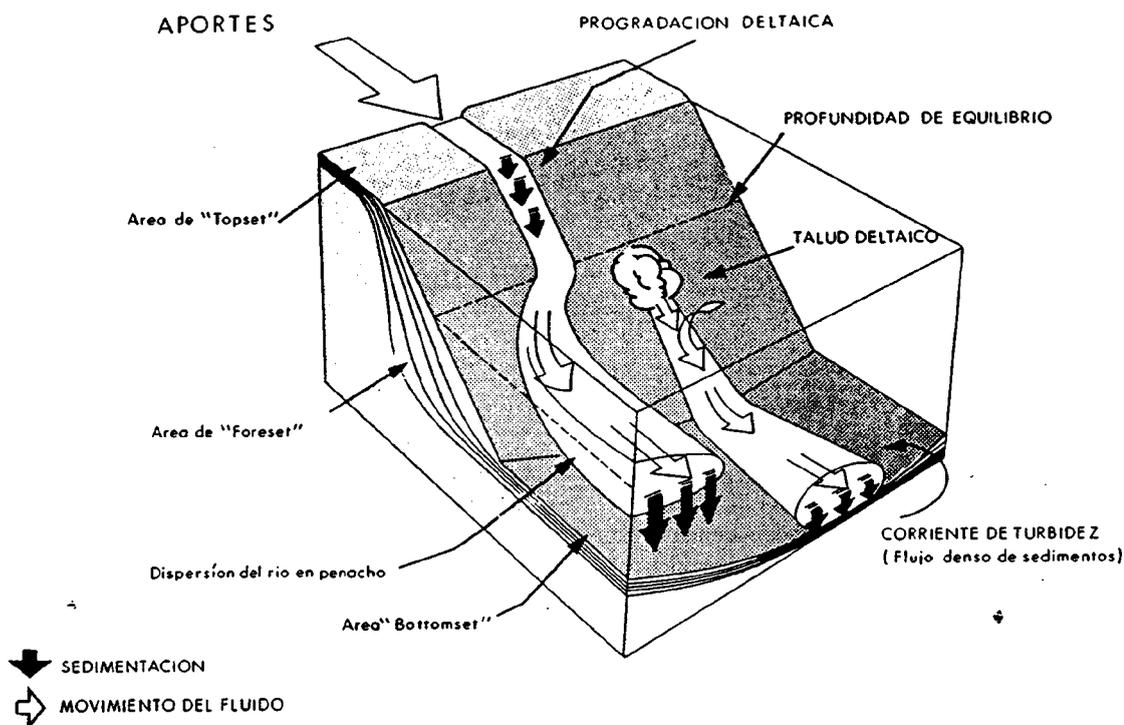


Figura 4. Ilustración de los mecanismos de sedimentación asociados a la desembocadura en un lago de aguas estratificadas (según PHARO y CAMACK, 1979).

Figure 4. Illustration of sedimentation mechanisms associated with a river entering a stratified lake (after PHARO and CAMACK, 1979). The black arrow denote sedimentation. The light arrows denote fluid motion.

La extensión de la zona de "foreset" depende del tamaño de grano del material y de las condiciones en profundidad de la entrada del río al embalse. Cuando el transporte de la carga de fondo cesa, la deposición de la carga en suspensión (partículas menores de 0,18 mm.) se reducirá a las laderas del "foreset" (HAKANSON y JANSSON, 1983).

Los sedimentos del delta quedan organizados en tres tramos: a) los correspondientes al tramo de remanso del río situados más alto que el nivel del embalse (*plataforma o llanura deltaica subaérea*); b) depósitos correspondientes al frente deltaico; c) la sedimentación de finos del fondo (*prodelta*) (fig. 3).

La forma del frente deltaico es función de los procesos fluviales y de la transición río-embalse, de la carga de fondo y en suspensión, así como de la topografía de la cuenca de recepción. Los procesos fluviales transportan los fangos allí depositados, formando lóbulos de deposición. Los procesos de la zona de tránsito tienden a igualar las irregularidades y la línea del frente deltaico resulta recta o ligeramente convexa.

La inclinación de las laderas del frente deltaico son normalmente de 30 a 35 grados, dependiendo del tamaño del grano, grado de clasificación, forma y densidad de partículas. La presencia de partículas finas (arcilla, limo) reduce el ángulo de pendiente de la ladera de "foreset". Las laderas de "bottomset" son, generalmente, mucho más estables que las

laderas del frente deltaico, siendo en éstas relativamente corriente los movimientos en masa o deslizamientos subacuáticos ("slumps"). Además de estos mecanismos de transporte y sedimentación hay que considerar la acción del viento y las olas y la morfología del propio vaso (HAKANSON y JANSSON, 1983). La estabilidad de las laderas del embalse es fundamental de cara al aterramiento del mismo y puede ser uno de los mecanismos más importantes en la pérdida de capacidad de los mismos (VARELA y GARCÍA, 1987), siendo los movimientos en masa los procesos de inestabilidad más generalizados en las laderas del vaso del embalse.

Junto a todos estos mecanismos de transporte y sedimentación, hay que añadir las corrientes de densidad (fig. 4).

Las *corrientes de densidad* obedecen a un exceso de turbidez y su origen se debe a una diferencia de densidades entre dos corrientes fluidas, bien sea por un contraste de temperaturas, ya sea por variaciones de salinidad o del contenido de sólidos en suspensión. Así, por ejemplo, las corrientes de turbidez se pueden producir coincidiendo con inundaciones catastróficas y las de baja densidad en períodos anuales de elevada descarga (ANADÓN, 1984).

No obstante, no siempre se sigue un modelo de relleno deltaico. La formación de deltas puede quedar inhibida si el agua del río es más densa que la del embalse, siendo la mayor parte del sedimento transportado a zonas más profundas (COLLISON, 1978) o bien si el río entra en un embalse relativa-

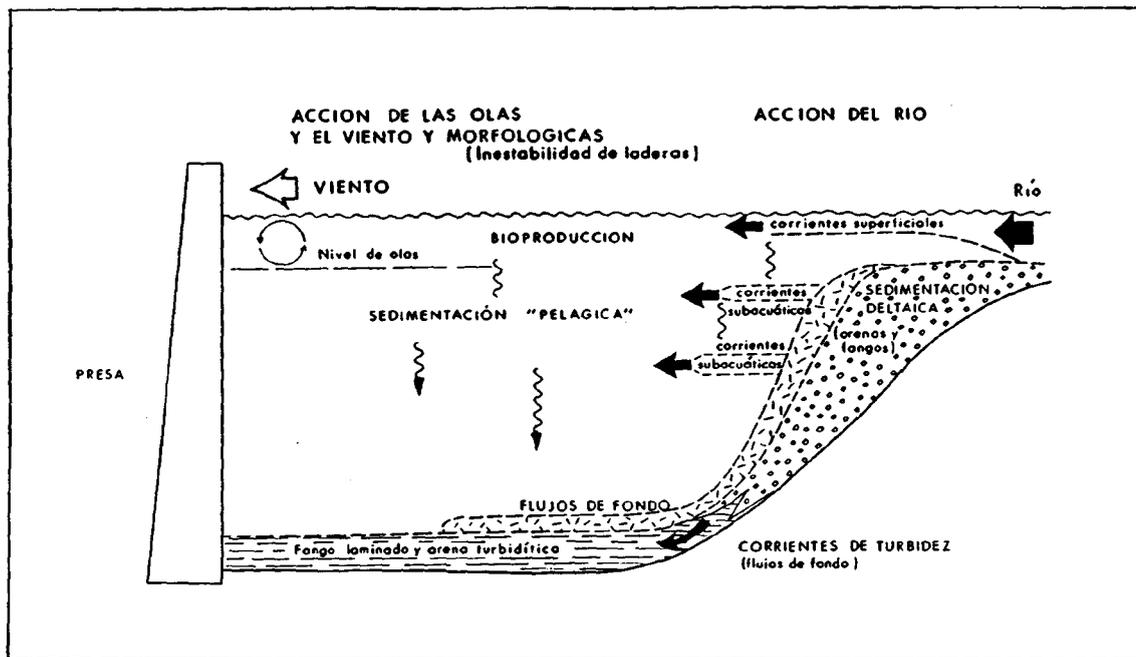


Figura 5. Esquema de los procesos dinámicos y sedimentos resultantes en embalses (modificado de HAKANSON, 1982 y STURM y MATIER, 1978).

Figure 5. Schematic illustration of dynamic processes and resultant sediments in reservoirs (modified from HAKANSON, 1982 and STURM and MATIER, 1978).

mente ancho se forma una dispersión de detritus del río en penacho ("river plume dispersion"), lo que a veces se denomina corriente en chorro: se va formando un cauce hacia el interior del embalse, claramente influenciado por la rotación de la Tierra (efecto Coriolis), con los flecos del penacho hacia la orilla derecha del embalse en el hemisferio norte (HAKANSON y JANSSON, 1983). Estos canales se rompen por algunas de sus orillas durante las crecidas y comienza la formación de un nuevo cauce. En estos procesos, denominados "avulsiones", se erosiona parte del material fino, que es arrastrado por un remolino hacia la cola del embalse, donde se deposita (BRAVO, 1987).

Si el embalse tiene escasa profundidad, suficientemente somero, se produce un llenado del embalse según ciclos de tipo fluviolacustre (DALEY, 1973), resultado del relleno de depresiones entre canales en la llanura de inundación.

Si bien resulta evidente que las áreas de mayor sedimentación son las más próximas a la desembocadura del río en el embalse, en las zonas más alejadas, si el embalse es suficientemente grande, se efectuará la sedimentación casi completamente por decantación (además de por los flujos de fondo, corrientes de turbidez y deslizamientos subacuáticos).

La sedimentación de finos (limos y arcillas) por decantación depende de diversos factores, entre los que se pueden citar: tamaño y forma del embalse, características hidrodinámicas del mismo (oleaje, circulación), distribución de temperaturas, sales disueltas presentes, distribución de concentraciones de sólidos en suspensión, características mineralógicas de las orillas, etc.

En conjunto y de forma idealizada, podemos esquematizar los procesos de transporte y sedimentación en un embalse tal y como queda representado en la figura 5.

En líneas generales, los sedimentos que se producen son similares a los correspondientes a los "lagos con sedimentación detrítica predominante" (ANADÓN 1984).

Como conclusión podemos decir que, si bien la sedimentación en embalses puede obedecer a ciertos modelos, los depósitos que se dan en cada uno obedecen a un modelo particular y presentan características propias que han de ser estudiadas en cada caso. En mayor o menor medida una serie de factores van a determinar o influir en el modelo sedimentológico. Entre ellos podemos citar:

A) Factores morfológicos del embalse

- A.1) Área, volumen, profundidades máxima y media y perímetro del embalse. Estos van a determinar la posibilidad de estratificación de masas de agua, corrientes, etc.
- A.2) Relación entre la superficie del embalse y la red de drenaje, ya que el tipo de tributarios controla de forma importante el transporte y deposición de sedimentos. Por otra parte, parece existir una relación entre las fluctuaciones del embalse (en el caso teórico de que éstas no fueran provocadas por la explotación del mismo) y la cuenca de drenaje: cuanto mayor sea ésta, mayores serían las fluctuaciones de nivel.
- A.3) Tamaño del embalse y orientación con respecto a los vientos dominantes, en cuanto a la producción de olas y energía de las mismas, que influyen en el transporte del sedimento.

A.4) Estabilidad de las paredes del vaso, especialmente en cuanto a la producción de deslizamientos y movimientos en masa, que pueden incidir decisivamente en el aterramiento del embalse.

B) *Factores climáticos*

Por un lado, en condiciones semiáridas o áridas la escasez de soporte vegetal proporciona mayor caudal sólido a las corrientes.

Por otro, la circulación vertical dentro del embalse está ligada a la variación del perfil de densidades que, a su vez, depende en gran parte de los cambios de temperatura en relación con el balance térmico anual.

C) *Factores de explotación y características de la presa*

Las fluctuaciones del nivel del agua, además de por los factores climáticos y morfológicos, son debidas al régimen de explotación. La sedimentación y la erosión de los materiales depositados, y de forma muy especial en los materiales del vaso de la presa, dependen en gran parte de estas variaciones.

La eficacia de la presa como trampa de sedimentos va a depender de las características de la presa, así como de otros factores ajenos a la misma. Pueden resumirse según el diagrama de la fig. 7 (HEINEMANN, 1984).

D) *Otros factores*

Las condiciones de salinidad, función fundamental de la litología del área fuente y de las condiciones climáticas (evaporación), influyen en la decantación de las partículas arcillosas, pudiendo inhibirla y contribuir así al enturbiamiento del embalse.

El contenido en oxígeno disuelto y nutrientes determina la eutroficación del embalse. Si existe escasa productividad de materia orgánica y la columna de agua permanece oxigenada, la situación se define como oligotrófica, mientras que si es a la inversa se define como eutrófica.

III. RECONOCIMIENTOS BATIMÉTRICOS EN EMBALSES

El reconocimiento batimétrico en un embalse es el conjunto de operaciones encaminadas a obtener datos de la topografía y el volumen del vaso del embalse sin necesidad de vaciarlo (CIRUGEDA y VARELA, 1987).

Desde el año 1967, el Centro de Estudios Hidrográficos (C. E. H.), perteneciente al Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), viene realizando un plan de reconocimiento batimétrico que incluye hasta el momento 53 embalses de la España Peninsular.

A continuación se explica la metodología empleada por el C. E. H. para la realización de los planos batimétricos de los

embalses. Se comienza por la realización de un vuelo fotogramétrico vertical en la época del año en que el embalse se encuentra a mínimo nivel (generalmente otoño). Cuando el nivel de las aguas ha subido al menos cuatro metros, se realiza el levantamiento de perfiles batimétricos, con un ecosondeador de ultrasonidos, de las zonas que aparecen sumergidas en fotografías aéreas. Al tiempo se recogen muestras de sedimentos en el fondo del vaso y, por último, se realiza el apoyo topográfico del vuelo fotogramétrico.

Posteriormente, en gabinete, se hace la restitución del vuelo, se fijan planimétricamente sobre el plano restituido los vértices de los sondeos batimétricos, se vuelcan los mismos y se curvan las áreas sumergidas. Una vez confeccionado el plano batimétrico, se mide la superficie encerrada en cada curva de nivel, desde la más profunda a la de máximo embalse. Con estos datos se calculan los volúmenes parciales entre curvas de nivel cuya suma dará el volumen total del vaso en la fecha de reconocimiento.

Una vez reconocido el volumen sedimentado es necesario su transformación a peso para calcular la aportación sólida de la cuenca receptora y, por consiguiente, hallar la degradación específica correspondiente. Esto se realiza mediante la obtención del peso volumétrico, que es el factor de conversión que permite realizar la transformación del volumen de sedimentos depositados a unidades de peso. Para ello, se utiliza el procedimiento empleado por el *Bureau of Reclamation* de Estados Unidos. Este método, basado en el establecido por Lane y Koelzer modificado por Miller, según la clasificación de Lara y Pemberton, permite hallar el peso volumétrico medio de los componentes que constituyen los depósitos acumulados en el fondo del embalse, en función de los distintos componentes granulométricos y del régimen de explotación de los embalses. El peso volumétrico de los sedimentos depositados puede variar entre 0,48 Tn/m³ y 1,6 Tn/m³. En los reconocimientos realizados en España, el peso volumétrico medio varía entre 0,998 y 1,262 Tn/m³ (VARELA y GARCÍA, 1987; C. E. H., diversos años; BRAVO, 1987). Conocidos el peso volumétrico y el volumen que ocupan los sedimentos en el embalse, con la superficie de la cuenca vertiente y los años de funcionamiento del embalse hasta la realización del reconocimiento batimétrico, obtendremos la *degradación específica de la cuenca*, expresada en Tn Km² año.

