UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

DEPARTAMENTO DE ANÁLISIS GEOGRÁFICO REGIONAL Y GEOGRAFÍA FÍSICA



TESIS DOCTORAL

La Paramera de Sigüenza: Estudio geomorfológico

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Antonio Vázquez Hoehne

DIRIGIDA POR

Julio Muñoz Jiménez

Madrid, 2002

ISBN: 978-84-8466-147-4

©Antonio Vázquez Hoehne, 1994

ANTONIO VÁZQUEZ HOEHNE

LA PARAMERA DE SIGÜENZA: ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO



Tesis Doctoral
Facultad de Geografía e Historia
Universidad Complutense de Madrid
Madrid 1994

AGRADECIMIENTOS ESPECIALES: a Ana, mi mujer, por la ayuda y compañía en las excursiones organizadas a la Paramera de Sigüenza y también a sus padres, con los que realicé tantos recorridos; a mi director de tesis, Julio Muñoz Jiménez por la profunda y esmerada revisión de los trabajos y por haber condescendido con un ritmo desigual y un estilo peculiar de realización; a Antonio Guerra Zaballos de la Universidad Complutense de Madrid, por las visitas conjuntas y las discusiones abiertas y fecundas; a los profesores de la E.U.I.T de Topografía, José Martín López por el suministro de cartografía y a M. Ángeles Conde Mangana por haberme sustituido en la docencia cuando parecía que la tesis iba a finalizarse; a Álvaro Miranda por sus consejos tipográficos. Finalmente el agradecimiento a mis padres, a Francisco Vázquez Maure, que me legó el gusto por lo geomorfológico, lo geográfico y lo cartográfico.

GEOMORFOLOGÍA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

ÍNDICE RESUMIDO

0. Introducción.

1. Morfografía.

1.1. Planteamientos previos.

1.2. Definición morfográfica del área de estudio.

1.3. Estructuración morfográfica de la Paramera de Sigüenza.

2. Morfotectónica.

2.1. Planteamientos previos.

2.2. Fundamentos tectónicos del Sistema Central.

2.3. Fundamentos tectónicos del Sistema Ibérico.

2.4. Fundamentos tectónicos de la Paramera de Sigüenza.

2.5. Unidades morfotectónicas de la Paramera de Sigüenza.

3. Morfolitología.

3.1. Concepto de ámbito morfolitológico.

3.2. Ámbitos morfolitológicos de la Paramera de Sigüenza.

4. Morfodinámica.

4.0. Introducción.

4.1. La impronta de la morfodinámica finimiocena.

4.2. La impronta de la dinámica premiocena.

4.3. La impronta de la dinámica pliocena.

4.4. La impronta de la morfodinámica cuaternaria.

4.5. La impronta de los procesos actuales.

5. Unidades geomorfológicas.

5.1. Planteamientos previos.

5.2. Unidades geomorfológicas de la Paramera de Sigüenza.

6. Bibliografía.

Índice completo.

0.INTRODUCCIÓN

0.1. LOCALIZACIÓN Y PRESENTACIÓN DEL TERRITORIO

La Paramera de Sigüenza es un territorio relativamente fácil de localizar al constituir el área de enlace de dos importantes sistemas montañosos. Constituye a la vez el extremo NE del Sistema Central y la terminación NW de la rama occidental de la Cordillera Ibérica. Esta posición sobre dos franjas orogénicas que interfieren oblicuamente le confiere a la Paramera de Sigüenza un contorno general de romboide, casi rectangular. El espacio así definido presenta unas dimensiones máximas de unos 80 Km. en dirección W-E y de unos 50 Km. en dirección N-S. (Fig.1 y 2).

Tanto el Sistema Central como el Ibérico-occidental terminan en el área de unión sin sobrepasarla sustancialmente, pues sólo en detalle se aprecia cómo el Sistema Ibérico supera algo los confines del Sistema Central hacia el NW. Esto dota a la Paramera de Sigüenza de un carácter poco definido y ambivalente en cuanto al sistema montañoso en el que cabría encuadrarla.

Este ámbito romboidal de unión aparece limitado en sus bordes no serranos por las depresiones del Tajo y del Duero, está última en su sector oriental, diferenciado habitualmente como Cuenca de Almazán. La Depresión del Tajo ocupa el ángulo menor, interior, mientras que la Depresión del Duero bordea el ángulo exterior, de mayor recorrido, inflexionándose desde la dirección NE a la W-E y finalmente a la dirección NW, plenamente ibérica.

A diferencia de otras áreas serranas, la Paramera de Sigüenza no se levanta bruscamente sobre estas depresiones marginales; todo lo contario, el tránsito es normalmente suave y a veces orográficamente imperceptible. En esta situación el desnivel mayor se traslada al interior de las cuencas del Tajo y de Almazán y se resuelve en la diferenciación interna tan característica entre campiñas y altiplanos.

Pero el que la diferenciación respecto a los altiplanos de las cuencas no sea nítida, no permite en absoluto considerar a la Paramera de Sigüenza como una prolongación sin más de las cuencas terciarias interpuesta entre el Sistema Ibérico y Central. La Paramera de Sigüenza presenta un carácter serrano, aunque atenuado, con altitudes de más de 1500 m. en la Sierra de Pela y más de 1300 m. en Sierra Ministra. Son, por lo tanto, también las propias variaciones internas del relieve las que explican la compatibilidad de la condición serrana con el hecho señalado de la transición suave hacia las cuencas.

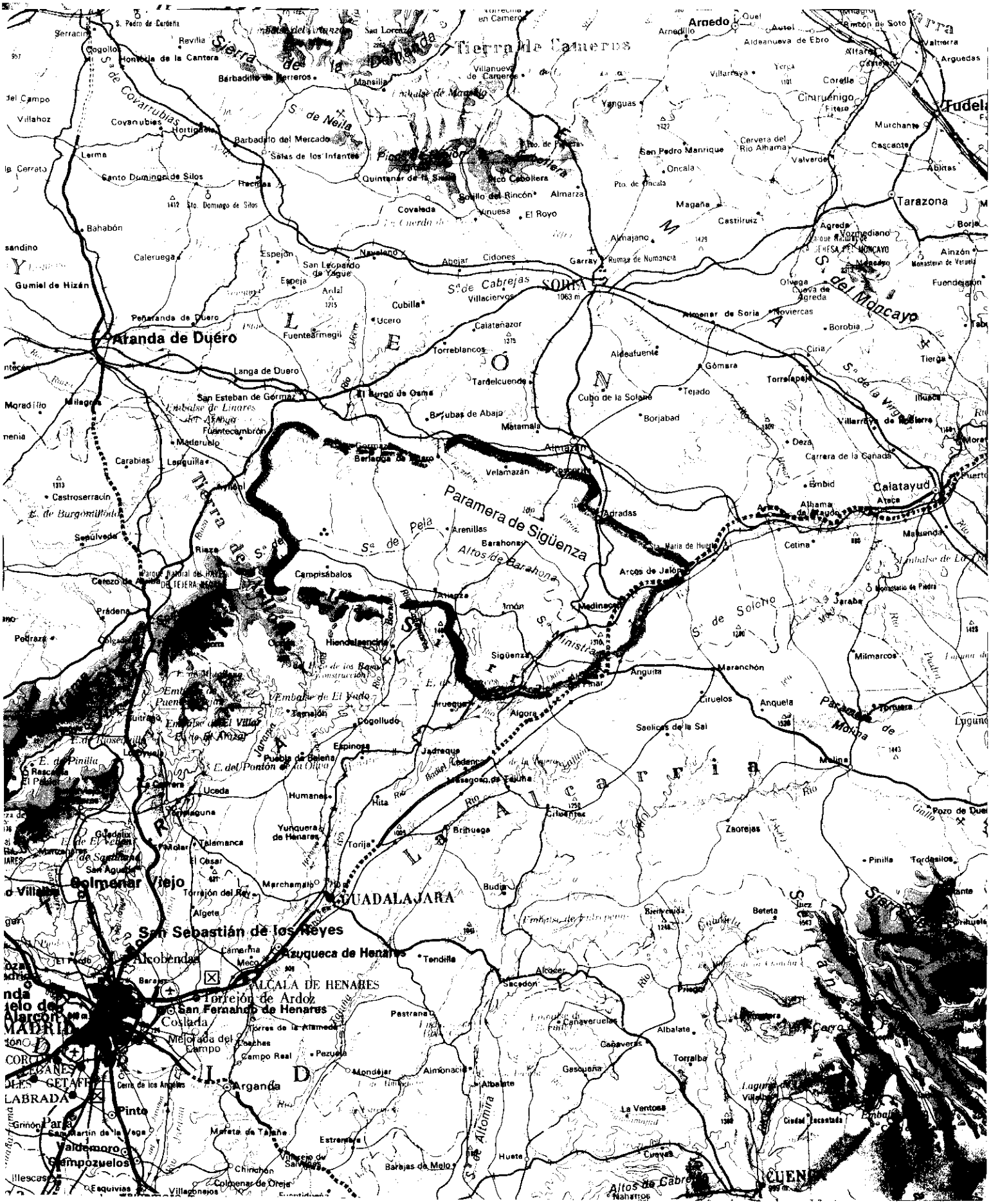
Asimismo esta continuidad morfográfica justifica el que los sectores de los altiplanos contiguos de las cuencas neógenas de Almazán y del Tajo se hayan incluido en la Paramera de Sigüenza, formada esencialmente por elementos mesozoicos.

Esto supone en definitiva que la unidad geomorfológica de la Paramera de Sigüenza no coincide con una unidad estructural, ni morfoestructural. Para la definición de esta unidad geomorfológica ha primado la consideración morfográfica, en la medida en que se considera que el relieve es el resultado de la totalidad de sus factores morfogenéticos, calibrados justo en la medida en la que cada uno influye. Cuestión sobre la que se insistirá más adelante.

Una importante consideración adicional en la Paramera es su carácter relativamente recortado y movido, lo cual nos aleja del modelo de un "páramo" uniforme, amplio y continuo, para sustituirlo por un término con connotaciones análogas, pero menos precisas, como es el de "paramera".

Otros marcos de referencia espacial, como las cuencas hidrográficas, resultan en definitiva menos significativos a pesar de que al respecto la Paramera de Sigüenza ocupe una posición especial en la divisoria de las tres grandes cuencas

Fig. 1 Marco geográfico de la Paramera de Sigüenza.


Paramera de Sigüenza
Tierra de Sigüenza
Tierra de Pinares
Tierra de Campiña
Tierra de Almazán
Tierra de Medinaceli
Tierra de Atienza
Tierra de Pela
Tierra de Ayllón
Tierra de Riaza
Tierra de Sepúlveda
Tierra de Roa
Tierra de Aranda
Tierra de Lerma
Tierra de Lara
Tierra de Campos
Tierra de Pinares
Sierra de la Demanda
Sierra de Neila
Sierra de Cabrejas
Sierra de Solorio
Sierra del Moncayo
Sierra de Altomira
Altos de Barahona
Altos de Cabrejas
Altos de Nahartos
Meseta de Talave
Meseta de Alcalá
Meseta de Ocaña
Meseta de Toledo
Meseta de Tarancón
Meseta de Alcalá
Meseta de Ocaña
Meseta de Toledo
Meseta de Tarancón
Embalse de Linares
Embalse de El Vado
Embalse de El Villar
Embalse de Beleña
Embalse de Buendía
Embalse de Entrepeñas
Embalse de Alcorlo
Embalse de Molino
Embalse de Pozo de Guadalajara
Embalse de Zorita
Embalse de Almoguera
Embalse de Valdecañas
Embalse de Castrejón
Embalse de Torrejón
Embalse de Azután
Embalse de Cazalegas
Embalse de Picadas
Embalse de Arrocampo
Embalse de Navalcán
Embalse de Rosarito
Embalse de Navalmoral

del Duero, Tajo y Ebro. Menos relevante aún es la referencia locacional administrativa entre las provincias de Guadalajara, Soria y Segovia.

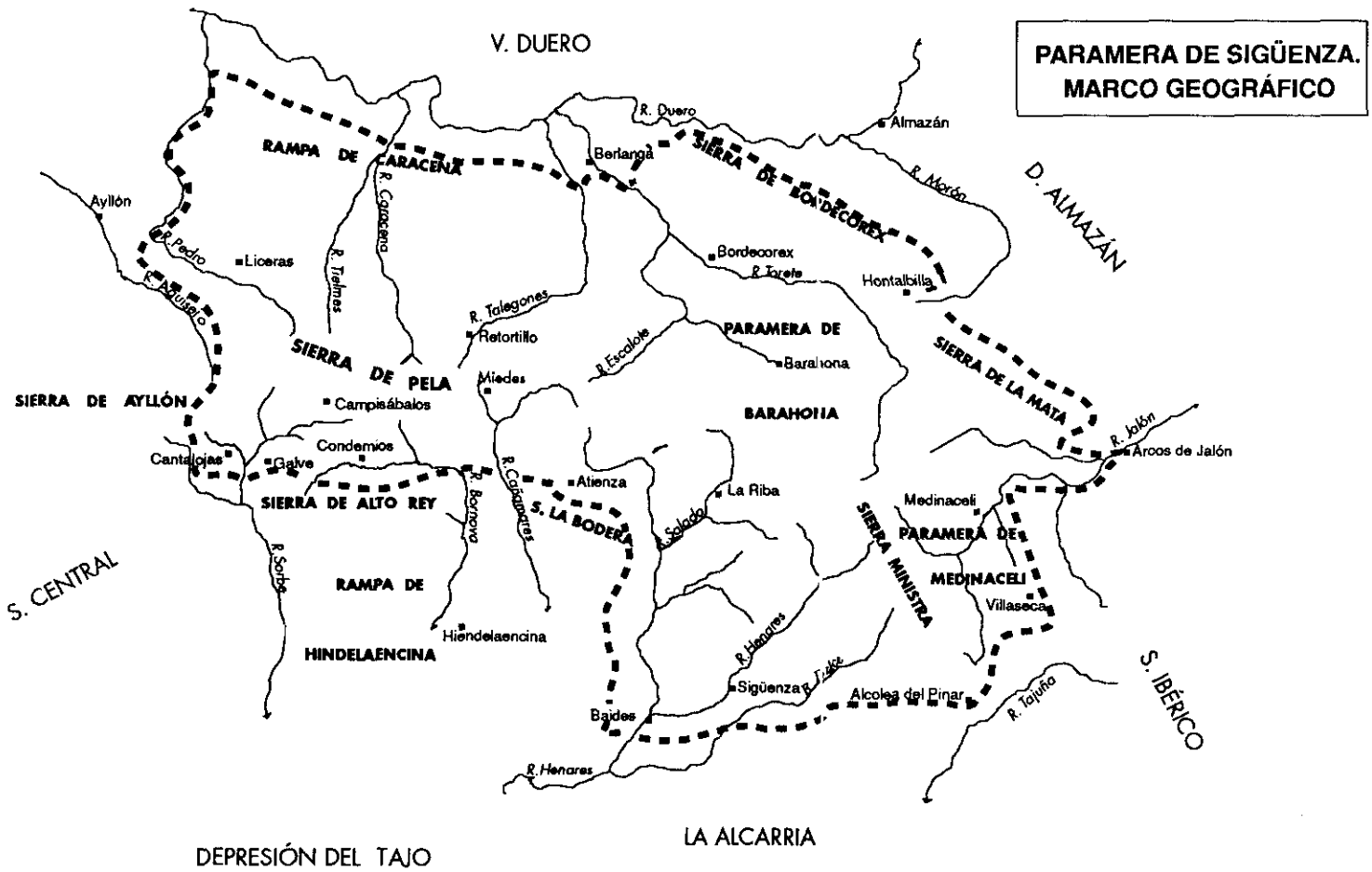


Fig 2. Marco geográfico de la Paramera de Sigüenza: límites y regiones circundantes, relieve, hidrografía y principales núcleos de población.

0.2. OBJETIVOS

La zona estudiada presenta importantes **problemas geomorfológicos**, que han orientado los objetivos del estudio:

- En primer lugar destaca **la consideración morfográfica del terreno,** que se encuentra **muy atrasada**, estancada en obras del siglo pasado. Esto se une a un descuido en el tratamiento de la toponimia del relieve: existe grave peligro de pérdida de nombres y aún peor, de afianzamiento de errores.

- Un segundo gran problema deriva de la localización del territorio en **el entronque de dos conjuntos morfotectónicos**, el Sistema Ibérico y el Central, situados a su vez entre la Cuenca del Tajo y la del Duero-Almazán. La forma cómo se produce esta conexión, en cuanto a direcciones, estilos estructurales y la repercusión que tiene sobre la morfología resulta compleja. Es preciso **buscar las claves de la articulación** y, en este sentido, parece fundamental la estructuración del territorio en bloques tectónicos.

- Por otra parte, resulta problemático el tratamiento y enfoque que se da en muchas obras geomorfológicas al **análisis de la litología**, que consiste en recopilar información estratigráfica, sin que se vislumbre su trascendencia geomorfológica. Parece corresponder más a una necesidad previa de información del autor que a algo que requiera el tema o el lector. De esta insatisfacción nace la idea de los **ámbitos morfolitológicos**, que pretenden expresar la caracterización del relieve en relación con el factor litológico.

- Otro gran problema de ésta zona, común a otras muchas regiones del interior peninsular, es **el tema de las superficies de erosión.** El planteamiento de los escalones cíclicos formulado por Schwenzner en 1937, no parece convincente y sin embargo fue repuesto por Gladfelter en 1971. Pero la interpretación alternativa de Birot y Solé tampoco parece satisfactoria, con lo que se crea en definitiva un vacío explicativo. La solución parece ser más compleja, más diferenciada espacialmente y se sitúa en la línea interpretativa de la obra de Asensio Amor y Lázaro Ochaíta referida al borde Sur de la Sierra de Guadarrama.

- La impronta de los procesos pliocenos que siguieron a la situación de aplanamiento finimioceno **se encuentra poco definida** en la Paramera. Existen referencias de una red fluvial pliocena que no encajan en un esquema lógico de evolución. Hace falta concretar el esquema morfodinámico previo a la incisión cuaternaria, sobre todo teniendo en cuenta la especial situación da la Paramera en la divisoria de aguas del Tajo, el Duero y el Ebro.

- En cuanto a la eficacia de los procesos actuales, resulta preciso integrar la información para definir un sistema, salpicado de problemas, como el de la **eficacia actual de la gelifracción**.

De todas formas, el análisis del relieve resultaría incompleto si se enfocase sólo como la resolución de una serie de problemas generales. El relieve no se puede reducir únicamente, como se ha afirmado en alguna ocasión, a un laboratorio natural de análisis para poder concluir leyes generales. Existe el peligro de que esta línea de investigación ahogue un valor muy importante, el **estudio de la personalidad geomorfológica** (y geográfica en el fondo) **de los distintos territo-**

rios, de la razón de ser, de las características esenciales y diferenciales respecto a los circundantes, de cómo se encadenan los factores en una jerarquía compleja y precisa para dar como resultado los relieves concretos.

Centrándose en el **aspecto formal**, las publicaciones de Geomorfología parecen enfrentarse con un gran **problema de referencias espaciales**, donde resulta urgente encontrar un medio de expresión adecuado, fácil, que no trabe ni frustre las ilusiones de entendimiento de las personas que las manejan. Hace falta **crear un campo espacial claro**, un soporte espacial- mental, donde cada persona pueda ir situando la información que va asimilando, de tal manera que se vaya creando un cuadro cada vez más coloreado y más intenso de la realidad que está considerando. Así es necesario presentar de una manera muy clara las relaciones entre el texto, los gráficos y la cartografía.

En cuanto al **texto**, para conseguir eficacia se ha procurado un estilo **conciso**; para permitir un acceso rápido a las partes que puedan interesar y dejar constancia de referencias que puedan ser retenidas con más facilidad, los conceptos fundamentales se han escrito en **negritas** y para diferenciar los textos que consideran sólo aspectos de estructuración de los contenidos, se han empleado las **cursivas**, a modo de guía del lector.

Con todo ello no se ha pretendido en absoluto abordar de forma exhaustiva los temas geomorfológicos referidos a la Paramera de Sigüenza. La producción bibliográfica crece de forma extraordinaria y no hay más que contemplar los listados bibliográficos cada vez mayores. En las obras de investigación, entre las que se incluyen las tesis doctorales, es aconsejable **potenciar los aspectos de aporta-**

ción y por el contario **evitar las reiteraciones** y aún más los extractos, cuando se puede remitir con más provecho a los textos originales.

En esta línea no se encuentran desarrollados en esta obra aspectos referidos, por ejemplo, al marco climatológico o biogeográfico, muy bien sintetizado en la obra de Gladfelter, 1971, sobre el Alto Henares; la estratigrafía detallada de los diversos materiales mesozoicos, que es analizada pormenorizadamente en diferentes obras de Sopeña,1979, Ramos,1979, Hernando, Adell Argiles,F., et al, Gabaldón,V., et al. etc.. ; el problema de los ciclos de erosión en el Sistema Central, que es considerado profundamente por Sanz,C.,1988, o el estudio concreto de terrazas y coluviones de la Paramera de Sigüenza, que es el objetivo central de la mencionada obra de Gladfelter, 1971, etc...

Por otra parte, la visión geomorfológica general de la Paramera de Sigüenza, que se pretende realizar, deja la puerta abierta a otros estudios de detalle, que profundicen en el conocimiento de este interesante unidad de relieve del centro de la Península.

0.3. ESTRUCTURACIÓN DE LA OBRA.

Todas estas cuestiones y problemas se han articulado en un esquema en el cual se ha considerado como **base estructuradora** la propia configuración del relieve, **la morfografía**, fisiografía o "topografía", realizada por ello con mucho cuidado y detenimiento. Se atiende también especialmente a la toponimia del relieve.

Una vez establecidas de esta forma las unidades de relieve se ha pasado a analizar la **impronta de los diferentes factores morfogenéticos**: la impronta de los esquemas tectónicos, la impronta de las diferentes litologías y la impronta de los sucesivos sistemas morfodinámicos que han sucedido en el tiempo.

- en primer lugar se analiza el **factor tectónico**. La base de análisis está en el relieve y la perspectiva es la tectónica: el resultado son unidades morfotectónicas. Consideramos así sucesivamente el Sistema Central y el Ibérico, la Depresión del Tajo y del Duero-Almazán, la Paramera de Sigüenza en su conjunto y en sus diversas unidades.

- el segundo factor de relieve analizado es la **expresión morfológica de la litología**. Para ello resulta interesante apoyarse en el concepto de ámbito morfolitológico, que expresa un conjunto de morfologías cuyo fundamento son características litológicas.

- el tercer factor de relieve es el **modelado de los diversos sistemas morfodinámicos** que han ido sucediéndose en el tiempo. Lo analizamos a partir de la impronta sobre el relieve, esto es, a partir de las herencias morfodinámicas. Para una mejor comprensión parece conveniente partir de la situación finimiocena, para luego retroceder hacia el pasado y avanzar hacia el presente.

El análisis de los factores del relieve nos proporciona la información suficiente para abordar **la síntesis de relieve**. Consideramos de forma justificada que la morfografía constituye la expresión más pura de la síntesis del relieve. Eso lleva a diferenciar una serie de unidades geomorfológicas, que coincidirán con las definidas en el apartado de morfografía, aunque ahora estarán cargadas de contenido y explicaciones morfogenéticas.

La comparación de los diferentes relieves se expresará utilizando modelos sintéticos que integren la incidencia de los diferentes factores analizados.

En orden práctico, para no alargar excesivamente el texto, se ha seleccionado sólo el armazón sintético, remitiendo con frecuencia a los análisis específicos de los capítulos correspondientes.

0.4. METODOLOGÍA.

Los métodos empleados han variado según el apartado considerado: morfografía, morfotectónica, morfolitología, morfodinámica o unidades geomorfológicas.

En el apartado de **morfografía** se ha realizado inicialmente un análisis del relieve sobre la minuta del siena del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000. Esto proporciona una información pura y precisa de la conformación del relieve. Sobre estos curvados se han identificado unidades morfográficas con un determinado grado de definición y caracterización, que se han ensamblado en un esquema conjunto organizado. El método presenta un proceder subjetivo, pero los resultados parecen responder mejor a la realidad, y parecen acercarse de una manera más satisfactoria al relieve que los que se obtienen en base a ecuaciones y definiciones numéricas, en las que la objetividad del método se apoya en definitiva en una selección subjetiva del procedimiento y de los parámetros a utilizar.

El grado de "objetividad" conseguido en esta definición de unidades morfográficas está avalado en primer lugar por un sistema crítico y reiterativo de análisis de las curvas de nivel, acompañado de una larga experiencia en la interpretación de curvados.

Además las unidades morfográficas así obtenidas se han confrontado en el terreno, sobre todo con recorridos a pie, que permiten contrastar las deducciones anteriores con la realidad percibida y plantean y exigen una justificación morfográfica de las sensaciones visuales. De extraordinaria ayuda ha sido el empleo del sencillo clinómetro, que ha permitido concretar las pendientes del terreno.

En el apartado **morfotectónico** se ha partido de la cartografía geológica 1/50.000 del IGME, sobre la que se han vertido diferentes informaciones bibliográfi-

cas, con lo que el análisis pormenorizado se ha limitado a sectores escogidos. Se ha obtenido mucho provecho del análisis de las cotas de afloramiento de las superficies de contacto entre estratos concordantes, que han permitido deducir macroformas tectónicas, que no aparecen demasiado claras, ni sobre el relieve ni sobre la fotografía aérea. Parece un método sencillo y muy elocuente, que sin embargo no suele emplearse.

El peso fundamental del análisis ha sido la relación entre los accidentes tectónicos y los morfoestructurales.

En algunos casos especialmente delicados, como el de Sierra Ministra o el de Villanueva, se ha optado por realizar un levantamiento con teodolito proporcionado por la Escuela de Ingeniería Técnica de Topografía de Madrid.

En el apartado de **morfolitología** se han empleado métodos tradicionales muy eficaces, como el análisis de fotografía aérea, de cartografía, de fotografía horizontal convencional y el recorrido sobre el terreno.

En el apartado de **morfodinámica** se plantea en definitiva una interpretación alternativa de la realidad como herencia de modelados morfogenéticos pretéritos. Esto implica en primer lugar un estudio profundo de las explicaciones ya efectuadas y la comprobación sobre el terreno de los casos considerados. Simultáneamente se va perfilando la explicación alternativa, que se revisa reiteradamente en cuanto a su coherencia interna y su ajuste a la realidad expresada en la cartografía y sobre el terreno.

La concurrencia de estudios sedimentológicos sobre materiales cuaternarios, realizados por Gladfelter en la cuenca del Alto Henares, y los que están en curso por A. Guerra para el sector de la cuenca del Duero y por C. Agudo para la del Jalón, han propiciado el que no se realice un análisis morfométrico sistemático, aunque sí

se han recogido observaciones puntuales cuando han sido precisas para apoyar enunciados generales.

Finalmente la consideración de las unidades geomorfológicas es una reelaboración sintética de las consideraciones anteriormente efectuadas, que tiene en la morfografía la base de su definición.

1.MORFOGRAFÍA

1.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS. Resumimos rápidamente los postulados básicos del análisis morfográfico, sólo formal, del relieve.

El análisis morfográfico es clave en la interpretación geomorfológica. Las formas de relieve constituyen el resultado último y actual de la influencia de los diversos factores morfogenéticos. Sin embargo el tratamiento morfográfico ha tenido en ocasiones una **consideración peyorativa y arcaizante**, o en cualquier caso meramente introductoria. Esto puede deberse a que frecuentemente es superficial y poco crítica. Sin embargo, en la perspectiva geomorfológica rigurosa, la panorámica cambia radicalmente, porque la morfografía se convierte en plataforma básica de articulación del relieve y ello supone una considerable labor crítica, selectiva e investigadora.

El tratamiento morfográfico en la Paramera de Sigüenza es una **tarea** necesaria y urgente: **necesaria**, porque está muy atrasada, de forma que las referencias de morfografía en obras geológicas o arqueológicas se tienen que remontar a Palacios, 1879, lo cual resulta casi vergonzoso y además carecen de una base de definición precisa. Así es posible encontrar artículos con el título: "...en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza" [1] referencia que podría haber sido sustituida por la de "Depresión de Miedes", si se hubiese contado con una estudio morfográfico de la región. Indudablemente los mapas, y ante todo el M.T.N., constituyen un documento fundamental para el conocimiento del relieve, pero su articulación en un esquema comprensible, jerarquizado y justificado, depende del tiempo y de la capaci-

[1] 1974 VIRGILI,C.; HERNANDO,S. Datación del Trías medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza. Seminarios de Estratigrafía. Univ. Madrid, 9: 1-9.

dad de dedicación individual de cada usuario.

Y es **tarea urgente**, ante todo desde el punto de vista toponímico. La despoblación y el desenraizamiento en el medio rural de la Paramera nos indican que, incluso, hemos llegado tarde. Son varias las localidades que han perdido recientemente la población (Corvesín, Yuba, Villaseca) y bastante, las que cuentan con sólo un par de familias y se encuentran en trance de desaparición. El que la población local, al ser preguntada, remita al mapa como autoridad toponímica es un grave indicativo de agotamiento de las fuentes frescas de información.

Siendo el análisis morfográfico una tarea, a la vez básica, necesaria y urgente, se plantean dos objetivos fundamentales: el reconocimiento de las unidades de relieve y su adecuada consideración toponímica.

Para definir las unidades de relieve lo ideal sería un **sistema objetivo**, que a partir de un buen curvado, y mediante unas claves y reglas de asociación, determinase por sí mismo las diferentes unidades de relieve.

Al experimentar con este procedimiento resultaba que, según los parámetros elegidos, se obtenían distintas soluciones. El problema consistía entonces en seleccionar los más adecuados. Y en definitiva, aunque el método en sí resultaba objetivo, no lo era la elección de los presupuestos determinantes. Al fin y al cabo había que confrontarlo con una forma lógica, razonada y juiciosa de concebir el relieve.

La solución parecía encontrarse en ahondar en este tipo de concepción del relieve y tratar de perfilarla lo más posible, buscando las claves de su razón de ser y de su especificidad, de forma que cada unidad de relieve apareciese cada vez mas nítida y definida. Así, el método **subjetivo-evidente** resulta más convincente que el objetivo-numérico.

Esta prioridad está justificada y se apoya en las siguientes razones: los mismos caracteres que son eficaces para diferenciar relieves en un área, no lo son en otros; el método subjetivo rechaza soluciones caprichosas de superficies insuficientes en tamaño o conexión; escoge ya ordenaciones a escala de asimilación humana, con un número limitado de unidades en cada escalón (4 o 5, por ejemplo, pero no 30 o 40), etc...

Sea como fuere, el sistema empleado para conseguir esa "evidencia del relieve" ha consistido en la confrontación de cuatro métodos, los dos primeros son fundamentales para la determinación de las unidades de relieve; los dos últimos para su consideración toponímica:

- **análisis intenso y profundo de un mapa** donde solo figuren curvas de nivel, sin otras referencias que distraigan la nitidez expresiva. Esto desemboca en el reconocimiento de una estructura bastante sólida de unidades de relieve;

- **verificación sobre el terreno** de las unidades consideradas; además **se recogen impresiones visuales** que se justifican y razonan y se insertan en el marco anterior. En estas dos primeras fases las referencias son sólo morfográficas, anónimas y provisionales;

- a continuación se comprueba la **adecuación de los documentos cartográficos y bibliográficos** existentes al esquema establecido, con el fin primordial de realizar una trasposición de los topónimos. Se seleccionan los topónimos relativos al relieve, descartando designaciones relativas a otros parajes que no impliquen referencias orográficas. En algunos casos implicará variar el esquema inicial para reflejar entidades que no se advirtieron, pero el problema es ante todo inverso, faltan designaciones para las entidades de relieve reconocidas, que afectan ante todo a las unidades grandes y pequeñas y en menor medida a las de grado medio;

- para ello se acude al cuarto método, la **búsqueda sobre el terreno**, preguntando a la población local, de las denominaciones de las formas de relieve desco-

nocidas, tarea, en la que resulta también provechoso una confrontación de la toponimia ya disponible por fuente bibliográfica.

En definitiva el planteamiento seguido propone que una **consideración subjetiva**, informada de todos los pareceres emitidos y reincidentemente crítica, puede resultar un **acercamiento más valioso a la realidad morfográfica** del relieve que el que proporcionan los métodos objetivos de estructuración morfográfica que solo aseguran la adecuación de la realidad a los criterios seleccionados, pero no la validez de los propios criterios. Ello en la perspectiva de una realidad muy compleja y en la creencia de que las unidades morfográficas están también influidas por los esquemas y necesidades mentales de compartimentación humana, que los métodos objetivos es difícil que puedan tener en cuenta.

La toponimia del relieve como medio usual de reconocimiento de estas unidades morfográficas aparece como un bagaje, **un tesoro, fundamentalmente popular**, que se va desvelando en las sucesivas publicaciones cartográficas y bibliográficas y que permanece aún en parte inédito. En cada obra se pueden encontrar nuevos vocablos, precisiones espaciales u ortográficas, aunque también cabe el error y el retroceso. Esto en la perspectiva de una toponimia, que muchas veces es cambiante, imprecisa, polivalente o contradictoria. Así, por ejemplo, es frecuente encontrarse con casos en los que "se llama sierra a cualquier grupo de elevaciones".(F. Vázquez Maure) [2]

Se podría pensar que la obra cartográfica básica del M.T.N. recogería la práctica totalidad de la toponimia del relieve, sobre la que luego se han hecho solo pequeños retoques adicionales. Pero no es así: faltan importantes denominaciones y así pueden resultar significativo la ausencia del Pico Bordega en el MTN del IGN y del

[2] 1959. Vázquez Maure,F. Divagaciones sobre toponimia. Mappa, pág.14

SGE (fig. 3 y 4), culminación de la Sierra de Pela y de toda la Paramera. [3]

Pero no es sólo cuestión de cantidad de información, sino también de calidad. En este sentido resulta **preocupante la sustitución del nombre de las culminaciones** por la denominación de los vértices, frecuentemente invenciones caprichosas de los esforzados topógrafos y geodestas, que ocupados solo en el establecimiento de la red geodésica, demostraron una falta de sensibilidad toponímica grande, que desterró casi definitivamente muchos topónimos auténticos y de larga tradición en el relieve. El problema era difícil, pues la labor de triangulación geodésica es previa al M.T.N. y por supuesto a la recogida de toponimia. Esto se ve agravado por la norma geodésica, por otra parte comprensible, de que los nombres de los vértices geodésicos no pueden cambiarse.

El problema se acrecienta aun más en algunos mapas, donde se ha antepuesto al nombre del vértice la expresión "cerro de...", con lo que la suplantación toponímica resulta ya casi definitiva y difícil de desterrar.[4]

[3] Así Solé y Birot se refieren a "cota 1544". Solé,L. y Birot,P., 1954.

[4] Por ejemplo "Cerro de La Morilla", formado a partir del vértice Morilla,en lugar del expresivo topónimo de La Tablada, al Sur de Medinaceli.