Por tanto, para determinar la media anual de producción de sedimentos de la cuenca es necesario realizar el ajuste correspondiente a la eficacia del embalse como trampa de sedimentos. Este ajuste es necesario debido a que no todos los sedimentos entrantes son atrapados y depositados en el embalse, ya que una cierta cantidad de ellos pasan a través de los aliviaderos. Por definición, la eficacia del embalse como trampa de sedimentos es la parte de la entrada de sedimentos que es depositada o atrapada en el embalse, normalmente expresada en tanto por ciento (RUSCH y HEINEMANN, 1984). La producción de sedimentos en base al peso se calcula como:

$$\text{Producción de sedimentos} = \frac{\text{Peso de los sedimentos depositados} \times 100}{\text{Eficacia de la trampa}}$$

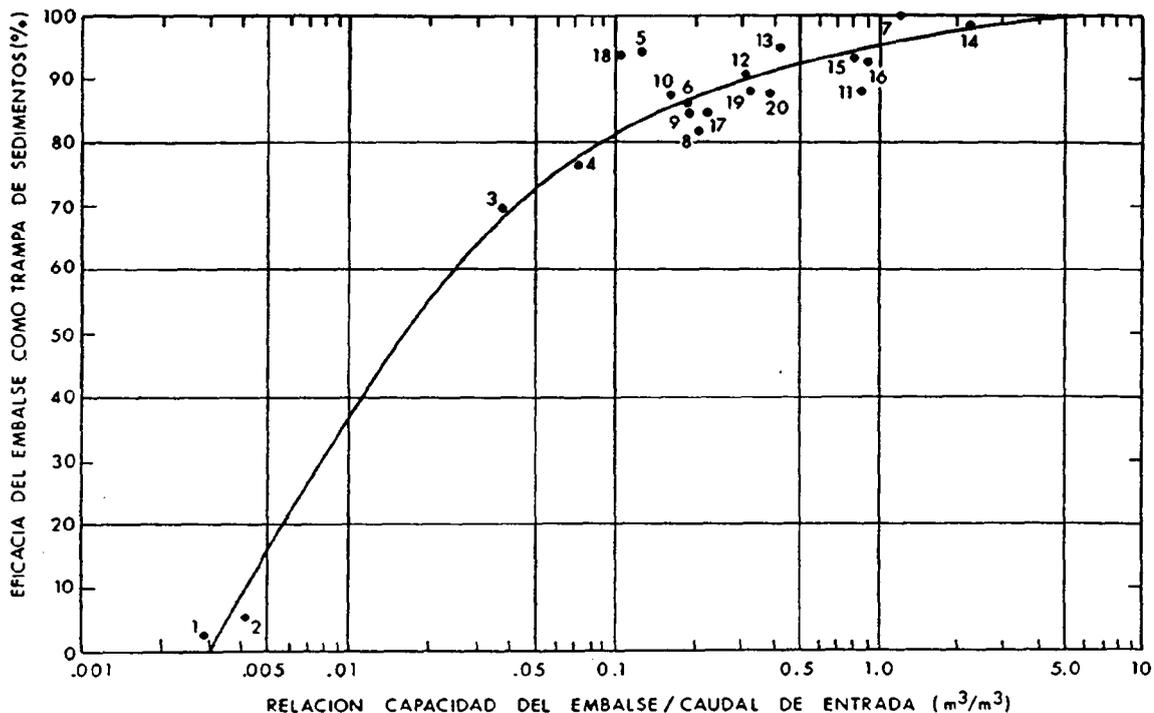


Figura 6. Curva para la predicción de la eficacia de embalses como trampa de sedimentos, realizada a partir de veinte pequeños embalses agrícolas (según Henningss, 1981).

Figure 6. Curve for predicting reservoir-sediment trap efficiency, starting from twenty small agricultural reservoirs (after Henningss, 1981).

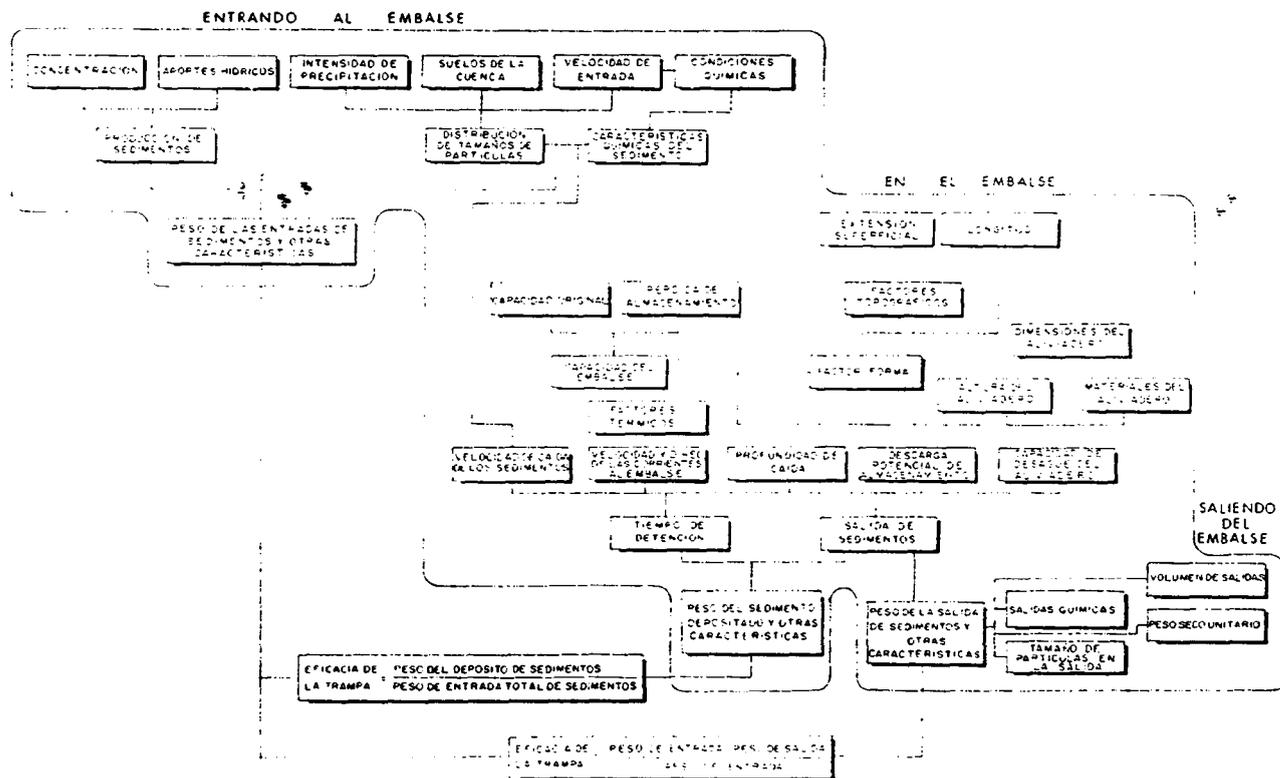


Figura 7. Diagrama de flujo de los parámetros que determinan la eficacia de un embalse para la retención de sedimentos (según Henningss, 1984).

Figure 7. Reservoir sediment trap efficiency parameter flow chart (after Henningss, 1984).

Existen gráficos experimentales para determinar con facilidad el valor de la eficacia del embalse como trampa de sedimentos (fig. 6). Ello requiere el conocimiento de la capacidad media del embalse hasta el nivel de aliviaderos de emergencia para el período incluido en la determinación del peso de sedimentos depositados, así como la media anual del caudal de entrada. En conjunto, se pueden resumir los distintos parámetros que influyen, así como las relaciones que presentan, en la eficacia de un embalse como trampa de sedimentos (fig. 7).

IV. CONCLUSIONES

Los datos de aterramientos de embalses constituyen una fuente de gran interés para el conocimiento de la erosión de las cuencas. A partir de los sedimentos depositados, como ya se ha explicado, se puede obtener la tasa de degradación específica de la cuenca vertiente al embalse, expresada en Toneladas/Km² año o bien en Toneladas/Hectárea año, o deducir el rebajamiento medio anual de la superficie del suelo de la cuenca.

Sin embargo, se han de conocer las limitaciones del método, que restringen de forma importante las generalizaciones que se pueden obtener a partir de los datos de aterramientos de los embalses.

En primer lugar, la limitación más importante es suponer que la acumulación de sedimentos de embalses procede de forma homogénea de toda la superficie de la cuenca, lo cual es claramente *inexacto*. La carga de sedimentos retenida en los embalses proviene, a menudo, de sectores muy localizados de la cuenca y no del conjunto de las vertientes (Nébori, 1983). Por otra parte, las laderas que vierten directamente al embalse pueden contribuir de forma muy importante a la sedimentación del mismo, como ha ocurrido en ciertos embalses, como en el de Fuensanta, en el río Segura, donde los movimientos en masas de las laderas han aterrado el vaso (VARELA y GARCÍA, 1987).

En segundo lugar, una parte de la erosión de la cuenca no llega hasta el embalse, sino que se deposita en forma de coluviones, conos de deyección, etc. De forma general, la cantidad de sedimentos recogidos en la presa, para similares

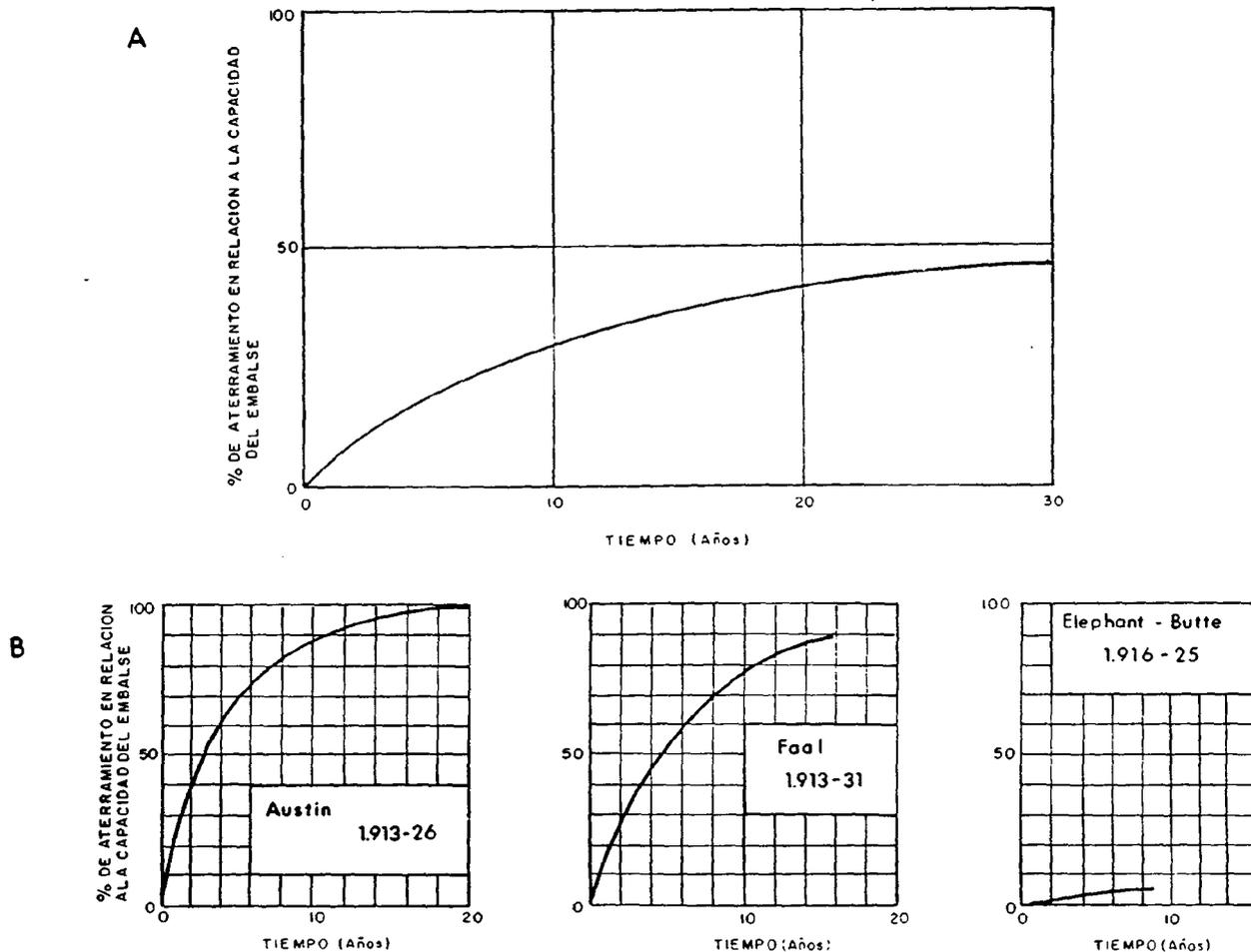
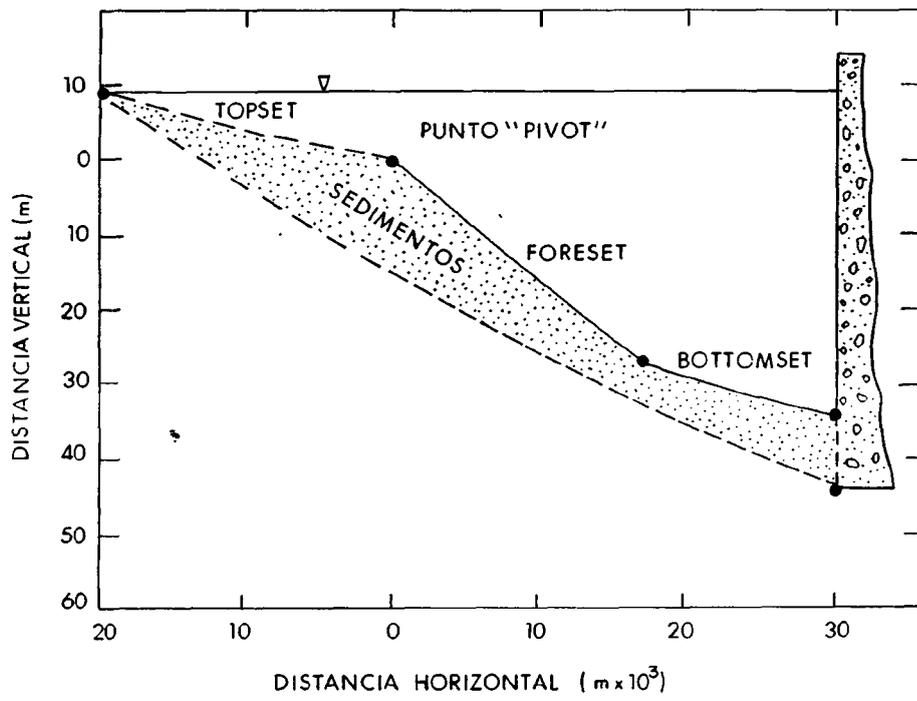


Figura 8. Variaciones en el aterramiento de diferentes embalses con el tiempo. A: según BOGARDI, B: según SHANOV (en BRAVO, 1987).

Figure 8. Variations in the silting of reservoirs with time. A: after BOGARDI, B: after SHANOV (in BRAVO, 1987). Aggregate percentage silting per unit storage volume in regard to the time.

FIGURA
9



condiciones, tiende a disminuir con el aumento de la superficie de las cuencas consideradas. Así, por ejemplo, en una pequeña cuenca de clima semiárido, en Nuevo Méjico, se observó que solamente un 12 % de la erosión total de la cuenca, medida directamente sobre las vertientes, se sedimentó en el embalse, depositándose el resto en el cauce (10 %), y, sobre todo, bajo forma de coluviones o transportado aguas abajo de la presa en las crecidas (LEOPOLD *et al.*, 1966).

En tercer lugar, la erosión del propio cauce fluvial, que representa una erosión de carácter lineal frente a la erosión areal del conjunto de la cuenca, puede tener una gran importancia, aunque según ciertos autores no representa en

disminuyendo, ajustándose a las leyes que son de tipo exponencial, aunque con tendencias diferentes según los distintos embalses (SHAMOV, 1939, en BRAVO, 1987). El incremento de la sedimentación tiende a ser nulo, alcanzándose una situación de equilibrio. Este hecho tiene una importante repercusión, ya que se pueden obtener importantes diferencias en la degradación específica de la cuenca si se realiza el cálculo de volumen de material sedimentado a los pocos años de funcionamiento del embalse o bien si ha transcurrido un período de años considerable, obteniéndose una menor degradación específica en este caso (fig. 8).

Por último, otros factores (eficacia del embalse como trampa de sedimentos, imprecisiones y defectos del propio método de cálculo del volumen y densidad de los sedimentos, etc.) hacen que, junto con los aspectos considerados anteriormente, los datos relativos a la sedimentación en los embalses sean tomados con sumo cuidado de cara a la estimación de la erosión y degradación específica de las cuencas.