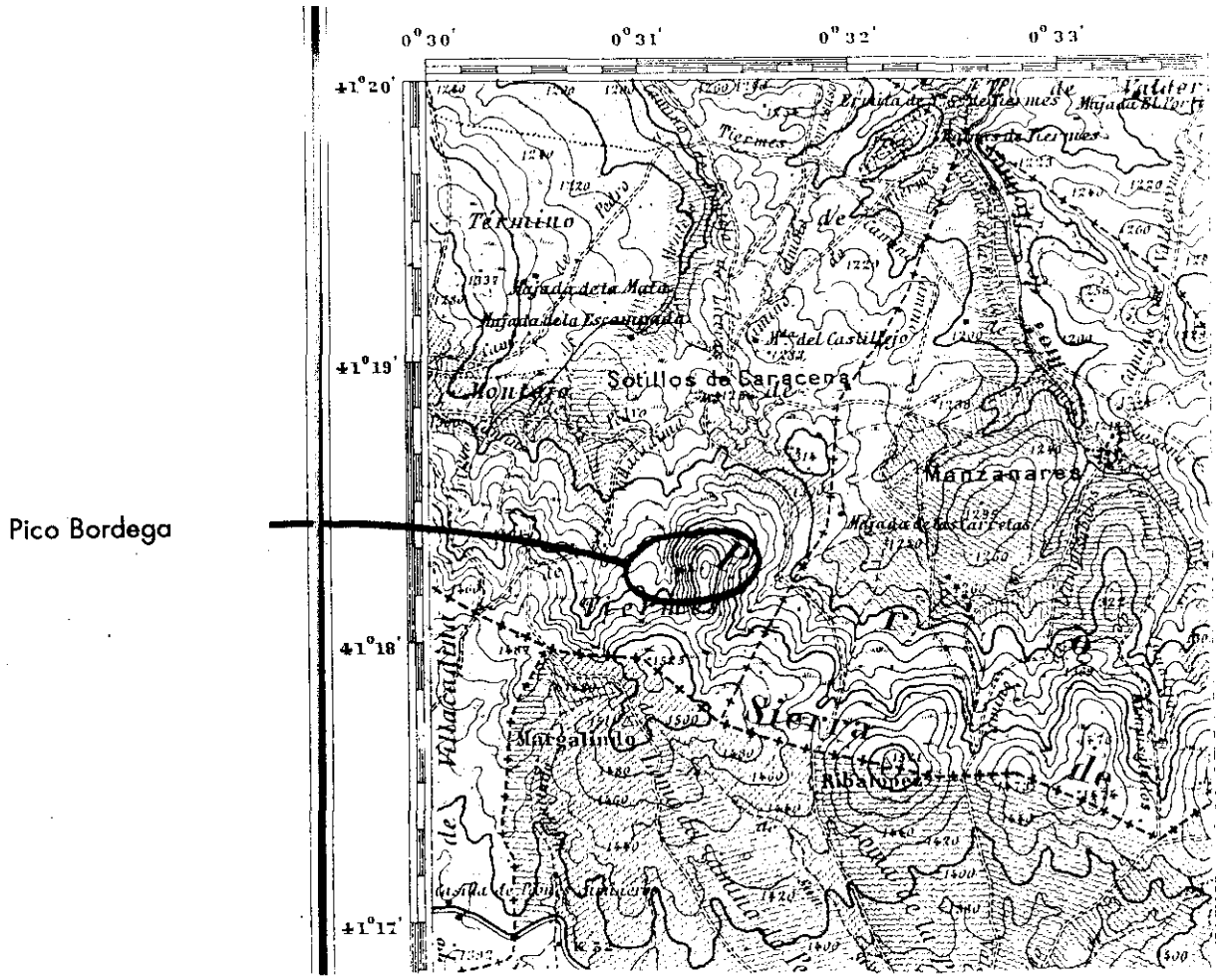


Fig. 3 En la edición del MTN falta el rótulo del Pico Bordega, máxima culminación de la Paramera de Sigüenza

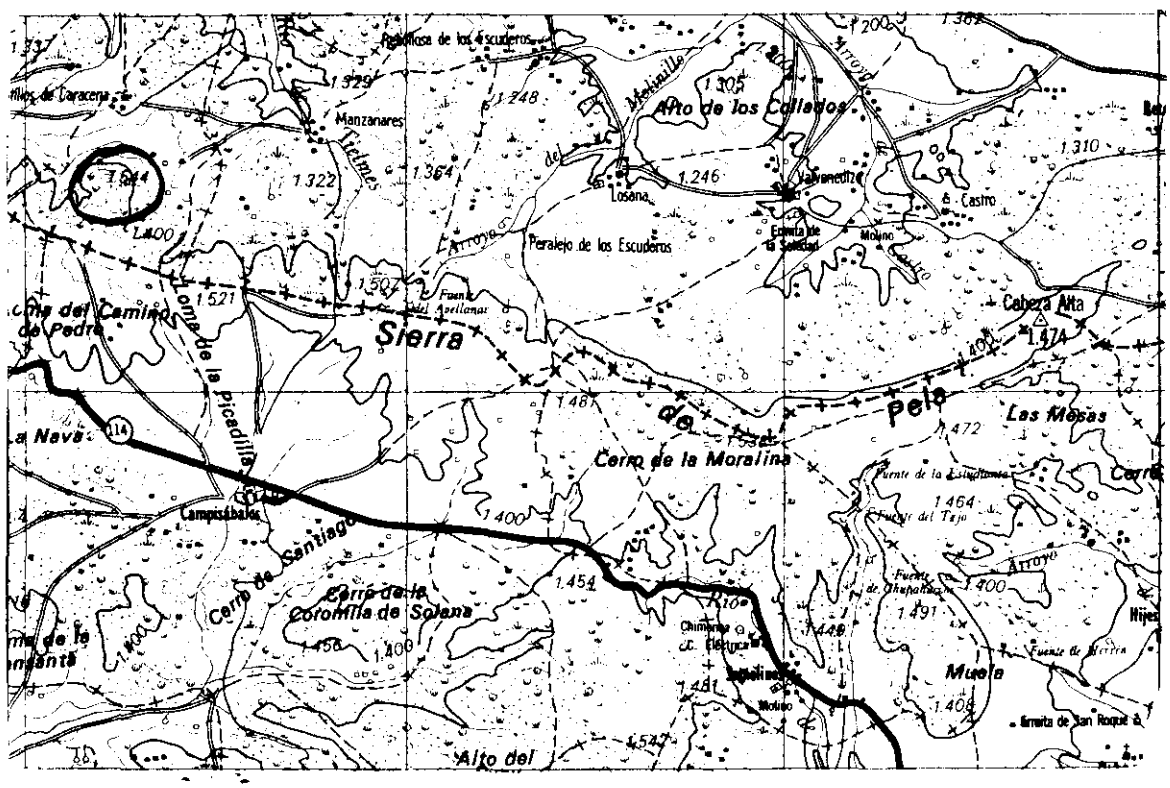


Fig. 4 En el mapa del SGE también falta la referencia a esta culminación.

1.2. DEFINICIÓN MORFOGRÁFICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

De acuerdo con lo anterior, el área considerada en el estudio puede quedar definida por las siguientes características fundamentales:

- la forma general del relieve es **amesetada**, con culminaciones planas o subplanas;
- sin embargo el esquema en planta es movido y **recortado**, sin que se desarrollen superficies de gran envergadura;
- constituye una superficie **elevada respecto a las cuencas** del Tajo, Duero y Jalón, a la vez que una **depresión relativa entre los sistemas** Central e Ibérico.

Esta unidad, definida según un criterio meramente morfográfico, es la que adoptamos como unidad de estudio. A falta de denominación concreta, podrá adoptarse el de **Paramera de Sigüenza**, refiriéndose a la forma de relieve dominante y a la localidad geográfica fundamental. (fot. 1).

Orográficamente se encuentra entre el Sistema Central, el Sistema Ibérico, la Depresión del Tajo y la de Almazán. Hidrográficamente está drenada por las cuencas del Duero, del Tajo y del Ebro, quedando también reducidos sectores endorreicos.

Su área de extensión **se superpone en parte a** la de la **Meseta Hespérica**, definida por Schwenzner (1937). Sin embargo, es éste un concepto morfotectónico y, como tal, parte de una estructura tectónica (pliegues sobre materiales mesozoicos) a la que se superpone una morfología aplanada, lo que supone excluir por lo tanto morfologías análogas desarrolladas sobre otras estructuras (por ejemplo, no se incluye la Sierra de La Mata de la cuenca terciaria subhorizontal). Por otra parte la Meseta Hespérica se extiende mucho más al SE, mientras que la Paramera de

Sigüenza queda restringida al área occidental, de relieve más recortado.

La razón del término de Meseta "Hespérica" se debe a que forma parte de la que fue denominada por los geólogos alemanes de los años treinta "Cadena Hespérica", refiriéndose a la rama occidental del Sistema Ibérico, también llamada actualmente "rama castellana". Esto se hace por oposición a la que fue llamada "Ibérica" (en sentido estricto) y que corresponde a la rama oriental o "aragonesa".

Esta precisión terminológica se encuadra dentro de las diferentes denominaciones que han recibido distintas partes del Sistema Ibérico, que pueden sintetizarse de la siguiente forma:

Existe una denominación conjunta para toda la cadena, como "Cordillera o Sistema Ibérico". También fue designada también como Celtibérica (Dereims 1898) y Hespérica (Staub, 1925).

Ninguna de las denominaciones tiene una justificación mayor que las demás, y es sólo la frecuencia en el uso la que consagra su idoneidad. La designación de "ibérica", por referencia primitiva al río Ebro o a los íberos, tiene similar justificación que la de "celtibérica" por referencia a los celtíberos o a la hespérica por alusión de los griegos a nuestra península, "Hesperia".

Entre los sectores septentrional y meridional de la Cadena Ibérica queda configurada una franja intermedia, donde es posible diferenciar tres conjuntos orográficos, occidental, central y oriental separados por las cuencas intermedias,de Almazán al Oeste y de Calatayud al Este (fig. 5).

Sin embargo la diferenciación más frecuente se establece entre sólo dos sectores, occidental y oriental. El límite entre ambos lo fijó Stille, 1927, en la depresión oriental de Calatayud, con lo que el relieve montañoso central queda incluido en el sector occidental (planteamiento **Calatayud- Stille**) mientras que Lotze, 1929, lo situó en la depresión más occidental, de Almazán, con lo que el relieve montañoso

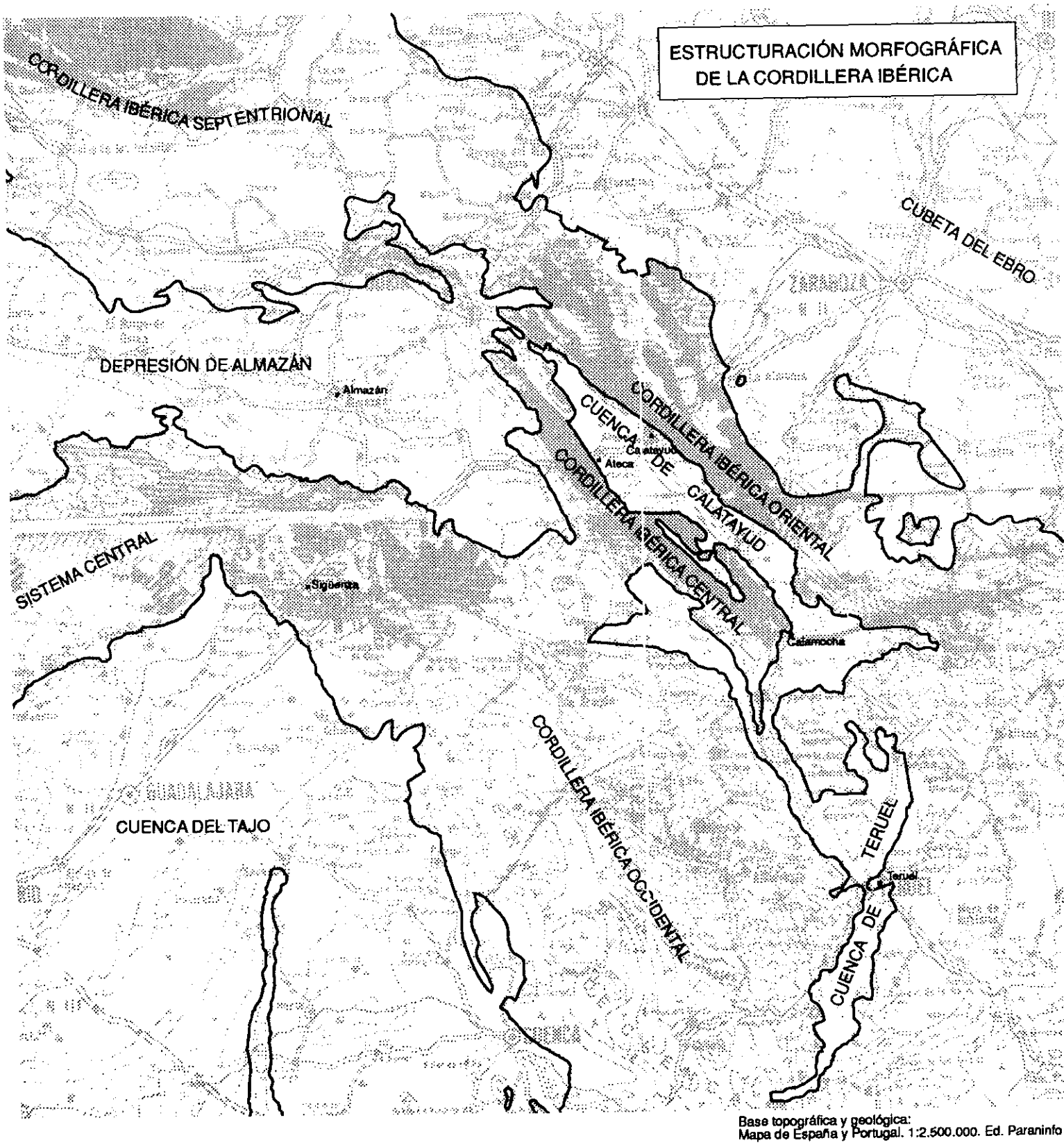


Fig. 5 Las tres ramas centrales de la Cordillera Ibérica en relación a las cuencas de Almazán, Calatayud y Teruel.

central quedaría incluido esta vez en el sector oriental, (planteamiento **Almazán- Lotze**).

Las denominaciones también variaron para los dos sectores: al occidental se le ha llamado "hespérico" tanto por Stille,1927 como por Lotze, 1929 y "castellano", Riba, 1959 (que sigue el criterio de límites Calatayud- Stille).

Al oriental se le ha llamado "ibérico", tanto por Stille como por Lotze, que en este caso diferencia el sector ibérico occidental (eje montañoso central) y el ibérico oriental (eje montañoso oriental); también se le ha llamado "aragonés" por Riba, 1959.

Desde un punto de vista fisiográfico (y también morfoestructural) existen razones para ambos planteamientos por la evidente discontinuidad que suponen las dos depresiones, que sólo parece ser algo mayor en la de Calatayud. Se trata de una cuestión no zanjada, pues así García Gil, 1991, se muestra favorable a la opción Almazán- Lotze. Quizá sea preferible considerar tres sectores, dos mayores, el occidental y el oriental, separados por sendas depresiones de Almazán y Calatayud, de un eje menor, central, el de los Montes de Ateca.

El resumen de denominaciones resulta así:

- Conjunto orográfico: Cadena Ibérica (denominación actual), Celtibérica (geólogos alemanes de los años treinta).
- Cadena occidental, rama castellana o Cadena Hespérica (geólogos alemanes de los años treinta).
- Cadena central, o Montes de Ateca, incluida con la occidental en el planteamiento Calatayud- Stille y en la oriental en el de Almazán- Lotze, al que especifica como sector ibérico occidental.
- Cadena oriental, rama Aragonesa o Cadena Ibérica (geólogos alemanes de los años treinta).

Pues bien, dentro de esa rama occidental, el sector NW es además bajo y amesetado. Por eso Schwenzner lo denominó, juiciosamente, Meseta Hespérica.

Pero la paradoja de las denominaciones ha hecho que el término de Macizo Hespérico se utilice para designar, por el contrario, al conjunto de los materiales paleozoicos y precámbricos del Centro y Oeste peninsular, con que lo el Macizo Hespérico termina por el Este, muy cerca de donde comienza por el Oeste la Meseta Hespérica, fundamentalmente mesozoica. (fig 6).

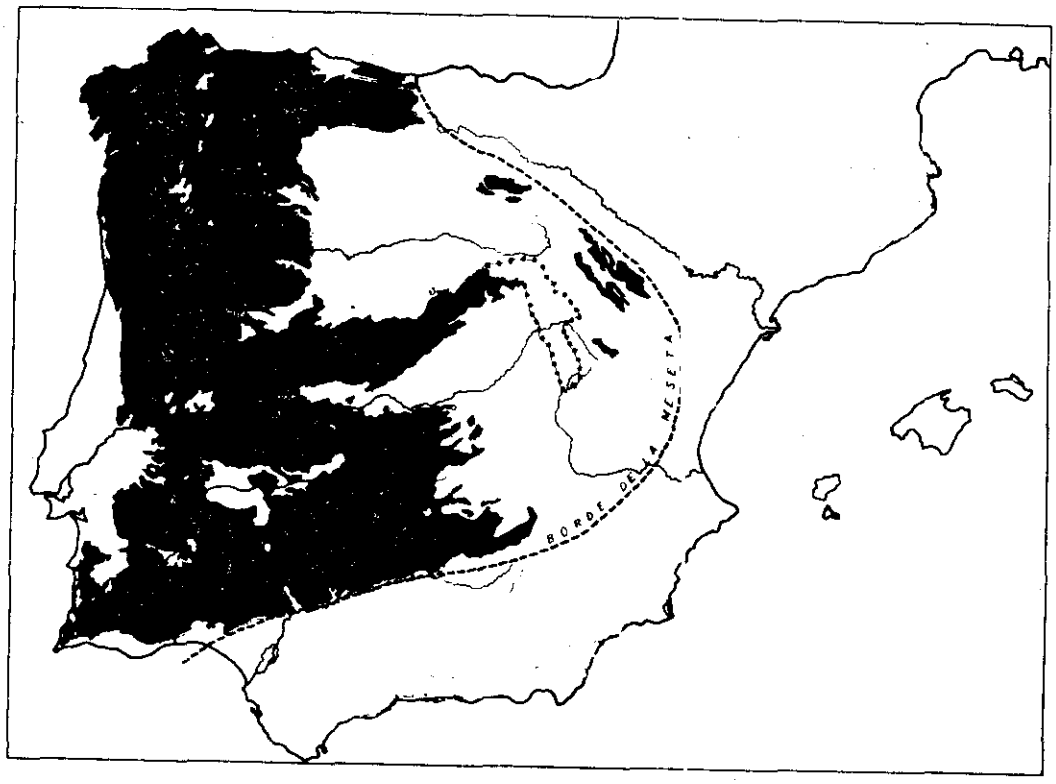


Fig. 6 En negro, Macizo Hespérico.
Trazo a puntos, Meseta Hespérica, según Schwenzner.
Trazo a rayas, Meseta Central Española, según Solé Sabarís.

Macizo Hespérico según la forma habitualmente considerada.
Meseta Hespérica, según Schwenzner.
Meseta Española (límite suroriental) según Solé Sabarís.
Con el término "Hespérico" se designan unidades disjuntas, que no presentan solapamiento y que son en gran medida antagónicas.

1.3. ESTRUCTURACIÓN MORFOGRÁFICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

En la Paramera de Sigüenza se pueden diferenciar claramente por su morfografía dos sectores bien definidos: el occidental y el oriental. (fig. 7)

El sector **occidental** presenta una **alternancia de elevaciones y depresiones, alargadas** y dispuestas **en dirección E-W.** Como elevaciones se levantan la Rampa de Caracena y el Macizo de Pela. Entre ambas se sitúa la Depresión de Tiermes y más al Sur, una nueva depresión, la de Miedes, limita ya con la Sierra de Alto Rey, fuera del ámbito de la Paramera.

Así pues, de Norte a Sur se suceden:

- la **Rampa de Caracena**, que constituye una superficie colgada de descenso gradual hasta la misma vega del Duero. Se trata de una rampa exenta, sin relieve de cabecera;

- la **Depresión de Tiermes**, definida como corredor alargado, compartimentado en tres sectores, occidental, central y oriental;

- el **Macizo de Pela**, que conforma una gran unidad montañosa de culminación aplanada, situado en la prolongación de la Sierra de Ayllón, e integrado por tres sierras: la de Pela (propiamente dicha) la de Bulejo y la de Los Llanos;

- la **Depresión de Miedes**, de nuevo un largo corredor, que se abre y rebaja progresivamente hacia el Este. Está compartimentada también en tres sectores, ocupados por las cabeceras del Sorbe, del Bornova y del Cañamares.

El **sector oriental** se caracteriza por su morfología **más masiva y** diversamente orientada, esto es, **menos alineada** que la occidental, aunque conserva siempre el carácter recortado general de la totalidad de la Paramera.

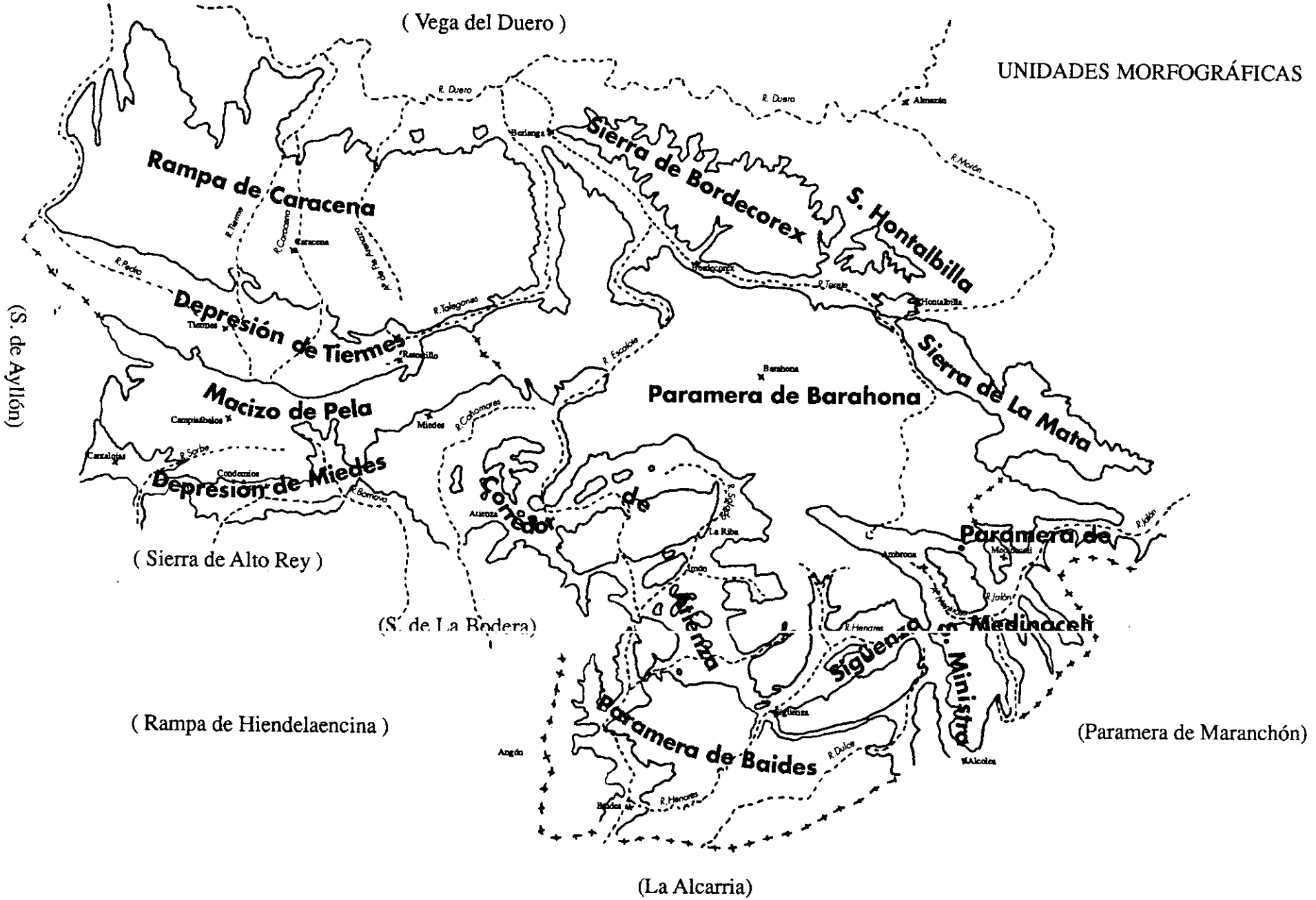


Fig. 7 Unidades morfográficas de la Paramera de Sigüenza, base de la estructuración geomorfológica. Fondo cartográfico: hidrografía (a trazos) y desniveles fundamentales de la Paramera (línea continua).

La morfología predominante es de **culminación aplanada**; sin embargo, en el centro se dispone una **franja quebrada y movida**, el "Cinturón o Corredor Central de Atienza-Sigüenza", que se define, ante todo, por no ser paramera, a diferencia de los terrenos que lo circundan. En sí este cinturón es complejo, pues comprende serrotas, depresiones y áreas de montículos aislados. En cualquier caso, rompe y desmiembra la Paramera, que de esta forma se individualiza en unidades aisladas: al Norte, la Paramera de Barahona; al Este, la Paramera de Medinaceli y Sierra Ministra (que de hecho es otra Paramera) y, cerrando al Sur y al Oeste, la Paramera de Baides.

En definitiva, dentro de esta Paramera Oriental se diferencia:

- el **Cinturón de Atienza-Sigüenza**, definido como un eje alargado que se ensancha y estrecha a modo de rosario. Constituye un área compleja, quebrada y movida, integrada por serrotas, largos valles y una serie de muelas, colinas y peñones aislados;

- la **Paramera de Barahona,** que es un altiplano (de más de 30 por 20 Km.), masivo y con una altitud entre 1100 y 1250 metros;

- la **Paramera de Medinaceli**, que en planta presenta una característica disposición de espolones recortados, articulados por la cabecera del Jalón;

- **Sierra Ministra**, que constituye un sector de la Paramera, elevado hasta 1300 m., puesto en realce entre las cabeceras del Jalón y del Henares;

- la **Paramera de Baides**, altiplano hendido por las gargantas de los ríos Salado, Henares y Dulce, que la seccionan y la fragmentan;

- las plataformas situadas en el extremo septentrional, en el límite con la Cuenca de Almazán, designadas en la toponimia local con el nombre de " **sierras" de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata**.

Así definida y estructurada, los límites de la Paramera de Sigüenza se ponen de manifiesto por una serie de caracteres diferenciales respecto a las regiones contiguas: así el borde **Norte** queda configurado por el **carácter serrano** de la Rampa de Caracena y de la Sierra de Bordecorex frente a los valles del Duero y de su afluente el Moros. Esta definición **serrana** continúa siendo el factor fundamental diferenciador respecto a la depresión abierta al **Este** en Arcos de Jalón. Hacia el **SE** resulta adecuado considerar la Paramera de Medinaceli como parte integrante de la Paramera de Sigüenza por su **carácter recortado**, que la diferencia de las Paramera de Maranchón y Molina, mucho más masivas.

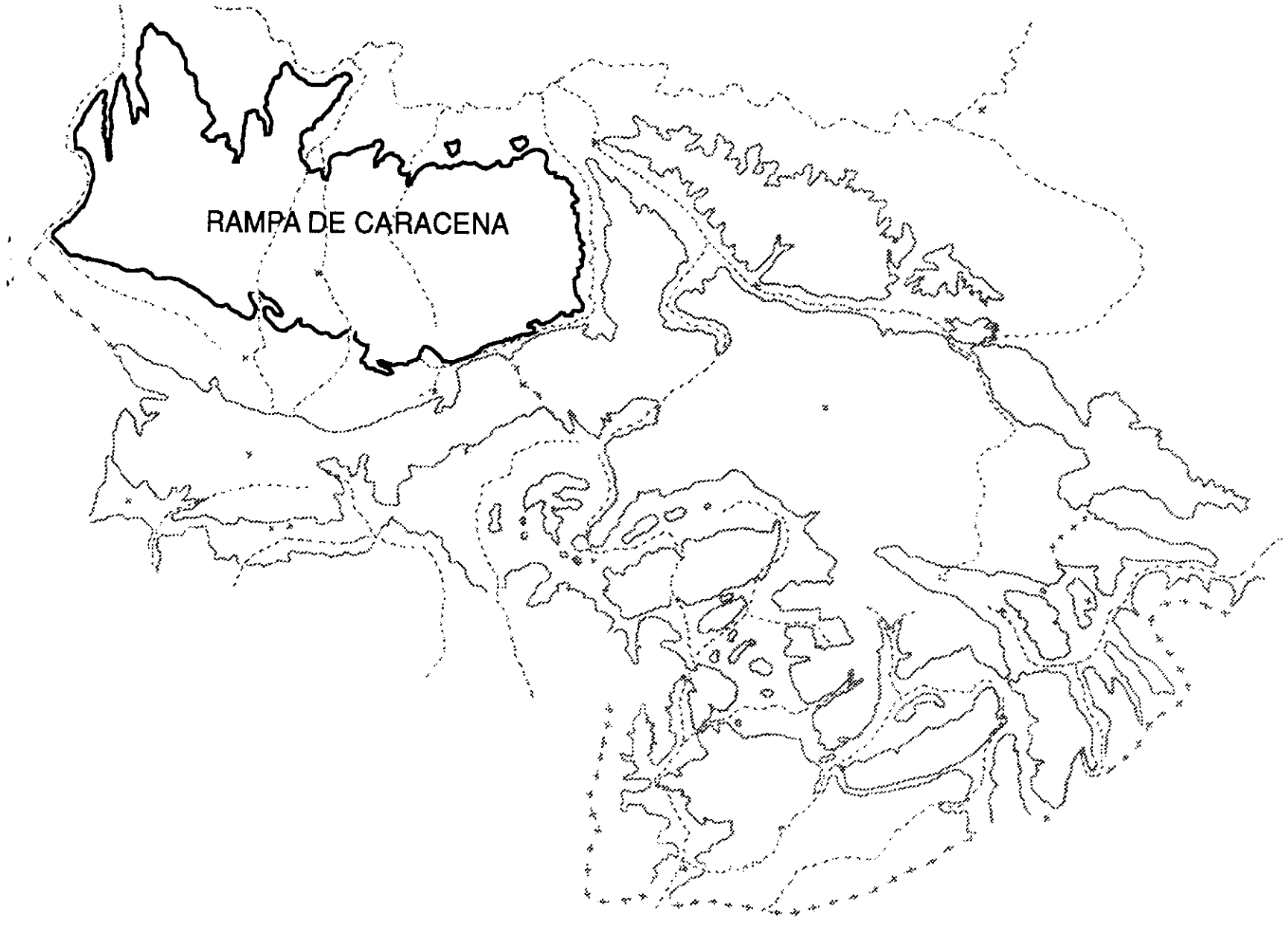
Hacia el **Sur** son de nuevo los **caracteres serranos**, de elevación, los que permiten diferenciar la Paramera del valle del Henares Medio, previo a la Alcarria. Hacia el **Oeste** el límite se puede establecer teniendo en cuenta el carácter encrespado y movido que presentan la Sierra de La Bodera, la de Alto Rey y la Sierra de Ayllón, en lugar de **amesetado** y **romo** de la Paramera.

En conjunto, dentro de la Paramera de Sigüenza, se pueden distinguir las siguientes unidades (de Oeste a Este y de Norte a Sur):

-Sector occidental:
- Rampa de Caracena
- Depresión de Tiermes
- Macizo de Pela
- Depresión de Miedes

- Sector oriental:
-Sierras planas del Norte (Bordecorex, Hontalbilla y La Mata)
- Paramera de Barahona
- Corredor de Atienza-Sigüenza
- Sierra Ministra
- Paramera de Medinaceli
- Paramera de Baides

Planteamos a continuación el análisis morfográfico de cada una de estas unidades.



La Rampa de Caracena en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.1. La Rampa de Caracena.

La consideración como rampa no aparece reflejada en ninguna referencia bibliográfica anterior. Así Schwenzner, 1937, la incluye en la Meseta de Castillejo - Morcuera y T. Ortego, 1980, se refiere a ella como "paramera" indiferenciada del resto.

Sin embargo los datos morfográficos parecen concluyentes: aparece como una superficie que se extiende desde 1350 m. al Sur hasta 850 m. al Norte, junto a las riberas del Duero, con una **pendiente** media de sólo un **2% - 3%**.

Se trata además de una rampa que **no es piedemonte** de ningún relieve, al menos en la actualidad: todo lo contrario, la parte más elevada se levanta como un gran contrafuerte hacia el Sur, 100 -200 m. sobre la Depresión de Tiermes.

La red hidrográfica se acopla fundamentalmente a la pendiente de la rampa. En este sentido destacan las profundas **gargantas** que hienden por completo la superficie, desde su misma cabecera, donde los cursos penetran ya encajados : son las hoces de los ríos Caracena, Tielmes (fig.8) y Arroyo de Fuente Arenaza, (fig.9) que llegan a superar los 200 m. de desnivel.

En ocasiones estos cursos se angostan extraordinariamente, generando hoces y portillos, siendo ejemplar el de La Perera, (fig.9) donde el paso es tan estrecho, que la pavimentación de la modesta carretera de acceso ha obligado a enterrar el curso del Aº de Fuente Arenaza.

Desde la culminación hasta la base de la rampa se pueden diferenciar una serie de tramos con morfologías características, todos ellos tajados por las gargantas mencionadas:

- el **sector de culminación**, que alcanza los 1300 m., formado por una

serie prominente de resaltes, tajados longitudinal u oblicuamente. (Fig. 8)

- una **amplia rampa media** en progresivo descenso hacia el Norte, con pendiente media de 2-3 % y algunas elevaciones transversales, como la que se denomina El Gallo.

En el sector SE de la rampa (fig.10) se individualiza un conjunto de cerros y mesas basculadas de gran prominencia relativa a ambos lados de un eje que se alarga entre Madruédano, Modamio y Sauquillo. Al Sur se levanta el Cerro de San Cristóbal, (el más alto y diferente a todos, porque posee un perfil simétrico y una tonalidad rojiza) y el Castillo de Mondregón de Madruédano; al Sur, el Otero de Sauquillo, el Otero de Modamio, así como El Ramo de Abanco.

- una larga vallonada transversal entre Torremocha de Ayllón y Paones, que hemos denominado **Depresión de Paones**.

- el **frente de la rampa**, (fig.9) inmediato al Norte, notable quiebro, de más de 200 m. de desnivel y gran continuidad, que deja la rampa colgada

- la **llanura de base**, que está salpicado por **cerros y muelas** que prolongan idealmente el frente de la rampa hacia abajo, entre los que destaca La Muela de Recuerda.

Se trata, pues, de una rampa, que además de hendida longitudinalmente, se presenta algo empinada en cabecera, con irregularidades transversales, colgada por su base y aún troceada y prolongada a retazos hasta el Duero. Tal podría ser la esencia morfográfica de la Rampa de Caracena.