Algunos estudios complementarios pueden aportar interesantes perspectivas en la predicción de la magnitud y características de la sedimentación en embalses. Se han desarrollado desde hace años modelos determinísticos para prever los sedimentos transportados al embalse, si bien hay que considerar que en la mayoría de los embalses el caudal de entrada, la concentración de sedimentos, los niveles de agua y las condiciones climáticas cambian con el tiempo, por lo que el relleno de sedimentos a largo plazo obedece a modelos de tipo estocástico. Algunos autores (MATYAS y ROTHENBURG, 1986) proponen modelos para determinar el perfil de la ladera del delta, así como los segmentos que corresponden al "topset", "foreset" y "bottomset" (fig. 9). Según este modelo, el perfil puede ser descrito por la ecuación $y=ax^b$, siendo x e y las distancias referidas al denominado "punto pivot" o punto de inflexión entre el perfil de las capas del "topset" y "foreset", a y b coeficientes que se evalúan para cada segmento del perfil.

Los estudios de los procesos morfológicos de las cuencas vertientes a los embalses son básicos para la previsión de los problemas de atarramientos de embalses. Aunque actualmente no se han desarrollado aún sistemáticas al respecto, el contraste de los modelos teóricos de atarramiento y la caracterización de los procesos morfológicos con la geometría y facies resultantes en la sedimentación producida, daría presumiblemente nuevas líneas e ideas para la previsión de los problemas de atarramiento y su solución.

FIGURA 9

Figura 9. Predicción del perfil de sedimentos en un embalse por la ecuación $y=ax^b$, donde x e y son las distancias horizontales y verticales, respectivamente, desde el punto "pivot", que puede ser conocido o estimado (según MATYAS y ROTHENBURG, 1986).

Figure 9. Sediment profile prediction in a reservoir by the equation $y=ax^b$, where x and y are horizontal and vertical distances, respectively, from the "pivot point", known or estimate (after MATYAS and ROTHENBURG, 1986).

general más del 5 al 10 % del total (VARELA y GARCÍA, 1987).

Un cuarto aspecto que hay que considerar en los datos obtenidos para los atarramientos de los embalses es la variación de la velocidad de sedimentación en el transcurso del tiempo. La velocidad de sedimentación de los embalses va

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ANADÓN, P. (1984): "Sedimentación lacustre". En *Ciclo de Seminarios de Sedimentología*, vol. 1, pp. 93-129. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- BRAVO, G. (1987): "Problemática mundial de la sedimentación en los embalses". En *Curso sobre erosión: evaluación y actuaciones para su control*. T. II. CEDEX. No publicado. Madrid.
- Centro de Estudios Hidrográficos (varios años): *Sedimentación. Reconocimiento batimétrico del embalse de...* MOPU-DGOH-CEH.
- CORRALES, I.; ROSSIL, J.; SÁNCHEZ, L. M.; VERA, J. A., y VILAS, L. (1977): *Estratigrafía*. Ed. Rueda. 718 pp. Madrid.
- DABRIO, C. J., y ZAZO, C. (1988): "Riesgos geológicos en zonas litorales". En *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 227-250. Madrid.

- DALEY, B. (1973): "Fluvio-lacustrine cyclothems from the Oligocene of Hampshire". *Geol. Magaz.*, vol. 110, núm. 3, págs. 135-242.
- GARZÓN, J. (1979): "Impacto ambiental de los embalses". *Revista de Obras Públicas*, dic. 1979, págs. 1155-1166. Madrid.
- GARZÓN, G. (1985): "Las avenidas como fenómeno geológico". En *Geología y prevención de daños por inundaciones*. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 5-53. Madrid.
- HAKANSON, L. (1982): "Bottom dynamics in lakes". En SLY, P. G. (ed.): *Sediment/freshwater interaction*. Junk, The Hague, págs. 1-22.
- HAKANSON, L., y JANSSON, M. (1983): *Principles of Lake Sedimentology*. Springer-Verlag, 316 págs. Berlín.
- HEINEMANN, H. G. (1981): "A new sediment trap efficiency curve for small reservoir". *Water Resources Bulletin*, 17, 825-830.
- HEINEMANN, H. G. (1984): "Reservoir trap efficiency". K. En *Erosion and Sediment Yield: some methods of measurement and modelling*. Geo Books, pp. 201-218. Norwich.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G., y MILLER, J. P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman and Co. 552 págs. S. Francisco.
- LEOPOLD, L. B.; EMMETT, W. W., y MYRICK, R. M. (1966): *Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New-Mexico*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 352 G, 60 págs.
- MATYAS, E. L., y ROTHENBURG, L. (1986): "Characteristics of sediment profiles in reservoirs". *Journal of Hidrology*, 87, págs. 33-44. Amsterdam.
- NEBOIT, R. (1983): "L'homme et l'érosion". *Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand II*. Fasc. 17, 183 págs. Clermont-Ferrand.
- PHARO, C. H., y CARMACK, E. C. (1979): "Sedimentation processes in a short residence, time intermontane lake, Kamloops Lake, British Columbia". *Sedimentology*, 26, págs. 523-541.
- RAUSCH, D. L., y HEINEMANN, H. G. (1984): "Measurement of reservoir sedimentation". En *Erosion and Sediment Yield: some methods of measurement and modelling*. Geo Books, págs. 179-200.
- SELLEY, R. C. (1970): *Ancient sedimentary environments*. Chapman and Hall, Ltd. 237 págs. London.
- STURM, M., y MATTER, A. (1978): "Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents". *Sp. Publ. I. A. S.*, 2, págs. 147-168.
- SUNDBORG, A. (1983): "Los problemas de la sedimentación en las cuencas fluviales". *La naturaleza y sus recursos*, vol. XIX, 2, págs. 10-21.
- VARELA, J., y GARCÍA, F. (1987): *Nota sobre las actividades del CEDEX en reconocimientos batimétricos de embalses hasta 1987*. Centro de Estudios Hidrográficos. No publicado. Madrid.

MINERIA Y EROSION

L. VADILLO

I. INTRODUCCION. PROBLEMÁTICA AMBIENTAL DE LA MINERÍA

La minería, junto con la ganadería y la agricultura, es una de las más viejas actividades de la humanidad. El desarrollo de las más importantes civilizaciones se encuentra vinculado a la minería. Esta, junto a las anteriores actividades citadas, son las creadoras, cuando su gestión no se realiza adecuadamente, de procesos relacionados con la degradación de los suelos.

El aprovechamiento de un recurso, como en este caso el mineral, "impacta" negativamente sobre otros recursos naturales, que a su vez pueden ser objeto de actividades productivas, con el consiguiente deterioro de éstas, como son los bosques, los suelos, las aguas, la pesca, etc.

Si históricamente y, principalmente, desde la época de los romanos, existieron actividades extractivas, no es hasta finales del siglo XIX y principios del XX cuando la actividad minera alcanza una escala extremadamente sectorial y con escasa consideración por la gestión integral de los recursos. Es durante este período de tiempo, época febril de la Primera Revolución Industrial, cuando se puede hablar de una gestión predatoria tanto de los recursos mineros como de los demás recursos naturales. El rápido desarrollo de los métodos de explotación a cielo abierto junto con la maquinaria hoy disponible, ha permitido la incorporación de grandes cantidades de minerales, relativamente superficiales, de leyes menores, agravando el deterioro del entorno natural en que nos movemos.

El impacto de la actividad minera sobre el medio natural depende de la interrelación de varios factores, como son: tamaño de explotación, ubicación, características físicas del medio natural, tipo de mineral, método de explotación, procesos de transformación, tecnología empleada, infraestructura creada, aspectos socioeconómicos del lugar, etc. Sin embargo, la vinculación entre minería y agua es en cierto modo la interrelación más definitiva de esta actividad. Las necesidades de agua de la minería están supeditadas al tratamiento del mineral; cualquier aprovechamiento de un recurso mineral supone una demanda importante de agua que conlleva, la mayoría de las veces, la degradación de las vías fluviales con la consiguiente contaminación química y física de las aguas, con el aumento de la carga sólida y de variaciones en la dinámica fluvial del río.

La relación entre educación y calidad de vida y calidad ambiental, junto con el agotamiento de muchos recursos mineros, ha supuesto el traslado geográfico de la problemática ambiental del Viejo Continente al Tercer Mundo. Es allí donde las Compañías Mineras Internacionales están llevando a cabo una destrucción ambiental de características alarmantes que amenaza con superar las fronteras internacionales, máxime cuando esta degradación se da en lugares de ecosistemas de alta fragilidad, como es el *Bosque Tropical*.

II. LA MINERÍA EN ESPAÑA: CARACTERÍSTICAS Y TIPO DE ZONAS AFECTADAS

La Península Ibérica tiene una gran y antigua tradición minera; nombres como Tartesos, Las Médulas, Cartagena, Minglanilla, Almadén, están unidos a las más antiguas civilizaciones.

Durante el período que va de 1850 a 1914 la minería va a tener un período de expansión de la producción, ocupando algunos minerales como el cobre y el plomo, los primeros lugares de la producción mundial en las últimas décadas del siglo XIX y principios del XX. Hoy día, a pesar del agotamiento de muchas reservas minerales y a la baja ley de muchos minerales metálicos, España, dada su gran diversidad de minerales, ocupaba en 1985 un primer puesto, dentro de los países de la C. E. E., en la extracción de antimonio, cobre, tantalita, espato-flúor, mercurio, oro, pirita, plata, plomo y sulfato sódico; el segundo lugar en cianita, cinc, estaño, mineral de hierro, magnesita, mica y uranio; el tercero en lignito, potasa, talco y wolframio; el cuarto en bentonita, caolín, feldespato y hulla más antracita.

España ocupa el lugar 40 en el "ranking" mundial de países productores de productos energéticos, mientras que dentro de los minerales no energéticos ocupa el lugar 18. En cuanto a la variedad de sustancias mineras, España ocupa el lugar número 9 en el mundo y el primero en la C. E. E.

A partir de los años 60 se incorporan masivamente minerales que hasta ese momento habían alcanzado producciones relativamente modestas, así como se comienza la era del cielo abierto en la minería del carbón. Últimamente han comenzado a exportarse a países de la C. E. E. productos tales como granito, mármol, pizarra, sepiolita, etc.

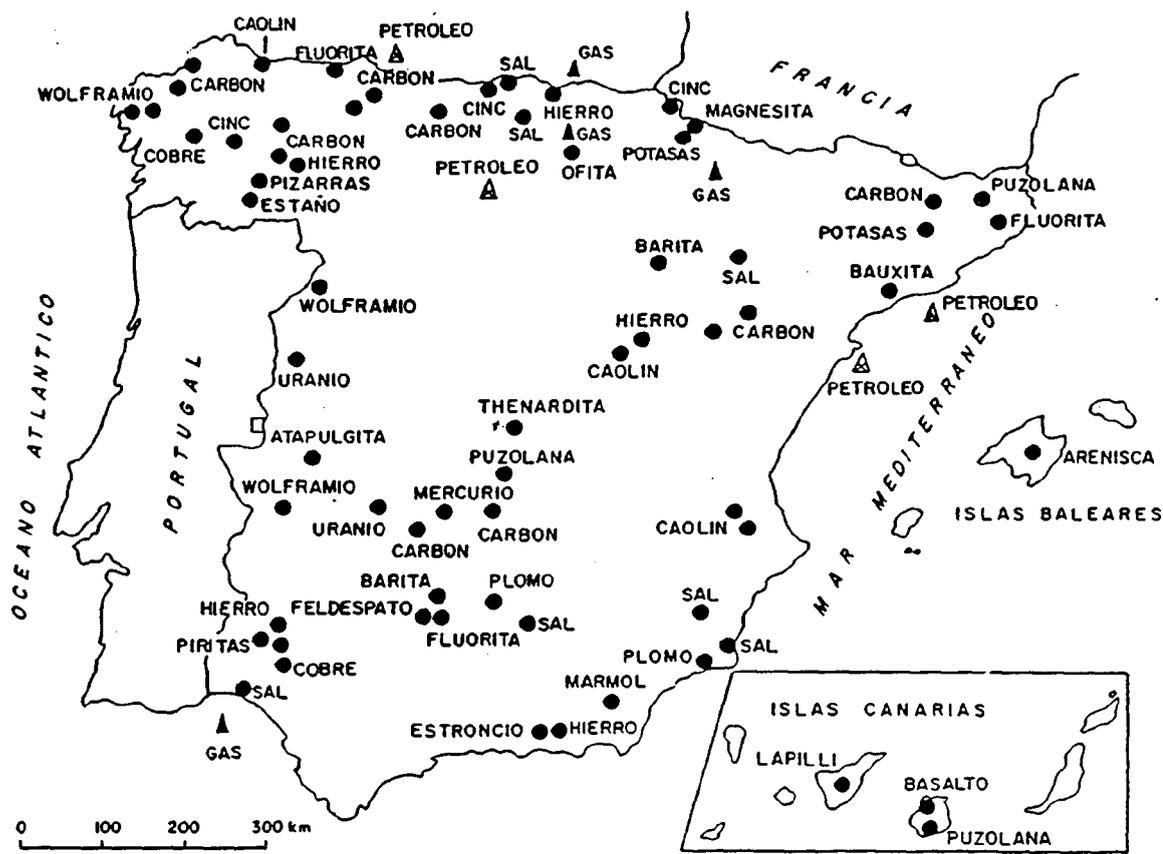


Figura 1. Distribución de las principales sustancias minerales en explotación en España (en Vázquez, 1983).

Figure 1. Distribution of the main ores in exploitation in Spain (in Vázquez, 1983).

La amplia diversidad mineralógica en España se circunscribe a toda la península e islas, pudiendo decirse que labores de minería metálica existen en casi todas las provincias (fig. 1). La minería propiamente dicha se limita a una serie de distritos, algunos de ellos explotados desde la época romana:

- a) Minería del plomo-cinc: Distrito de Cartagena, asociado a rocas subvolcánicas; de Linares-La Carolina, asociado a rocas plutónicas; de Huelva-Sevilla de origen exhalativo-sedimentario; de Santander y León, asociado a rocas carbonatadas.

Otras zonas de menor importancia son las Sierras de Gádor y Almagrera en Almería; Sierra de Lújar en Granada; Valle de Alcudía en Ciudad Real; el Priorato en Tarragona; Pirineo Aragonés y Catalán; así como la provincia de Guipúzcoa.

- b) Minería de estaño-wolframio: Los yacimientos explotables se distribuyen a lo largo del denominado "arco de Sn" por las provincias de La Coruña, Pontevedra, Orense, Zamora, Salamanca, Cáceres, Badajoz y Jaén, generalmente en explotaciones de tamaño pequeño y muy diseminadas.

- c) Minería de hierro: Distrito Norte (Vizcaya, Santander), asociado a rocas carbonatadas; Distrito Noroeste (León), asociado a depósitos marino-sedimentarios;

Distrito Centro-Levante (Guadalajara, Teruel), asociado a dolomías; Distrito Sudoeste (Huelva-Badajoz-Sevilla), asociado a rocas carbonatadas del Cámbrico y con rocas graníticas de la orogenia Varisca; Distrito Sudeste (Granada), asociado a margas, pizarras y calizas de edad triásica.

- d) Minería pirítica: Cinturón Pirítico Hispano-Portugués, asociado con un vulcanismo submarino del Carbonífero Inferior, que se intercala en pizarras, cuarcitas, areniscas y calizas.

- e) Minería del cobre: Santiago de Compostela, de origen vulcano-sedimentario.

- f) Minería del mercurio: Distrito de Almadén, de origen volcánico.

- g) Minería del uranio: Depósitos de Ciudad Rodrigo (Salamanca), encajados en esquistos sericiticos y cloríticos de edad cámbrica y precámbrica y depósitos de Don Benito (Badajoz), que encajan en series pizarrosas, areniscosas y cuarcíticas del Ordovícico, afectadas por el metamorfismo de contacto de los granitos.

- h) Minería del carbón: La descripción de la minería española del carbón de acuerdo a su edad geológica y clasificación sería: *Hulla-Antracita*, Areas de Astu-

rias-León-Palencia, Puertollano (Ciudad Real) y Peñarroya (Córdoba); *Lignito*, Areas de Teruel Sur, Teruel Norte-Mequinzenza, Area Pirenaica, Area de Baleares y Area de Galicia.