Fig. 8

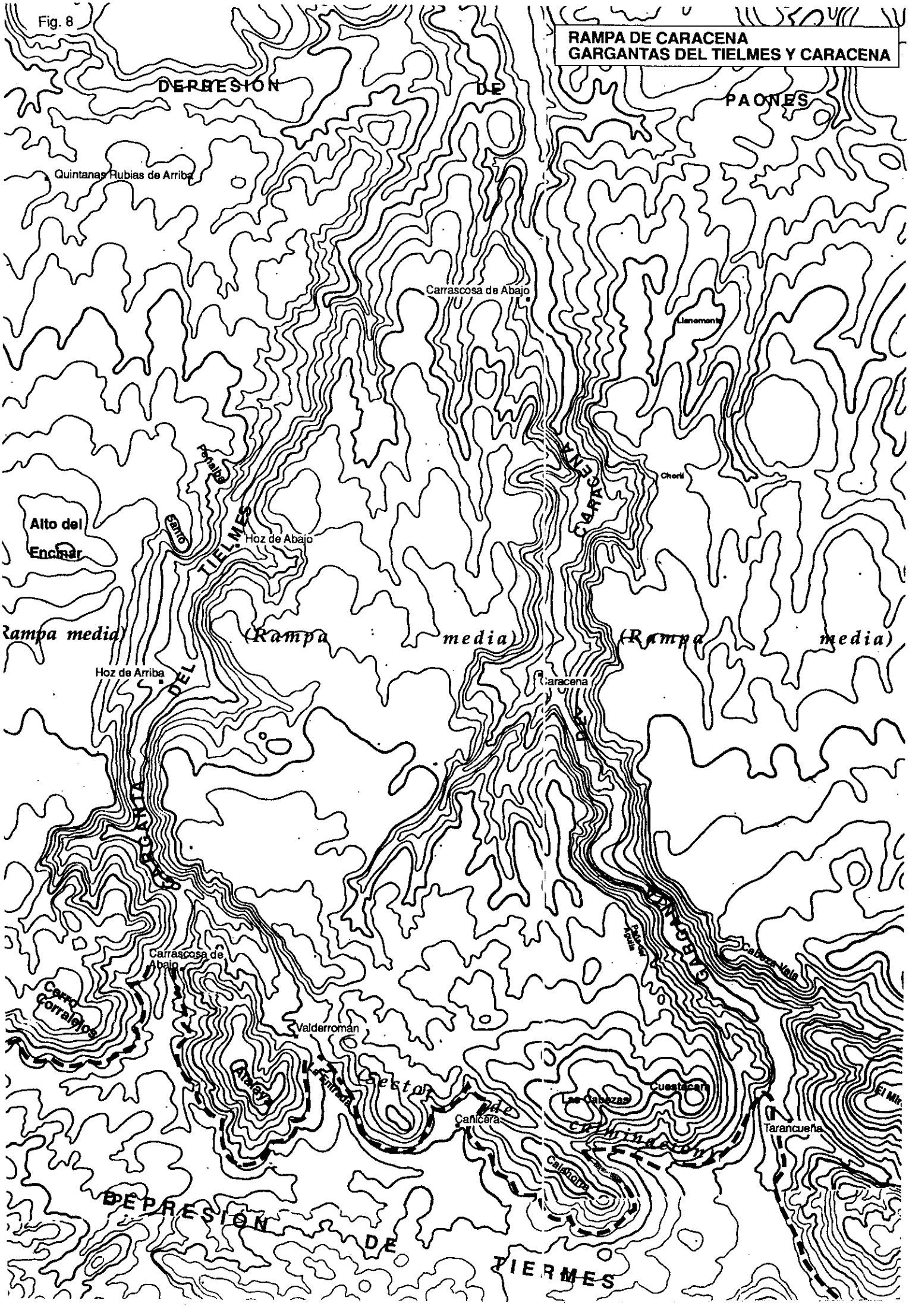
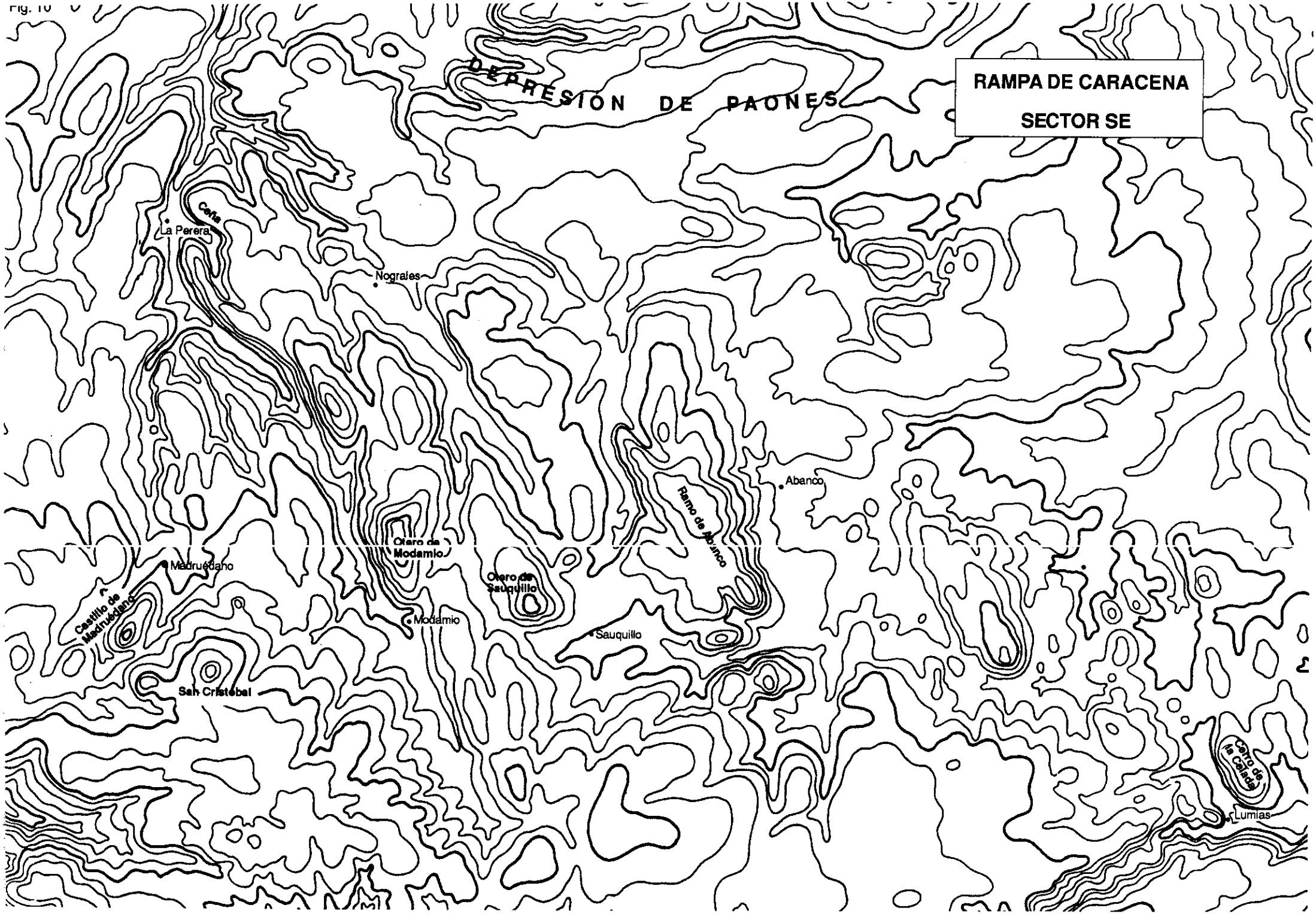

RAMPA DE CARACENA
GARGANTAS DEL TIELMES Y CARACENA
DEPRESION DE PAONES
Quintanas Rubias de Arriba
Carrascosa de Abajo
Llanomonte
Chorti
Peñalba
Alto del Encinar
Esano
TIELMES
Hoz de Abajo
CARACENA
(Rampa media)
(Rampa media)
(Rampa media)
Hoz de Arriba
Caracena
GARGANTAS DEL TIELMES
GARGANTAS DE CARACENA
Pico del Aguila
Cabeza Vela
Carrascosa de Abajo
Cerro Corralejos
Valderroman
Arbaya
La Fuentona
Cuesta
Las Cabezas
Cuestacan
Cañicera
Tarancueña
Calatanazor
DEPRESION DE TIERMES

Fig. 9

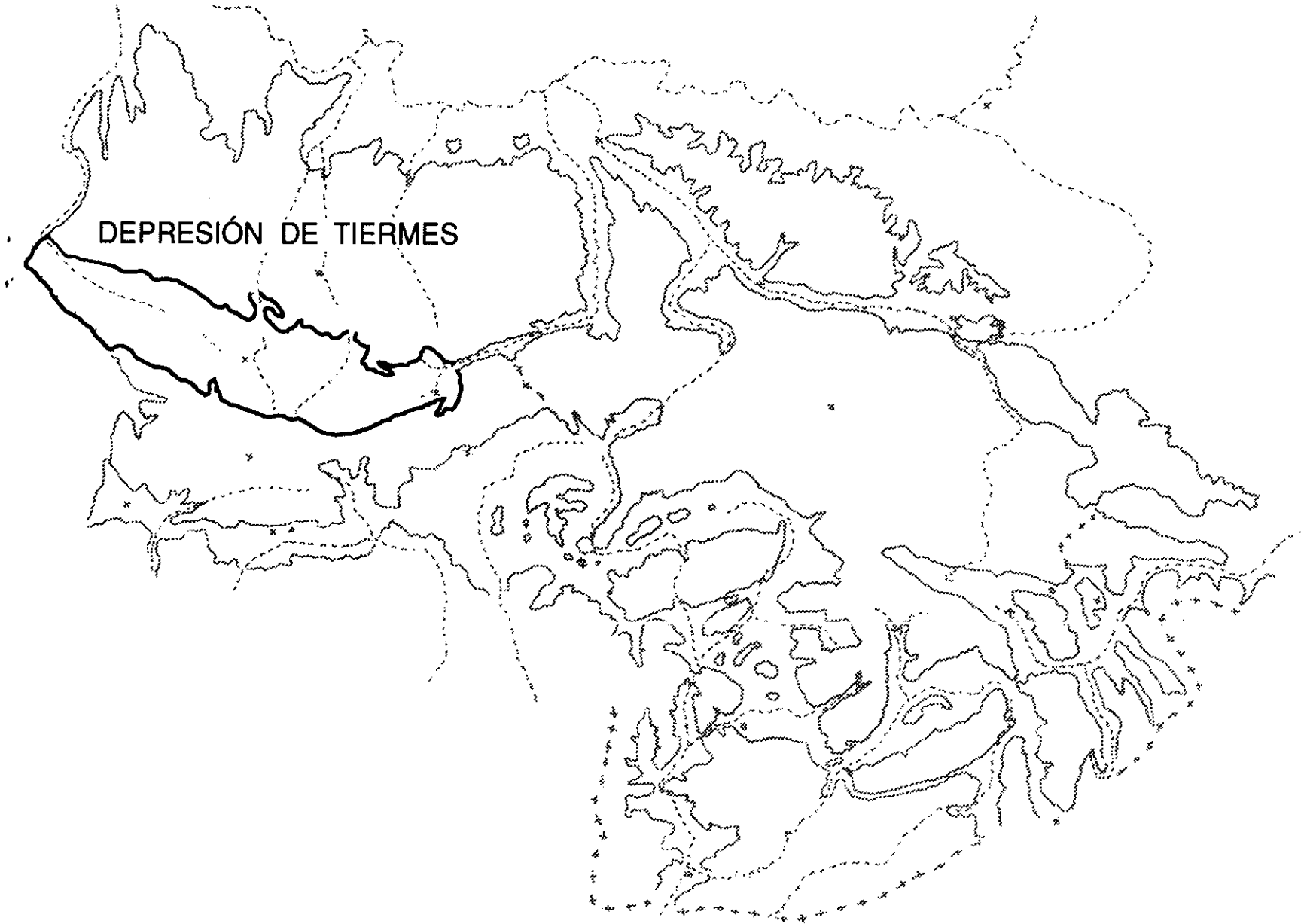

RAMPA DE CARACENA
SECTOR NORTE
La Cañada
Morales
(cerros pre-rampa)
Muela de Morales
Recuerda
Muela de Recuerda
(frente de rampa)
Alto de la Vaca
Cerro Pelado
frente de rampa
DEPRESIÓN
Galapagares
El Guijuelo
PAONES
Otero
Paones
rampa media
La Peraleja
Cerro
Cañada del Arroyo de Fuente Arenaza
Nograles
Frías

Fig. 10


DEPRESION DE PAONES
RAMPA DE CARACENA
SECTOR SE
La Perera
Nograles
Abanco
Madruédano
Castillo de Madruédano
Otero de Modamio
Modamio
Otero de Sauquillo
Sauquillo
Ramo de Abanco
San Cristóbal
Cerro de la Calada
Lumias

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de la Vaca: basado en el MTN, "Senda del Alto de la Vaca".
- Alto del Encinar: M.T.N.
- Atalaya: topónimo SGE, a partir de vértice geodésico Atalaya.
- Las Cabezas: MTN.
- Castillo de Mondregón: cerro al Oeste del de San Cristóbal, información local. (Madruédano)
- Cerro Corralejos: topónimo SGE, a partir del vértice Corralejos.
- Cerro Pelado: en SGE, tomando como referencia el vértice Pelado.
- Cerro de San Cristóbal: MTN.
- Cueva de la Mora: referido a cerro, información local (Sauquillo).
- Depresión de Paones: designación propia, referida a población.
- La Entrada: MTN, desplazado.
- Garganta del Caracena: designación propia referida a río. El río resultante de la confluencia del Caracena y el Tielmes se le llama también Adante. (Moreno,M., 1975)
- Garganta del Tielmes: designación propia referida a río. Moreno,M., 1975 denomina al río "Manzanares", al pasar por esta población.
- El Giurriao: MTN.
- El Mirón: MTN, confirmado local.
- La Muela: depuración del M.T.N. Alto de la Muela.
- La Muela (de Morales): basado en MTN "Senda de la Muela".No parece aceptable el término Cerro de la Torre con el que se designa en el MTN.
- La Muela (de Recuerda): en MTN sólo La Muela. Designación propia referida a población.
- Otero (de Sauquillo): información local (Sauquillo).
- Otero (de Modamio): información local (Sauquillo).
- El Ramo (de Abanco): información local (Abanco)
- Rampa de Caracena: designación propia referida a población. Schwenzner (1937) la considera como parte de la Meseta Castillejo- Morcuera.



La Depresión de Tiermes en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.2. La Depresión de Tiermes.

Entre los contrafuertes de la Rampa de Caracena, al Norte, y la Sierra de Pela, al Sur, se extiende una **depresión** relativa, de unos 4 Km. de anchura, ligeramente arqueada hacia el Sur.

Los siguientes datos hipsométricos perfilan el carácter de la misma: al Sur, la Sierra de Pela alcanza los 1500 -1550 m. Al Norte, la Rampa de Caracena los 1300 - 1350 m.; entremedias la depresión se sitúa a 1150 -1200 m., lo que supone desniveles de 350 m. hacia el Sur y 150 m. hacia el Norte.

La percepción visual de esta franja deprimida es muy clara desde las elevaciones limítrofes, especialmente desde la Sierra de Pela. La caída a la depresión es inmediata, muy nítida, sin contrafuertes intermedios. Se percibe además íntegramente en toda su anchura, y el efecto queda aún más marcado por la tonalidad rojiza del roquedo y por la amplitud con que el verdor de la vegetación oculta el sustrato. Rojo y verde contrastan vivamente con las claras calizas circundantes, donde predomina la roca desnuda o apenas cubierta. (fot. 12).

Al igual que en la Rampa de Caracena, no hemos visto reconocida ni en bibliografía ni en cartografía esta unidad, que parece bastante evidente y a la que nos referimos como Depresión de Tiermes aludiendo a la antigua ciudad arévaca.

Si bien el carácter deprimido da unidad al conjunto, según la forma de articularse la depresión, se diferencian nítidamente **tres sectores**, occidental, central y oriental, que drenan sucesivamente hacia el Oeste, hacia el Norte y hacia el Este.

- al Oeste (fig. 11) destacan los **largos valles disimétricos** con largos y amplios dorsos tendidos al NE (5 % de pendiente), en contraste con los abruptos frentes del SW, al pie de los cuales apenas se dibuja una vaguada fundamental. La continuidad lateral y la falta de incisiones importantes hacen que, en ocasiones, las

vertientes semejan planos dispuestos geométricamente con la divisoria y la vaguadas como líneas de inflexión.

En concreto, y de Norte a Sur, se van sucediendo, la depresión de Liceras, la alineación de Las Majadas de 15 Km. ; el valle del río Pedro, y la alineación de La Mata de Pedro (casi 10 Km.) al Sur. La morfología, en su conjunto, se flexiona hasta disponerse transversalmente contra la Sierra de Pela;

- en el sector central (fig.12) la continuidad de las largas alineaciones se rompe, a la vez que la red hidrográfica del tramo alto del Tielmes y del Caracena se dispone en sentido transversal a la depresión.

Se diferencian de todas formas dos subsectores:

- al Oeste no existe una contraposición marcada entre las alineaciones predominantes, NW y el sentido de la red hidrográfica hacia el Norte, por lo que los valles presentan aún cierta continuidad . El valle del alto Tielmes aparece especialmente cerrado, a modo de aprisco natural, en cuya salida está ubicada la antigua Tiermes;

- en el subsector oriental se produce un brusco contraste entre la ordenación de las alineaciones, que es ahora hacia el NE y E, y la dirección fundamental del drenaje, que es hacia el NW. Se forman así **mogotes o alineaciones aisladas** que crean un relieve más recortado y un conjunto de valles confinados con dispositivo reticular;

- finalmente el sector oriental drena hacia el Este (fig 13). Presenta un fuerte contraste entre una ancha vallonada abierta en la parte alta (**La Vega de Retortillo**) y un angosto relieve de meandros encajados aguas abajo, en torno al río Talegones. (**Garganta del Talegones**).

Así pues, un relieve de largos ejes disimétricos al Oeste, de una serie de montículos y valles confinados al Centro y una amplia vallonada y garganta meandriforme al Este, constituyen los elementos morfográficos claves de este área deprimida, que se puede designar como Depresión de Tiermes.

Fig. 11

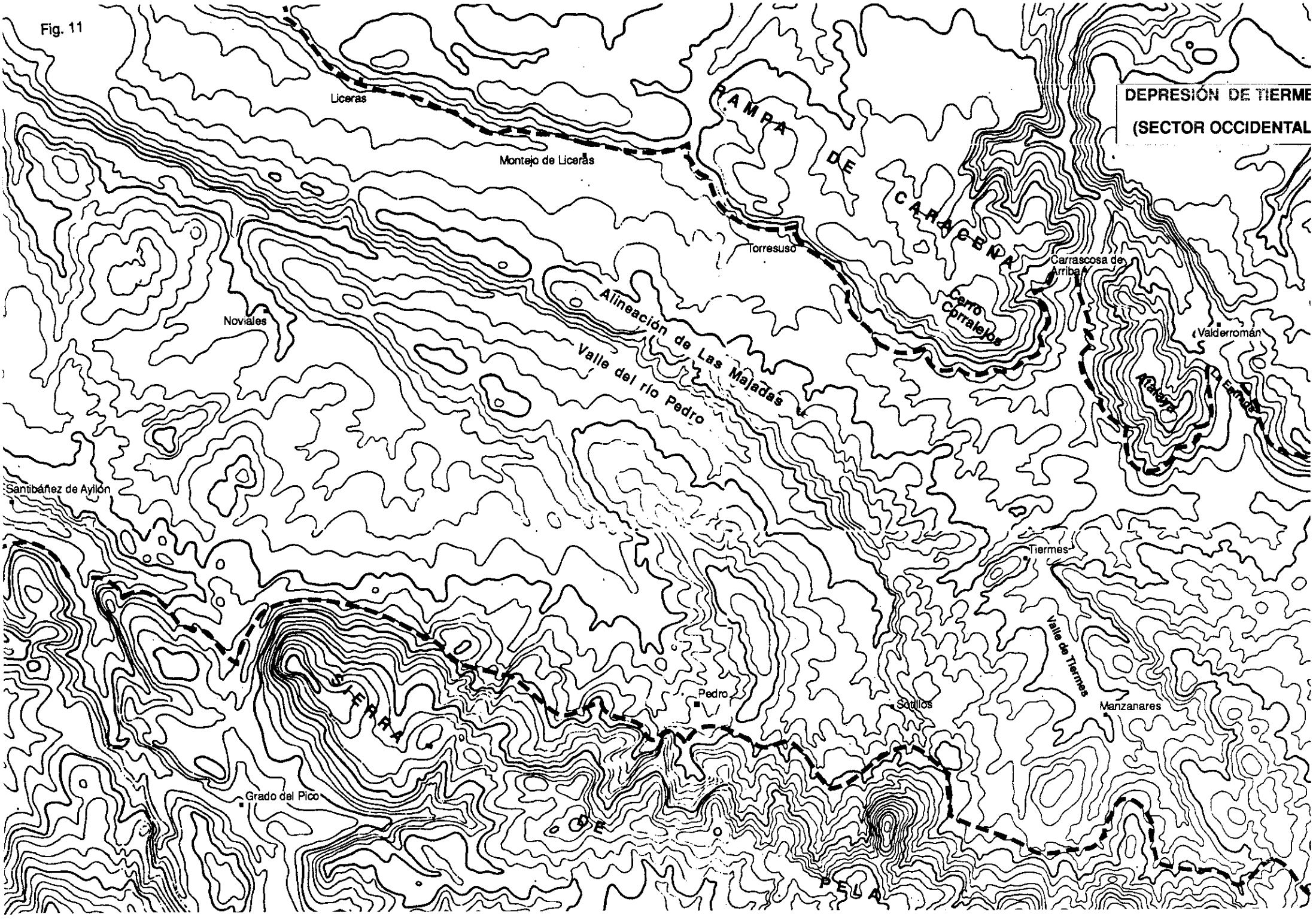
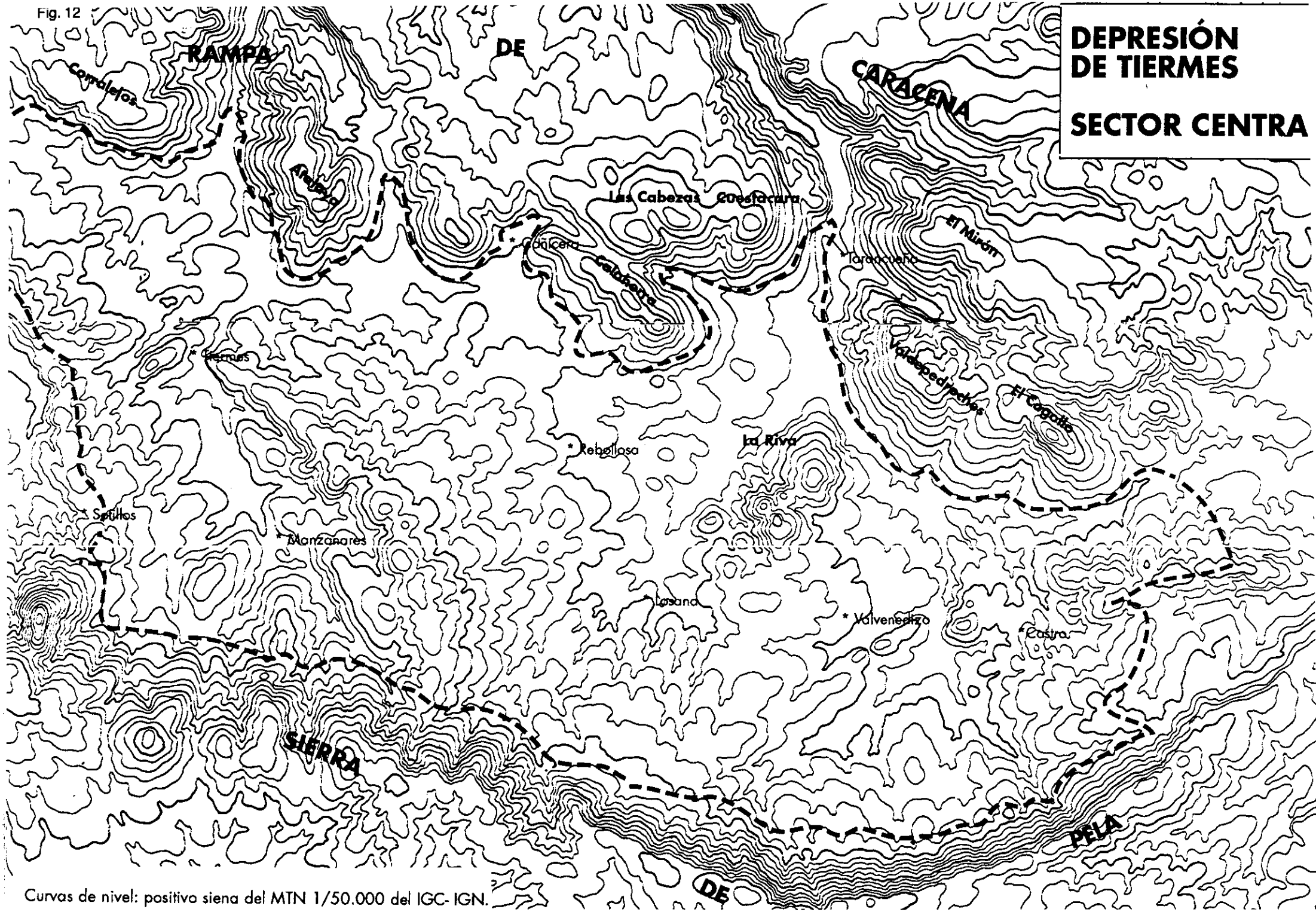
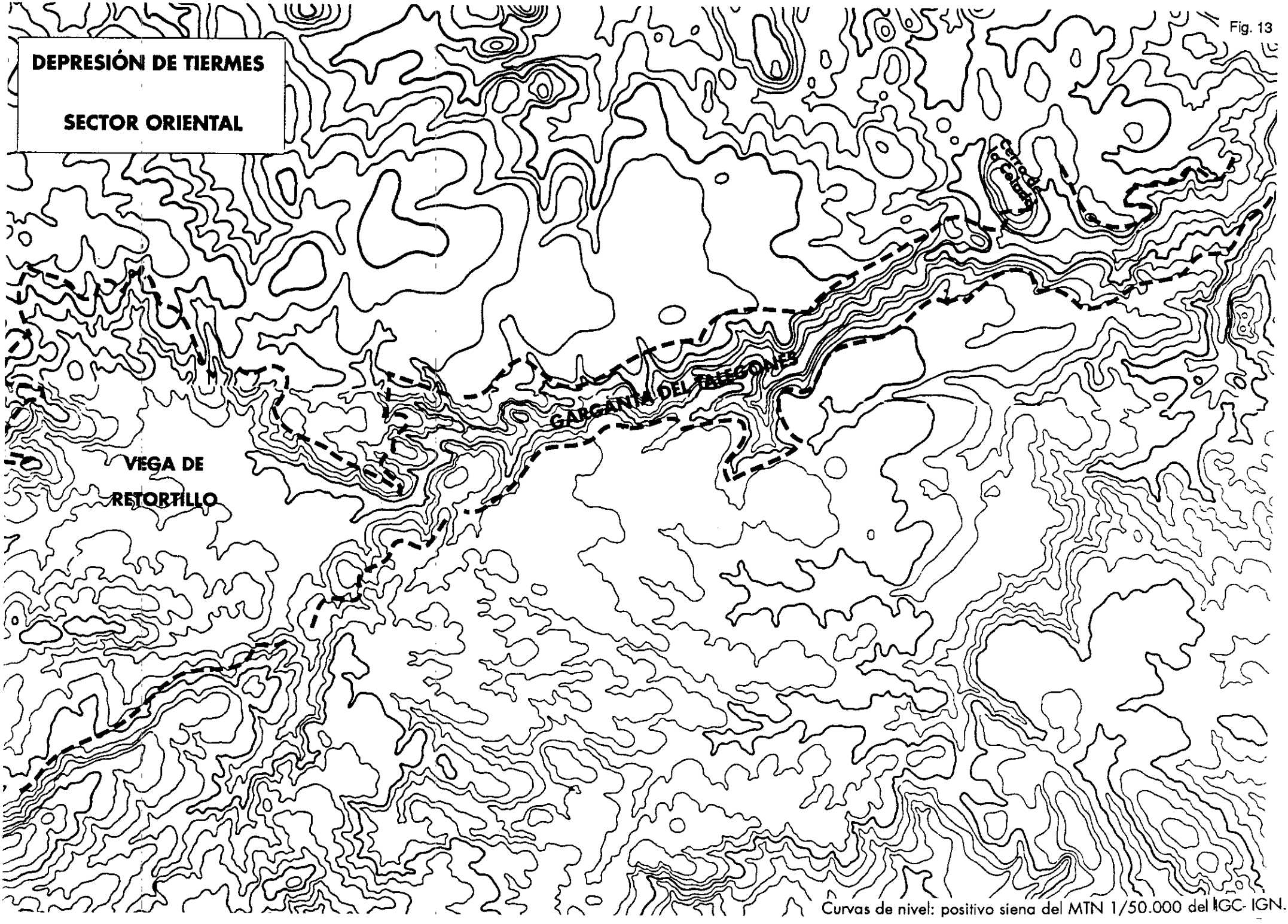

DEPRESIÓN DE TIERME
(SECTOR OCCIDENTAL
Liceras
Montejo de Liceras
RAMPA DE CARACENA
Torresuso
Carrascosa de Arriba
Cerro Corralejos
Valderromán
Noviales
Alineación de Las Majadas
Valle del río Pedro
Santibáñez de Ayllón
Tiermes
Valle de Tiermes
Pedro
Sotillos
Manzanares
SIERRA DE
Grado del Pico
PEÑA

Fig. 12



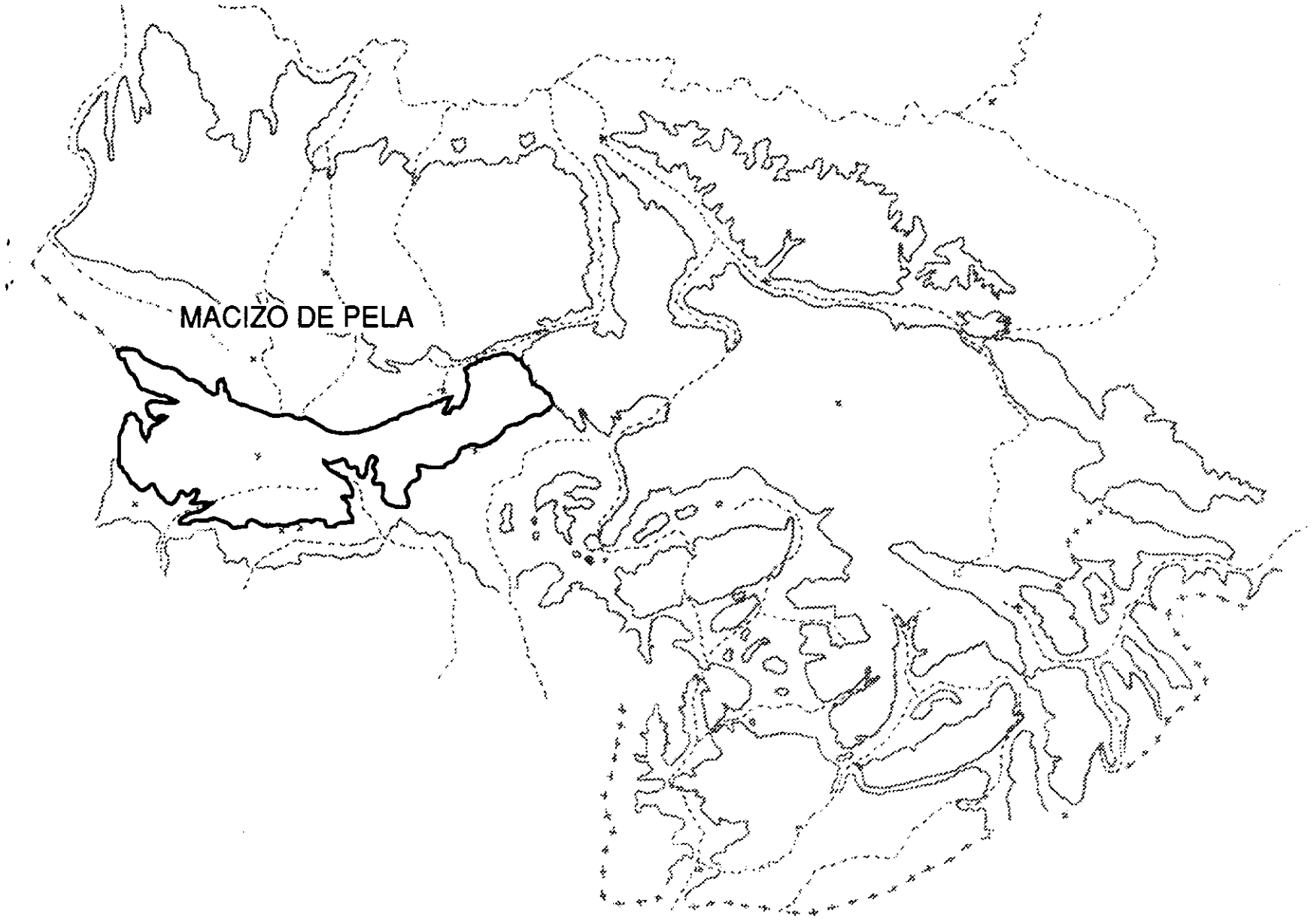
Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de los Collados: SGE, v.g. Collados.
- Cañada del Monte: consulta local (Retortillo).
- Depresión de Liceras: designación propia por referencia a localidad.
- Garganta del Talegones: designación propia por referencia a río.
- La Riva: consulta local (Tarancueña).v.g. Rivas.
- Vega de Retortillo: designación propia por referencia a localidad.



El Macizo de Pela en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.3. El Macizo de Pela.

El Macizo de Pela es un complejo orográfico alargado que se interpone entre la Depresión de Tiermes al Norte y la Depresión de Miedes al Sur.

El Macizo de Pela es perceptible con gran nitidez desde las depresiones limítrofes. Desde la Depresión de Tiermes semeja un impresionante murallón, lo cual se explica por su importante desnivel relativo y por la falta de disecciones o contrafuertes que hiendan significativamente el frente. Desde la Depresión de Miedes, al Sur, también aparece enhiesto, pero más segmentado por incisiones transversales.

El Macizo de Pela presenta una **doble alineación serrana marginal** constituida al Norte por la Sierra de Pela en sentido estricto y al Sur por el eje interrumpido de la Sierra de Los Llanos (al Oeste) y la Sierra de Bulejo (al Este), separadas por la marcada incisión de la Ensenada de Somolinos. (Fig. 14 y 15)

Asimismo resulta significativo el que las dos alineaciones serranas delimiten al Oeste un **altiplano central,** el de Campisábalos, que se va abriendo hacia occidente, creando un modelo de relieve singular. Sin embargo, al Este, la separación de los dos ejes serranos queda marcada fundamentalmente por el valle del alto Talegones.

A pesar de su carácter serrano existen caracteres morfográficos que aconsejan incluir al Macizo de Pela en la Paramera de Sigüenza:

- la **planitud de cumbres** es un rasgo característico del Macizo de Pela, en vivo contraste con las alineaciones más encrespadas de la Sierra de Ayllón al Oeste y Alto Rey al Sur;
- su **altitud** es también **menor**, 1500 m., frente a los 2000 o 1800 m. de las alineaciones mencionadas.
- la **continuidad** de las superficies aplanadas, que desde los 1250 m. de la

Paramera Oriental ascienden gradualmente a la culminación de Pela sin quiebros notables.

La singularidad de la Sierra de Pela queda reforzada por sus **escarpes marginales**:

- el frente Norte es un **impresionante murallón,** largo paredón en fuerte descenso a la Depresión de Tiermes, sin identaciones notables ni contrapendientes o resaltes importantes, excepto el del Pico Bordega (1544 m.), que es precisamente la máxima culminación del conjunto. Esto se produce a pesar de que en sectores como el central las vaguadas se disponen en posición perpendicular al eje montañoso, pero afectan sólo a los niveles bajos de la falda, permitiendo el desarrollo de un amplio frente continuo por encima.

- el frente meridional está compartimentado en una serie de resaltes destacados, **sucesión de ceños o muelas** adosados al cuerpo orográfico central. La máxima incisión se halla en la llamada Ensenada de Somolinos.

Así pues, el Macizo de Pela, responde a un esquema de culminación aplanada con doble alineación marginal y altiplano central abierto hacia el Oeste, con un frente septentrional continuo y un frente meridional segmentado en muelas y ceños.

En definitiva, se pueden diferenciar las siguientes unidades de relieve:

- **la Sierra de Pela**, en sentido estricto, que constituye el eje septentrional y presenta dos tramos diferenciados: uno occidental de notable isoaltitud y otro oriental, que desciende hacia el Este, hasta enlazar con la Paramera de Barahona;

- **la Sierra de Los Llanos**, que constituye el sector occidental del eje meridional, de dirección subparalela y en declive general hacia el Oeste;

- **la Mesa de Cantalojas,** que es la prolongación de esta sierra aún más

hacia el Oeste;

- **el Altiplano de Campisábalos**, depresión relativa central entre las Sierras de Pela y de Los Llanos;

- **la Sierra de Bulejo**, que conforma el sector oriental del eje meridional y desciende progresivamente hacia el Este;

- **la Ensenada de Somolinos**, definida como una depresión marcada en el eje Sur, que casi llega a estrangular el macizo y que separa las Sierras de Los Llanos y de Bulejo.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Altiplano de Campisábalos: designación propia por referencia a localidad. Otras denominaciones parecidas (ver texto).
- Ensenada de Somolinos: designación propia por referencia a localidad.
- Mesa de Cantalojas: designación propia por referencia a localidad.
- Sierra de Bulejo: del MTN. Localmente se conoce también como S. de la Respenda (consulta Miedes), por el nombre de una dehesa situada allí [5] . Hay quien también la designa como Sierra de Pela, en este caso haciéndola equivaler al Macizo de Pela.
- Sierra de Los Llanos: designación propia basada en el topónimo de Los Llanos con el que se conoce a la culminación.(MTN, consulta local).
- Sierra de Pela: aparece ya en Tomás López 1783. Referencias anteriores como Sierra de Miedes (Poema del Mio Cid), por localidad y Sierra de Atienza. Al sector occidental de la Sierra de Pela se le designa a veces como "Sierra de las Cabras" (Lautensach, Bartholomew and Son).