La interrelación entre factores tales como tipo de minería, clima, superficie alterada, litología y antigüedad, mostraría unas áreas de especial significación en relación con procesos erosivos. Estas áreas serían las zonas mineras de las Béticas, especialmente las de la minería de plomo de Cartagena, Sierra Almagrera, Sierra de Gádor y Lújar, donde se dan varias condiciones como son: minería muy antigua, con un minifundismo minero de demarcaciones muy pequeñas —de hasta una Ha.— según antiguas leyes mineras, litologías con materiales de alta erosionabilidad, deforestación en el siglo XIX para la utilización de la madera como combustible en los hornos metalúrgicos, una pluviometría escasa pero de intensidad máxima muy alta, junto con una insolación también alta. Todos estos factores se conjugan para crear unas zonas con especial impacto erosivo, en gran parte acentuado por la minería.

III. PROBLEMAS DE LA EROSION LIGADOS A LA MINERIA. EL PAPEL DE LA RESTAURACION

El movimiento de terrenos para el aprovechamiento de los minerales crea por un lado el arranque de la cubierta vegetal, que pone al descubierto el suelo, así como cambios morfológicos que alteran la cuenca de drenaje del entorno. Estos dos efectos a que da lugar el movimiento del terreno inciden negativamente en la degradación del suelo fértil y en la aceleración de la erosión.

Los cambios morfológicos se producen al abrir el hueco necesario para la extracción del mineral, así como por el vertido del material estéril fuera del hueco, bien porque no se pueda realizar la transferencia del estéril o bien en el vertido del hueco inicial, creando unas pendientes generalmente superiores a las propias de la naturaleza o del terreno del entorno. La situación de escombreras, en zonas de pendiente natural acusada, añadido a la propia pendiente de vertido, produce un arrastre de sólidos con la escorrentía.

La propia ubicación de minerales, la mayoría de las veces en zonas de montaña, hace que el vertido de escombreras no tenga más remedio que situarse en laderas muy acusadas. Cuando a esta falta de espacio físico se unen las explotaciones desordenadas y caóticas sin proyecto global y secuencial de la explotación, con desaprovechamientos de huecos para relleno, el problema de la erosión puede alcanzar relevante importancia. La apertura de pistas mineras sin canales de protección de drenaje o con pendientes inadecuadas agrava este fenómeno.

El proceso de tratamiento del mineral por vía húmeda, cuando se realiza en circuito abierto, principalmente en el caso del carbón, con vertidos de finos a los cauces de los ríos, que aumentan la carga sólida de éste —además de la propia contaminación física y química del agua— produce cambios en la dinámica fluvial, que a su vez puede incidir en fenómenos de erosión.

La degradación del suelo se da al alterar los horizontes edáficos o bien al perder este suelo vegetal, así como por contaminación por el aumento de metales pesados o por acidificación del suelo.

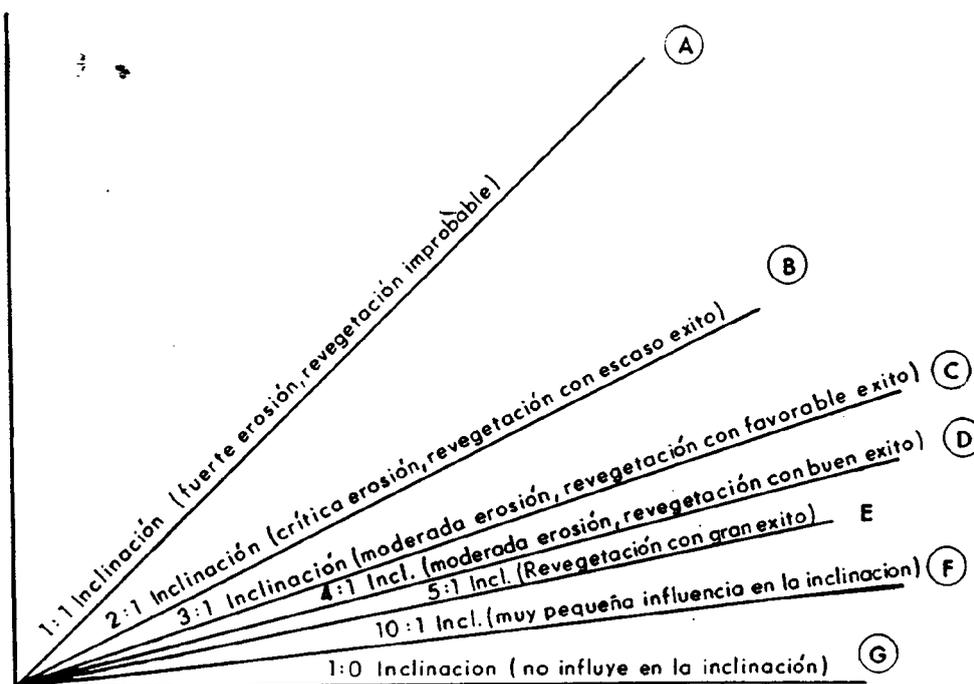


Figura 2. Influencia de la inclinación para la revegetación (en I. G. M. E., 1987).

Figure 2. Influence of sloping upon replanting (in I. G. M. E., 1987).

Otro fenómeno, éste de carácter histórico, fue el que se dio en la minería metálica, principalmente del plomo en el siglo XIX y principios del XX, con la corta y deforestación de bosques y montes por la utilización como combustible para los hornos de metalurgia y el que se dio secularmente en el Norte de España en la metalurgia del hierro en las ferrerías.

El primero tuvo especial importancia en la provincia de Almería, en las Sierras de Gádor y Almagrera, y el segundo en Santander y el País Vasco.

Las técnicas de restauración desarrolladas actualmente pueden evitar o minimizar los procesos de erosión que generalmente produce la minería. Se parte del hecho que, salvo en rocas industriales, las reservas se encuentran en determinados lugares que condicionan la ubicación de la explotación y que la mayoría de las veces presentan un impacto potencial importante. Las medidas que se pueden tomar son de prevención y minimización del impacto, en este caso de la erosión.

Se ha de diseñar un proyecto de explotación y restauración íntimamente ligados, de tal modo que se planifique la mínima superficie de alteración; se debe proyectar el mínimo hueco inicial que produzca la escombrera mínima, la transferencia del resto del estéril, así como el relleno del hueco final. Igualmente, se han de prever las medidas de infraestructura para evitar la entrada de agua de escorrentía al cielo abierto, la confluencia de estas aguas a balsas de decantación, etc.

El suelo vegetal debe ser retirado, almacenado y mantenidas sus propiedades orgánicas hasta su reinstalación una vez recuperado topográficamente el hueco minero.

Las escombreras que se forman, tanto de la transferencia como los vertederos del hueco inicial, deben adoptar formas acordes con la morfología original del lugar, pero en todo caso pendientes estables que permitan la instalación de una cubierta vegetal (fig. 2). En vertedero interior o lugar donde se realiza la transferencia, se debe llegar a un compromiso entre capacidad de vertedero y pendiente, intentando que éstos sean mínimos y permitan la contención de la erosión y arrastre del suelo vegetal reinstalado, así como el máximo de meseta que pueda permitir la instalación de una superficie de cultivo o vegetal.

La longitud del impluvio de las escombreras debe ser limitada para disminuir la energía del agua de escorrentía, bien con bermas cada 20 m. o, en el caso de taludes de mucha longitud, con cordones de escollera.

En el caso de vertederos procedentes de minería metálica o de carbón, la formación de una cubierta vegetal puede encontrar serias dificultades, debido principalmente a la acidificación por oxidación de los minerales piríticos. Si no se controla el pH, este cambio puede dar lugar a la pérdida de la cubierta vegetal instaurada. En estos casos habrá que hacer un tratamiento con caliza, óxido de calcio o hidróxido cálcico. El primero es un encalante de acción lenta, los otros dos son encalantes de acción rápida que pueden crear trastornos a la microbiología y ser menos recomendables que la caliza.

Hay otros métodos para prevenir y corregir el pH ácido por oxidación de piritas, tales como impermeabilizar las formaciones mediante arcillas o combinar varios, como por ejemplo la impermeabilización para evitar la oxidación, sobre la que se sitúa una cubierta de caliza lo más finamente molida y encima el suelo vegetal.

Un método efectivo y barato es la compactación de las escombreras, disminuyéndose de este modo los huecos y el oxígeno necesario para la oxidación.

En todo caso, la mejor prevención es la ordenación de los recursos naturales (recursos minerales, suelo fértil, bosques, paisaje, etc.), valorándolos adecuadamente.

IV. GRAVERAS: MODIFICACION DE LA DINAMICA FLUVIAL Y ARRASTRE DE SOLIDOS

La extracción de áridos naturales por su situación en aluviales y terrazas provocan, cuando su aprovechamiento no es el adecuado, procesos que inducen al aumento de la erosión. Así, la extracción de arena de las barras de los cauces del río, además de la degradación del ecosistema del río (destrucción de la vegetación de ribera, vida piscícola, etc.) crea un aumento de la carga sólida por la erosión que se produce en las riberas del río, al eliminarse esta vegetación que las protegía. El aumento de la carga sólida, a su vez, produce cambios en la dinámica del río, que a veces puede tener efectos muy perjudiciales, como puede ser el descalce de puentes por el aumento de la capacidad erosiva del agua.

La extracción en la zona de ribera, soto y vega viva, por lo general, choca con el uso y la aptitud del suelo, ya que suelen tratarse de ecosistemas de ripisilva con una vegetación "de sombra" muy importante y con un suelo muy fértil para aprovechamiento agrícola en la vega.

En todo caso, la extracción de áridos en estas zonas laterales del cauce ordinario, con desaparición de la vegetación, ayuda al aumento de la erosión en el caso de avenidas, al quedar desprotegido el suelo de su cubierta vegetal. La extracción de grava y arena por debajo del nivel freático da lugar a la formación de lagunas que, cuando no están adecuadamente diseñadas ni mantenidas, pueden crear fenómenos de salinización y eutrofización, dada la escasa transmisividad hidrogeológica lateral y vertical debido a su impermeabilización por decantación de limos y arcillas. Esto, añadido a la pérdida física del terreno y ocupación por otro recurso, el agua (que sin embargo se pierde por evaporación), está creando en algunos municipios de Madrid la pérdida del territorio. Así, en el curso bajo del Jarama se han creado, desde el año 1950 hasta la actualidad, más de 150 Has. de lagos, mayoritariamente concentrados en los términos municipales de Rivas-Vaciamadrid, Arganda y San Martín de la Vega, estando en proyecto explotaciones que podrían crear más de 400 Has. de nuevos lagos.

Otra causa que produce aumento de la carga sólida del río es el lavado de la arena de las plantas de tratamiento en circuito abierto y su decantación directa al río.

La técnica de recuperación, cuando se extrae en las zonas de aluvial o terrazas, sería la extracción siempre por encima

del nivel freático y la recuperación lo más rápidamente posible del hueco y la restauración del suelo y de su cubierta vegetal. En muchos casos, la extracción de áridos puede mejorar el drenaje vertical al eliminar la grava y sustituirla por limos que retienen el agua capilar absorbible por las plantas.

El agua utilizada para el lavado de la arena debe ser decantada en balsas y recirculada, una vez eliminadas las arcillas.

La extracción de áridos en los cauces de ríos, salvo para obras hidráulicas, es inadmisibles, dado el grave deterioro que crean tanto en el ecosistema del río como en la dinámica fluvial, máxime cuando suelen existir recursos en las márgenes de éstos.

V. ESCOMBRERAS Y BALSAS DE LODO. ESTABILIDAD E INCREMENTO DEL CAUDAL SOLIDO

Salvo en las rocas industriales, el residuo de la minería produce, para la extracción del mineral, unos materiales de desecho que, en general, ocupan posición y lugares que van a modificar la morfología del entorno. Asimismo, en el tratamiento del mineral se obtienen unos residuos (lodos), generalmente productos de flotación, tratamiento en medios densos, etc., que al ir acompañados de agua son recogidos y almacenados en presas de residuos mineros.

El vertido de estériles, provenientes del recubrimiento, rocas encajantes o galenas, en estéril de la minería de interior, ha obedecido, tradicionalmente, a criterios de economía y facilidad de transporte sin un plan previo. La mayoría de las veces ocupan terrenos, de por sí, con pendientes acusadas. El vertido de estos materiales, generalmente de tamaño grueso, adopta el ángulo de reposo, por lo que cualquier agente, generalmente el agua, puede desestabilizar la escombrera, produciendo flujos de escombros, deslizamientos, etc., que pueden afectar tanto a los bienes como a las personas; en todo caso, la simple estabilidad de la escombrera, con ángulos próximos al ángulo de reposo del material, no evita el arrastre de finos por la erosión. Esta erosión generalmente empieza siendo lineal para acabar muchas veces formando cárcavas en el talud de la escombrera. Asimismo, la ocupación de lugares en cauces o zonas de ribera que puedan bloquear cursos de agua, sin la adopción de medidas especiales, pueden crear problemas de deslizamientos.

Salvo en terrenos de montaña, las escombreras que se forman deben guardar taludes que posibiliten la instalación de una cubierta vegetal y esto sólo se logra, salvo utilización de técnicas de hidrosiembra, con taludes inferiores a los 18°, lo cual significa mayor ocupación de superficie por parte de la escombrera.

Además de los fenómenos propios de erosión como son el arrastre de finos, pueden darse fenómenos de inestabilidad tales como (fig. 3):

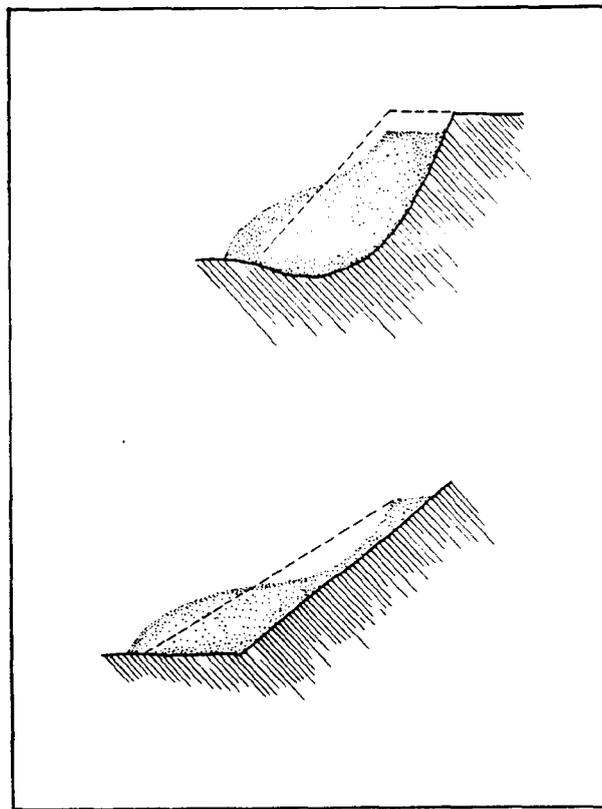


Figura 3. Deslizamientos afectando a una masa importante de escombros (en AYALA y RODRIGUEZ, 1986).

Figure 3. Landslides affecting an important mass of mining wastes (in AYALA and RODRIGUEZ, 1986).

- Deslizamientos superficiales típicos de escombreras sin cohesión.
- Deslizamientos profundos, de tipo aproximadamente circular o mixto.

Los primeros son generalmente rápidos y no suelen afectar a grandes volúmenes, salvo que se produzca una alteración sustancial de geometría, por ejemplo por socavación.

Los deslizamientos profundos suelen tener una evolución en el tiempo condicionada por fenómenos de fluencia, rotura progresiva, etc., y generalmente afectan a masas importantes de escombros.

Los problemas de estabilidad general pueden venir forzados por el establecimiento de un nivel freático alto en el cuerpo de la escombrera, bien por cubrir surgencias naturales o por embalsarse agua en zonas de vaguada.

En el proyecto de diseño de una escombrera deben estar previstas las medidas que se han de adoptar una vez finalizado el vertido de escombros, en función de las eventuales exigencias de utilización posterior implicadas en la concesión o las reglamentaciones ambientales de la zona.

La condición fundamental es que una escombrera abandonada no puede dar lugar a problemas de inestabilidad o

contaminación, además de restituir los valores paisajísticos y asegurar en lo posible la reutilización del terreno para otros usos (agrícolas, urbanos, etc.).