[5] En el término municipal de Miedes, limítrofe con Cañamares, está situada la dehesa denominada "La Respenda". Es la más importante de toda la región.1974. Moreno Chicharro,F.; Sanz López,S. Caminos de Sigüenza y Atienza., pág 111.

1.3.3.1. La Sierra de Pela (s.s.).

La **extensión** que se incluye bajo el topónimo de Sierra de Pela resulta **problemática.** (fig 14 y 15). Se suele entender como tal la totalidad del eje montañoso septentrional del área estudiada, si bien autores, como Castel, en 1881, lo reducen al sector occidental (hasta el Portillo, junto al Cerro de La Moralina).

La primera opción está avalada por la tradición recogida en la cartografía y que aún pervive entre la población. Es la que se ha seguido por la coherencia morfográfica y por los testimonios recogidos sobre el terreno.

En cualquier caso el planteamiento de Castel tiene un fundamento lógico, ya que se diferencian claramente **dos tramos,** occidental y oriental:

- el occidental tiene dirección general WNW y es un conjunto continuo, elevado, con notable isoaltitud, segmentado por collados poco hendidos, que diferencian sectores a veces un poco más cortos (morros; son los "cerritos" de Castel) (fot. 6)
- el tramo oriental, aunque también continuo, se diferencia notablemente del anterior por su marcado y progresivo descenso hacia el Este y por el cambio de dirección, ahora NE.

La **impresión visual** de la Sierra de Pela es muy diferente según el ámbito desde la que se realice: desde el Norte aparece como un **murallón** continuo, según ya consideramos; esto contrasta con el aspecto que adquiere por el Sur, desde el Altiplano de Campisábalos, desde donde se manifiesta como el **final de una larga vertiente** careciendo de aspecto serrano.

Desde el Este, desde la Paramera de Barahona, se presenta como una **superficie plana y en progresivo ascenso**, que parece prolongar la de la propia Paramera.

Desde el Oeste, desde la Sierra de Ayllón, enhiesta y recortada, la impresión es de **algo muy diferente**: a altos y movidos relieves le sucede la planitud y una altitud más moderada.

Aunque en una primera aproximación el relieve es continuo, en detalle se pueden reconocer una serie de relieves individuales, entre los que hemos seleccionado los siete siguientes (las referencias de cotas nos dan idea de la isoaltitud general): (fig. 14)

- la **Mesa de Grado** o Sierra de Cabras, en el extremo Oeste, que culmina en el llamado "Pico" de Grado (1510 m..), término que puede entenderse, no en vertical, pues es un fragmento de mesa aplanada, sino en horizontal, ya que forma un espolón en avanzada hacia el NW, que se divisa desde decenas de Km. de distancia, "vigía" según Moreno, M, 1975; (fot. 9)

- el **Pico Rivilla** (1507 m.) llamado también de las Tres Provincias, por constituir el mojón limítrofe entre Guadalajara, Segovia y Soria;

- los **morros** o cabezos del sector central, redondeados y de vertientes regularizadas, entre los que destacan el de Torrecilla (1525 m.) y el de Rivalope (1521 m.). El primero, en peligro de ver su nombre suplantado por el del vértice geodésico "Margalindo";

- el **Pico Bordega**, justo al Norte de Torrecilla, que cae en avanzada con un escarpe de 250 m. sobre la Depresión de Tiermes, al Norte. Es muy diferente a los demás por el crestón rocoso que ribetea su vertiente Sur, lo que le proporciona un perfil algo agudo. Paradójicamente este relieve aislado es la máxima culminación de la Sierra de Pela (y de la Paramera de Sigüenza), a 1544 m. Paradójicamente, también falta su topónimo en el MTN;

- el **Cerro de La Moralina** (1535 m.), último de un tramo de cerrones, llamados significativamente "Los Cabezos"; supone la terminación del tramo occidental y el comienzo del oriental. Culmina en un vértice de nombre absurdo para una elevación,

"Portillo", pero que indica la proximidad de un estrecho y alargado valle que sirve de bisagra entre los dos tramos occidental y oriental de la Sierra de Pela;

- en este **tramo oriental**, sin interrupciones notables, pero en declive continuo hacia el NE, destaca apenas la culminación de **Peñas Altas**, que hace referencia precisamente a los reductos somitales excepcionalmente abruptos y escarpados, peñascosos y roqueros dentro de un conjunto que se caracteriza fundamentalmente por las vertientes enlazadas, continuas y sin escabrosidades, (fot. 11)

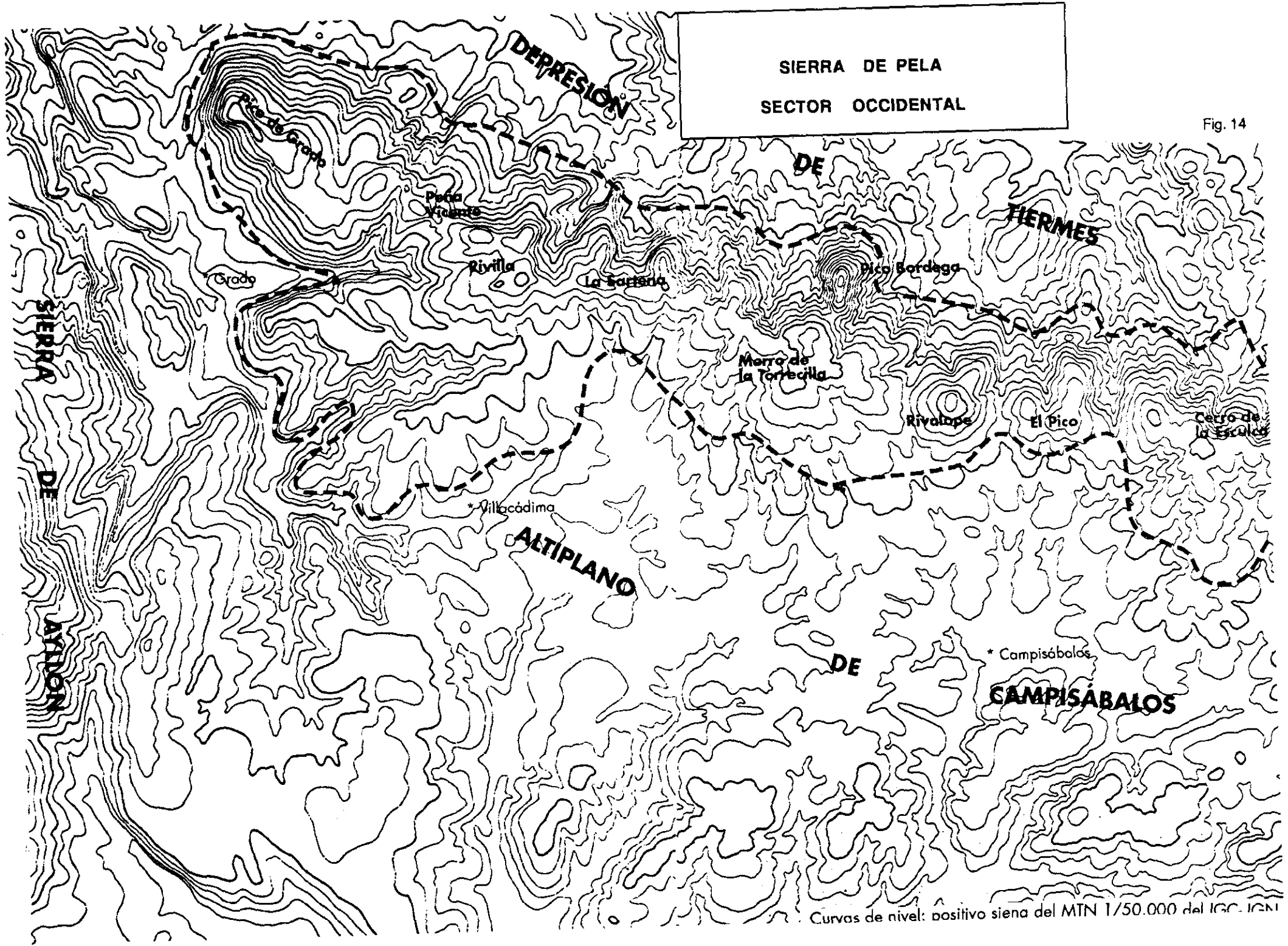
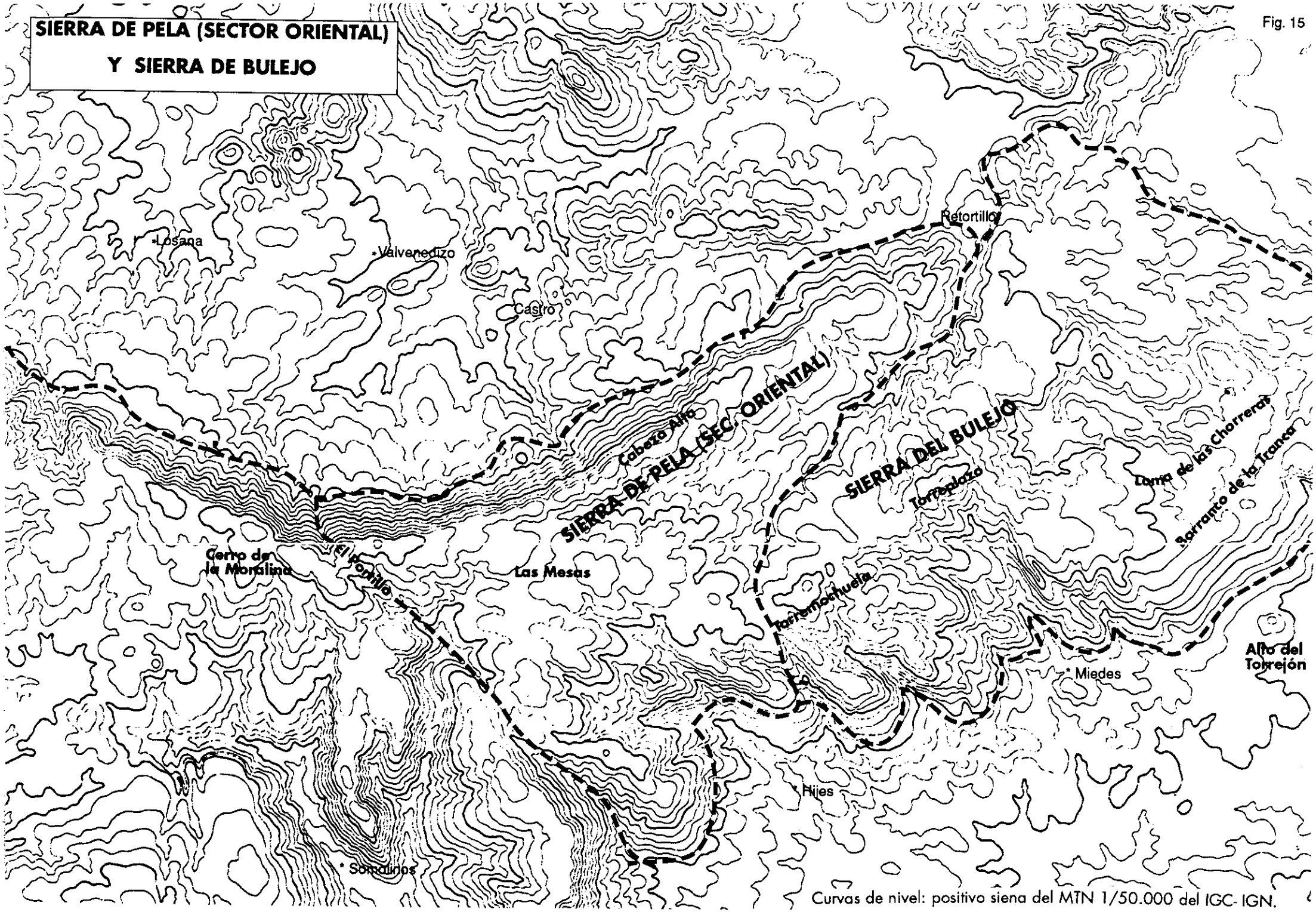


Fig. 14

Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC, IGN

Fig. 15

SIERRA DE PELA (SECTOR ORIENTAL) Y SIERRA DE BULEJO



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

Sierra de Pela

- Cabeza Alta: MTN.
- Cerro de la Moralina: MTN, aunque desplazado hacia el Sur.
- Morro de la Torrecilla: según Castel ("morro de la Torrecilla, detrás se encuentra el cerro de la Bordega"). En MTN se señala el vértice Margalindo.
- Peña Vicente: MTN.
- Pico Bordega: en Coello "Cerro de la Bordega". En Tomás López- Soria se designaba como Monte Sotillos. por referencia a población próxima.
- Pico de Grado: ya aparece en Coello-Soria y en Madoz.
- Rivalope. MTN. En Castel, 1881, " Cerro de Riva Lope".
- Rivilla: según vértice geodésico MTN. trastocado en 1/200.000 - Guadalajara con el Pico de Grado.
- La Sartena: MTN.
- El Tomillarón: MTN.

Sierra de Bulejo

- Cerro de Torremochuela: MTN.
- Las Mesas: MTN.
- Torreplazo: en Coello-Soria aparece como "Sierra de Torreplazo"; en Aránzazu, como "Pico de Torreplazo".

1.3.3.2. La Sierra de Los Llanos.

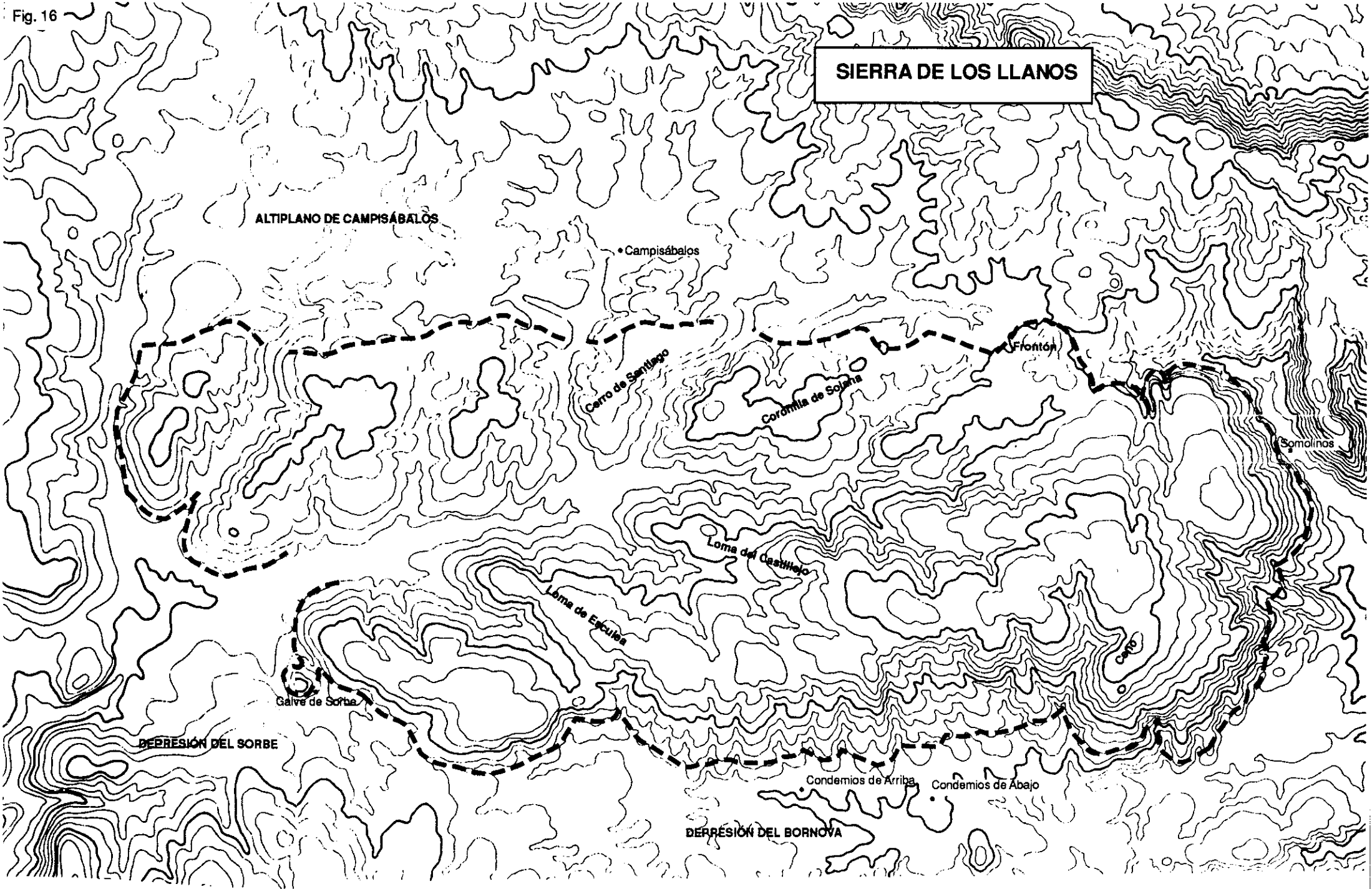
La **denominación** de esta sierra resulta **problemática**. Localmente la zona culminante se conoce como "Los Llanos", nombre que también aparece recogido varias veces como paraje en el MTN. y que, según las comprobaciones efectuadas, se puede extender a todo el eje elevado que se extiende desde Galve hasta Albendiego. (fig.16).

Sin embargo, llamar a lo que morfográficamente es ante todo una sierra por "Los Llanos" puede resultar desconcertante. Por eso hemos creído más conveniente anteponer el término de "sierra", con lo que el topónimo así formado "Sierra de los Llanos" hace referencia a la vez al carácter serrano y a la culminación aplanada.

La Sierra de Los Llanos sólo adquiere verdadera configuración serrana desde la Depresión de Miedes, al Sur, (fot. 2) ya que desde el Altiplano de Campisábalos apenas se eleva unos 50 m. (fot. 8).

El relieve de esta sierra se estructura en torno a un valle central Este-Oeste, hacia el que convergen oblicuamente otros valles secundarios,que determinan lomazos intermedios. Sin embargo los valles que proceden del Norte, como el Arroyo de la Dehesas, al tener su cabecera abierta al Altiplano de Campisábalos presentan una vaguada amplia y de fondo plano, muy distinta a la de los que proceden del Sur (fot. 7).

Fig. 16


SIERRA DE LOS LLANOS
ALTIPLANO DE CAMPISÁBALOS
Campisábalos
Cerro de Santiago
Cornmilla de Solana
Frontón
Somolinos
Loma del Castillejo
Loma de Esculea
Galve de Sorbe
DEPRESIÓN DEL SORBE
Condemios de Arriba
Condemios de Abajo
DEPRESIÓN DEL BORNOVA

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales

- Alto de la Majada: MTN.
- El Ceño: topónimo depurado a partir de "Pico del Ceño", MTN, al expresar ceño ya una unidad fisiográfica.
- Cerro de Santiago: MTN.
- Coronilla de Solana: depurado a partir del MTN, "Cerro de la Coronilla de Solana".
- Frontón: a partir del vértice geodésico MTN.
- Loma de Esculea: MTN.
- Loma de Fuensanta: SGE, a partir de vértice geodésico Fuensanta.
- Loma del Castillejo: MTN.
- Sierra de Los Llanos: designación propia, tomando como referencia denominación de parajes de MTN y confirmación local de "Los Llanos".

1.3.3.3. La Mesa de Cantalojas. (fig. 17)

Corresponde a una unidad elevada y aplanada, una mesa en definitiva. Como en áreas vecinas se ha individualizado esta unidad por su coherencia morfográfica, sin que se haya podido recoger ninguna denominación popular para designarla. Haciendo referencia a la población situada a la falda, se la ha llamado Mesa de Cantalojas.

Constituye un elemento de **enlace** entre las **sierras contiguas**, lo que se refleja también en su estructura en tres ramales:

- un ramal hacia el SE, que parece prolongar el murallón de la Sierra de Los Llanos, lo que queda corroborado porque localmente se la designa con el mismo nombre de "Los Llanos";

- otro ramal hacia el NE, que configura el Alto de Las Majadas, prolongación sólo un poco más elevada del Altiplano de Campisábalos;

- un tercer ramal hacia el NW, El Morro, que constituye el enlace con el eje oriental de la Sierra de Ayllón, alineado como él N- S., del que le separa el Collado de las Cabras.

Cabría la posibilidad de considerar este relieve así definido como una mero apéndice de la Sierra de Los Llanos. La justificación de individualizarlo como relieve independiente se basa en la segregación física del mismo, en poseer un carácter masivo, faltando la depresión longitudinal y la disposición alineada de la Sierra de Los Llanos, con lo que se acerca más a un modelo de mesa que de sierra y por su anómala estructura en tres ramales. (fot.5)

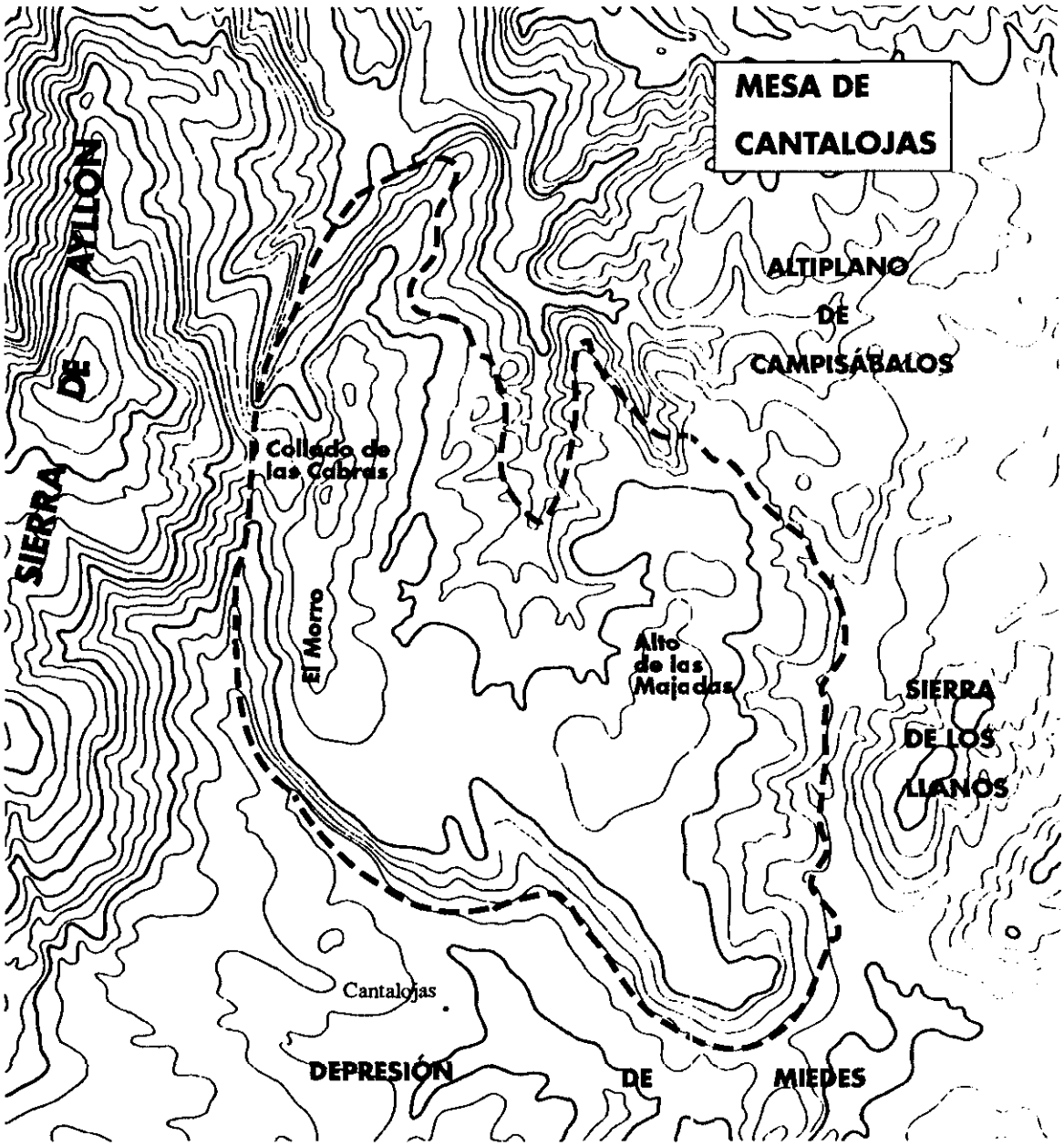


Fig. 17 Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de las Majadas: vértice geodésico del MTN.
- Collado de las Cabras: MTN.
- Mesa de Cantalojas: designación propia por referencia a la localidad. En Madoz figura "entre el Pico de Grado, Villacádima y Cantalojas se levanta la 'colina' llamada Majada de las Cabras". Localmente se designa como "Los Llanos", como su prolongación serrana hacia el Este.
- El Morro: MTN, desplazado.

1.3.3.4. El Altiplano de Campisábalos.

Aunque consagrada en la bibliografía, este elemento central del macizo de Pela no se ha reflejado, sin embargo, en los mapas topográficos. Se la designa como:

- Meseta de Campisábalos (Aránzazu, Castel)
- Mesa de Campisábalos (Palacios)
- Planicie de Campisábalos (Birot y Solé)

Quizá sea, sin embargo, más adecuado designarlo como **altiplano** de Campisábalos, según se desprende de los siguientes rasgos morfográficos:(fig 18)

- la **planitud**, ya que se trata de una superficie de suaves pendientes y escaso desnivel interno;

- la **altitud**, a 1350- 1400 m. siendo necesario elevarse de 200 a 300 m. desde el valle del Aguisejo al Oeste o desde la Depresión de Miedes al SE;

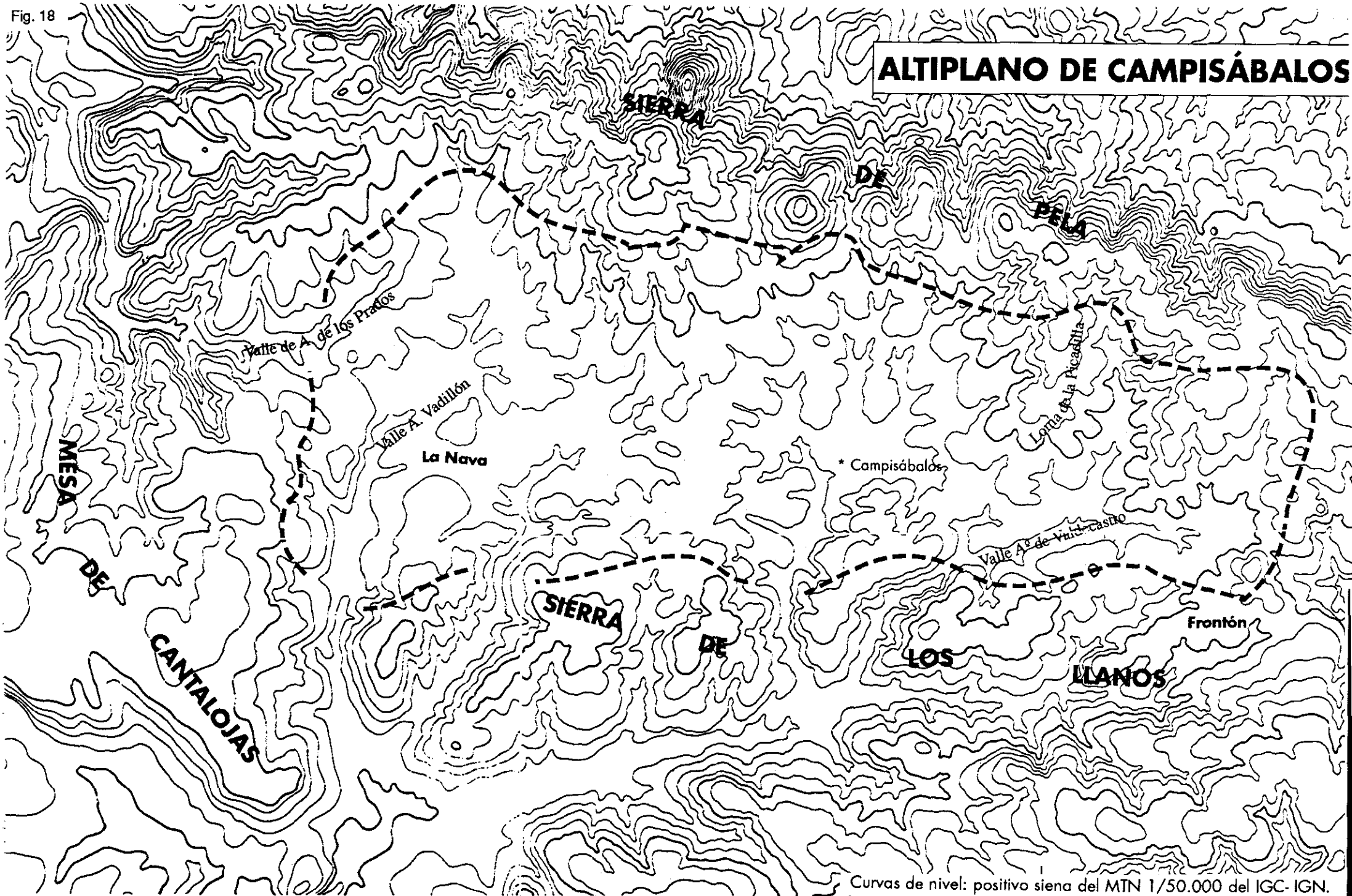
- la **posición deprimida** entre montañas; la Sierra de Pela al Norte, destacando de 100 a 150 m. y la Sierra de Los Llanos al Sur, que aunque más baja, se levanta unos 50 m. sobre la parte más deprimida del altiplano. Ambos ejes montañosos se funden por el Este. Solo al Oeste, queda el altiplano abierto y colgado por los valles de la cabecera del Aguisejo.

El Altiplano posee unidad visual marcada. Es un **espacio abierto**, pues los relieves que lo circundan no destacan demasiado y la transición a ellos se hace de una forma lenta y continua (fot 8 y 6). Desde los cerrados valles por los que se asciende hasta llegar al altiplano, el contraste más fuerte es el de espacios y perspectivas abiertos.

Como peculiaridades notables este altiplano presenta una suave **inclinación**

hacia el Sur, con pendientes de 1-4% y una **compartimentación transversal de la red hidrográfica** en 5 cuencas, 4 de las cuales drenan hacia el Sorbe, destacando la del Arroyo de las Dehesas por su posición central, y solo una, la más occidental del Aº de los Prados, desagua en el Aguisejo, ya de la cuenca del Duero. La divisoria Tajo- Duero atraviesa, pues, transversalmente el altiplano.

Fig. 18


ALTIPLANO DE CAMPISÁBALOS
SIERRA DE PELA
Valle de A. de los Prados
Valle A. Vadillón
La Nava
Loma de la Picadilla
* Campisábalos
MESA DE CANTALOJAS
Valle Aº de Valdecastro
SIERRA DE LOS LLANOS
Frontón
Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Altiplano de Campisábalos: designación propia por referencia a localidad. Aránzazu, " Meseta de Campisábalos". Birot y Solé, "Planicie de Campisábalos".
- Loma de la Picadilla: MTN.
- La Nava: MTN.

1.3.3.5. La Sierra de Bulejo.

Alargada en sentido NE, la Sierra de Bulejo se extiende a lo largo de 14 Km. aproximadamente. Anteriormente tuvo **otras denominaciones**:

- los tratadistas del siglo pasado (Castel y Palacios) mencionan la Sierra de Torreplazo y la Sierra de Torremochuela, que corresponden a culminaciones específicas. Aránzazu, anteriormente, habla únicamente de Pico de Torreplazo. Estas denominaciones las sigue utilizando Moreno,M., 1975 ("Sierra de Torreplazo" y "Sierra de Torremocha");

- existe además una referencia literaria lejana del Poema del Mio Cid, donde se habla de la Sierra de Miedes, población situada a la falda.

- el término de Sierra de Bulejo se halla por primera vez, al parecer en el MTN y está consagrado en la cartografía posterior para designar el conjunto.

- localmente es conocida también como Sierra de la Respenda (Miedes).

Aunque aplanada en culminación, la Sierra de Bulejo presenta una estructura muy distinta a la de Pela (fig 15.). En lugar de un conjunto alineado y continuo, presenta una **articulación en tres bloques** morfográficos muy bien diferenciados:

- al NE, el de Las Mesas, que es una meseta desplazada hacia el Norte, en las inmediaciones de la Sierra de Pela;

- al Centro, el de Torreplazo y Torremochuela, elevaciones apenas marcadas sobre el terreno, y que sólo resaltan en el perfil serrano desde la Depresión de Miedes;

- el oriental, con una estructura longitudinal, en base a dos lomazos alargados que van descendiendo progresivamente hacia el Este.

Cada uno de estos bloques se encuentra brusca y sucesivamente desplazado hacia el SE y la divisoria hidrográfica pasa, de ser disimétrica hacia el Norte, a estar centrada y volver a ser disimétrica, pero ahora hacia el Sur.

1.3.3.6. La "Ensenada de Somolinos"

Entre la Sierra de Pela, el Altiplano de Campisábalos, la Sierra de Los Llanos y la Sierra de Bulejo se individualiza un área de 5 Km. de diámetro, que se puede definir como un **amplio hondón**, donde se encuentra Somolinos (fig. 20)

Este hondón de Somolinos está enmarcado por paredones escarpados (El Ceño y La Muela) y en su interior se alberga la **laguna de Somolinos**, pequeña y alargada (unos 400 m.) y poco profunda, de 12 m. según Castel, que refiere el sondeo que tuvo que realizar sobre una balsa ante la incredulidad de los habitantes de la zona que mantenían que "el suelo de la laguna se hallaba extraordinariamente profundo, o como ellos dicen, que la laguna "no tenía fondo" [6] . Está represada por una acumulación de tobas.

Esta depresión se prolonga hacia el Norte, de forma ramificada por **potentes hoces** que recortan muelas alargadas. Profundamente encajadas, llegan a superar los 250 m. de desnivel, presentan una cornisa marcada y vertientes generalmente regladas, empinadas hasta un 45 %. Las tres fundamentales son las del valle del Manadero, la del Aº del Tejo y la del Aº del Portillo, la más curiosa pues es seguida por distintos tramos fluviales, careciendo de unidad hidrográfica.

[6] pág 364 inf., 34 sup. 2. 1880-82. CASTEL,C. Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Mapa Geol. España, 7: 334 - 395.

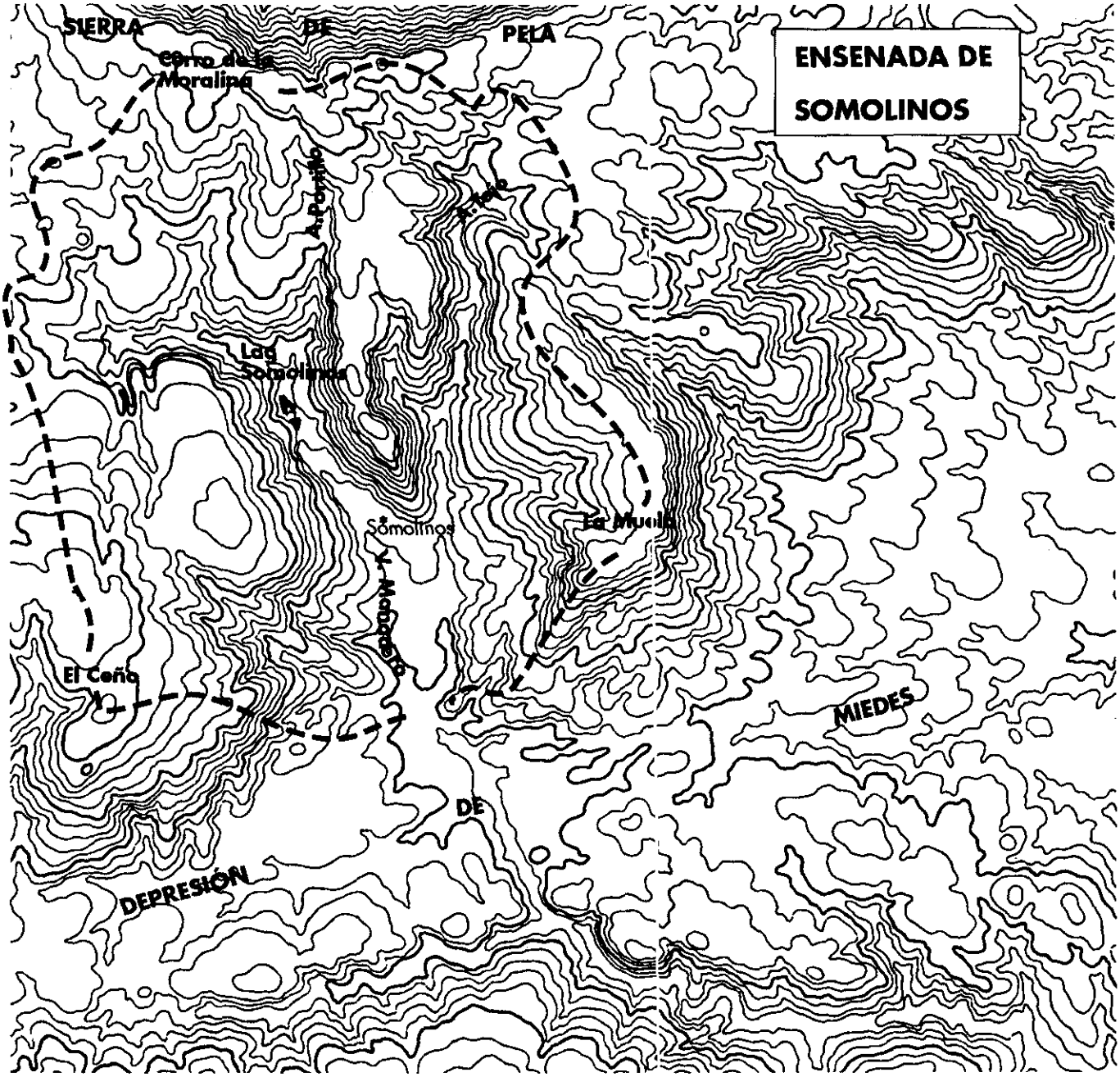


Fig. 19 Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales

Arroyo del Portillo: MTN.

Arroyo del Tejo: MTN.

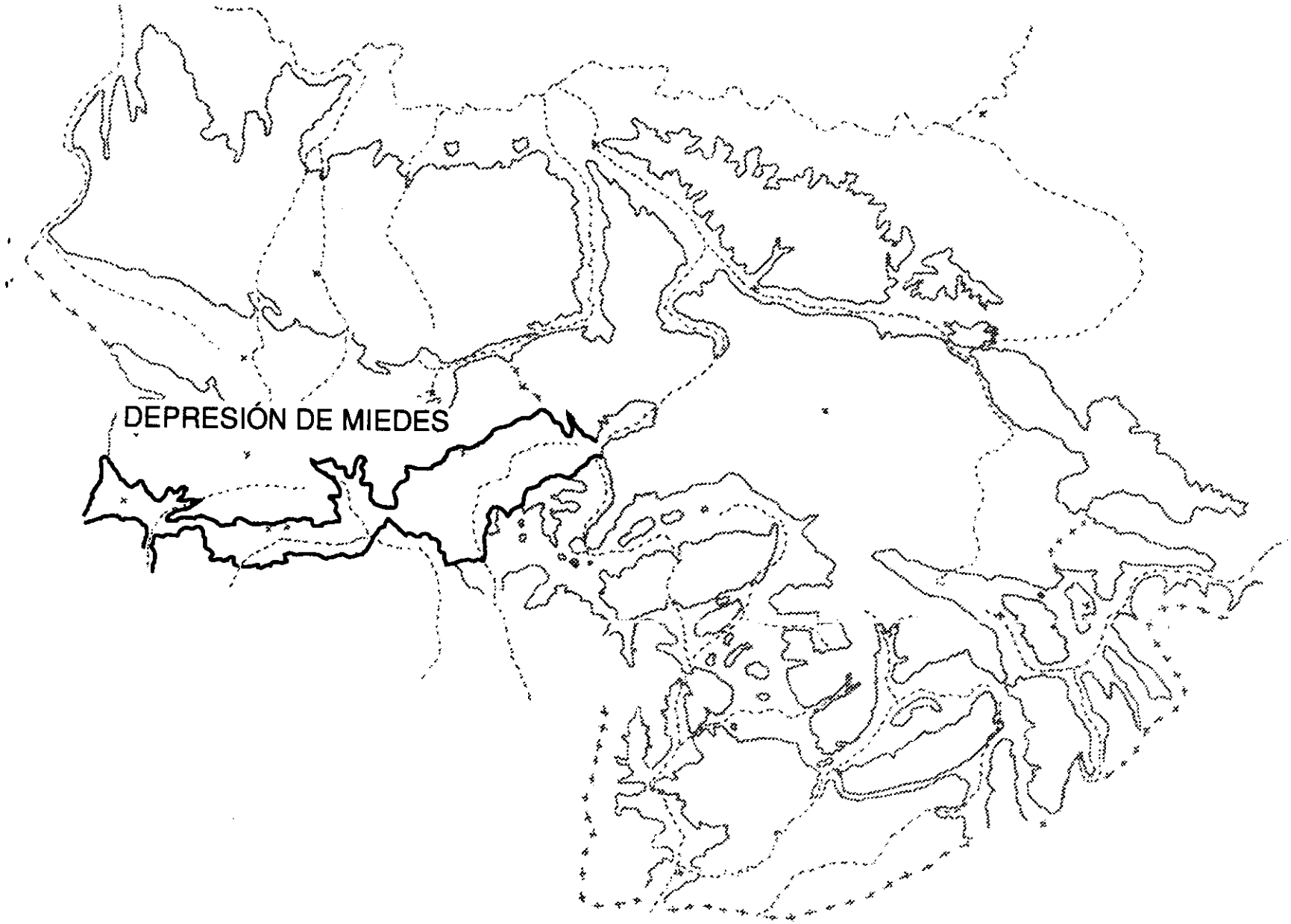
Cocinillas: Serrano Belinchón, 1985.

El Ceño: MTN

La Muela: MTN.

Laguna de Somolinos:MTN y referencias anteriores

Valle de Manadero: MTN



La Depresión de Miedes en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.4. La Depresión de Miedes (fig. 21-23)

Entre las alineaciones de Ayllón y Pela al Norte y la de Alto Rey al Sur se extiende una **larga depresión**, claramente marcada en el terreno, que, por su disposición acorde con el eje del Sistema Central, puede ser calificada de **longitudinal**.

Sin embargo no alcanza la nitidez de otras áreas deprimidas del Sistema Central debido a los siguientes motivos:

- no posee unidad desde el punto de vista hidrográfico, al estar compartimentada en tres cuencas: la del Sorbe al Oeste, la Bornova al Centro y la de Cañamares al Este, que drenan transversalmente la depresión. Cada una de ellas posee unos 10 Km. de longitud, sumando en total 34 Km.

- existe una marcada incurvación en el trazado: se diferencia un primer sector de dirección W-E y otro segundo en que la dirección se torna NE.

- la depresión es estrecha: la máxima anchura es de 3 Km. y en ocasiones se angosta hasta sólo 1 Km.

La percepción visual del conjunto de la Depresión sólo se logra desde contadas posiciones, como las inmediaciones del collado de San Antón. Pero en cualquier caso la **continuidad del área deprimida** es innegable y justifica la consideración como una unidad de relieve.

Aunque ya Palacios reconoce "una depresión, desde cerca de Galve hasta las inmediaciones de Atienza", que habría que prolongar por el Oeste incluyendo la depresión del Sorbe, no se la designa bajo ninguna **denominación** global. Dada su importancia, así como su orientación general W- E, paralela al relieve serrano y su posición intermedia entre los ejes orográficos de este sector del Sistema Central, podría-

mos referirnos a ella como Depresión de Miedes o Depresión Longitudinal Media.

Respecto a la altitud se observa un **progresivo descenso hacia el Este**: si consideramos el fondo de los tres tramos indicados, podemos señalar los valores hipsométricos de referencia de 1300 m. para la depresión del Sorbe; 1200 m. para el Bornova y 1100 m. para el Cañamares.

El límite occidental está cerrado por los contrafuertes de la Sierra de Ayllón, pero por su extremo oriental enlaza con un rosario de depresiones, que con más o menos continuidad secciona totalmente la Paramera (Cinturón central de Atienza-Sigüenza).

Los **fondos de las depresiones son movidos** y únicamente al Este, en la Depresión de Cañamares, existen dos verdaderas llanuras de 4 Km. de longitud cada una, conocidas respectivamente, como Llano del Salmoral y Llano de las Pozas.

Un rasgo clave en la configuración de estas depresiones es la **baja cota de los collados de enlace** de las sucesivas depresiones secundarias, que se establecen en las siguientes alturas relativas (sobre el fondo del valle indicado en primer término):

- a + 70 m. la del Sorbe / Lilas
- a + 80 m. la del Sorbe/ Bornova (Ermita de San Antón)
- a + 30 m. la del Bornova/ Cañamares
- a + 60 m. la del Cañamares/ Escalote
- a + 60 m. la del Cañamares/ Alcolea

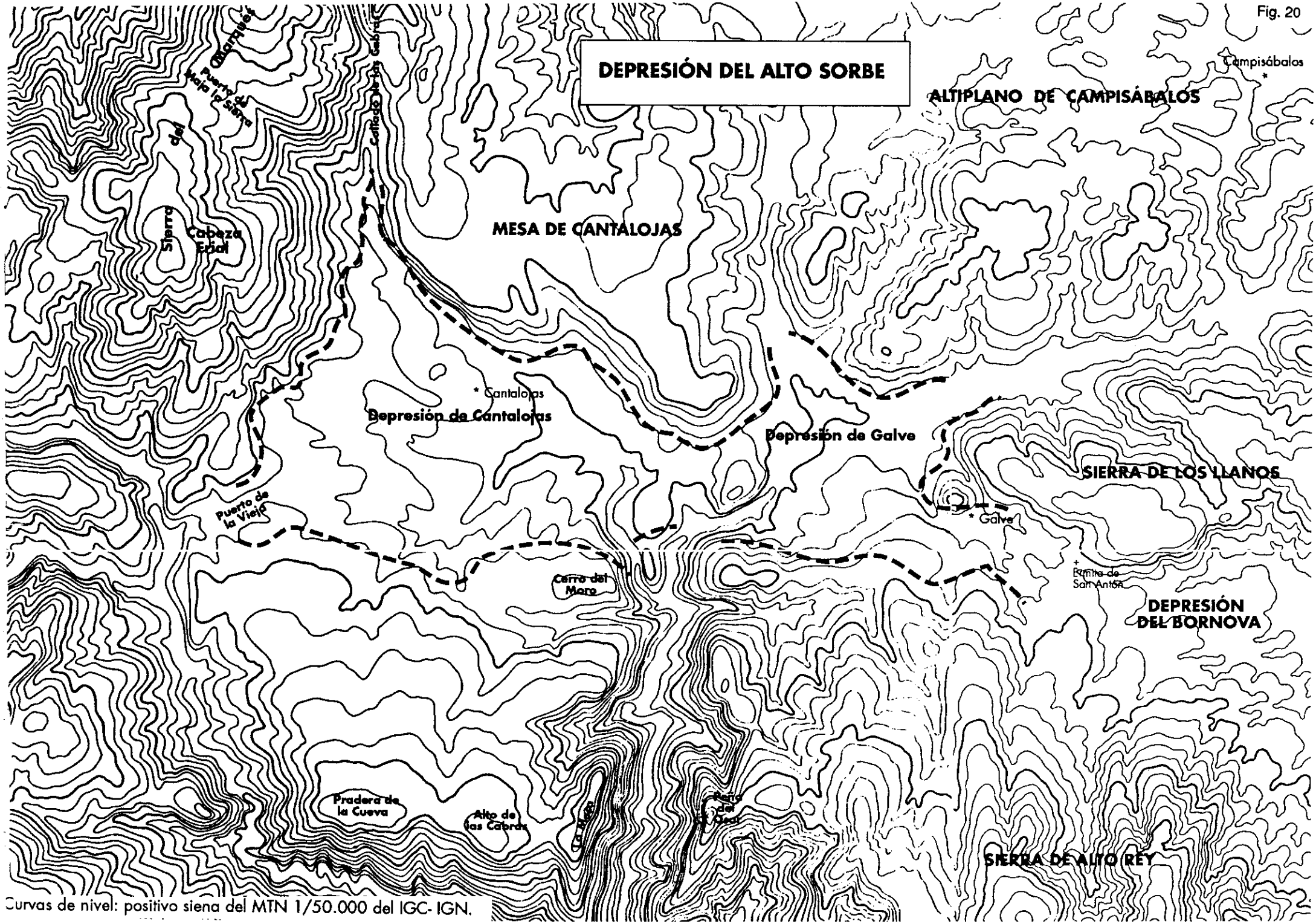
Resulta significativo que, en cada caso, la altitud relativa de los collados sea mucho mayor respecto a los valles al Este, que respecto a los que se encuentran al Oeste. Así, el collado del Sorbe- Bornova se encuentra a +200 m.sobre el fondo del valle del Bornova, frente a los 80 m. señalados sobre el del Sorbe y el del Bornova

Cañamares a + 130 m. sobre el fondo del Cañamares, en lugar de los 30 m. a los que se hizo referencia, etc... Esto implica en definitiva un descenso general y continuado hacia el Este.

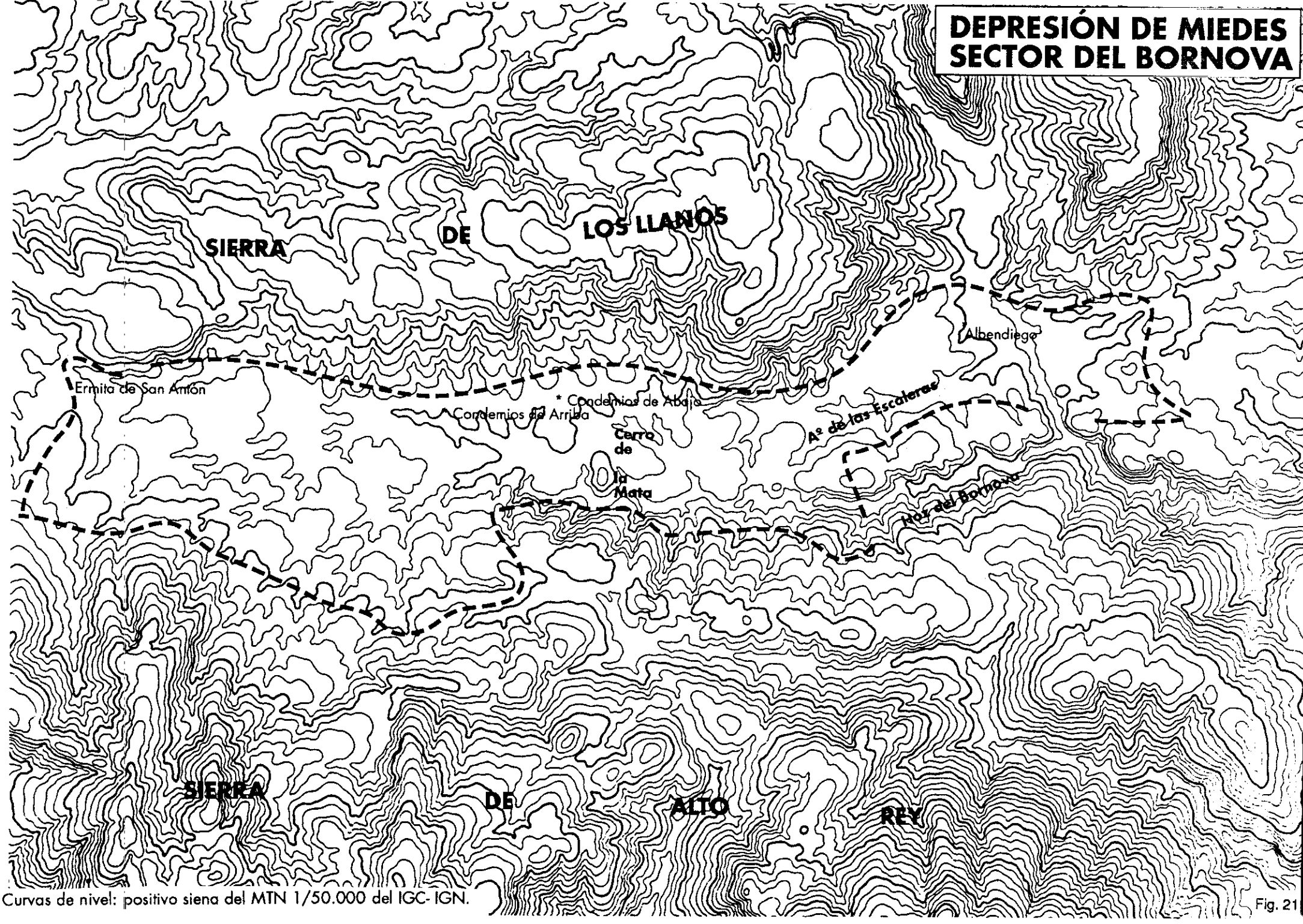
Dentro de cada una de las tres depresiones se pueden distinguir, a su vez, **dos subsectores, occidental y oriental,** de dimensiones semejantes (unos 3 Km.):

- en el Sorbe: (fig. 20)
  - la de Cantalojas, de planta triangular al Oeste;
  - la de Galve, con cuatro puntas al Este;
- en el Bornova: (fig. 21)
  - el tramo alto, aguas arriba del Cerro de La Mata, de menor pendiente, con el Bornova centrado;
  - el tramo bajo, con el Bornova desplazado hacia el margen Sur en un valle estrecho y encajado, (Hoz del Bornova) quedando el central más amplio, surcado por el curso menor del Aº de las Escaleras;
- en el Cañamares: (fig. 22)
  - sector occidental, con drenaje hacia el SE;
  - sector oriental, con drenaje hacia el SW, convergente con el anterior.

Fig. 20



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fig. 21

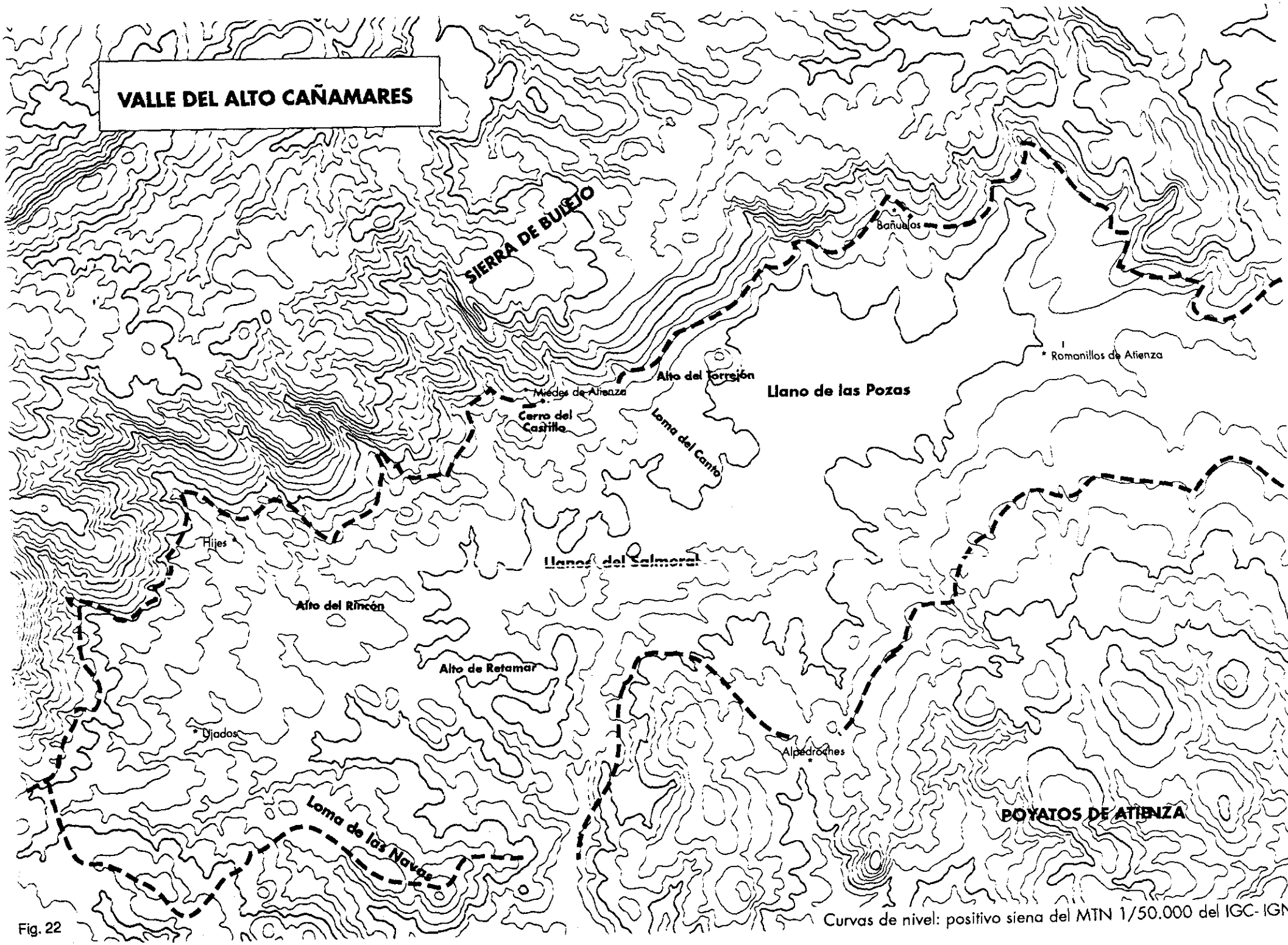


Fig. 22

Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

Depresión del alto Sorbe:

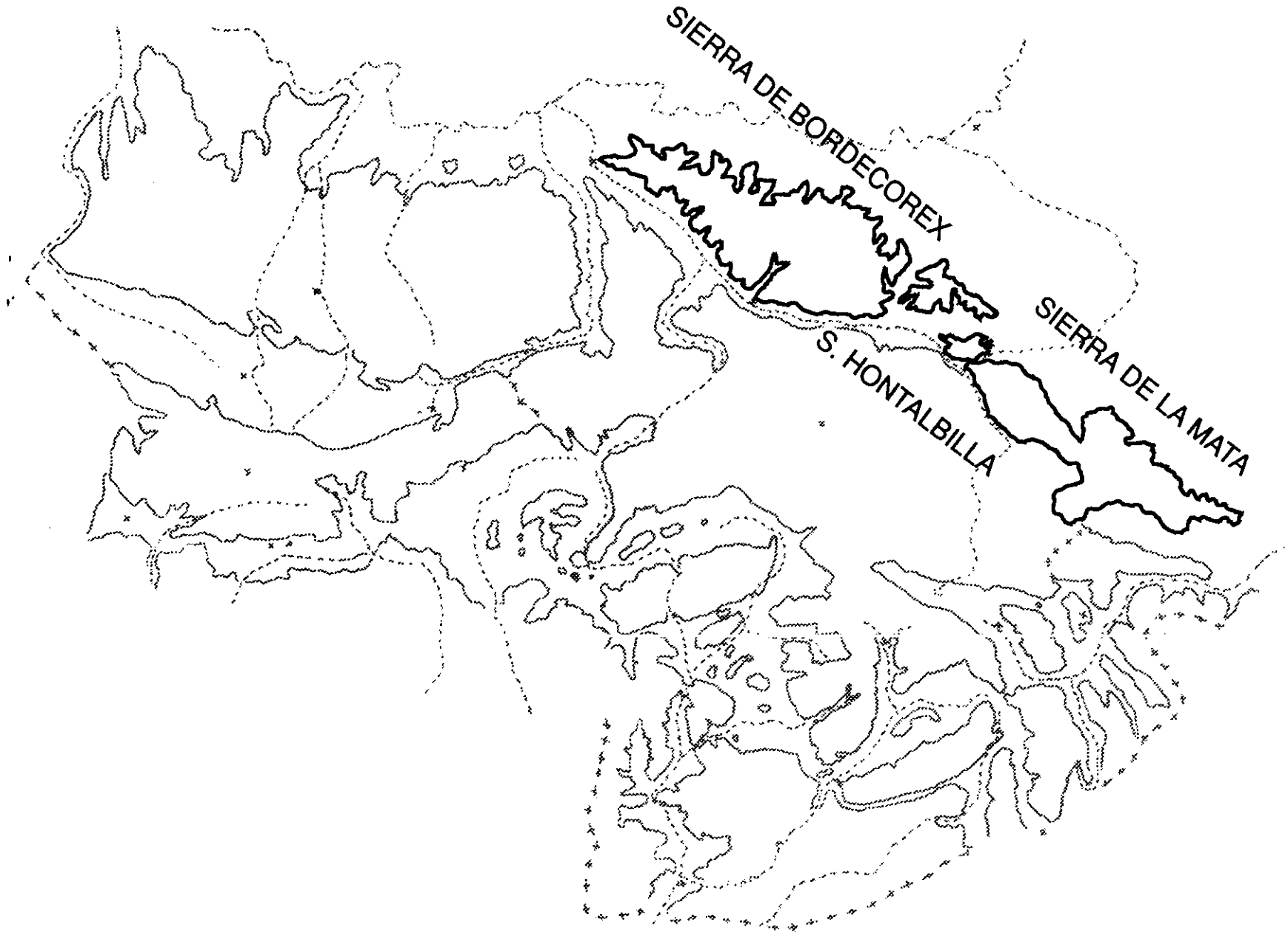
- Alto de Pradera de la Cueva,MTN.
- Cerro del Moro, MTN, también Alto de las Coronillas, MTN.
- Collado de las Cabras.
- Puerto de Maja la Sierra, en Coello-Segovia, no aparece en MTN.
- Puerto de la Vieja, identificado según referencias de Madoz, no figura ni en Coello, ni en MTN.
- Valle de Galve, expresión utilizada por A. López Gómez, 1963 para referirse al sector oriental, próximo al núcleo de población.

Depresión del Alto Bornova:

- Cerro de la Mata, MTN.

Depresión del Alto Cañamares:

- Alto del Retamar, MTN.
- Alto del Rincón, MTN.
- Alto del Torrejón, MTN.
- Cerro del Castillo, MTN.
- Llano de las Pozas, MTN
- Llanos del Salmoral, MTN.
- Loma del Canto, MTN.
- Valle de Miedes, expresión utilizada por A. López Gómez, 1963, para referirse al valle presidido por el núcleo de población. La expresión Depresión de Miedes se hautilizado aquí con un valor de referencia más general.



Las Sierras planas del Norte en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.5. Las Sierras de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata

El extremo septentrional de la Paramera está formado en este sector por un **cinturón de relieves tabulares** que enlazan directamente con los valles del Duero y del Morón de la depresión de Almazán. Como en casos análogos, el relieve se presenta de un forma brusca y nítida, rompiendo el horizonte de las depresiones circundantes.

Estos relieves se alargan en una banda de unos 50 Km. de longitud con dirección global NW, diferenciándose claramente **tres unidades orográficas**:

- la Sierra de Bordecorex, de 22 Km., dirección NW y culminación a 1130 m.
- la Sierra de Hontalbilla, de 8 Km., dirección W-E, culminación a 1150 m.
- la Sierra de La Mata, de 20 Km., dirección NW y culminación a 1160 m.

Los términos de Sierra de Bordecorex, su equivalente el de Sierra de Barca (que utiliza Schwenzner) así como el de Sierra de Hontalbilla, hacen referencia a núcleos de población.

El rasgo más destacado de este conjunto es la **planitud de cumbres** (fig. 23-24): a lo largo de 40 Km. las culminaciones se mantienen entre 1120 y 1160 m., con una pendiente media de un 0,1%. La denominación de "sierras" para estas morfologías tabulares no es rara en España (por ejemplo, la Sierra de Alcubierre), siendo para ello decisivo y suficiente presentar elevación relativa y disposición alargada.

Además de plana la **culminación** es **estrecha**, a lo sumo 2 a 3 Km. que en los 5 últimos Km. de La Sierra de La Mata se reducen a menos de 1 Km.

Presentan estas sierras además **profundas incisiones** que las tajan hasta el centro, lo cual está en relación con la falta de áreas especialmente abruptas y vigorosas de estas superficies planas por igual. La consecuencia fisiográfica es el aspecto

caprichoso y encajado del relieve que se manifiesta ante todo en el Aº del Val de la Sierra de Bordecorex, en la incisión transversal de la Sierra de Hontalbilla y en el barranco de Radona en la Sierra de La Mata, aprovechado por la línea férrea. La impresión serrana llega a desaparecer por completo en el portillo de Villasayas, entre las sierras de Bordecorex y Hontalbilla, en que el relieve se encuentra totalmente desmembrado y disecado en montículos aislados.

La configuración de las laderas serranas es completamente diferente al SW y al NE:

- al **SW** la pendiente **alargada** y continua de un 30% cae sobre la garganta del Escalote- Torete. Aguas abajo del ensanchamiento de Villasayas, (fot. 20), donde el relieve adquiere el aspecto de cuenca parcialmente cerrada, los escarpes se van haciendo más vigorosos, aunque también un poco menos cerrados, llegando a superar los 150 m. de desnivel.

- en contraste la ladera **NE** es abierta y amplia, (hasta 12 Km.) y **escalonada**, seccionada por arroyos, con su tramo alto de dirección NE, que luego vira al Norte. Queda jalonada además por pequeños cerros y mogotes como la Loma de Torremocha o Cabezo Rebollo en las proximidades del Duero.

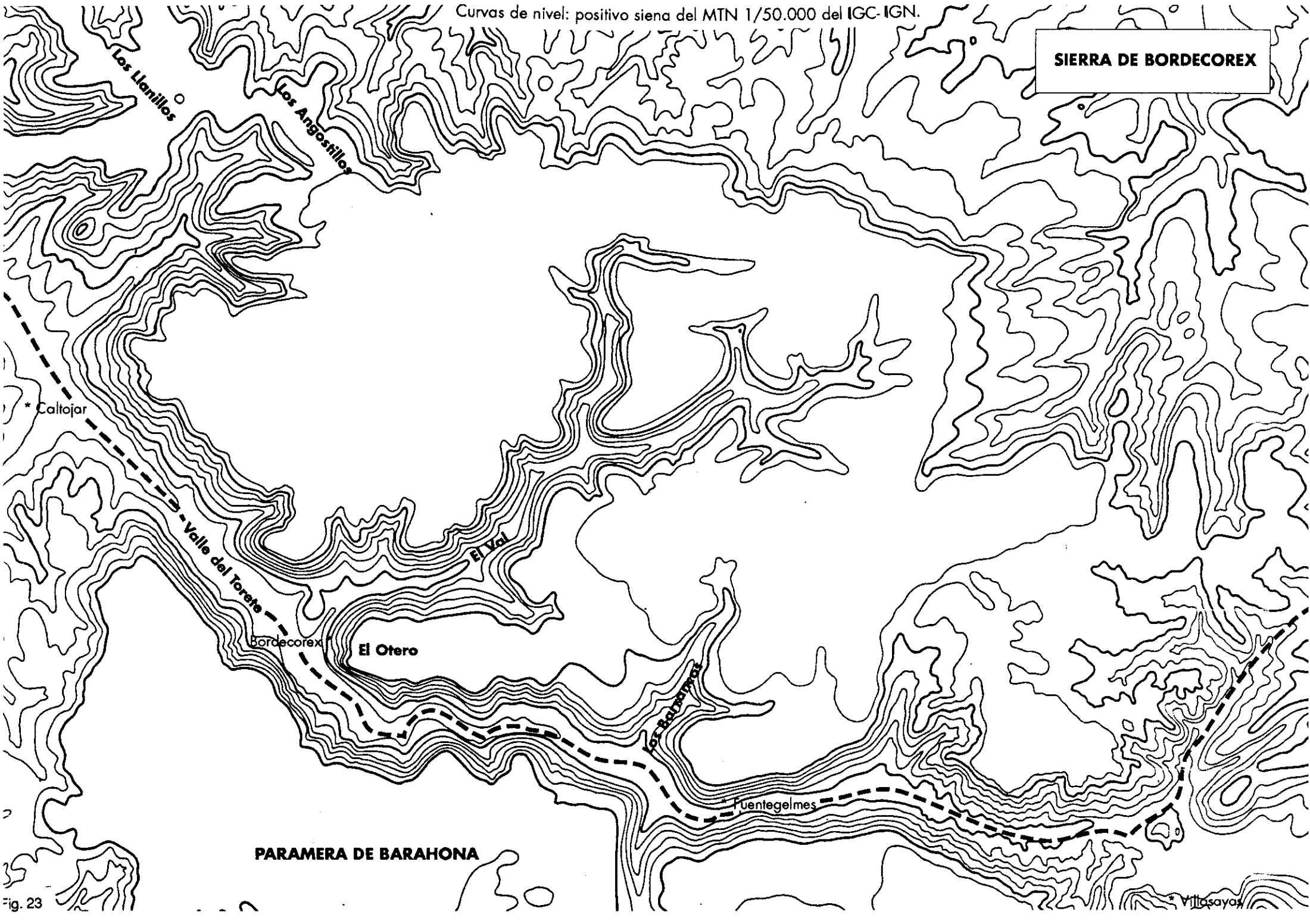

Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN.
SIERRA DE BORDECOREX
Los Llanillos
Los Angostillos
* Caltojar
Valle del Torete
El Val
Bordecorex
El Otero
Los Balbinos
* Fuentegelmes
PARAMERA DE BARAHONA
* Villasayas