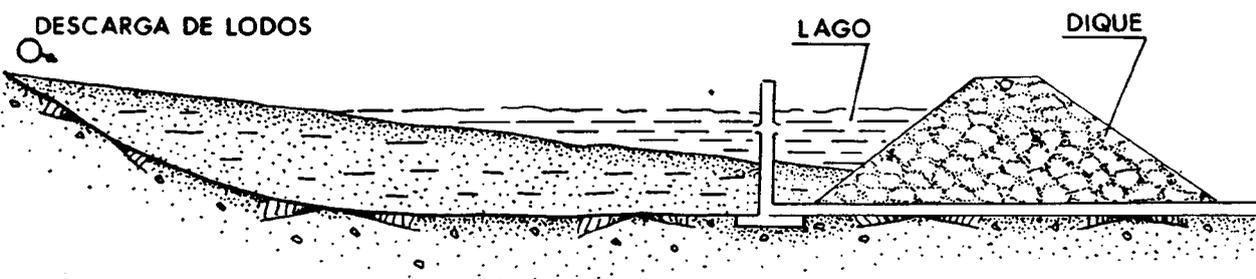
El tratamiento mínimo habitual consistirá en el recubrimiento vegetal, con espesores no inferiores a 30 cm., debiendo ensayarse y justificarse las especies a aplicar para asegurar un crecimiento adecuado y una propagación espontánea suficiente sobre los taludes.

En la elección de las especies vegetales se tendrán en cuenta las condiciones de acidez, escasez de nutrientes, temperatura, etc., de los residuos, aplicando si es necesario tratamiento de tierra vegetal, abonos o cubiertas de paja, que favorecen el crecimiento de las plantas y arbustos.

El recubrimiento debe iniciarse incluso antes del abandono completo, de forma que, al año de realizarse, la superficie protegida sea como mínimo el 60 por 100 de la expuesta.

Los aspectos de protección frente a la erosión y recubrimiento vegetal hacen necesaria una corrección del perfil de los taludes respecto a los que se forman por simple vertido, dejando preferentemente taludes 2 (H): 1 (V) a 4 (H): 1 (V). En estos casos se procurará que los taludes presenten una cierta concavidad (taludes más suaves en la parte baja), no se superen los 18° de inclinación o la que pueda tolerar la vegetación prevista, con el límite de unos 26° para la maquinaria usual. Debería, además, limitarse el desarrollo de los

A



B

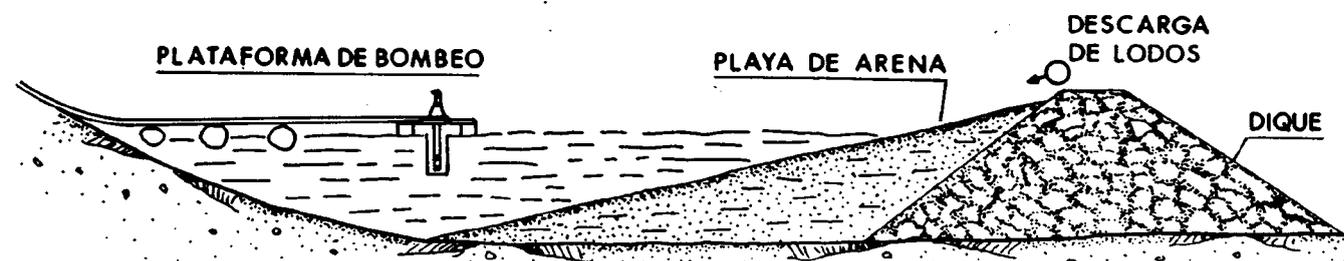


Figura 4. A: Descarga de lodos en cola de balsa. B: Descarga de lodos junto al dique (en AYALA y RODRIGUEZ, 1986).

Figure 4. A: Leaking of tailings upstream the dam. B: Leaking of tailings besides the dam (in AYALA and RODRIGUEZ, 1986).

taludes cada 12-15 m. mediante bermas de unos 4 m. de ancho mínimo y pendiente hacia el interior del 5 por 100 aproximadamente. Estas bermas deberán llevar una cuneta de recogida e ir recebadas convenientemente para evitar que el agua se infiltre por la berma y produzca la inestabilidad del talud adyacente. En el caso de escombros arcillosos, debe sopesarse este riesgo frente a la utilidad de las bermas.

Cuando una escombrera pueda tener una evolución desfavorable se preveerá un área de protección al pie de la misma, suficientemente aislada, para recoger los escombros desprendidos y las eventuales masas en deslizamiento.

Cuando la estabilidad pueda verse afectada por saturación accidental, deberá asegurarse el mantenimiento a largo plazo de las instalaciones de drenaje, haciendo éstas registrables o visitables. Igualmente deberá evitarse la escorrentía hacia la escombrera, disponiendo cunetas de intercepción en el contacto con el terreno natural. Dichas cunetas deben ir preferentemente revestidas para facilitar su limpieza y mantenimiento.

Las balsas de lodo o presas mineras (fig. 4) son aquellos depósitos de estériles provenientes del lavadero en suspensión acuosa. En una balsa se distinguen habitualmente el

dique o muro que sirve de contención a los estériles, la playa de arenas y estériles gruesos depositados en las proximidades del punto de vertido, el lago de aguas claras decantadas y el depósito de lodos sedimentados.

Los problemas erosivos de las presas de residuos mineros, además de los propios constructivos, de diseño y ubicación para que no se produzca su colapso son los relacionados con su abandono. Las presas de residuos mineros, debido a su composición granulométrica (tamaño arcillas a arenas) son fácilmente arrastradas por el viento, con lo que se suele producir una erosión eólica, incluso con formación de dunas.

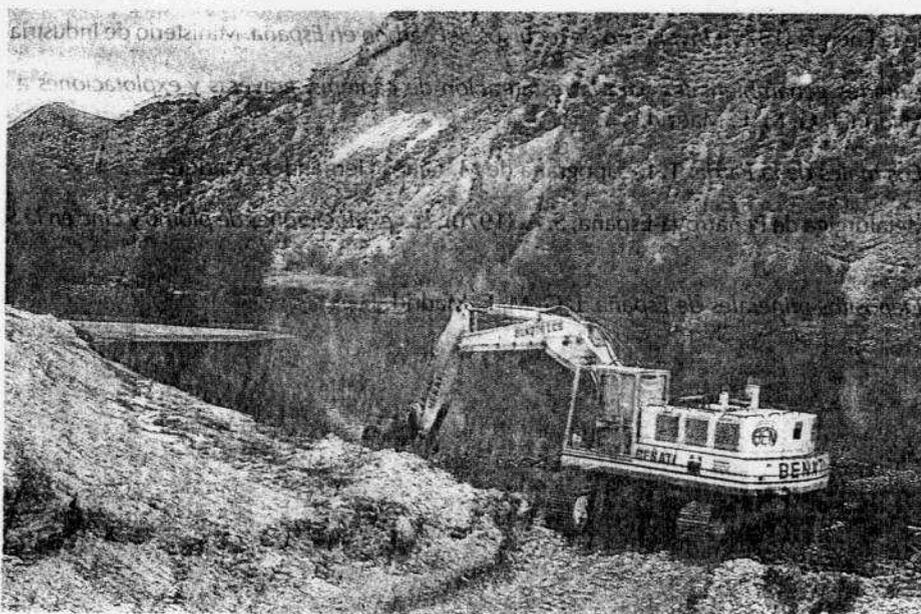
Al abandonar la presa, ésta debe ser revegetada así como su talud, mediante la instalación del suelo vegetal y de una cubierta vegetal en la meseta de la presa, una vez eliminada la fase acuosa, así como en el dique. En el caso de diques de estériles con una composición de elementos tóxicos o ph que puedan perjudicar la instalación de una superficie vegetal, se puede realizar una corrección del suelo y/o impermeabilizar con una capa de arcilla. El dique de estériles deberá adoptar taludes, al igual que las escombreras, que permita la instalación del suelo y de una cubierta vegetal. Otro aspecto importante es evitar la formación de charcas o zonas inundables, que necesitaría una infraestructura adicional de drenaje.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

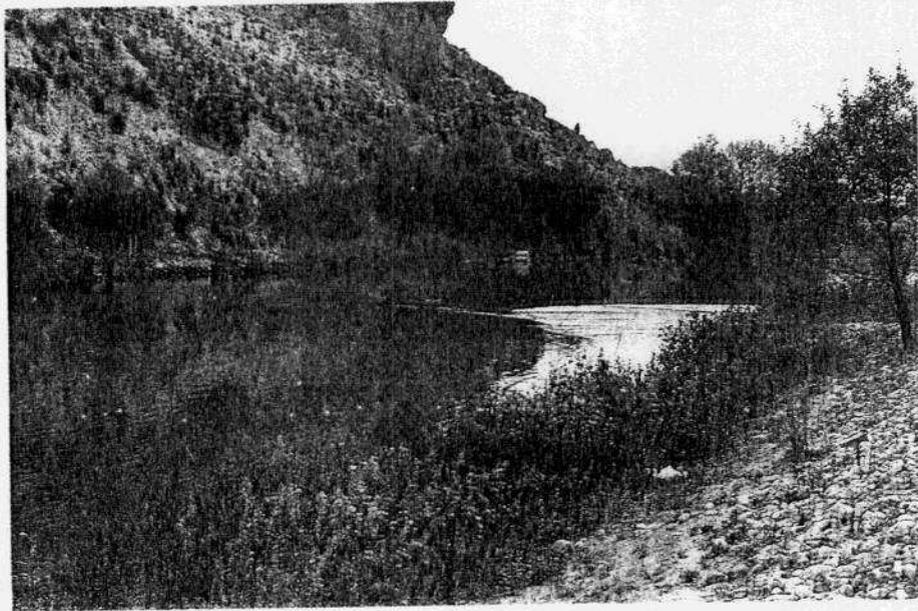
- AYALA, F. J. y RODRIGUEZ, J. M. (1986): *Manual para el diseño y construcción de escombreras y presas de residuos mineros*. I. G. M. E. Madrid.
- BIFANI, P. (1984): *Desarrollo y medio ambiente*. M. O. P. U. Madrid.
- BAUTR, E. (1984): *Los montes de España en la Historia*. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Centro de Estudios de la Energía (1979): *Inventario de recursos del carbón en España*. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- I. G. M. E. (1987): *Criterios geoambientales para la restauración de canteras, graveras y explotaciones a cielo abierto en la Comunidad de Madrid*. I. G. M. E. Madrid.
- MAYORCA, L. (1890): *Los males de la Patria*. T. I., Tipografía de M. Ginés Hernández. Madrid.
- Sociedad Minera y Metalúrgica de Peñarroya-España, S. A. (1970): *Las explotaciones de plomo y cinc en la Sierra de Cartagena*. Murcia.
- VILLALBA, F. (1983): *Depósitos minerales de España*. I. G. M. E. Madrid.



Fotografía 1. Antigua explotación de oro de Las Medulas (Leon). (Foto E. Vadillo).
 Plate 1. An ancient Roman gold ore exploitation at Las Medulas (Leon). (Photo E. Vadillo).

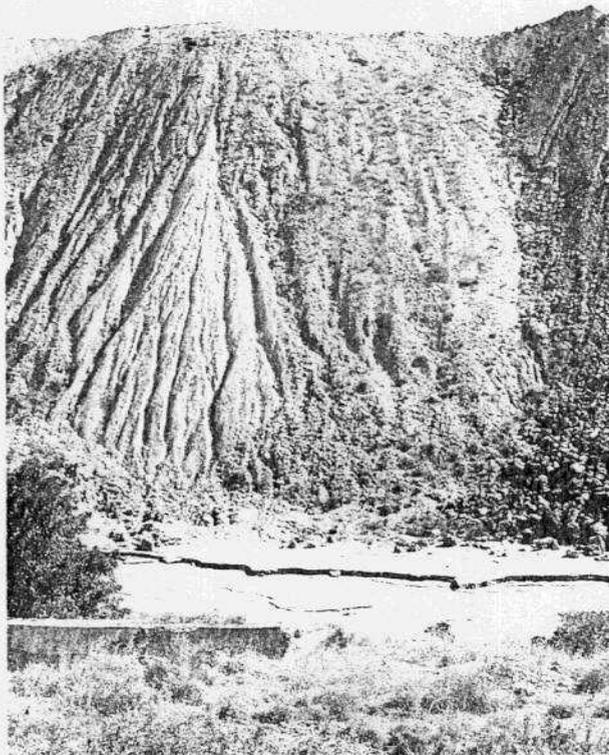


Fotografía 2. Extracción de residuos en el conector del túnel de la mina, que va hacia Aljara
 (Leon). (Foto E. Vadillo).
 Plate 2. Slurries and sands extraction from the bed of the tunnel, River Aljara,
 (Photo E. Vadillo).



Fotografía 3. Decantación de lodos del lavado de arenas en el río Jarama, provincia de Madrid.
Photo 3. Decantation of muds from a gravel pit, Jarama River, Madrid. Photo: E. Vellido.

Photo 3. Taking out muds from a gravel pit, Jarama River, Madrid. Photo: E. Vellido.



Fotografía 4. Erosión en un talud de arena en un río de la provincia de Madrid.
Photo 4. Erosion on a sand bank in a river in the province of Madrid.

Photo 4. Erosion on a sand bank in a river in the province of Madrid. Photo: J. de Val.

EROSION ORIGINADA POR OBRAS LINEALES

L. F. CARBALLAL

I. INTRODUCCION

La exigencia cada vez mayor de grandes vías de comunicación rápidas y seguras, con el fin de acortar distancias entre núcleos de población y, por tanto, de abaratar los costos de transportes, supone la construcción de grandes obras lineales que salven con facilidad los obstáculos topográficos.

La exigencia de removilización de suelos, en ocasiones de buenos suelos, deja sin su natural protección directa de los agentes meteorizantes: agua y viento.

La presencia de obras lineales marca el fin de la erosión natural, hablándose a partir de aquí de erosión antrópica, al estar originada por la acción humana. Si nos referimos a la erosión en términos genéricos, ésta alcanza su máximo grado con los grandes movimientos de terreno; el fenómeno se ve favorecido al aparecer superficies desprovistas de vegetación, que actúa como cohesionante frente a la acción de los agentes erosivos.

II. OBRAS LINEALES Y EROSION

Para mejor comprensión del fenómeno será suficiente citar aquí la observación siguiente, siempre que la pretensión sea controlar el problema y evitar daños mayores: "El tonelaje de sedimentos procedentes de la erosión inducida de obras de ingeniería y obras públicas, en un terreno en construcción llega a ser de 20.000 a 40.000 veces superior a la cantidad erosionada en una extensión equivalente de tierras de cultivo y bosque" (WOLMAN, 1964 en LÓPEZ URIBE, 1981).

Se debe estudiar los siguientes aspectos (MAGISTER, 1973, en FORT, 1980):

Lucha contra la erosión eólica

Se tendrán en cuenta medidas "preventivas" o "correctivas", según tengan por objeto reducir la acción del viento y aumentar la resistencia del suelo o la recuperación de los terrenos erosionados o recubiertos por los materiales de erosión.

El contacto viento-suelo se evita mediante cobertura vegetal (natural o artificial) y la disminución de la velocidad

del viento por medio de obstáculos especiales (rompevientos) y ordenación adecuada de los cultivos.

Rompevientos: son los obstáculos más o menos permanentes que se establecen en dirección normal a los vientos dominantes, y pueden ser impermeables o semipermeables; la zona de influencia de los últimos es mayor (unas veinte veces su altura), aunque con menor reducción de la velocidad del viento.

En rompevientos de poca altura se emplean muros de piedra, tablestacas, diques de tierra, plantas cultivadas (sirgo, maíz, etc.), redes de plástico, cañas, etc. Los de gran altura se constituyen en general con plantaciones de árboles de raíces profundas, poca extensión lateral y con follaje lo más permanente posible (FORT, 1980).

Lucha contra la erosión hídrica

Las medidas encaminadas a reducir o mitigar la erosión hídrica se deben centrar en:

- Proporcionar a las partículas del suelo suficiente aptitud para resistir las fuerzas de arrastre (mejora de la estructura).
- Reducir la escorrentía superficial del agua mediante aumento de infiltración y almacenaje superficial
- Controlar la velocidad del agua de escorrentía para mantener los límites no erosivos.
- Asegurar drenaje eficaz del exceso de agua.