Fig. 23

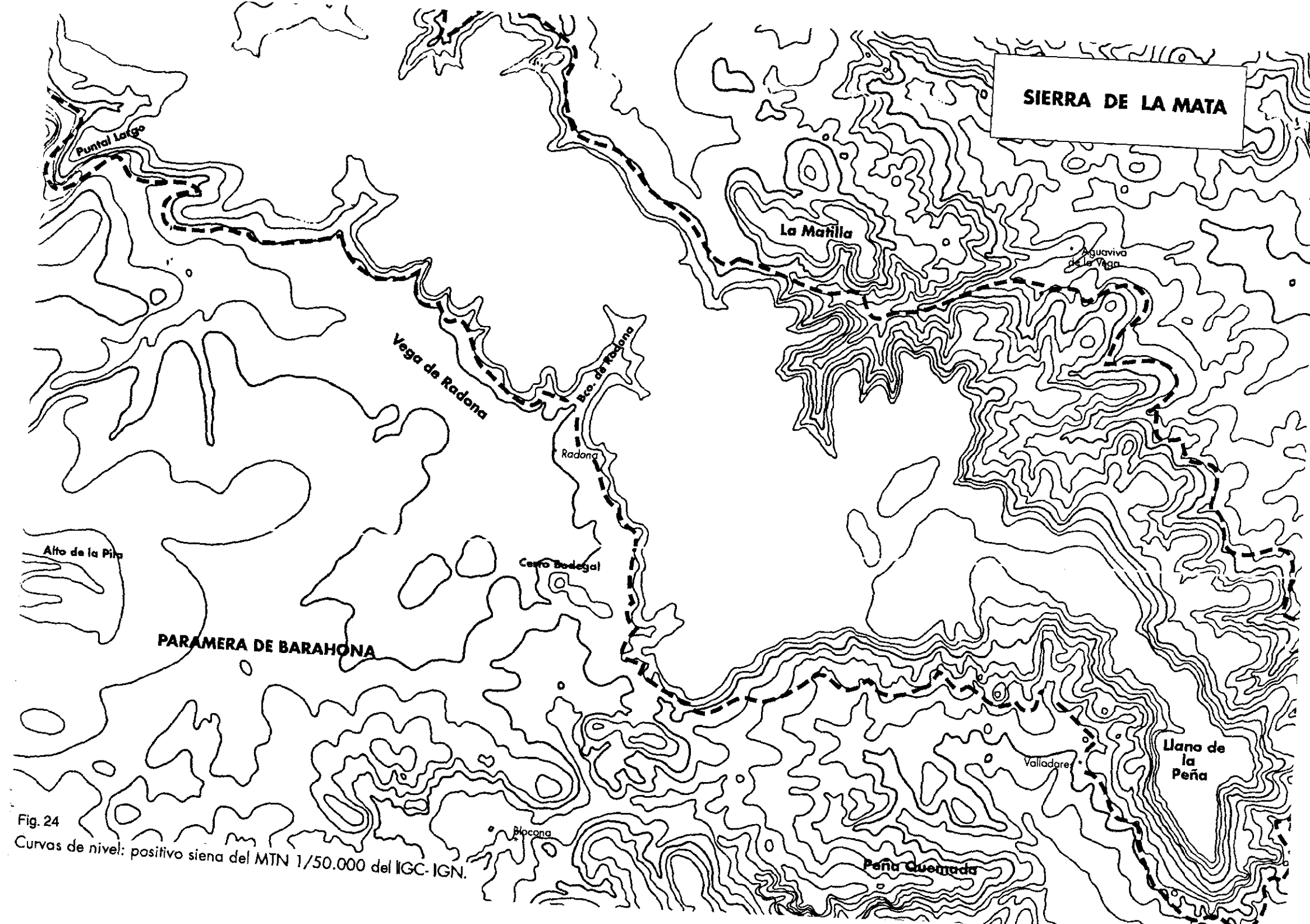


Fig. 24
Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

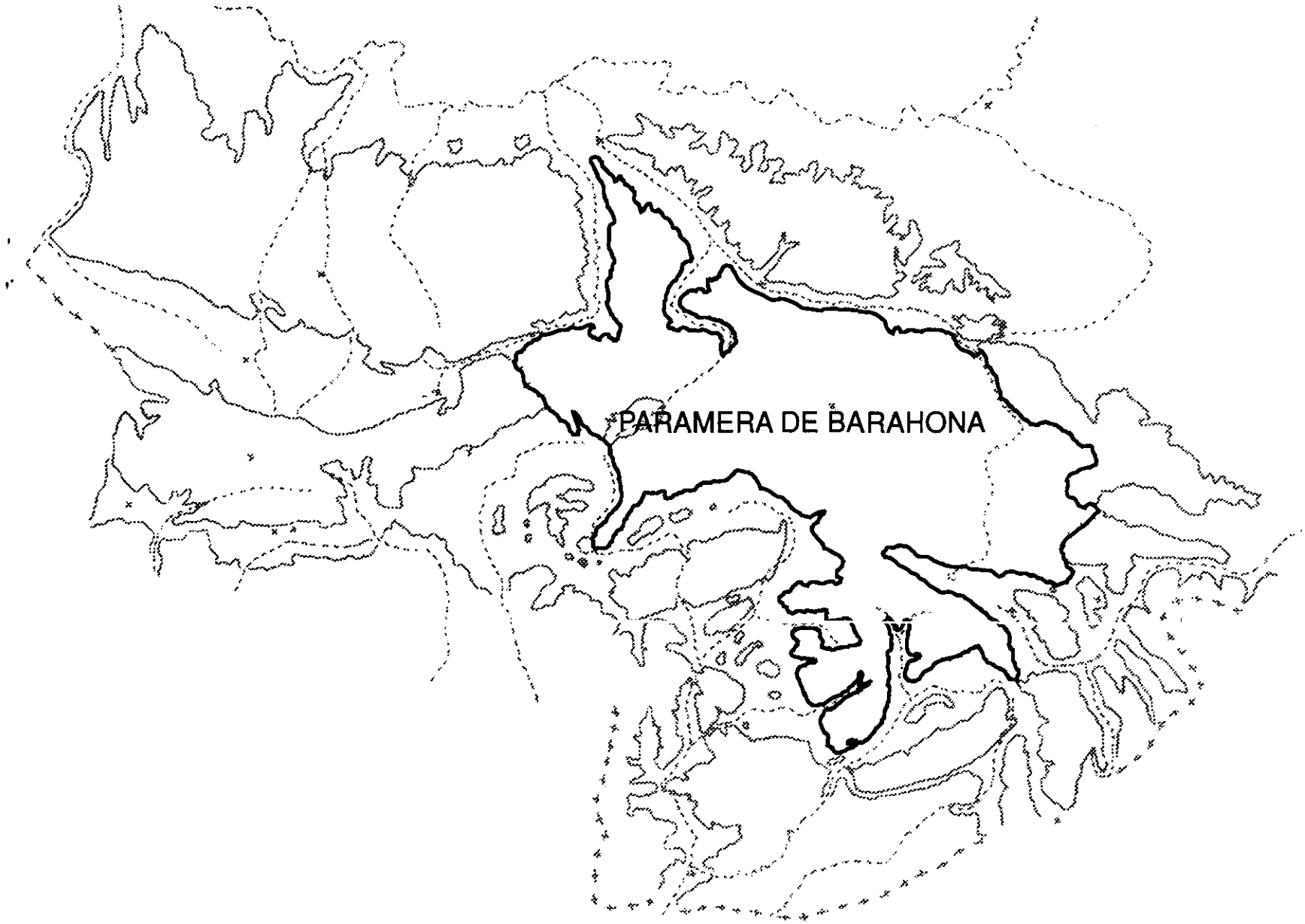
Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto de la Pila: MTN, desplazado a posición culminante.
- Los Angostillos: MTN.
- Los Barrancos: MTN, desplazado.a donde corresponde morfográficamente y además figura "tainas de los Barrancos".
- Cerro Bodegal: MTN.
- Los Llanillos, MTN.
- El Otero: aparece en Coello-Soria al Sur del río Torete, en vez de al Norte. En MTN figura vértice Lutero (corrupción de El Otero) y Monte de Bordecorex (el término monte tiene como referencia la vegetación).
- Portillo de Villasayas: en Coello-Soria, no en MTN, donde si aparece el "camino del Llano del Portillo".
- Puntal Largo: MTN, desplazado para designar morfología correspondiente.
- Sierra de Bordecorex: en Coello-Soria, "Sierra de Bordecores". Schwenzner lo denomina Sierra de Barca, por referencia a localidad.

-Sierra de Hontalbilla: en Coello-Soria. No en MTN.

-Sierra de La Mata: en Tomás López 1783. En MTN sólo como vértice Mata.

- La Vega (de Radona): designación propia a partir de La Vega (MTN) y localidad.



La Paramera de Barahona en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.6. La Paramera de Barahona

En el relieve de esta unidad están representados los caracteres morfológicos esenciales de la Paramera de Sigüenza: se trata de una amplia superficie **elevada** (por encima de 1100 m.), en posición **culminante** constituyendo la triple divisoria del Duero, Tajo y Ebro. Aunque las altitudes relativas no superan los 150 m., los planos tendidos suavemente, las alineaciones menores y las leves incisiones de valles que drenan al exterior conforman en definitiva un relieve **aplanado, pero algo movido**. (fig. 25-27)

No hemos encontrado denominación específica para el área así definida, por lo que adoptamos la de la localidad de Barahona.

La Paramera de Barahona adquiere una configuración muy diferente según la posición desde la que se la considere: desde el Cinturón de Atienza-Sigüenza, se presenta como un altiplano elevado (Los Altos de Barahona); desde la Paramera de Medinaceli aparece como un relieve moderado, con una mínima diferenciación entre valles y divisorias; desde la Sierra de Pela y Bulejo es una manifestación de llanura baja; desde la culminación de las sierras planas del Norte es una prolongación algo irregular de la planicie perfecta.

En definitiva se puede considerar a la Paramera de Barahona como un área extraordinariamente plana, pero sin alcanzar el grado de las Sierras septentrionales: un área elevada, pero sin alcanzar la envergadura serrana de las alineaciones más occidentales de Pela y Bulejo; un área algo movida, sin alcanzar la complejidad de la Paramera de Medinaceli.

De todas formas, existe variedad espacial dentro del conjunto de la Paramera. Así se pueden diferenciar una serie de sectores con personalidad morfográfica pro-

pia, que cabe estructurar en tres unidades centrales y otras tres periféricas:

El elemento morfográfico más significativo es el relieve extraordinariamente plano, la **amplia planicie**, que se desarrolla en torno a la localidad de Barahona y que puede designarse como **Llano de Barahona**. Es la superficie de horizontes más dilatados de toda la Paramera de Sigüenza. Desciende mínimamente hacia el Norte, hasta quedar cerrada por una pequeña contrapendiente que determina la formación de dos grandes y aplanadas hoyas: la de la Laguna del Ojo al Oeste y la de Hoyo Morón al Este (fot. 23).

Un segundo elemento orográfico vertebrador es el **espinazo central** algo más elevado que el resto (1180- 1200 m.), pero igualmente aplanado y masivo, que se extiende con continuidad diagonal desde el Cerro de San Jorge al NW, los Altos de Barahona, por Torrellana, la Loma del Cerrajón y Cerro Navajo, hasta enlazar con Sierra Ministra al SE. Constituye la divisoria hidrográfica fundamental entre las cuencas del Duero, Tajo y Ebro. El punto de convergencia de las tres cuencas se encuentra en una culminación plana y poco significativa próxima al Cerro Navajos.

Al **Este**, desde Romanillos hasta las inmediaciones de la Paramera de Medinaceli, se extiende un área algo más movida, que, aunque **de relieve suave y poco marcado**, presenta unidades morfográficas menores y horizontes limitados y definidos, en contraste con la apertura de horizontes de la zona central.

En las zonas marginales la Paramera de Barahona adquiere una configuración variada:

Hacia el **Norte** y en el contacto con las hoces del Escalote, del Torete y de sus afluentes, la planitud de la zona central adquiere una configuración de **morfografía tabular** casi geométrica, muy similar a la de las vecinas sierras de Bordecorex

y La Mata.

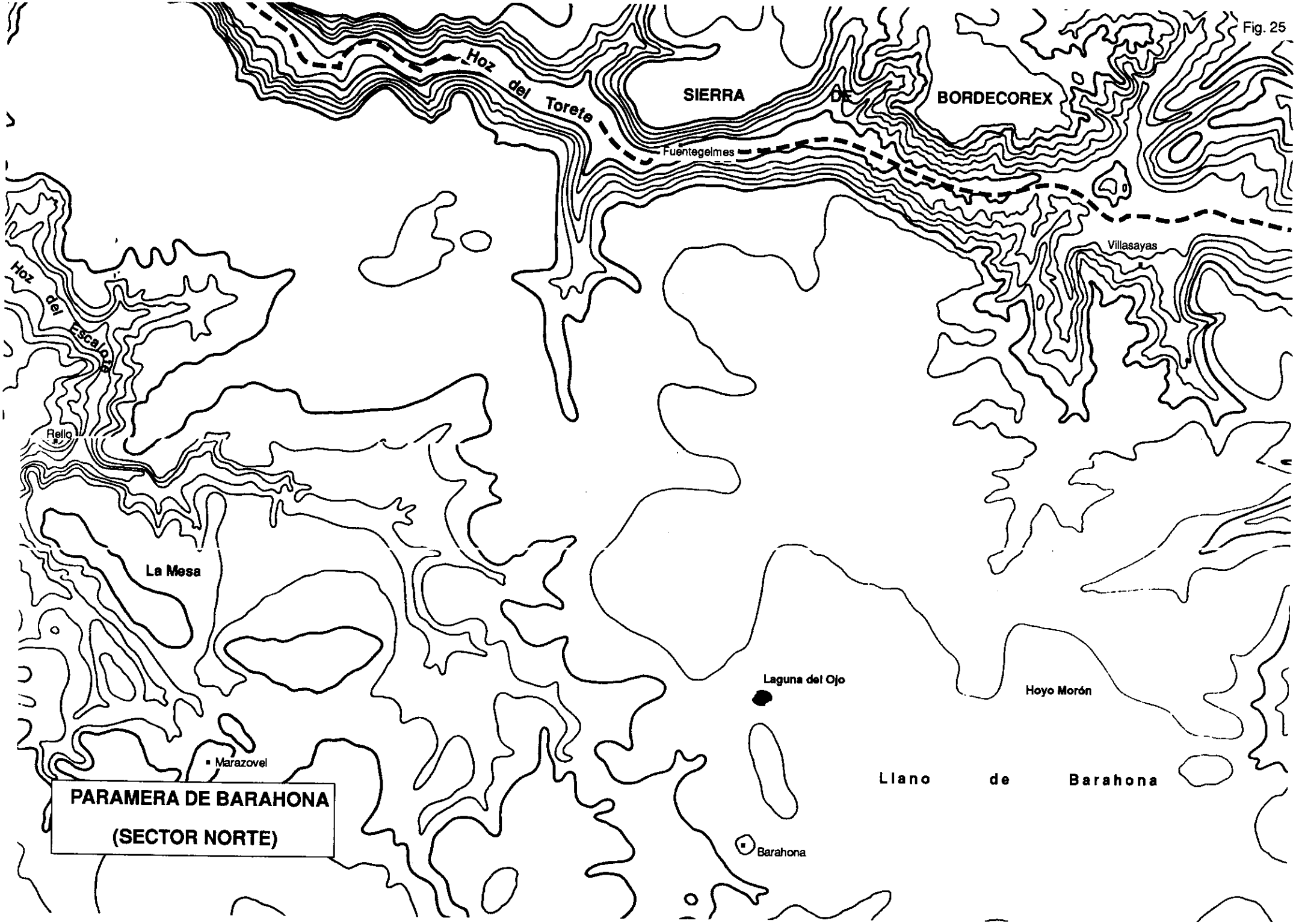
Al Sur la paramera adquiere una configuración de **meseta** que termina en un **escarpe marcado** hacia el rosario de depresiones de Atienza- Sigüenza. Cuando coincide con el borde del espinazo central, el escarpe presenta un aspecto rectilíneo y nítido, como en las Cuestas de Paredes, pero en otras situaciones el contorno es muy recortado, siguiendo los valles que penetran en el seno de la Paramera (Butrón, Salado, Valderas, Alboreca), lo que delimita mesas y muelas, en ocasiones estranguladas, como ocurre en la Sierra de Pila y en el Cerro de Valdealmendras.

Finalmente en el **extremo SE** se abren dos **depresiones**: la de Conquezuela y la de Ventosa del Ducado.

La Depresión de Conquezuela se extiende desde Torrecilla hasta Miño, y se bifurca después, por una parte hasta Ambrona y Torralba y por otra hasta el cerro Villanueva en dirección a Medinaceli. Presenta una configuración bien diferente al Norte y al Sur del Cerro de la Ribilla (cerca de Ambrona): al Norte el fondo es ancho y plano, donde se albergaban antiguas lagunas, como la de Conquezuela, hoy desecada y puesta en cultivo, y otras menores, además de la de la Sima, todavía funcional. Al Sur del mencionado cerro, en el extremo sudoriental, el relieve es mucho más movido, con una serie de replanos inclinados hacia el eje del Arroyo de la Mentirosa, constituyendo así el tránsito a los relieves más diferenciados de la Paramera de Medinaceli. *Falto de una designación global, conviene designar esta nítida cuenca como* **Depresión de Conquezuela**.

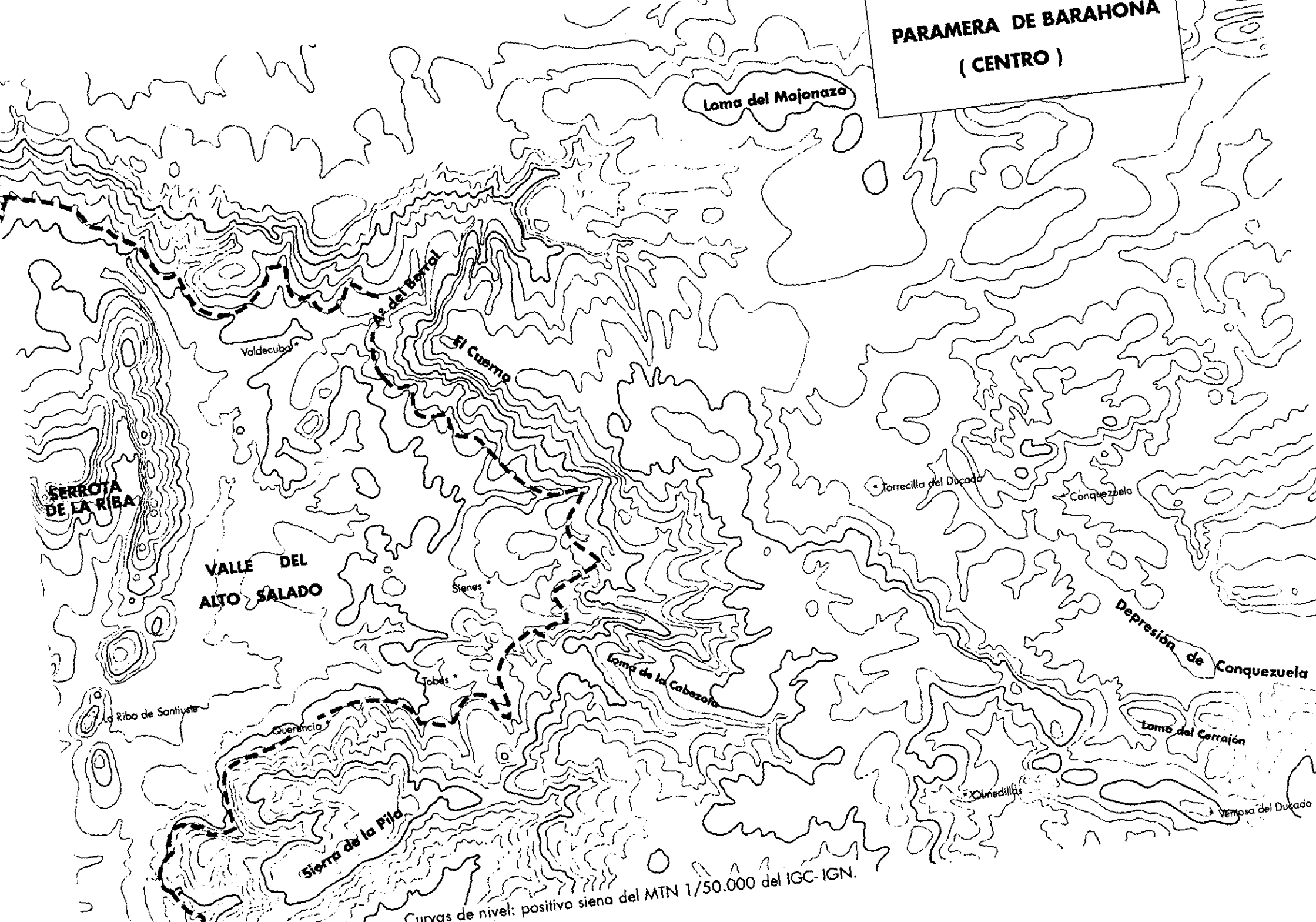
El valle de Ventosa del Ducado y Olmedillas es paralelo al anterior, pero de dimensiones más reducidas. Presenta en su interior una elevación prominente de aspecto subtabular, donde se localiza la propia localidad de Ventosa (fot. 25).

Fig. 25

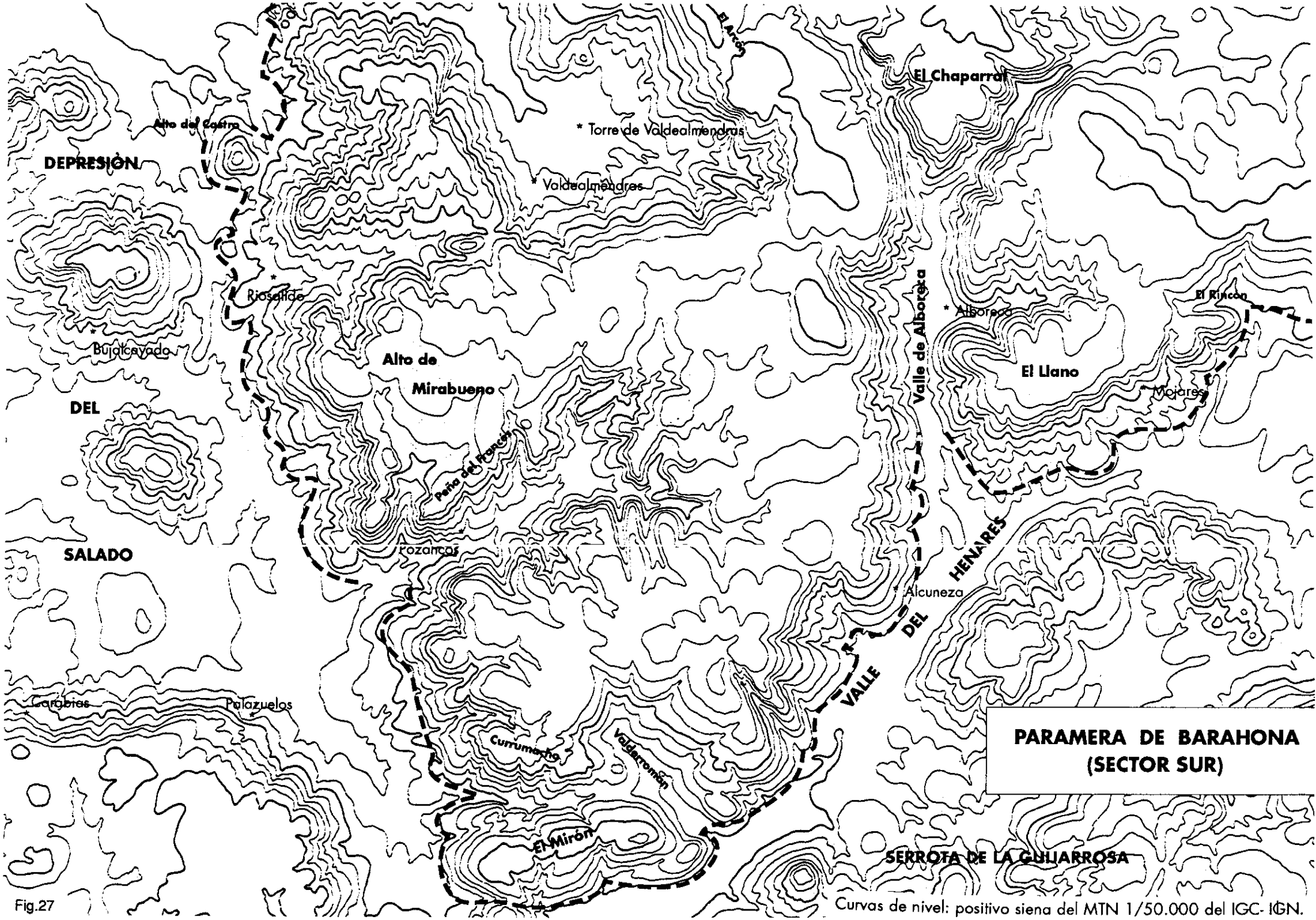


PARAMERA DE BARAHONA

(SECTOR NORTE)



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.



PARAMERA DE BARAHONA (SECTOR SUR)

Fig.27

Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC- IGN.

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

-.El Arcón: MTN.

- Alto del Castro: MTN.

- Altos de Barahona: MTN, figura ya en Tomás López, 1783.

- Alto de Mirabueno: MTN.

- Atalaya: MTN.

- El Cuerno: citado en Madoz. En Coello-Soria, al Norte del Aº del Berral.

- Cuesta de Paredes: MTN, también en Coello-Soria.

- Depresión de Conquezuela: topónimo creado por referencia a laguna y ésta a partir de población fundamental.

- Currumacho: MTN.

- El Chaparral: MTN.

- Hoyo Morón: MTN

- Hoz del Escalote: topónimo formado por referencia al río.

- Hoz del Torete: topónimos formado por referencia a río. Río también llamado Bordecorex.

- Laguna del Ojo: MTN

- Loma de La Cabezota: MTN.

- Loma del Cerrajón: MTN.

- El Llano: MTN.

- La Mesa: MTN.

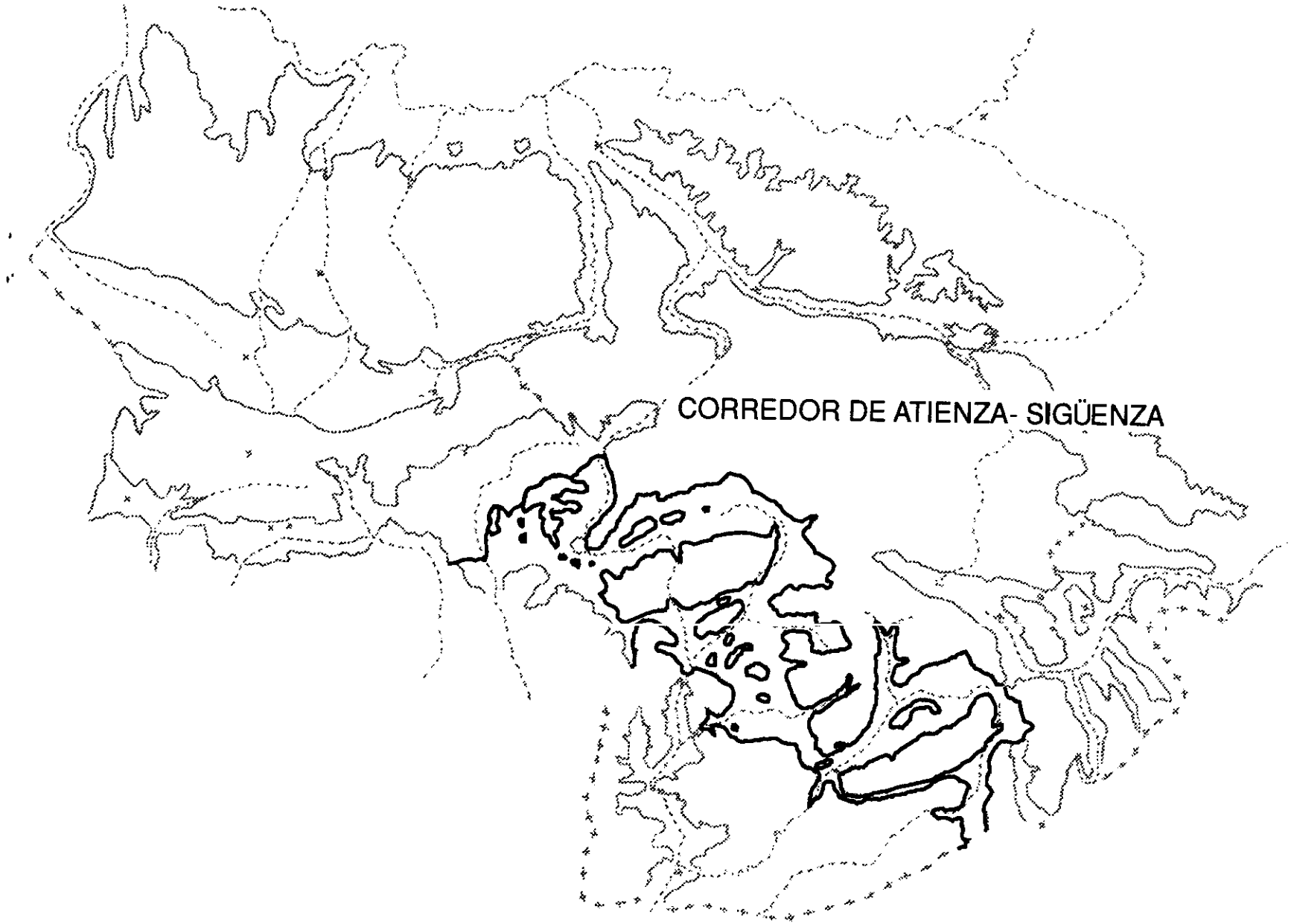
- Monte de la Trampa: en Coello-Soria. En MTN, Barranco de la Trampa.

- Peña del Francés: MTN.

- Riba Mediana: cambio ortográfico del MTN (Riva Mediana).

- El Rincón: MTN.

- Sierra de La Pila: MTN.



El Corredor de Atienza-Sigüenza en el contexto de la Paramera de Sigüenza

1.3.7. El "cinturón" de Atienza-Sigüenza

Alargado entre la Paramera de Barahona al Norte y la Paramera de Baides al Sur, se extiende un **cíngulo** de relieve variado, que definimos de forma negativa por **no ser paramera,** y cuyos componentes fundamentales son:

- **valles planos y alargados**, enlazados por sus extremos a modo de rosario o cadena, y muy compartimentados desde el punto de vista hidrográfico;

- **muelas, serrezuelas redondeadas** en mayor o menor grado, que salpican frecuentemente los valles anteriores a modo de islas;

- **serrotas alargadas**, muchas veces con una nítida y prolongada orientación, que ocupan una posición marginal.

Las altitudes relativas no son excesivas (150 - 200 m.), pero el **relieve, muy fragmentado y compartimentado**, resulta movido. Las culminaciones, con una notable uniformidad, se sitúan a cotas similares a las de las vecinas parameras (1050 - 1200 m.).

El área así definida tiene forma irregular, en base a tres triángulos unidos por el vértice, donde se localizan precisamente los núcleos de Atienza y Sigüenza.

No hemos encontrado ninguna denominación específica para este área, a la que podíamos referirnos como: "cinturón de Atienza- Sigüenza", cuyas morfologías características consideramos ahora sucesivamente.

1.3.7.1. Las depresiones del "cinturón" de Atienza-Sigüenza. (fig. 28-32).

Una serie alargada de depresiones (65 Km. aprox.) con un peculiar **trazado en zig-zag** diseca y corta la Paramera de Sigüenza; está integrada por los seis tramos siguientes:

- El estrecho **valle de Bochones** (fig. 28) está drenado por el curso alto del río Alcolea (20º E), de 8 Km. de longitud. En sus extremos presenta un modelado peculiar, ya que en cabecera enlaza por un doble collado poco pronunciado con el Escalote y Cañamares y sin embargo el tramo final se perfila estrecho y encajado en una corta, pero pronunciada hoz.

- El **valle de Los Prados** (fig. 28) se extiende en quiebro brusco hacia el NE. No presenta unidad, diferenciándose tres depresiones nítidamente definidas: en el sector occidental una serie de relieves dispuestos longitudinalmente permite distinguir al Norte la **Depresión de Madrigal**, que albergaba, según Castel, una laguna de salubridad perniciosa (Castel 1880-2) y al Sur la **Depresión de Cincovillas**, con un dispositivo longitudinal de drenaje que abandona la depresión por su centro, en la hoz de Alcolea.

En el extremo oriental se individualiza asimismo la **Cuenca de Paredes** perteneciente ya al Valle del Alto Salado, (fig 29) que constituye una depresión de aspecto cerrado, de gran unidad desde el punto de vista paisajístico, donde el curso del Salado abandona la depresión constreñida por los relieves del Sur. En esta cuenca de Paredes también existen referencias de lagunas, que según Castel, desprendían un olor en extremo desagradable (Castel 1880-2).

- El **valle de la Riba** (fig. 29) de alineación 20º E, y 5 Km. de recorrido, es disimétrico, ya que el río Salado que lo drena se encuentra desplazado hacia su sector occidental, hasta que finalmente abandona la depresión lateralmente, encajado entre

montículos, donde se localiza la propia localidad de La Riba y su castillo. En su sector septentrional aparece subdiferenciado el pequeño valle de Valdecubo.

- El **valle del Salado/Vadillo** (NW), (fig. 30), tramo de 15 Km., relativamente ancho, está drenado por afluentes del Salado dispuestos perpendicularmente a la depresión. Se dibuja una malla de valles e interfluvios montuosos muy característica con multitud de collados intermedios poco pronunciados. Los primeros se prolongan en su cabecera de forma lineal y nítida adentrándose en la paramera contigua dando lugar a los valles del Salado de Valdealmendras o de Villacorza, al Valle del Cubillo, al valle de Vaderas y finalmente en sentido longitudinal al valle del Vadillo, todos ellos a modo de prolongaciones de la depresión central.

- La **vega del alto Henares** (fig. 31), con 15 Km., recorrida por el propio río, cuenta con un primer tramo de orientación 40º E y otro de 60º E. El Henares nace a cota relativamente baja, en un manantial conocido como "Jardín de Horna".

- El **valle del alto Dulce** (fig. 32) antes de introducirse en las gargantas de la Paramera de Baides, presenta unos 10 Km. en total. Está dividido en dos sectores aguas arriba y abajo de Bujarrabal.

El trazado quebrado impide que este rosario de depresiones pueda ser percibido de forma unitaria. Por el contrario, en el terreno lo que se advierten son los diferentes tramos aislados, y solo un recorrido, o la escala cartográfica, permite concebir la concatenación de depresiones.

Los tramos presentan muy poca pendiente longitudinal (0,5 a 2%) y los **collados intermedios no tienen cotas excesivamente elevadas.** Así:

- el Alcolea/ Escalote y Cañamares + 70 m.
- el Alcolea/ Salado + 30 m. (+ 80 m., inverso).
- el Vadillo/ Henares +110 m. (+ 180 m.)
- el Henares/ Dulce y Jalón (+ 60 m.)