Las principales medidas técnicas para reducir la erosión son:

- a) Medidas generales de implantación o selección de cultivos adecuados.
- b) Medidas especiales de cultivo (encespados, mulch, repoblación arbórea, plantaciones a nivel, etc.).
- c) Obras de defensa y corrección (terrazas y bancales, barreras vegetales, apertura y acondicionamiento de desagües, defensa y corrección de barrancos, encauzamientos y torrenteras, drenaje, etc.) (FORT, 1980).

ESQUEMA DE TERRAZAS

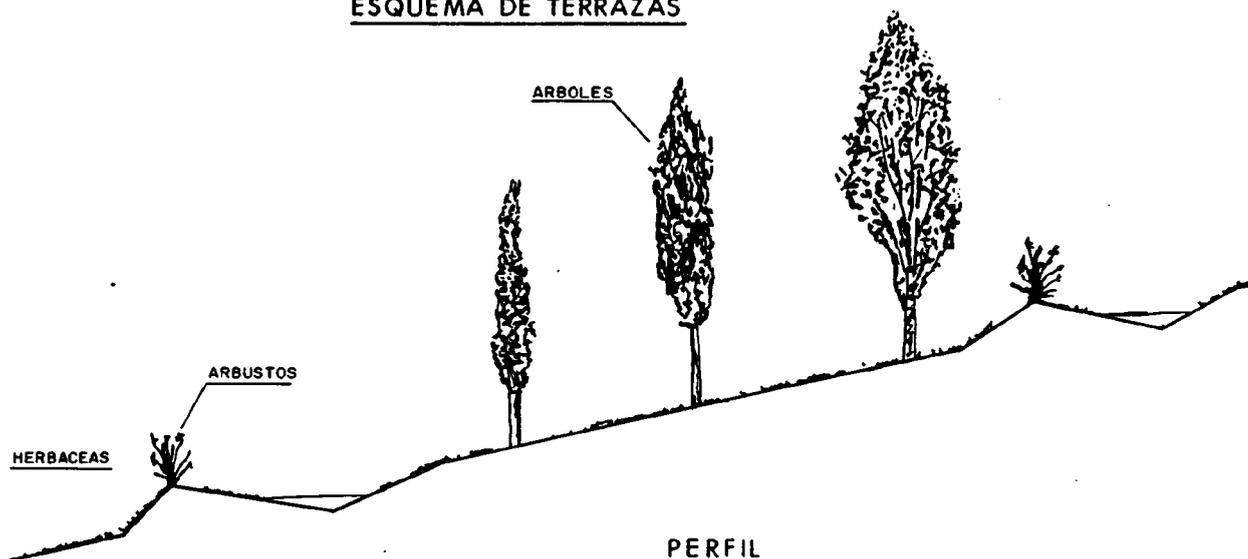


Figura 1. Esquema de terrazas (FORT, 1980).

Figure 1. Sketch of terraces (FORT, 1980).

Algunos datos de utilidad sobre estas medidas se exponen a continuación:

Cultivos en fajas: Combinación de los tres tipos de medidas, que consisten en la ordenación de cultivos en tiempo y en espacio alternando fajas de terreno descubierto con otras cubiertas de vegetación densa y resistente a la erosión. La separación de éstas puede determinarse por la fórmula $S = 100/P$ (S = separación en m., P = pendiente del terreno en porcentaje) (FORT, 1980).

Terrazas: Estructura de defensa, consistentes en un surco y su correspondiente lomo, trazadas sensiblemente paralelas a las curvas de nivel con el objeto de absorber o evacuar el exceso de agua de lluvia y así disminuir el arrastre del suelo. Pueden ser de absorción o desagüe (Fig. 1).

Bancales: Son tramos llanos que interrumpen la pendiente de un terreno, necesitando o no la protección de muros. La anchura de los bancales depende de la pendiente del terreno y de la función que vayan a tener, con mínimos de 5 a 8 m. La pendiente no debe exceder el 0'8 por 100 y su longitud no debe sobrepasar los 200 m. (FORT, 1980).

Desagües encespedados: Los encespedados de las paredes de los desagües es generalmente el medio más económico de defenderlos contra la erosión (FORT, 1980).

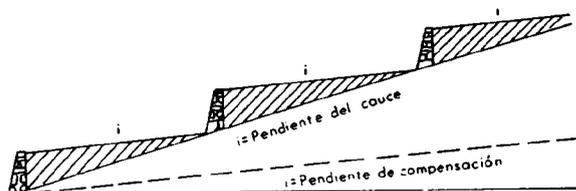


Figura 2. Defensa y corrección de barrancos (FORT, 1980).

Figure 2. Defence and correction of cliffs (FORT, 1980).

Defensa y corrección de barrancos: Además de la defensa y protección de los taludes de los mismos con fajas, contrafuertes de piedra u hormigón, gaviones cilíndricos, etc., para la estabilización definitiva se necesita la corrección del lecho. Esta se puede conseguir con "diques de retención", que frenen la velocidad del agua e intercepten los materiales de arrastre de la corriente (figura 2).

El desarrollo de una obra civil produce alteraciones en el delicado equilibrio necesario para la vida de animales y plantas. Estas alteraciones se pueden resumir en las siguientes (LÓPEZ y URTEL, 1981):

Modificaciones del suelo: Es evidente una primera consecuencia, la originada por el paso de maquinaria pesada sobre los suelos que posteriormente deberán ser sembrados, produciendo una compactación que trae consigo la falta de aireación necesaria para la vegetación y crecimiento de sus raíces; asimismo se originan con esta compactación superficies extremadamente lisas y poco porosas, que impiden la infiltración y como consecuencia se favorece la escorrentía.

Topografía: Las nuevas superficies que se originan suelen haber sufrido variaciones al aumentar su inclinación (terraplenes, desmontes, etc.); lo cual favorece la erosión, además de modificar los sistemas naturales de drenaje. Por otra parte, si se quiere acometer una restauración de taludes para disminuir los procesos erosivos, hace difícil el trabajo con maquinaria para una siembra normal y se requiere una siembra manual, con repercusiones en el rendimiento y el costo.

Esterilidad: Los desmontes, terraplenes, etc., son superficies extraordinariamente desprovistas de materia orgánica; los terraplenes, por ejemplo, formados por arenas silíceas resultan prácticamente estériles, indicándonos que estas superficies van a requerir un tratamiento posterior.

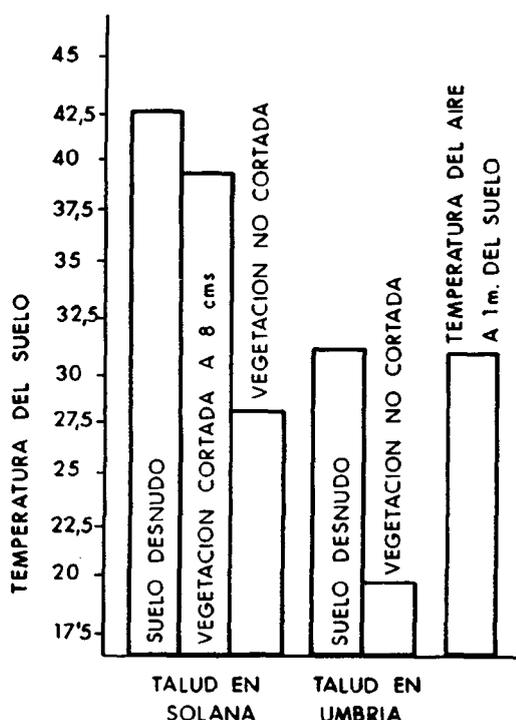


Figura 3. Variaciones de temperatura en taludes sometidos a diferentes exposiciones (RAMOS, DOMÍNGUEZ, JIMÉNEZ y SORIANO, 1983).

Exposición: Las fuertes inclinaciones ya citadas en taludes y terraplenes hace que varíen sensiblemente las condiciones solana-umbria a lo largo de un mismo talud, originando variaciones importantes en los períodos de exposición a la luz solar dentro de un mismo talud.

Variaciones en el pH: Si bien las variaciones del pH entre el horizonte superficial y el de zonas más profundas no excede la unidad, esta alteración es importante ya que produce variaciones en las condiciones de vida de los vegetales, sensibles a estos cambios.

III. FACTORES QUE INFLUYEN EN EL ESTABLECIMIENTO DE LA CUBIERTA VEGETAL

La instalación de una cubierta vegetal adecuada al terreno a proteger será imprescindible de cara a una restauración del medio afectado por la construcción de cualquier tipo de obra lineal, constituyendo un importante elemento de disminución de la erosión.

Algunos factores de influencia directa en el asentamiento del protector vegetal para los suelos son:

Temperatura: Las variaciones de la temperatura en un área determinada influirán de modo determinante en las especies a implantar, debido a la sensibilidad de los vegetales a estas variaciones, con umbrales bien definidos para cada especie, dando como resultado una atenuación en la temperatura para aquellas superficies protegidas por la vegetación (figura 3).

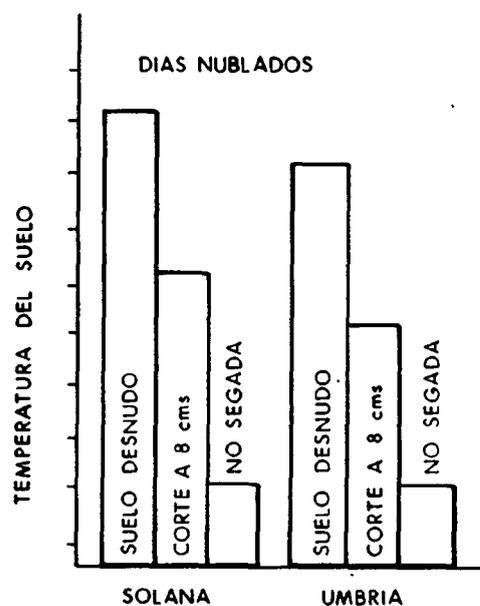


Figure 3. Temperature variations in slopes submitted to different exposures (RAMOS, DOMÍNGUEZ, JIMÉNEZ y SORIANO, 1983).

Humedad: La vida vegetal depende en gran medida de la humedad que pueda extraer el suelo.

Aireación del suelo: De esta condición van a depender todos los procesos de su interior (vida de microorganismos, de las plantas superiores y los cambios químicos del suelo).

Estructura y textura del suelo: La estructura influirá de modo importante, ya que lógicamente para las plantas su desarrollo será más fácil en **suelos abiertos**, mientras que deberá vencer la resistencia en los **compactos**. Los suelos desnudos por acción de las lluvias tienden a disgregarse o deshidratarse, fenómenos que influyen en la germinación o aireación del suelo y, por consiguiente, en el establecimiento de la capa protectora vegetal. La protección del suelo, mientras se lleva a cabo la implantación de la cubierta vegetal, se realiza mediante capas protectoras o "mulches" que impiden la acción directa de la lluvia y el sol.

Mejora de la estructura del suelo: Para la mejora de la estructura de suelos se recomienda los acondicionadores químicos (FAO, 1973).

Contenido en materia orgánica: Según sea dicho contenido tendremos unas características de humedad, temperatura y aireación. Si su presencia es en una cantidad suficiente, va a mejorar las condiciones de penetración y respiración de las raíces, influyendo positivamente en todo el desarrollo posterior de las plantas.

Características químicas del suelo: Como consecuencia de los movimientos de tierra necesarios en la construcción de

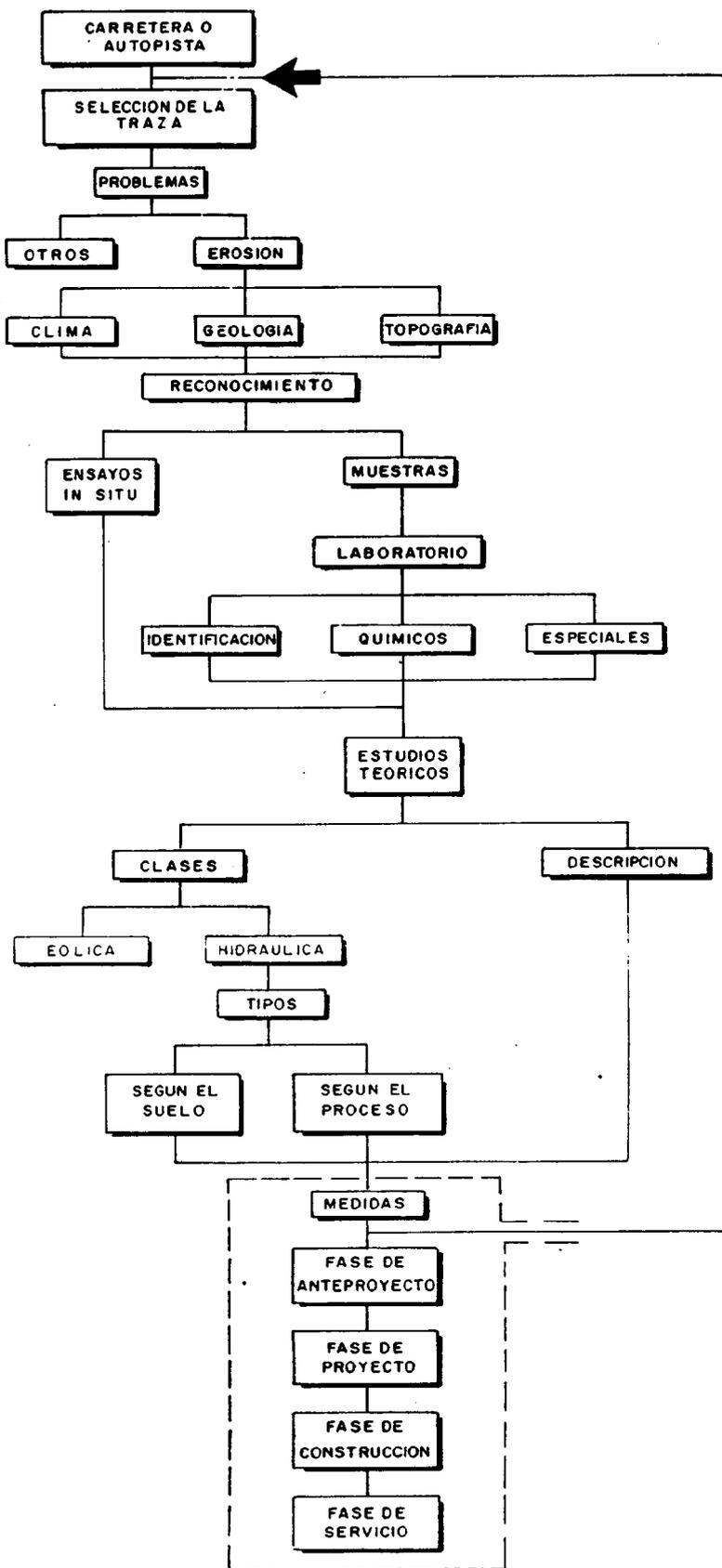


Figura 4. Diferentes ensayos y estudios a tener en cuenta en la realización de una vía de comunicación (Lopez Usua, 1981).

Figure 4. Several tests and studies to take into consideration in the carrying out of a communication road (Lopez and Usua, 1981).

una carretera, desaparece normalmente la capa superior del suelo, quedando al descubierto horizontes inferiores con deficientes propiedades químicas para la implantación de la cubierta vegetal.

IV. METODOS PARA CONTROLAR LA EROSION INDUCIDA EN TALUDES DE OBRAS LINEALES

Consideramos a la erosión como un factor empobrecedor de los suelos, por lo que será conveniente adoptar algún método para así al menos atenuar su acción. Algunas propuestas pueden ser las siguientes (LÓPEZ y URIEL, 1981):

- Tomar medidas para el control de la erosión durante la ejecución de las obras, consiguiéndose en muchos casos el abaratamiento de los costos finales de dichas obras (menores costos de mantenimiento, etc.).
- Actualmente existe tecnología para hacer frente a la erosión y sedimentación durante y después de la construcción de cualquier obra.
- No es preciso atacar el problema con soluciones costosas, sino que será suficiente con tomar las medidas adecuadas, suficientes en número, oportunas en tiempo y espacio.
- Una medida preventiva es la incorporación, a los pliegos de condiciones de la obra, de medidas para el control de la erosión, supervisando su realización, bien sea el proyectista, la administración o el personal de la misma constructora.

Los taludes considerados como aceptables en cuanto a la estabilidad de sus superficies son aquellos en los que sus relaciones son de 3:1 (equivalente a 18%), admitiéndose hasta un máximo de 2:1.

El esquema de la figura 4 nos muestra los pasos a seguir para el estudio de los problemas de erosión de una carretera. Aunque la ejecución pueda variar en algún punto, es aplicable a la construcción de cualquier vía de comunicación.

Los procesos erosivos en la ejecución de obras lineales comienzan al limpiar la traza de las mismas (ISRAELSEN et al., 1980 en LÓPEZ y URIEL 1981).

Deberemos tener en cuenta que:

- 1.º La aparición en taludes de desmontes y terraplén de regueros, cárcavas, etc., dañan la estética de la carretera.
- 2.º Se producen socavaciones y colapso de terraplenes, desmontes y estructuras.
- 3.º Destrucción de la vegetación por aterramientos o aparición de cárcavas.
- 4.º Daño y destrucción del medio ambiente acuático en ríos, embalses, lagos, etc.

- 5.º Deposición de sedimentos indeseables y de efectos estéticos desagradables, en ríos, canales, embalses, lagos, estructuras e incluso en la misma calzada de la carretera (LÓPEZ y URIEL, 1981).

El porcentaje sobre el costo total de la obra que suponen las medidas correctoras no supera un valor del 5 por 100, siendo su campo de oscilación de entre el 0 y el 5 por 100 del costo de la obra.

Consideramos ahora algunas medidas a tener en cuenta en la lucha contra la erosión originada por este tipo de obras. Se tomarán medidas globales que abarquen el mayor número de considerandos (RAMOS et al., 1983):

- En la fase de anteproyecto deberá obtenerse información sobre los suelos especialmente sensibles a la erosión y aquellos lugares que pueden verse perjudicados si se producen sedimentos, aunque éstos sean en pequeñas cantidades (ríos, lagos, embalses, canales, etc.).
- Investigar el lugar donde se van a producir los problemas de erosión, tales como taludes y rellenos, zonas arenosas, zonas con vientos, niveles altos, etc.
- Considerar los puntos anteriores a la hora de seleccionar el trazado de la carretera, autopista, vía férrea, canal, gaseoducto, etc.
- En caso que se prevean pérdidas de suelo consideradas como inadmisibles, proyectar las medidas de control necesarias para reducir éstas a niveles aceptables.

Si lo que queremos es evaluar el grado de control necesario para lograr un equilibrio, deben tenerse en cuenta los siguientes puntos (LÓPEZ y URIEL, 1981):

- 1.º El valor relativo de los recursos tangibles o intangibles que hay que proteger (por ejemplo, tierras de cultivo, estructuras, redes de suministro de agua, áreas de expansión, riqueza piscícola, fauna salvaje, transporte, vidas humanas, valores estéticos, etc.).
- 2.º El coste de la protección.
- 3.º Intensidad, períodos de retorno y momento en que se producen los fenómenos climáticos.
- 4.º Importancia de las aguas de escorrentía.
- 5.º Topografía y tipo de suelo.
- 6.º Cantidad y tipo de cobertura vegetal.
- 7.º Restricciones legales, etc.

La superficie expuesta a los fenómenos erosivos debe ser lo más pequeña posible y esto es de una importancia tal que en algunos países está determinada en sus normas. En EE UU, por ejemplo, especifican que cada unidad de equipo (motoniveladoras, palas, bulldozers, etc.) tendrá una superficie de trabajo no superior a los 75.000 m² para desbroce y otros 75.000 para la explanación.

TABLA I

Pendientes e incisiones (Carnegie, USA)

Tipo de suelo dominante	Cañón Kiln Arcilla margoso-fina "Balcom"	Circuito Pottery Arena margosa "San Timoteo"	Dead Arcilla Cañón	Cow "Altamont" Canchal
Inclinación %	70	55	70	20
Longitud del tramo medido (m)	75	175	115	125
Orientación	NW	NE	W	NW
Uso	moderado	moderado	alto	no
Relación de profundidad en los barrancos principales (1983)	0,48	0,61	0,10	1,72
% de incremento en la prof. de los barrancos (sep' 83-jun' 84)	13	23	-56	49

Pendiente de las colinas (Hollister, USA)

Tipo de suelo dominante	Midget Track marga "Nacimiento"	Granite Hill gravera "Cieneba" arena margosa
Inclinación %	60	50
Longitud del tramo medido (m)	75	75
Orientación	E	SW
Uso	moderado	bajo
Relación de profundidad en los barrancos principales (1983)	0,44	1,5
% de incremento de profundidad en los barrancos	14	15

Valle Hungry pendientes y arrastres

	Norte	Centro	Sur	Cañón "Freeman"
Tipo de suelo dominante	Arena margosa	"Gorman"		límico margoso
Inclinación %	65	40	55	30
Longitud del tramo medido (m)	100	50	50	20
Orientación	SE	SW	NW	NE
Uso	abandonados		bajo	moderado
Relación de profundidad en los barrancos principales (m) (1983)	0,91	1,36	0,76	no aplicable
% de incremento en profundidad por año (nov'83 - mayo' 85)	15	9	-1	5

Tabla I. Sumario de características de las pendientes y erosión en "Carnegie" y colinas "Hollister" (1983-1984) y en "Valle Hungrey" (1983-1985). California, USA (según TUTTLE y GRIGGS, 1987).

Table I. Summary of features in slopes and erosion in "Carnegie" and "Hollister" hills (1983-1984) and "Valley Hungrey" (1983-1985), California, USA (after TUTTLE and GRIGGS, 1987).

En la tabla I se presenta un resumen de características de las colinas erosivas y erosión para tres áreas de descanso en las colinas Carney y Hollister (1983-1984) y Valle Hungry (1983-1985), California, y en "SVRAs" (áreas estatales de recreo para vehículos) (TUTTLE y GRIGGS, 1987), en donde se puede apreciar en qué medida afectan las grandes obras, como autopistas, a sistemas de delicado equilibrio: pendientes, profundidad de los barrancos, etc., afectando todo ello a la red de drenaje.

La erosión asociada a colinas y pistas puede reducirse siguiendo unas pautas concretas:

- 1.º Localización de pistas sobre suelos de textura fina (margas, margas arcillosas).
- 2.º Conservación de taludes.
- 3.º Protección de la estabilidad de los canales de torrentes para conservación de la red de drenaje.
- 4.º Evitar la concentración del uso de las áreas de descanso tipo cuenco, donde tiende a actuar la erosión.
- 5.º Realización de un inventario de uso de las áreas de descanso tipo cuenco, donde tiende a actuar la erosión.
- 6.º Uso restrictivo de hidromulches en áreas con pendientes severamente erosionadas.
- 7.º Crear condiciones de erosión estable en términos generales.

V. RESULTADO DE CAMPO DEL ESTUDIO DEL PROBLEMA EN CARRETERAS ESPAÑOLAS

Sobre un trabajo realizado en España (LÓPEZ y URIEL, 1981), en el que se inspeccionaron más de 40.000 kms. de taludes arcillosos de carreteras y autopistas, además de realizarse ensayos de identificación y especiales, en cerca de cien muestras, junto con otros ensayos "in situ", se llegaron a las siguientes conclusiones:

El porcentaje de arcillas en suelos con problemas de erosión siempre es menor al 50 por 100; los más propensos a esta situación son aquellos en los que el porcentaje oscila entre el 15 por 100 y el 40 por 100. En los suelos con problemas de expansividad de arcillas, la mejor medida a tomar no es proveerlos de cubierta vegetal, ya que esto detiene el agua y aumenta la tendencia al hinchamiento, llegando a producir resquebrajamientos indeseados, sino limpiar concienzudamente los terraplenes o taludes y construir buenos desagües para dar la salida a la fuerte escorrentía que admiten.

Se llegó a la conclusión de que el factor K (valor de erosionabilidad del suelo o valor de la erosión por unidad de índice de erosión pluvial, para un suelo determinado en barbecho continuo con una pendiente del 9 por 100 y una longitud de declive de 22,1 mts.) crece a medida que lo hace el porcentaje de limos, siguiendo una tendencia lineal.

Las constantes iniciales observables en los suelos españoles susceptibles de erosión son (figura 5):

- Límite líquido: 20-50
- Límite plástico: 14-33
- Índice de plasticidad: 3-32

En los casos de erosión en los que se obtuvieron muestras, los contenidos en materia orgánica resultaron menores al 2 por 100, siendo en la mayoría de los casos menor al 1 por 100.

La experiencia ha demostrado que si se toman medidas de pequeñas magnitudes, pero en gran número y en el momento indicado, se obtienen resultados más efectivos y económicos que si se toman medidas exageradas en momentos inoportunos. Ejemplos de las primeras son: las trampas para sedimentos, las represas, las barreras de maleza y las defensas contra los aterramientos, etc...

La vegetación que se debe implantar en taludes de carreteras y, en general, para restituir las consecuencias de las obras civiles deberá estar constituida por gramíneas y leguminosas, ya que son vegetales de establecimiento rápido, proporcionando así una cubierta vegetal que servirá de base para el desarrollo de otros vegetales.

Otro de los beneficios que se atribuyen a la siembra con gramíneas y leguminosas es la mejora de la estructura del suelo producida por el sistema radical de estas herbáceas y la cantidad de materia orgánica que pueden devolver al suelo.

VI. ALGUN CASO PRACTICO DE LUCHA CONTRA LA EROSION EN LAS OBRAS LINEALES

TABLA II

Mulches	Erosión relativa (referida a la medida en la malla de yute)
1. Malla de yute	1,0
2. Manta de lana de madera	1,1
3. Fibra de vidrio y emulsión asfáltica	1,4
4. Virutas de madera y emulsión asfáltica	2,3
5. Heno y emulsión asfáltica	2,5
6. Emulsión asfáltica	2,5
7. Restos de maíz y emulsión asfáltica	4,5
8. Celulosa y malla ancha de papel	7,9
9. Fibra de vidrio	7,9
10. Celulosa y emulsión asfáltica	8,5
11. Celulosa	12,9
12. Malla de pasta Kraft	20,7
13. Látex	25,4

Tabla II. Clasificación de los mulches según su eficacia frente a la erosión. Valores correspondientes a la media de tres aguaceros simulados repetidos dos veces en cada caso (SWANSON *et al.*, 1965-1967, en LÓPEZ y URIEL, 1981).

Table II. Classification of mulches by efficiency against erosion. Values following average of three simulated rainfalls, repeated twice for testing (SWANSON *et al.*, 1965-1967, in LÓPEZ and URIEL, 1981).

FIGURA 5

Figura 5. Gráfico de STEWARD, J.B. sobre la relación entre la plasticidad y erosionabilidad de suelos no dispersables (STEWARD, en López y Uriel, 1981).

Figure 5. Graphic of STEWARD, J.B. about the relationships of plasticity and erodibility of no scatterable soils (STEWARD, in López and Uriel, 1983).

Antes de describir algún ejemplo, citaremos los materiales utilizables en el establecimiento de una cubierta vegetal estable:

Mulches. Un mulch puede ser descrito como cualquier material orgánico o inorgánico aplicado a la superficie del suelo para proteger las semillas, mantener más uniformes las temperaturas del suelo, reducir la evaporación, enriquecer el suelo o reducir la erosión al absorber el impacto directo de las gotas de lluvia (ver tabla II) (PLASS, 1973, en RAMOS *et al.*, 1983).

Los tipos de mulches más utilizados son:

Malla de Yute

Manta de lana y madera

Fibra de vidrio y emulsión asfáltica, etc. (figura 6)

También se utilizan para la mejora de la estructura del suelo acondicionadores químicos (FAO, 1973), basándose en la floculación de las partículas de arcilla y en su función de enlace entre los agregados de arcilla y la fracción arenosa; estos enlaces son los necesarios para producir los agregados estables. Los dos tipos de acondicionadores más usados son las emulsiones bituminosas diluidas y las soluciones de un polímero, la poliacrilamida.

Entre las emulsiones, las hay hidrófobas, recomendadas para suelos húmedos y pesados, hidrófilas muy indicadas para suelos arenosos secos, e intermedias.

Para aplicar el tratamiento, en primer lugar es necesario determinar el grado de humedad óptimo necesario para obtener una buena formación de agregados (figura 7).

Los polímeros ensayados para su aplicación en la estructuración de los suelos pueden ser:

- Polímeros no iónicos (alcohol polivinílico).
- Polianiones (acetato de polivinilo), etc.

La interacción entre el polímero y los granos del suelo es debida (figura 8):

- A la formación de uniones de hidrógeno entre los grupos hidróxilos de las partículas del suelo y los grupos amidas del polímero.
- A las fuerzas de atracción de Van der Waals entre las partículas y las moléculas del polímero.
- A las fuerzas electrostáticas entre cargas negativas presentes sobre las partículas de arcilla y el grupo amida.

En la aplicación de este producto, la humedad del suelo juega un papel menos crítico que el de las emulsiones bituminosas.

Un ejemplo de la utilización de tratamientos contra la erosión es buena parte del tramo de carretera correspondiente a la variante de Alcalá de Henares, conocido como corredor del Henares y que forma parte de la autovía centro. En ella se proyectaron los siguientes trabajos: repoblación de taludes, sujeción de tierras, establecimiento de vegetación

continua, etc., tendentes a paliar los problemas originados por el tamaño de la obra en sí. Se consideraron los tipos de siembra más adecuados en este caso:

- Siembra bajo mulches de fibras cortas.
- Siembras con espuma de urea-formaldehído.
- Siembra y plantaciones sobre aportes de tierra vegetal (figuras 9 y 10).

Deben asimismo analizarse las modificaciones causadas, tanto en la topografía como en el entorno, debido a que nos encontramos frente a los problemas originados por la creación de una traza hasta ahora inexistente.

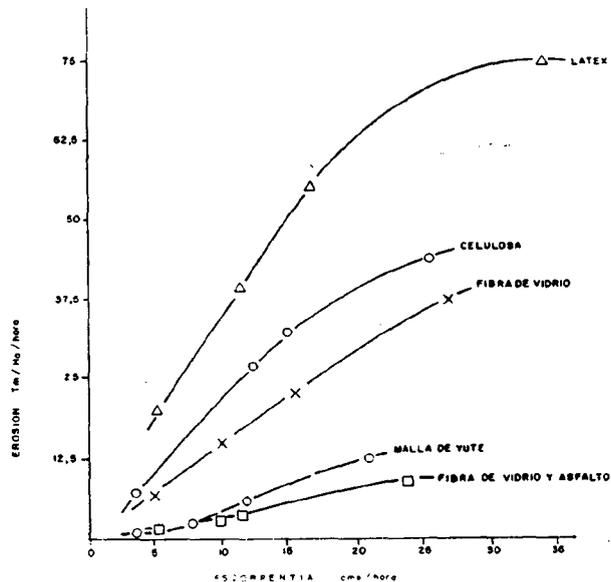


Figura 6. Relación entre erosión y escorrentía para varios mulches (RAMOS, DOMÍNGUEZ, JIMÉNEZ Y SORIANO, 1983)

Figure 6. Relationships between erosion and runoff for various mulches (Ramos, Domínguez, Jiménez and Soriano, 1983)

Otro ejemplo de lucha contra la erosión en taludes, ahora en el caso de una vía férrea, será revegetando las inmediaciones de las mismas como puede verse en la figura 11.

CONCLUSIONES

Cualquier tipo de construcción de carácter lineal (carreteras, vías férreas, canales, gasoductos, etc.) produce un impacto ambiental de carácter erosivo en función de la removilización de tierras que conlleve; también será determinante en su influencia negativa el grado de inclinación de sus taludes, terraplenes, etc., teniéndose como válidos la de aquellos que tengan una relación 3:1, admitiéndose como máximo un 2:1, siempre considerando las variaciones litológicas por las que atraviese.

Importante será también el tipo de vegetación que se piense implantar, debiendo adecuarse al terreno y a las características propias de cada zona.