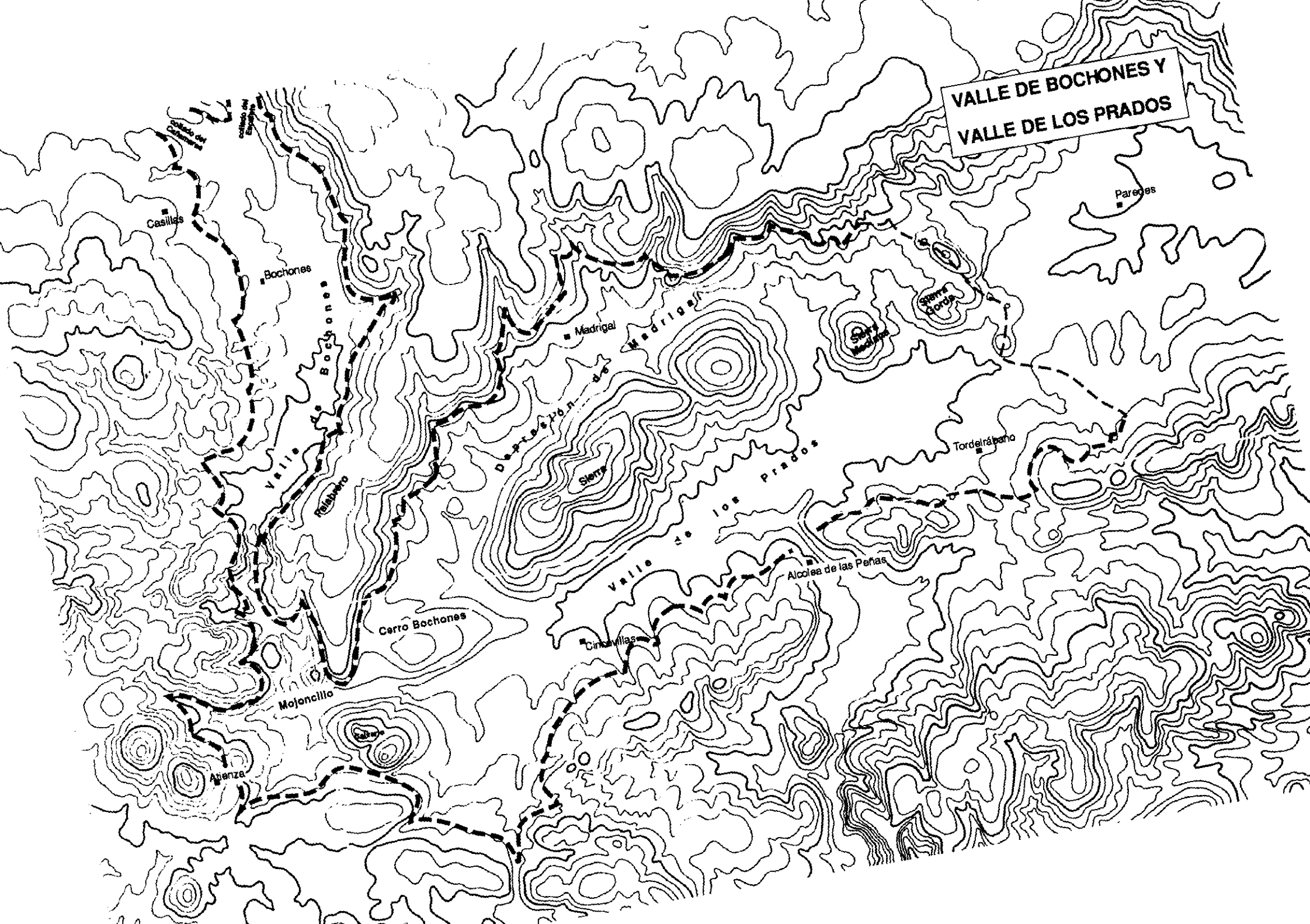
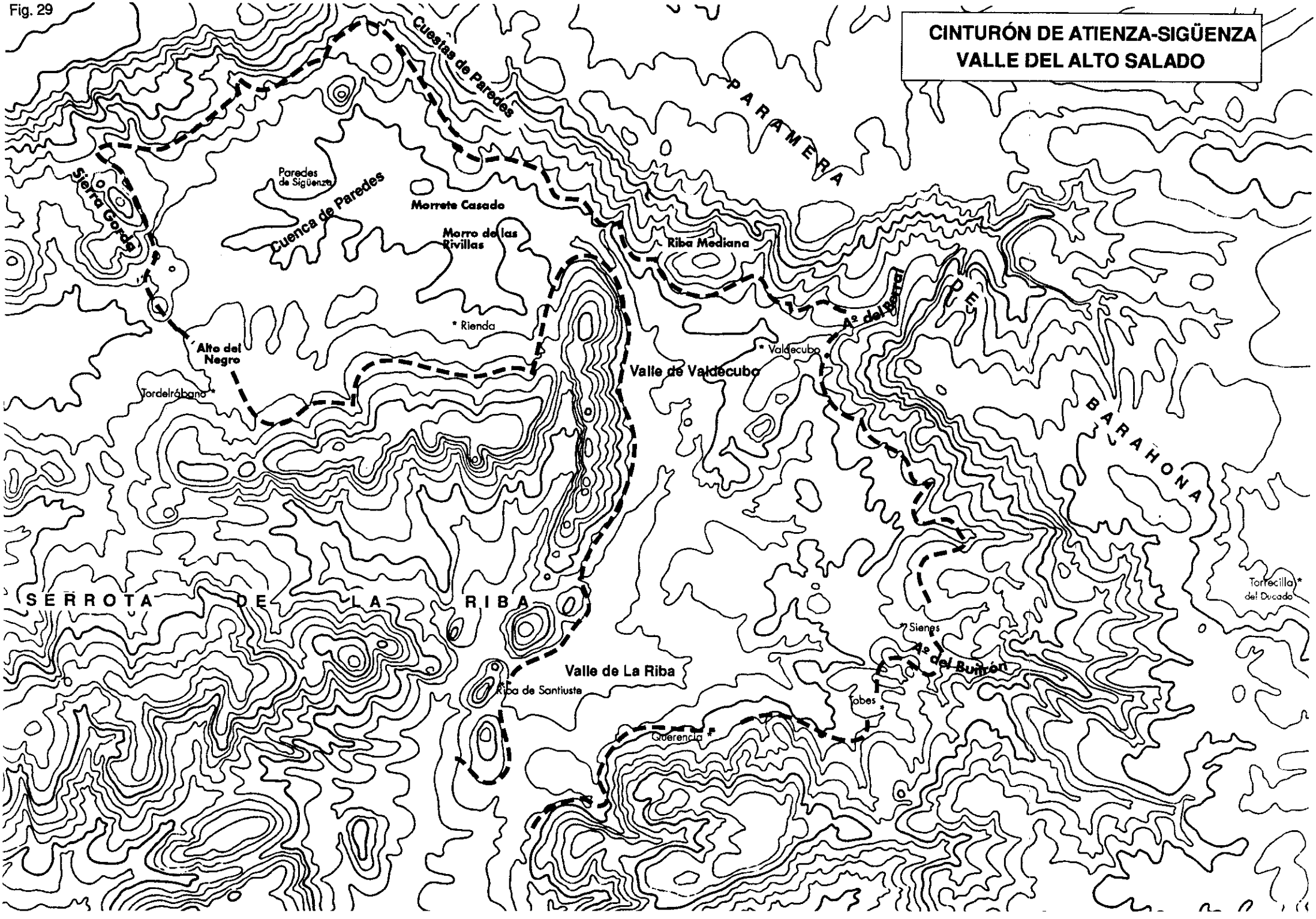
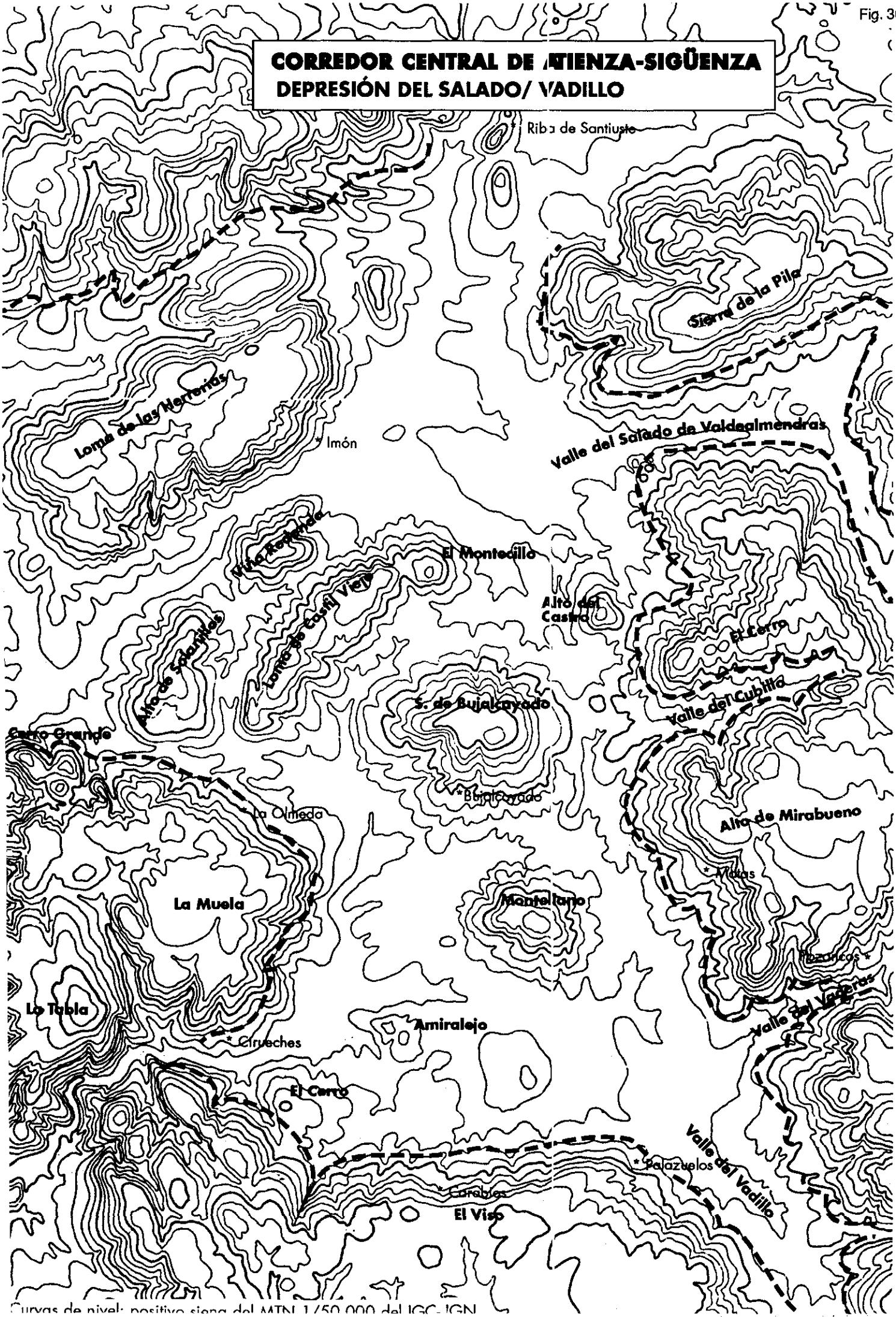

VALLE DE BOCHONES Y
VALLE DE LOS PRADOS
Casillas
Bochones
Madrigal
Paredes
Sierra Gorda
Tordelrábano
Alcolea de las Peñas
Cinco Villas
Cerro Bochones
Mojoncillo
Atienza

Fig. 29

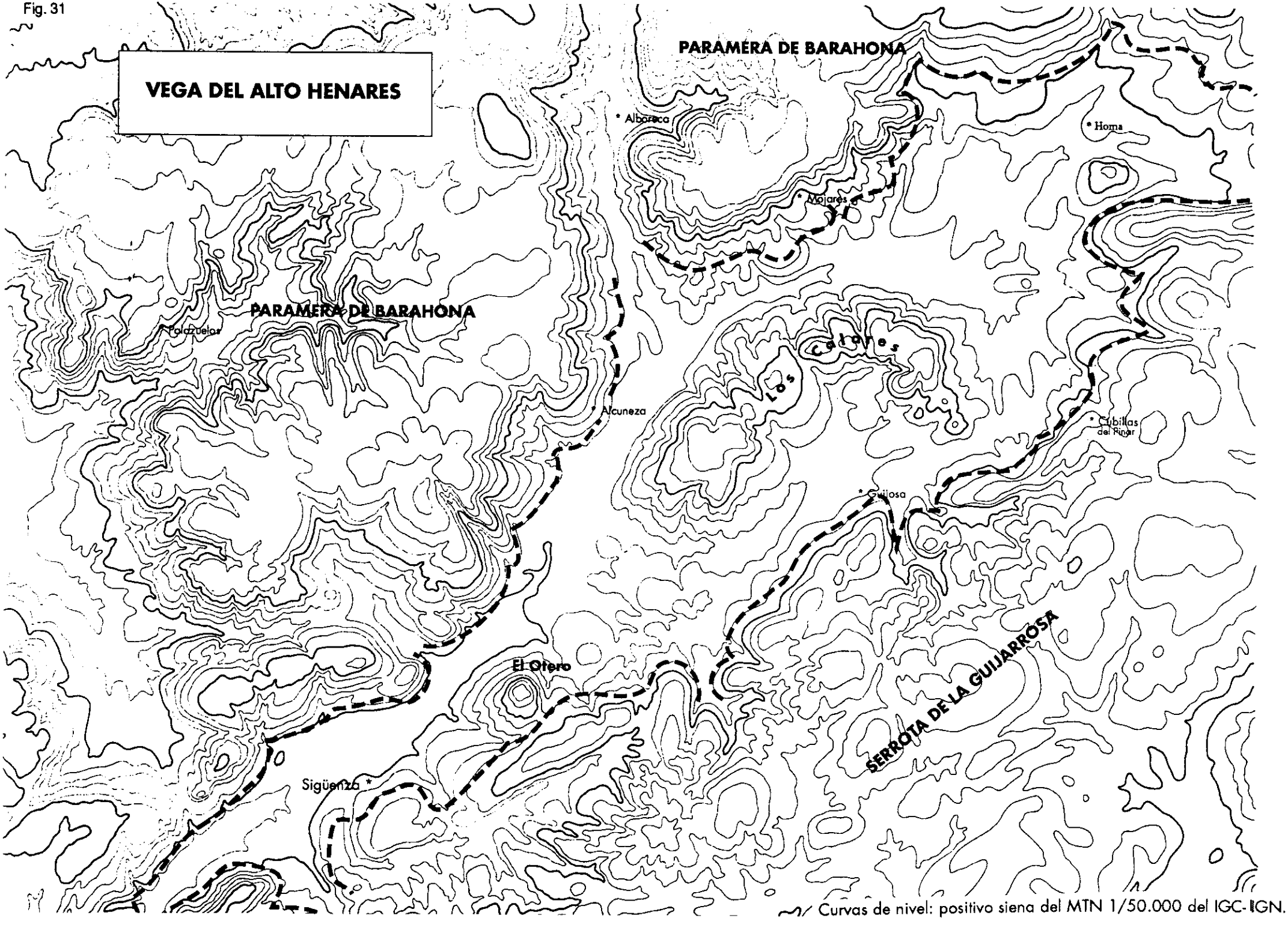

CINTURÓN DE ATIENZA-SIGÜENZA
VALLE DEL ALTO SALADO
Cuestas de Paredes
PARAMERA
Paredes de Sigüenza
Sierra Gorda
Cuenca de Paredes
Morrete Casado
Morro de las Rivillas
Riba Mediana
Aº del Berral
* Rienda
Alto del Negro
Jordelrábano *
* Valdecubo
Valle de Valdecubo
PEDRIZA
BARAHONA
SERROTA DE LA RIBA
Torrecilla del Ducado *
Sienes
Aº del Burrón
Valle de La Riba
Riba de Santiuste
Fobes *
Querencia *

CORREDOR CENTRAL DE ATIENZA-SIGÜENZA
DEPRESIÓN DEL SALADO/ VADILLO



Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN

Fig. 31


VEGA DEL ALTO HENARES
PARAMERA DE BARAHONA
Alboreca
Horna
Mojares
PARAMERA DE BARAHONA
Palazuelos
Los Calares
Alcuneza
Cubillas del Pinar
Guijosa
El Otero
SERROTA DE LA GUIJARROSA
Sigüenza
Curvas de nivel: positivo siena del MTN 1/50.000 del IGC-IGN.

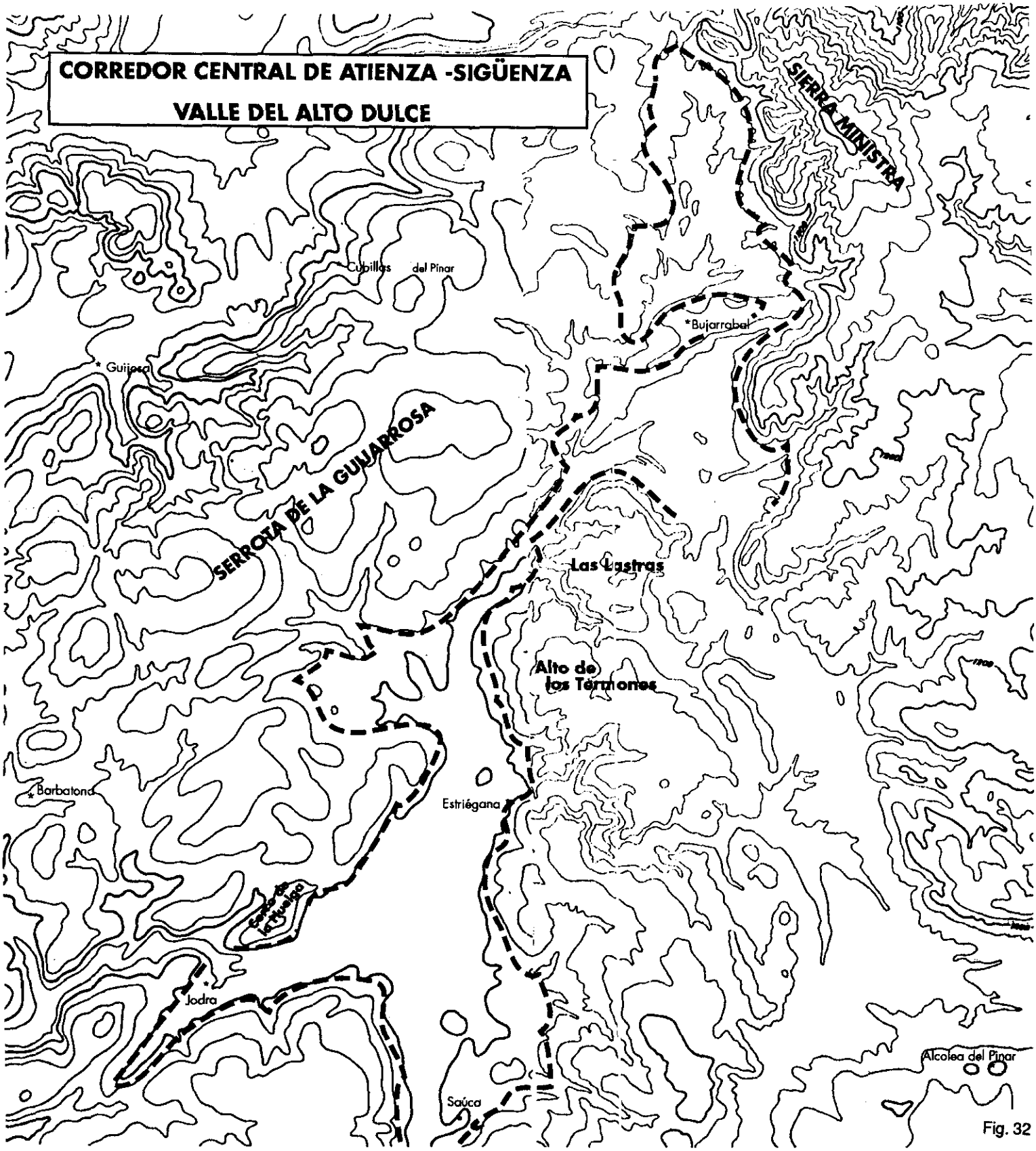

CORREDOR CENTRAL DE ATIENZA -SIGÜENZA
VALLE DEL ALTO DULCE
SIERRA MINISTRA
Cubillas del Pinar
*Bujarrabal
*Guijosa
SERROTA DE LA GUIJARROSA
Las Lastras
Alto de los Terrones
*Barbatona
Estriégana
Jodra
Alcolea del Pinar
Saúca

Fig. 32

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales: (los relativos a elevaciones internas serán tratados más adelante)

- Jardín de Horna: según Agudo 1991.
- Valle del alto Salado: referencia elaborada a partir del curso fluvial fundamental, o Cuenca de Paredes, referencia elaborada a partir de la población fundamental
- Valle de Bochones: referencia elaborada a partir de la población fundamental
- Valle de Cincovillas: designación propia por referencia a la población fundamental.
- Valle de Los Prados: A.López Gómez 1963. denomina a este valle "valle de Atienza", lo cual resulta válido a nivel general de situación, pero en cuanto a la localización concreta la ciudad queda descentrada y desvinculada en lo alto del interfluvio.
- Valle de Madrigal:designación propia por referencia a la población fundamental.
- Valle de la Riba: referencia elaborada a partir de la población fundamental
- Valle del Salado/Vadillo: referencia elaborada a partir de los cursos fluviales fundamentales
- Vega del alto Henares: referencia elaborada a partir del curso fluvial fundamental
- Valles del alto Dulce: referencia elaborada a partir del curso fluvial fundamental.

1.3.7.2. Los "poyatos" del "cinturón" de Atienza-Sigüenza.

La **profusión de montículos** intermedios constituye una característica notable y específica de este cinturón: se encuentran muelas o mesas de cumbre plana y forma redondeada, cerros o cerrajones, espinazos alargados, lomos y serrezuelas y también elevaciones aisladas de perfil coniforme, dispuestos con frecuencia en hilera.

Esta diversidad de elevaciones aisladas se puede referir con el término representativo de **poyatos**, aumentativo de pueyo, empleado localmente, aunque no de una forma general.

Diferenciamos **4 sectores** fundamentales:

- Al Oeste de Atienza se individualiza el sector que puede ser designado como "Poyatos de Atienza" por la profusión de relieves aislados individualizados (fig. 33). Se diferencian dos tipos fundamentales: los **cerros abruptos, de perfil troncocónico,** como la alineación de Peña Negra (doble elevación), el Padrastro y el propio cerro del castillo de Atienza. Sin embargo son mayoritarios los **anchos cerros redondeados de culminación aplanada,** (Los Picozos) que aparecen articulados entre valles laterales, a través de collados pandos, de navas. Unos y otros compartimentan el terreno en depresiones menores (valle de Alpedroches, de Cañamares, de Tordelloso, de la Bragadera y de los Barraganes).

En el resto de las zonas diferenciadas, los montículos se insertan, salpicándolos, en los valles ya considerados.

- En el valle de Los Prados (Alcolea) (fig. 29) se establece un esquema muy diferente al de los Poyatos de Atienza, pues los relieves **son mesas alineadas**, paralelas al borde de la Paramera circundante: ante todo la Sierra de Cincovillas de 4 Km. y su prolongación, solo ligeramente desplazada hacia el SE, de la Sierra Mediana y la

Sierra Gorda.

- En un tercer sector, correspondiente a los valles del Salado y Vadillo (fig 30) predominan las **mesas redondeadas**, dispuestas a modo de islas, entre un esquema reticular de depresiones. Las elevaciones más importantes son de Norte a Sur:

- el Monte de Imón, de 4 Km.
- Viña Redonda, también llamada La Matilla (información local de Imón) y Alto de Solanillas.
- Loma de Castilviejo, 3 Km.
- Sierra de Bujalcayado, 2 Km., la más elevada.
- Montellano, 1 Km. de diámetro.

- Finalmente, en el valle del alto Henares, (fig. 31) se disponen de nuevo **lomas alargadas**, como El Mirón, en contacto con el río Vadillo y El Calar, paralelo al río de casi 5 Km. de longitud total e incurvado en su extremo NE. También destaca la elevación aislada y redondeada de El Otero.


POYATOS DE ATIENZA
Bañuelos
Miedes de Atienza
Valle del Alto Cañamares
Casillas
Los Poyatos
Los Picozos
Alpedroches
Peña Negra
Valle de Alpedroches
Cerro de las Peñas
Valle de Tordelloso
Padraetro
Atienza
Cañamares
Tordelloso
Cerro del Castillo
Valle de Cañamares
La Motilla
Cerro del Arca
Cerros de Valhondo
La Bragadera
Cerro de Hontanares
La Mihosa

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto del Cerro: MTN.
- Alto de las Cocinas: MTN.
- Alto del Negro: Mapa de Concentración Parcelaria.
- Alto Ras: información local. (Madrigal)
- Alto de Solanillos: MTN.
- Alto de los Termones: MTN.
- Amiralejo; MTN.
- La Bragadera: MTN, ya en Madoz (Atienza).
- Cerro Grande: MTN.
- Cerro del Arca: información local.Instalación de Telefónica.Probablemente corresponda al "cerro de la Horca" según referencias de Madoz (Atienza), transformado por suavización semántica.
- Cerro Bochones: información local (Cincovillas).
- Cerro de la Huelga; MTN.
- Cerro de las Peñas: identificado según referencias de Madoz (Atienza).
- Cerro Gudilla: a partir de la información local (Madrigal): "Cerro de Sierra Gudilla"
- Las Lastras: MTN.
- Loma de Castil-Viejo: MTN.
- Loma de las Herrerías: MTN.
- Mojoncillo: información local (Atienza).
- El Montecillo: MTN.
- Montellano, MTN; según vértice geodésico.
- Morrete Casado; Mapa de Concentración Parcelaria.
- Morro Las Rivillas: Mapa de Concentración Parcelaria.
- Padrastro: ya en Madoz y en Coello-Guadalajara.
- Peña Negra: en Palacios 1890.En MTN sólo vértice Peñas.
- Los Picozos: MTN.
- Los Poyatos: MTN
- La Quebrada: MTN
- Riba Mediana: cambio ortográfico del MTN (Riva Mediana).
- La Sierra: MTN; denominación confirmada en Madrigal.
- Sierra de Bujalcayado: MTN.
- Sierra Gorda: MTN.
- Sierra Mediana: MTN.
- Viña Redonda; MTN, consulta local La Matilla (Imón).
- El Viso: MTN.

- Alto del Castro: MTN.

1.3.7.3. Las serrotas del "cinturón" de Atienza- Sigüenza.

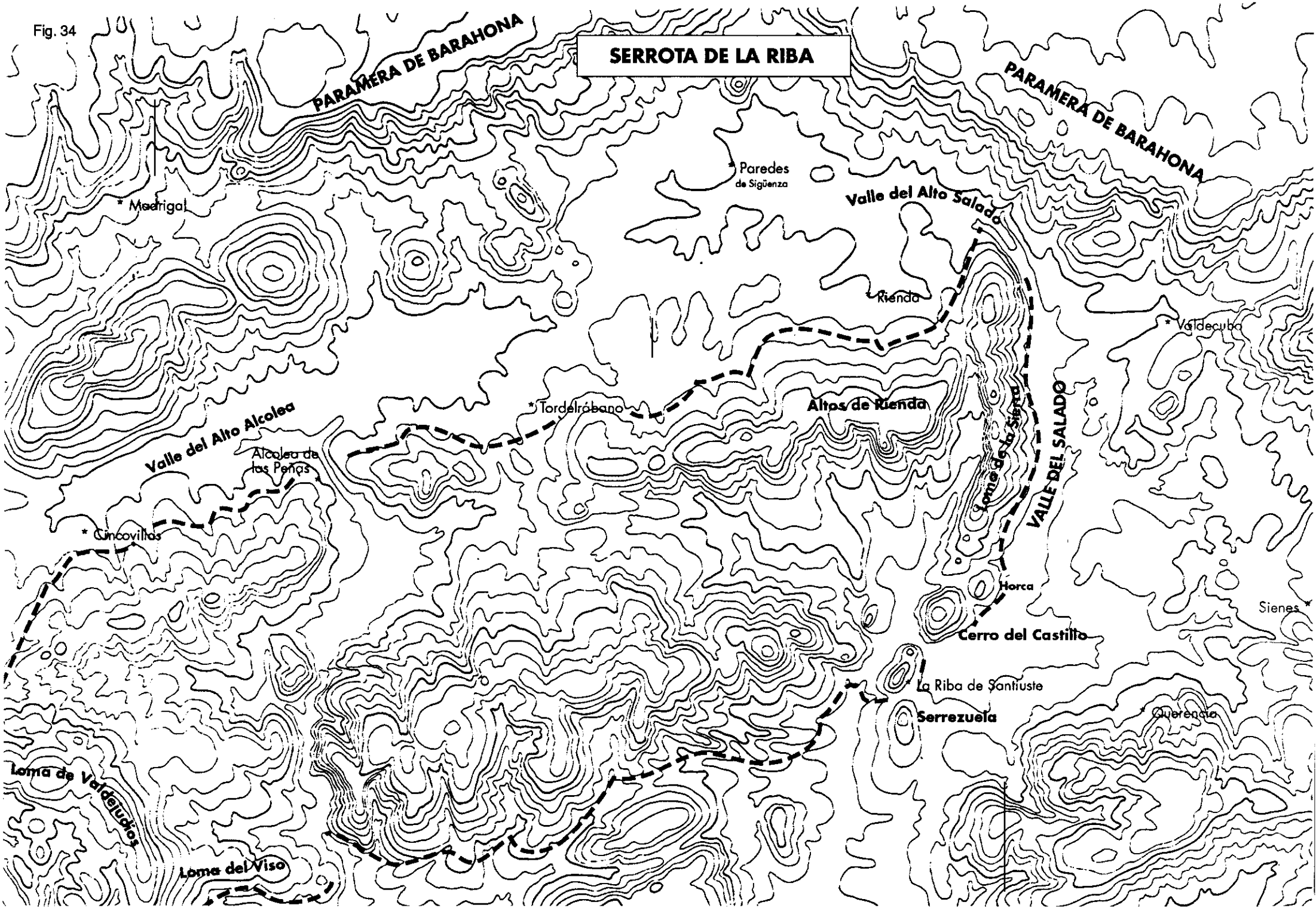
Las serrotas de La Riba y de Guijarrosa conforman la tercera unidad característica dentro del Cinturón de Atienza-Sigüenza, (fig. 34 y 35).

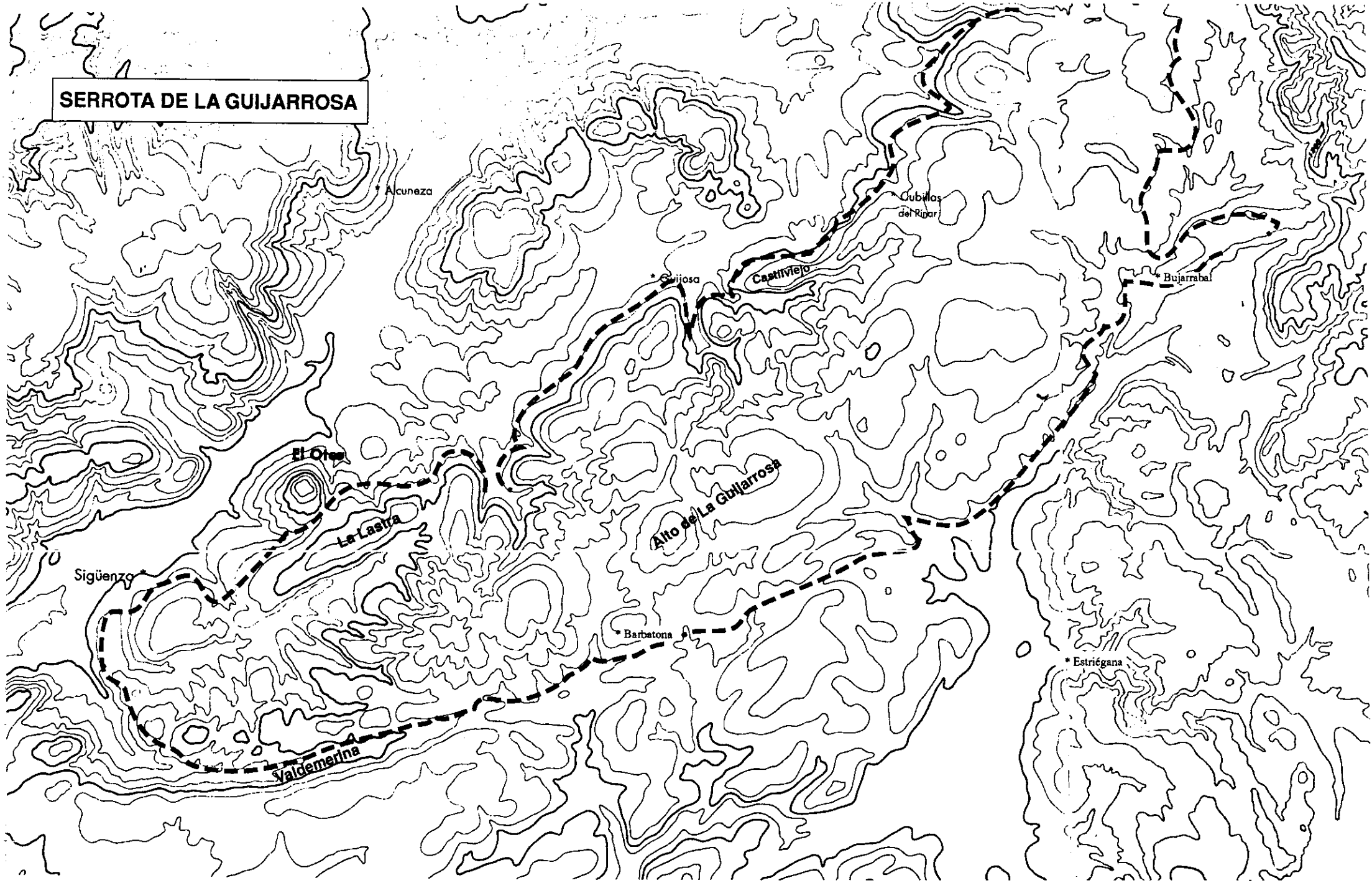
Se trata de las mayores unidades del cinturón de Atienza-Sigüenza, de unos 12 Km. de longitud y una anchura de 4 a 5 Km. En conjunto conforman un relieve a la vez **masivo y quebrado** de laderas irregulares y abruptas, en vez de regladas y continuas, con culminaciones irregulares, disecadas y articuladas en anchos nudos, entre collados pandos, todo lo cual contrasta con la planitud de las parameras circundantes. La tonalidad oscura (roca rojiza y vegetación arbórea) destaca vivamente en la claridad del entorno.

Es notable la **isoaltitud de cumbres**, que alcanza la máxima expresión en los Altos de la Guijarrosa, donde las tres culminaciones, separadas 4,5 Km. una de otra, presentan las siguientes altitudes, 1200m. 1201m, y 1201m.

En ambas serrotas se diferencian **dos alineaciones** fundamentales de dirección NE: la principal es la meridional, ancha masiva y elevada; la septentrional, más recortada presenta un frente disimétrico encarado hacia el Sur, mientras que la vertiente Norte. amplia y tendida, ofrece un aspecto grandioso.

Fig. 34


SERROTA DE LA RIBA
PARAMERA DE BARAHONA
PARAMERA DE BARAHONA
Madrigal
Paredes de Sigüenza
Valle del Alto Salado
Rienda
Valdecuba
Tordelrábano
Altos de Rienda
Valle del Alto Alcolea
Alcolea de las Peñas
Cincovillas
Loma de la Sierra
VALLE DEL SALADO
Horca
Sienes
Cerro del Castillo
La Riba de Santiuste
Serrezuela
Querencia
Loma de Valdelucios
Loma del Viso


SERROTA DE LA GUIJARROSA
Alcuneza
Cubillas del Ribar
Castrovielo
Bujarrabal
El Otero
La Lastra
Alto de La Guijarrosa
Sigüenza
Barbatona
Estriégana
Valdemerina

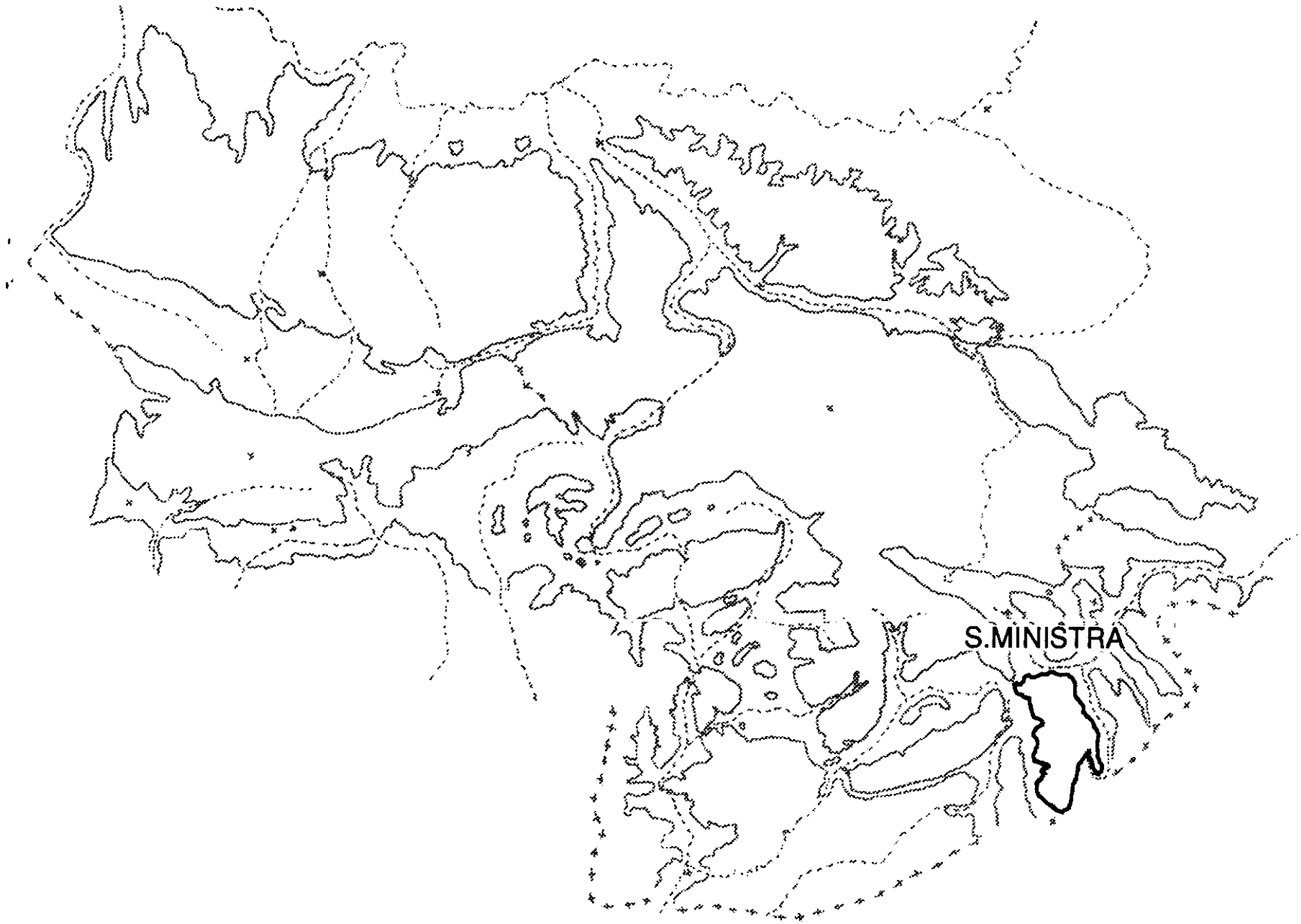
Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

Serrota de La Riba

- Altos de Rienda: en Castel " Altos de Rienda y Padilla", esta última localidad hoy despoblada.
- Cerro del Castillo: consulta local.
- Horca: vértice geodésico M.T.N.
- Loma de la Sierra; M.T.N.
- Loma de Valdejudíos: M.T.N.
- Loma del Viso: M.T.N.
- Serrezuela: vértice geodésico M.T.N.