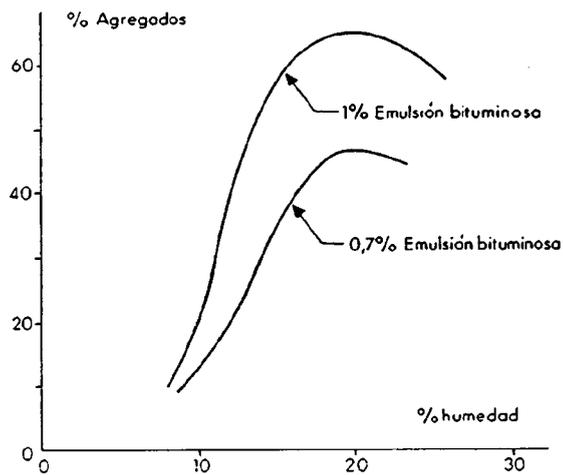


Figura 7. Relación entre el grado de humedad del suelo (arena pleistocena) y la formación de agregados estables, tratados con emulsiones (petrofina) (FORT, 1980).

Figure 7. Relationship between the soil humidity degree (pleistocene sand) and the formation of stable aggregates in soils treated with emulsions (petrofina) (FORT, 1980).

Se presentará, junto con el proyecto de la obra, el plan de restitución paisajístico que se acometerá paralelamente a la obra, evitándose así el desarrollo de, surcos, etc.) que condu-

cen a elevar los costos de mantenimiento, cuando no a situaciones irreparables de pérdidas de suelo. Igualmente uno de los efectos principales es el de la modificación de la red de drenaje natural, así como el aumento de la escorrentía superficial con lo que supone de arrastre de suelos fértiles y

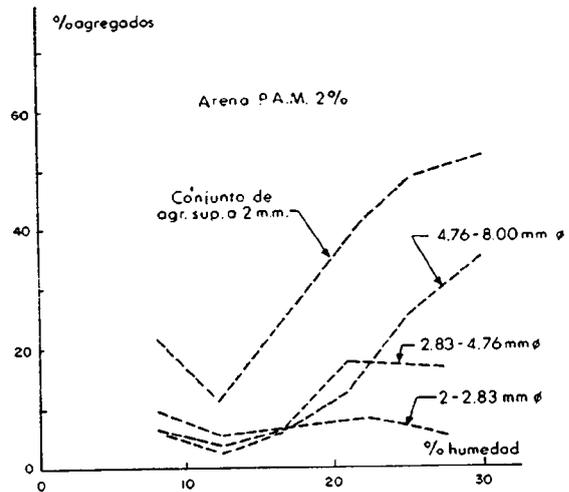


Figura 8. Relación entre el grado de humedad del suelo (arena pleistocena) y la formación de agregados estables en suelos tratados con polímeros (petrofina) (FORT, 1980).

Figure 8. Relationship between the soils humidity degree (pleistocene sand) and formation of stable aggregates in soils treated with polymers (petrofina) (FORT, 1980).

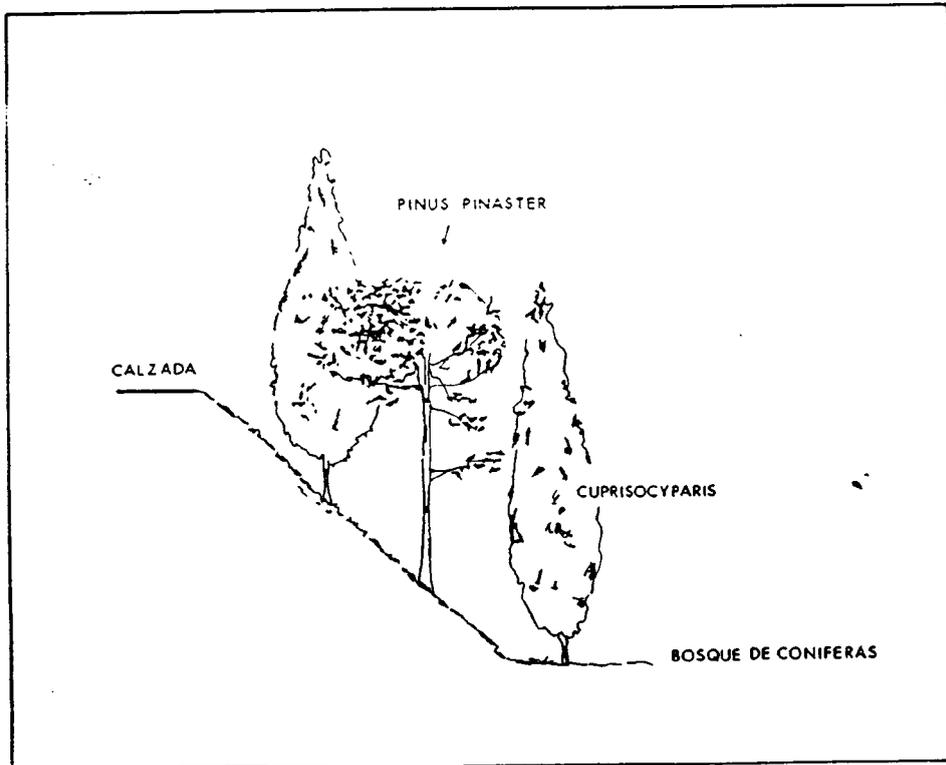


Figura 9. Disposición tupida de cipreses y pinos para evitar los fenómenos de escorrentía y lavado de finos en los taludes (EPTISA, 1986).

Figure 9. Thide cover of cypresses and pines in over to avoid runoff and washing of the fine material in slopes. (EPTISA, 1986).

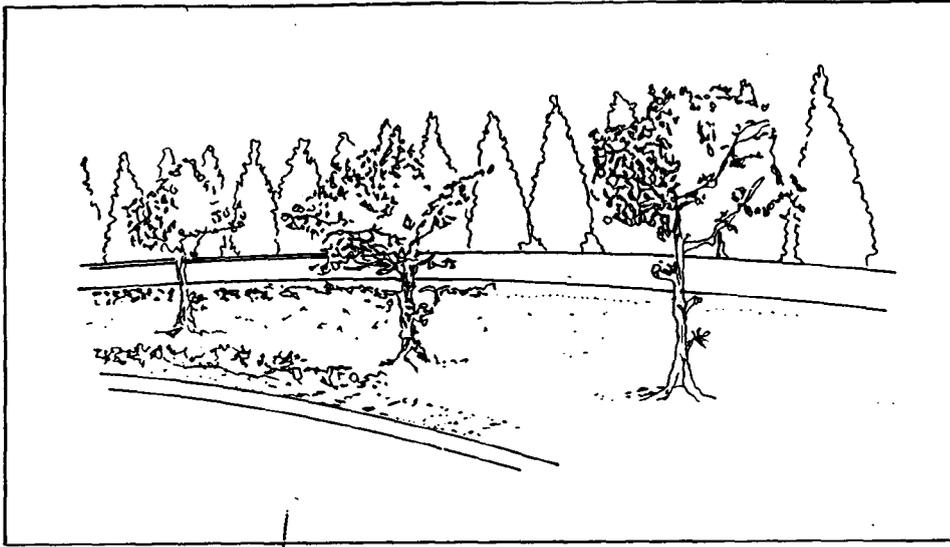


Figura 10. Impacto visual de una carretera atenuado por siembras en los taludes de cipreses y encinas (EPTISA, 1986).

Figure 10. Visual impact of a road alleviated by seeding of cypresses and evergreenoaks in slopes (EPTISA, 1986).

de pérdida de superficie útil, dando lugar a suelos con acanaladuras, formación de regueros y lavado de materiales finos (limos), impidiendo el desarrollo del sistema vegetal.

Así pues, tendremos en cuenta al plantear la construcción de una obra lineal los siguientes problemas de impacto ambiental (PARDO, 1988):

- Erosión inducida. Inestabilidad de desmontes y terraplenes.
- Modificación del drenaje superficial.
- Afección de las áreas de recarga y flujo de acuíferos subterráneos.

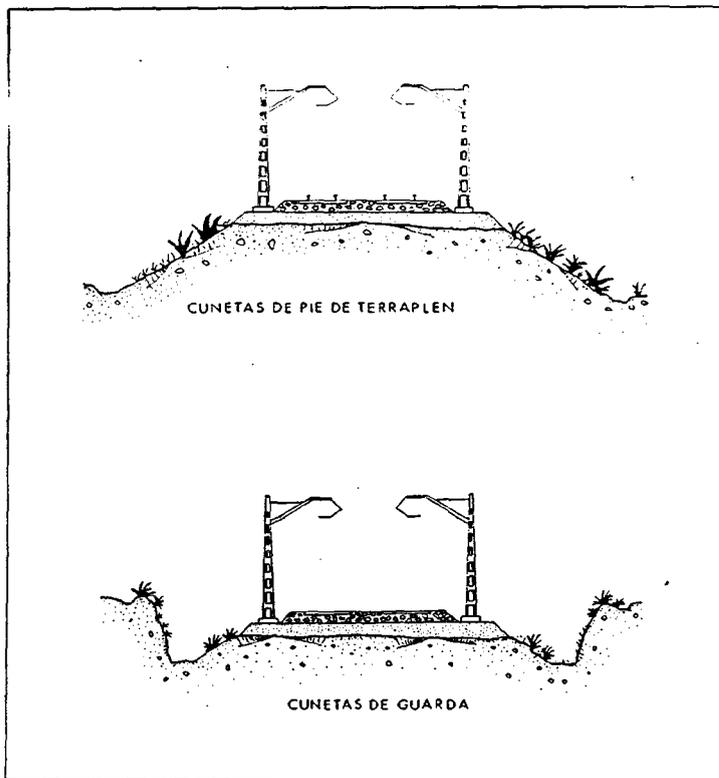


Figura 11. Ejemplos de lucha contra la erosión en los taludes de la vía férrea (cedida por INECO).

Figure 11. Cases protection against erosion in the rialway slopes (provided by INECO).

BIBLIOGRAFIA

- EPTISA (1986): *Proyecto de restauración del medio natural en la nueva carretera variante de Alcalá de Henares, corredor del Henares, Autovía centro, tramos 1 y 2*. Informe no publicado.
- FAO (1973): *Manuel sur le protection des sols contre l'érosion*.
- FORT LÓPEZ-TELLO, L. (1980) "Tratamiento de taludes". En *Geotecnia y Cimientos, III, segunda parte*; coordinador-editor, JIMÉNEZ SALAS, J. A. Ed. Rueda. Madrid.
- LÓPEZ, A., y URIEL, A. (1981): *Erosión de taludes en suelos y rocas arcillosas, sus causas y protección*. CEDEX, 1981, 152 págs.
- PARDO, M. (1988): *Los estudios de impacto ambiental y la ordenación del territorio*. Congreso Europeo de Ordenación del Territorio. Valencia, 28, 29 y 30 de junio de 1988.
- RAMOS, F.; DOMÍNGUEZ, M. L.; JIMÉNEZ, F., y SORIANO, C. (1983): *Tratamiento funcional y paisajístico de taludes artificiales*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes, Universidad Politécnica de Madrid, 237 págs. Madrid.
- TUTTLE, M., y GRIGGS, G. (1987): "Soil erosion and management recommendations at tree state vehicular recreation area, California". *Environmental Geology and Water Sciences*, vol. 10, n.º 2, págs. 114-125.



Foto 1. Nacional I Madrid-Burgos Km. 39, construida hace veintinco años. Taludes suavemente ~~re~~ revegetados. Arenas medias poco arcillosas con cantos de cinco cms. de diámetro, Cuaternario Aluvial (L.F. CARBALLAL).

Plate 1. Main road Madrid-Burgos, Km. 39, built twenty-five years ago, gentle revegetated slopes. Middle size sand with clys, pebbles five cms. diameter (L.F. CARBALLAL).



Foto 2. Nacional I Madrid-Burgos, Km. 39, tramo con cinco años de antigüedad aproximadamente. Talud subvertical con marcas de erosión. Arenas medias arcillosas con cantos de cinco cms. de diámetro. Cuaternario Aluvial (L.F. CARBALLAL).

Plate 2. Main Road Madrid-Burgos, Km 39, five years old vertical slope with erosion traces. Middle size sand, pebbles five cms diameter (L.F. CARBALLAL).

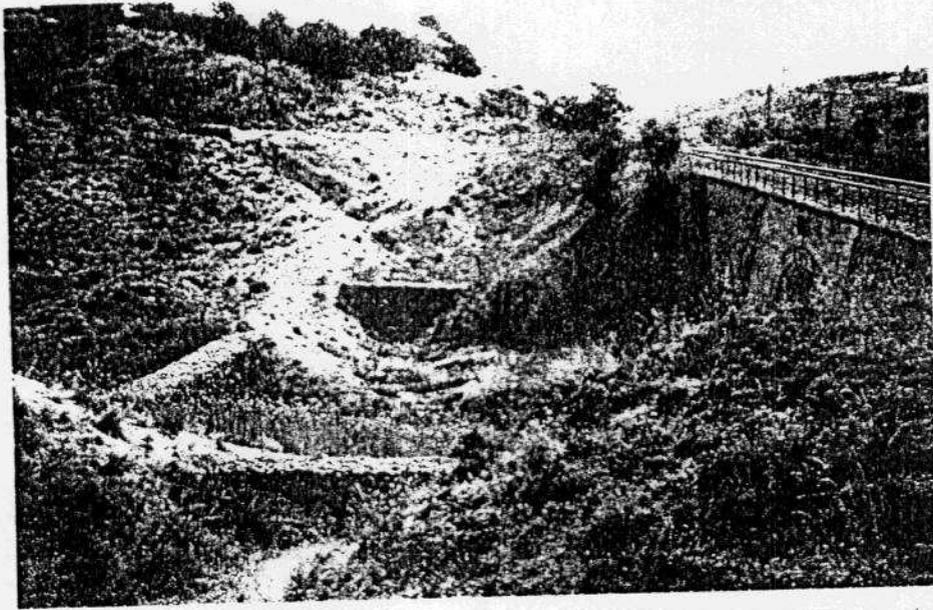


Foto 3. Ferrocarril Madrid-Cuenca-Valencia a su paso por Ocaña, detrás del hostal Las Cuevecitas. Muros de contención de sedimentos en las proximidades de la vía férrea en prevención de que éste pueda verse afectado por fenómenos erosivos (L.F. Casav. s.v.).

Plate 3. Madrid-Cuenca-Valencia railway passing through Ocaña, behind the hostel Las Cuevecitas. Sediment contention walls, in the nearby of the bridge over the railroad, protecting it against erosion (L.F. & Casav. s.v.).

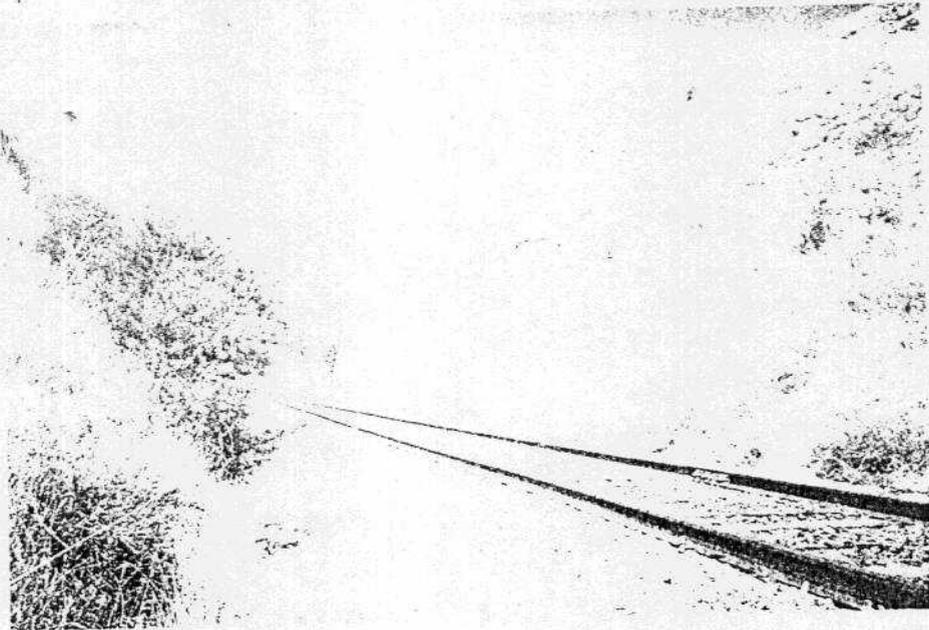


Foto 4. Mismo punto. Vegetación en los taludes de la vía férrea en las cercanías de la casa de las Cuevecitas. (L.F. & Casav. s.v.).

Plate 4. Same point. Vegetation on the slopes of the railway track in the vicinity of the house of Las Cuevecitas.