Serrota de La Guijarrosa

- Alto de la Guijarrosa: M.T.N.
- La Lastra: M.T.N.
- Valdemerina: derivado de la denominación Arroyo de Valdemerina, del M.T.N.



Sierra Ministra en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.8. Sierra Ministra

Alargada de Norte a Sur, con una longitud de 12 Km., Sierra Ministra ocupa una **posición crucial**, al enlazar la Paramera de Barahona al Norte con el resto del Sistema Ibérico, a la vez que constituye la divisoria de las cuencas del Tajo y del Ebro. (fig.36)

Corresponde a un relieve de **cumbres planas**, que se mantiene a 1200-1220 m., con collados apenas rebajados 20 m., sobre las que se levantan **dos culminaciones importantes** situadas en posición marginal: el pico Ministra (1310 m.) al NE, claramente disimétrico, levantado hacia el Oeste y el de San Sebastián (1289 m.) también disimétrico, que se levanta hacia el Sur sobre Alcolea de Pinar.

Presentando cumbres a cotas y con formas muy similares a los de la Paramera, adquiere sin embargo una **configuración serrana**, sólo por verse estrechada entre la cabecera del Jalón (250 m. más bajo) y del alto Dulce (170 m.) en una anchura de 1 a 4 Km.

La sensación al caminar sobre Sierra Ministra, es la de estar haciéndolo sobre el "techo" del relieve. Esto puede justificarse por su posición a la vez aplanada y culminante, pero poco prominente, por encima de todos los relieves circundantes. Es en definitiva la divisoria de aguas del Atlántico y el Mediterráneo

El esquema orográfico no es continuo, sino que se pueden diferenciar **tres macizos** morfográficos fundamentales, progresivamente desplazados hacia el SE: Ministra, Monte Alto y San Sebastián, ubicándose en el primero y el último las elevaciones referidas.

Los **límites** de Sierra Ministra están **bien definidos**: al Norte el Cerro Santo

constituye el enlace con la Paramera de Barahona, de la que la separa un collado marcado a 1150 m. Hacia el Sur, el Cerro de San Sebastián cae 100 m. sobre Alcolea del Pinar. Sin embargo, dada la importancia y resonancia de su nombre, precisamente por ser uno de los relieves mejor definidos del entorno, la rotulación del término Sierra Ministra excede con frecuencia el área que estrictamente le corresponde, sobre todo en mapas a pequeña escala.

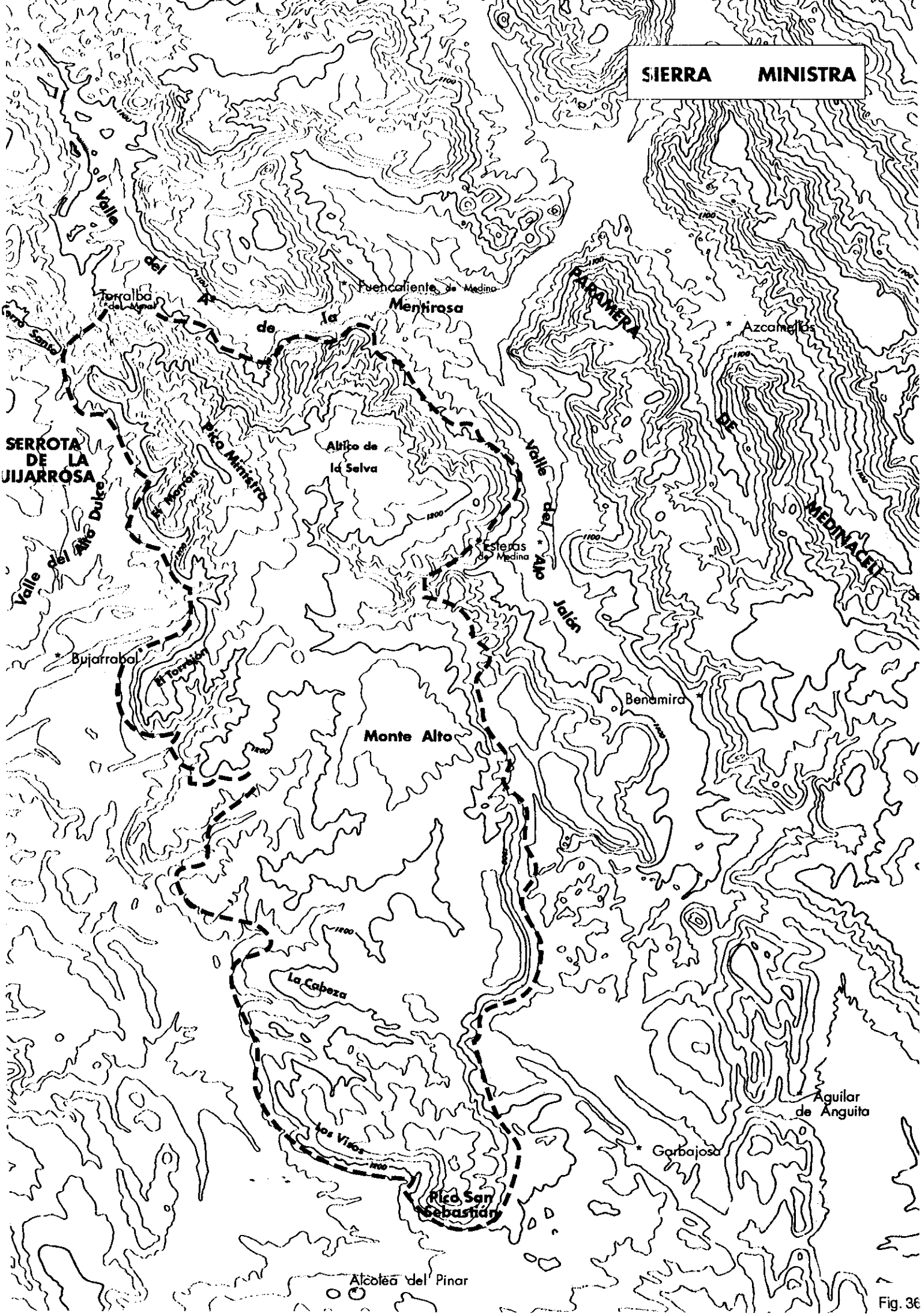

SIERRA MINISTRA
Valle del Alto Duque
Torralba del Moral
Fuencaliente de Medina
Mentirosa
Pico Ministra
SERROTA DE LA UJARROSA
Altico de la Selva
Valle del Alto Jalón
PARAMERA DE MEDINACELI
Azcamellas
Esteras de Medina
Bujarrabal
El Torrejón
Benamira
Monte Alto
La Cabeza
Los Visos
Pico San Sebastián
Aguilar de Anguita
Garbajosa
Alcolea del Pinar

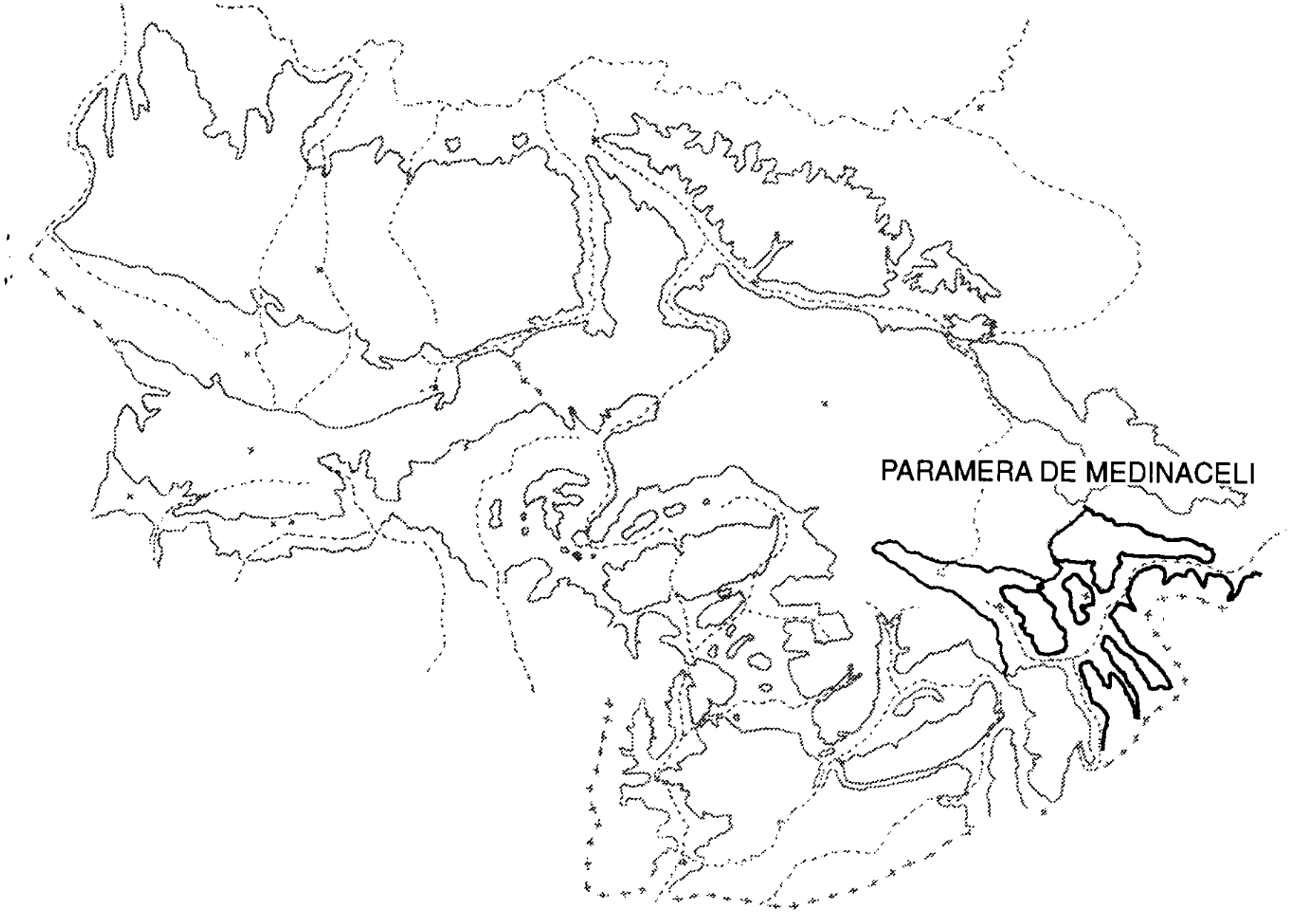
Fig. 36

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Altico de la Selva: MTN.
- La Cabeza: MTN.
- Cerro Santo: MTN.
- El Morrón: MTN.
- Pico de San Sebastián: vértice geodésico en MTN; en Coello-Guadalajara, "Cerro de San Sebastián".También en Madoz. Castel 1879 lo llama "La Cumbre".

-Sierra Ministra, ya en Tomás López, 1783.

- El Torrejón, MTN.
- Los Visos, MTN.



La Paramera de Medinaceli en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.9. La Paramera de Medinaceli

Este sector de la paramera, que corresponde fundamentalmente a la cabecera del Jalón, podría definirse en una primera aproximación con los términos de Blas Taracena; " altos cerros, sierras peladas y profundos valles que se cruzan y entrelazan. Paisaje desolado, grandioso, subyugador." (fig 37).

Efectivamente el relieve de la Paramera de Medinaceli se caracteriza por los **anchos valles alargados, recortados entre espolones aplanados**, y también **por la magnitud de los desniveles** que superan frecuentemente los 200 m.: es una Paramera bravía, encajada, donde la planitud característica queda reducida a retazos en la parte superior.

En detalle se diferencian sin embargo en la Paramera de Medinaceli 4 unidades de relieve bien definidas, que de Norte a Sur son las siguientes:

- **al Norte** del Jalón los **valles** son **anchos**, abiertos y cortos y presentan collados rebajados en cabecera (es el caso del Aº Mentirosa, del Aº del Salobral, del Hocino de la Alberca y del Aº Velarte). Los espolones se desmiembran en multitud de relieves coniformes, que configuran un paisaje singular;

- en posición **central**, el **valle oblicuo del Jalón**, entre Fuencaliente y Lodares, constituye una depresión alargada, relativamente ancha, colector de toda la red hidrográfica. (Es el que sigue la línea férrea y la antigua N-II). A partir de Jubera se estrecha en una garganta singular, con una porción superior ancha y otra inferior muy estrecha;

- los **valles al Sur** son **muy largos** y presentan cabecera en fondo de saco

(valle de Arbujuelo, valle de Azcamellas- Sayona) o en cualquier caso bastante cerrada, como el valle de Esteras, que recorre el propio Jalón. Los valles, aunque de fondo ancho aparecen salpicados por multitud de cerrones, normalmente en posición marginal, pero que a veces se adentran hasta posiciones muy centrales segmentando los valles. Los espolones intermedios forman 5 largas alineaciones continuas, amesetadas y medianamente estrechas (no superan los 500 m. de anchura) con una pendiente ínfima;

- esta serie de espolones entronca **en el extremo Sur** con **el Altiplano de Villaseca**, de 6 Km. de longitud. Se trata de un altiplano muy especial, que presenta amplios sectores de circulación endorreica. Las vertientes, con pendientes y envergadura nada despreciable están ordenadas y orientadas hacia una serie de llanadas de fondo plano y traza elíptica o rectangular con bordes curvos. Generalmente descentrada hacia un extremo, transversal o longitudinal, se localiza una charca circular muy retocada por la acción humana, por donde se produce el desagüe en profundidad.

En concreto estas **cubetas endorreicas** son:

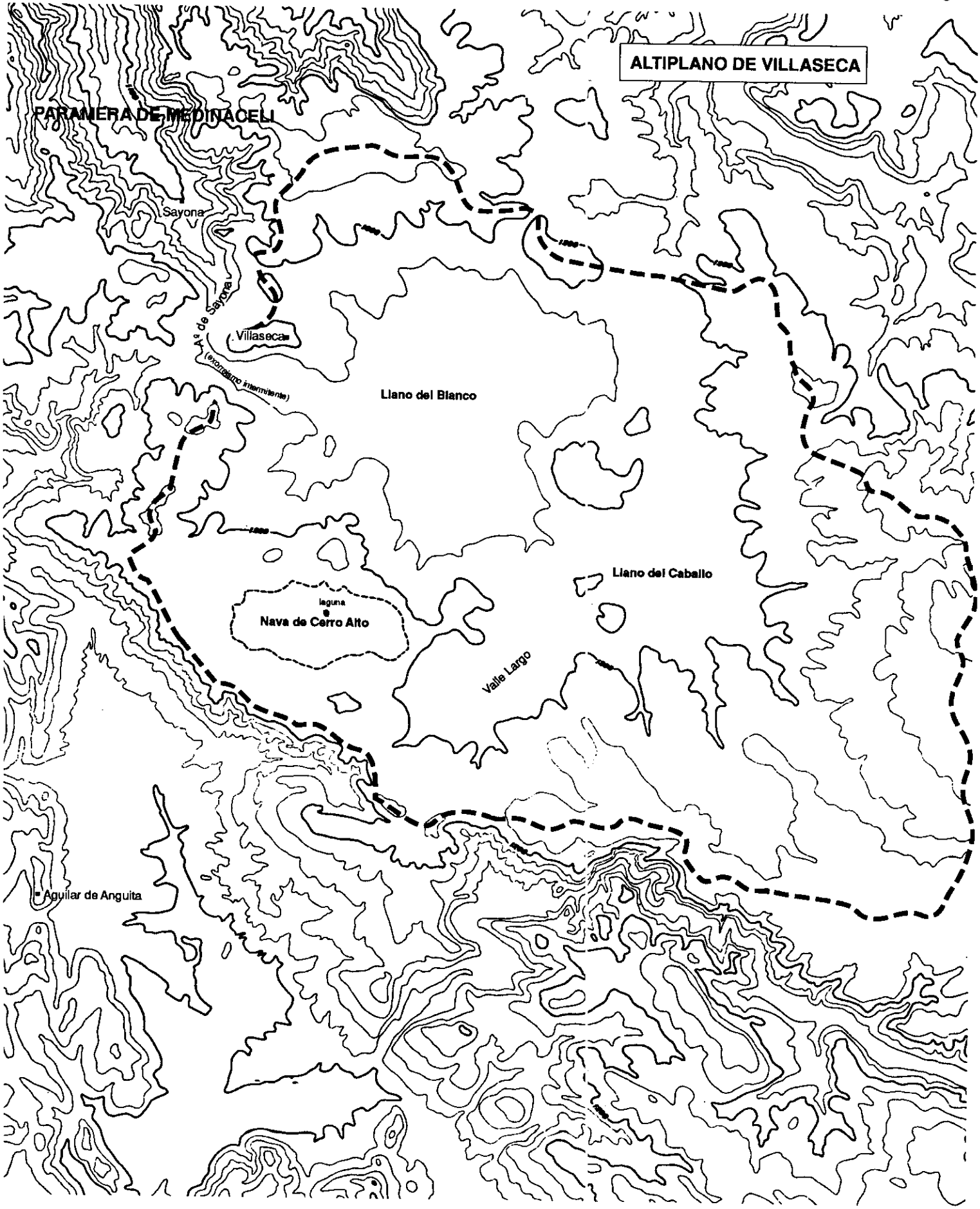
- el Llano del Blanco (+ de 5 Km.), la mayor, con un doble sumidero en cada extremo. Las complicaciones que originaba su endorreísmo se tradujeron en la construcción de un desagüe hacia el Aº de Sayona, convirtiéndolo en exorreico, pero las molestias causadas aguas abajo han determinado la inutilización del desagüe y su vuelta al endorreísmo.

- la Nava de Cerro Alto, cerrada, elíptica, con charca algo más centrada, (fot. 40).

- el Valle Largo, de charca disimétrica en sentido transversal (fot. 41).

- el Llano del Caballo.

Fig. 38


ALTIPLANO DE VILLASECA
PARAMERA DE MEDINACELI
Sayona
Villaseca
Llano del Blanco
Llano del Caballo
laguna
Nava de Cerro Alto
Valle Largo
Aguilar de Anguita

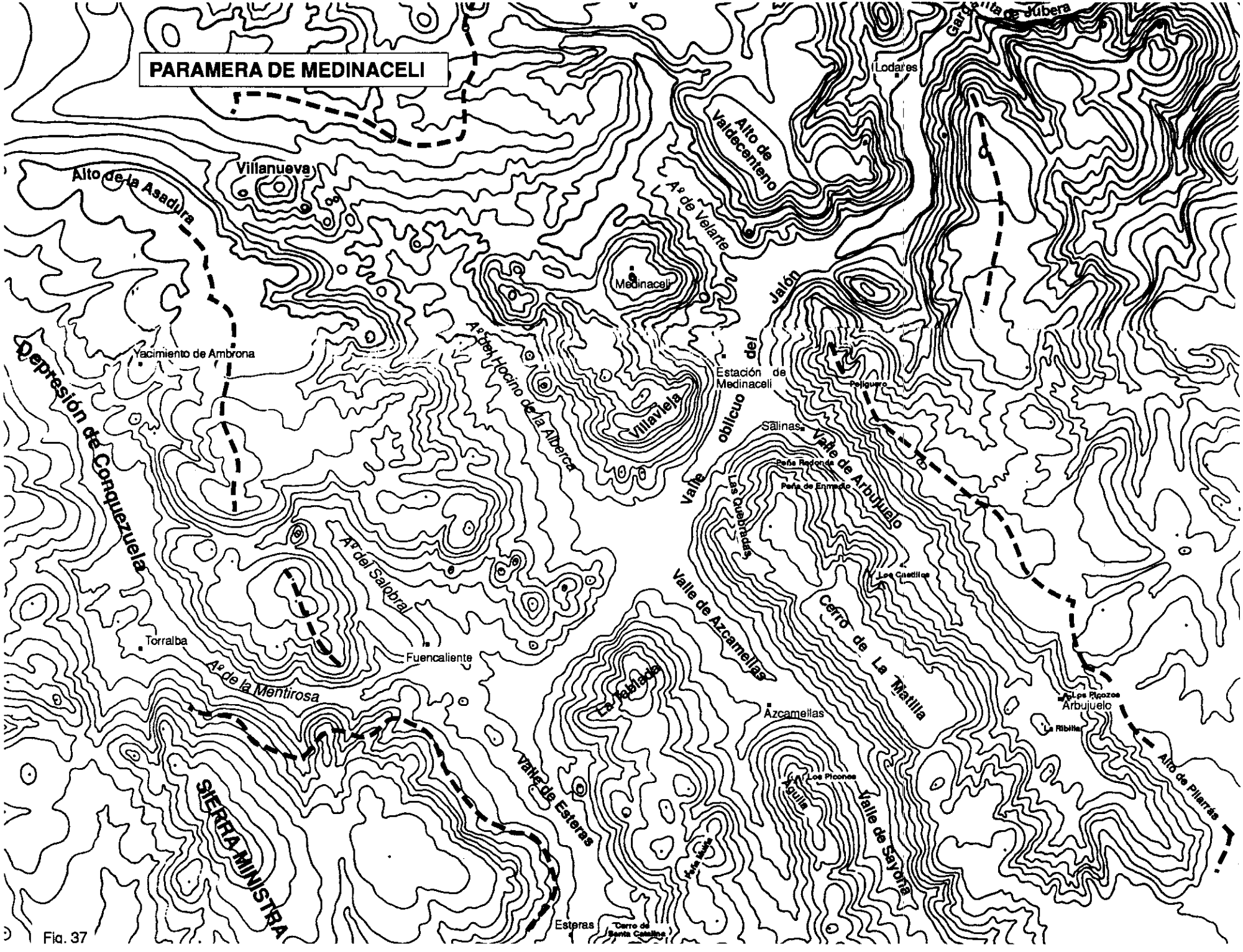

PARAMERA DE MEDINACELI
Garganta de Jubera
Lodares
Alto de Valdecenteno
Villanueva
Alto de la Asadura
Aº de Velarte
Medinaceli
Jalón
Aº del Hocino de la Alberca
Depresión de Conquezuela
Yacimiento de Ambrona
Villavieja
Estación de Medinaceli
Peliguero
Valle oblicuo
Salinas
Valle de Arbujuelo
Peña Redonda
Peña de Enmedio
Las Cuevas
Los Castillos
Aº del Salobral
Valle de Azcamellas
Cerro de La Matilla
Torralba
Fuencaliente
Aº de la Mentirosa
La Tablada
Azcamellas
Los Picazos
Arbujuelo
La Ribilla
Alto de Pilarrás
Valle de Esteras
Los Piconos
Aguila
Valle de Savoya
SIERRA MINISTRA
Esteras
Cerro de Santa Catalina

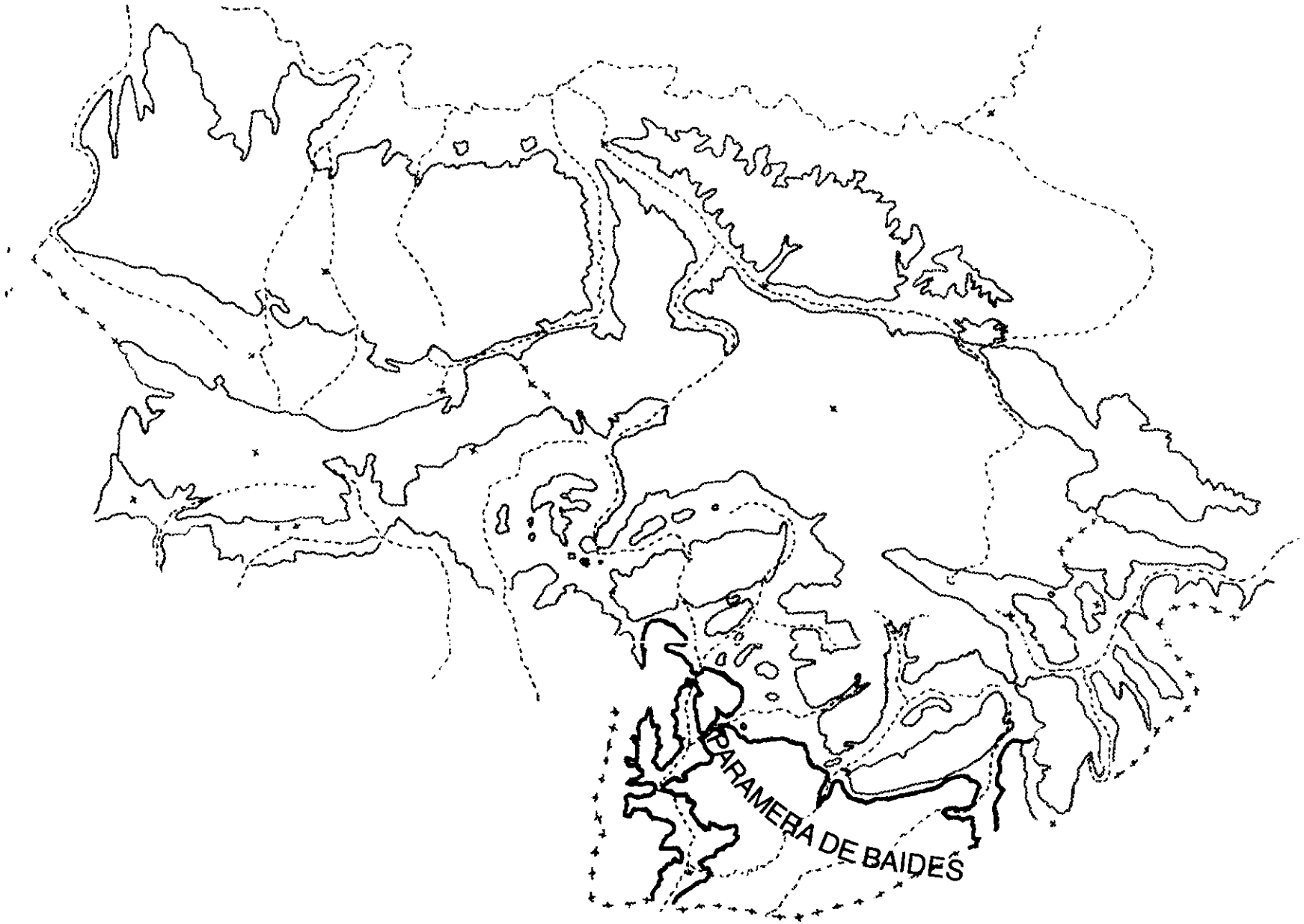
Fig. 37

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Águila: M.T.N. Según S.G.E., Alto de la Cruz (existe efectivamente una cruz en lo alto).
- Alto de la Asadura: S.G.E.
- Alto de Pilarrás: M.T.N.
- Alto de Valdecenteno: S.G.E.
- Arroyo de La Mentirosa: M.T.N.
- Arroyo del Salobral: depurado del M.T.N. Arroyo del Salobrar.
- Arroyo de Velarte: M.T.N.
- Garganta de Jubera: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Cabezo del Moro: M.T.N.
- Los Castillos: información local.
- Cerro Alto: M.T.N.
- Cerro de la Fuentaza: M.T.N.
- Cerro Mediano: información local (Benamira) y nombre de vértice, aunque marginal al cerro.
- Cerro de La Matilla: M.T.N.
- Cerro de Ribagorda: M.T.N.
- Cerro de Santa Catalina: información local (Benamira).
- La Cocota: información local (Benamira)
- Hoya del Molar: M.T.N.
- Pejiguero: información local.(Salinas).
- Peña Muiña: M.T.N.
- Pela de Enmedio: información local (Salinas).
- Peña Redonda: información local (Salinas).
- Los Picones: información local. (Azcamellas).
- Los Picozos: información local.(Arbujuelo).
- Las Quebradas: M.T.N., aplicado a barranquera señalada (información local, Estación de Medinaceli).
- La Tablada: M.T.N. En el S.G.E es sustituido por Cerro Morrilla, formado a partir del nombre

del vértice geodésico, anteponiendo "cerro de".

- Valle de Arbujuelo: topónimo formado a partir de núcleo de población. Citado en el Poema del Cid " Arbuxuelo arriba privado aquijaban"
- Valle de Azcamellas: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Valle de Esteras: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Valle de Sayona: topónimo formado a partir de núcleo de población.
- Villavieja: M.T.N. Referencia local como emplazamiento de la ciudad antigua de Medinaceli.
- El Viso: M.T.N.



La Paramera de Baides en el contexto de la Paramera de Sigüenza.

1.3.10. La Paramera de Baides.

Al Sur del Cinturón central de Atienza- Sigüenza se extiende un sector de la Paramera que se caracteriza por las **gargantas y valles profundamente incididos** de los ríos Salado, Henares y Dulce, que tajan y recortan una típica culminación aplanada (aquí entre 1050 y 1180 m.), a veces reducida a estrechos espolones.

De esta forma la compartimentación del relieve es grande, y las unidades perceptibles se estructuran a un nivel espacial inferior. No obstante es posible reconocer *una unidad morfográfica donde se recogen toda esta serie de relieves, que presen*tando las características básicas de la Paramera, se interponen entre el Cinturón Central de Atienza-Sigüenza al Norte y los relieves del Valle del Henares Medio y de la Alcarria que quedan al Sur.

Para designar esta superficie no se han encontrado precedentes en bibliografía o en cartografía, lo cual está justificado por la amplia extensión de la unidad y la intensa compartimentación del relieve, que hace difícil descubrirla sobre el terreno. Por ello se ha escogido el término de "Paramera de Baides" que corresponde a la localidad de mayor importancia y centralidad.

En cualquier caso, la variedad de incisión y de disposición de relieve permite diferenciar **tres sectores**:

- sector NW de cortos congostos que alternan con largas y anchas muelas en los interfluvios;

- sector SW de valles y ejes montañosos transversales al principal;

- sector E, de marcadas, largas y profundas gargantas hendidas en la superficie culminante de la Paramera.

En el sector **NW** se combinan los congostos escarpados, las hoyas, los valles

relativamente anchos y las muelas:

Las **hoyas** corresponden a las de El Atance, Santiuste y la de la confluencia del Regacho y Salado. Son pequeñas, cerradas y de gran unidad paisajística.

Las **muelas y cabezos** están separados por pequeñas incisiones: Muela de la Virgen (nombre inédito en cartografía), La Dehesa, Muela Vieja, Valdehierro, Cerro Grande, Alto del Cuerno, La Tabla (también inédito).

Los **congostos** escarpados de roca desnuda corresponden al de Santamera (fot. 44) y al de Huérmeces del Cerro en el Salado y al de Cirueches en el Río de la Hoz (o Vadillo).

En el sector SW se erige como elemento fundamental del relieve el valle del Salado, relativamente ancho y con orientación N-S. Este valle presenta más méritos morfográficos que el vecino alto Henares para considerarse como cabecera del curso resultante aguas abajo, ya que además de ser más amplio se encuentra alineado con él.

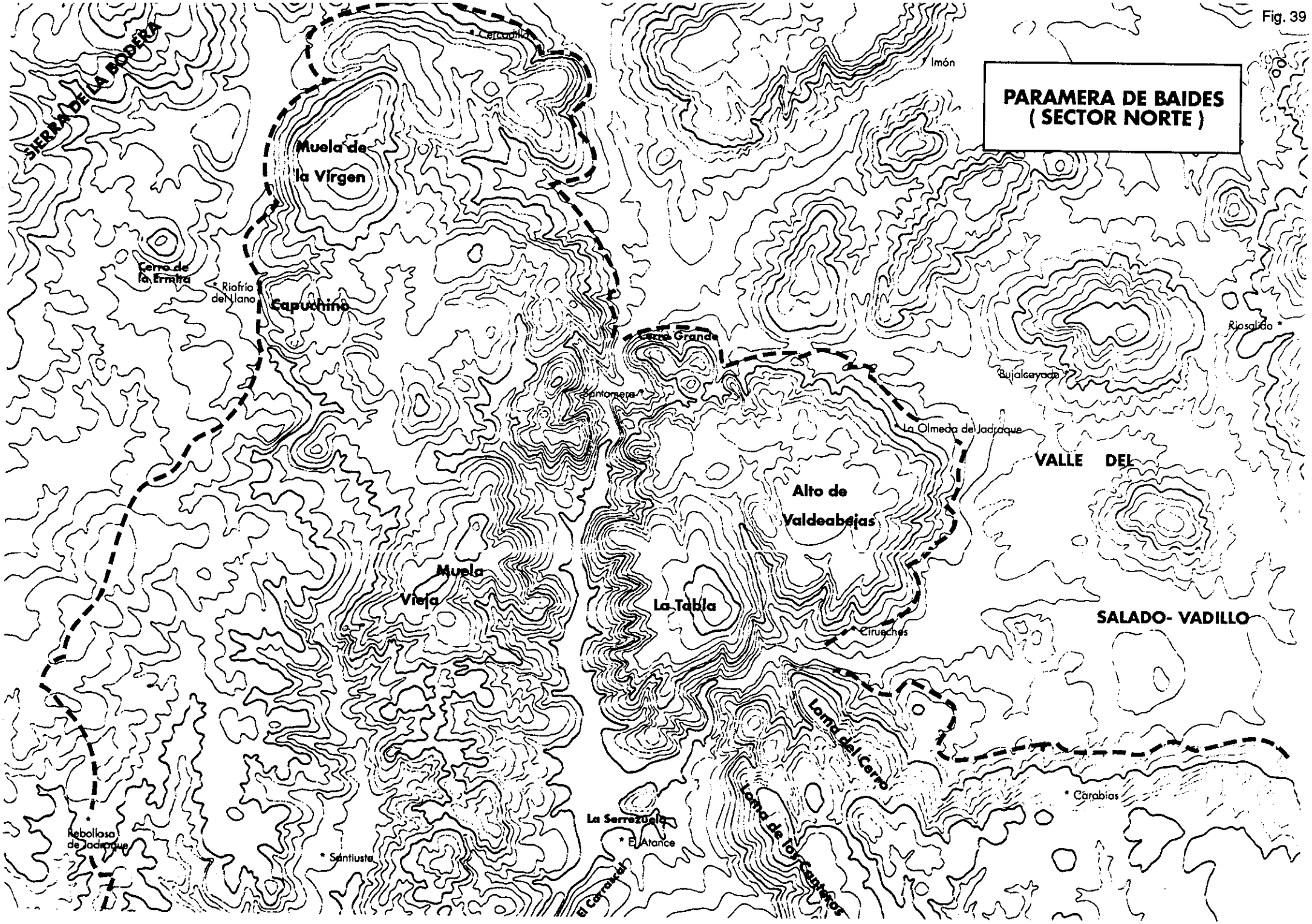
El valle del Salado se prolonga hacia el Este por ramificaciones transversales de los valles de Huérmeces, de Viana y la embocadura de la mencionada garganta del Henares, que seccionan y delimitan entre medias reductos de la paramera recortados como espolones (La Muela de Viana y el Llanazo, ante todo).

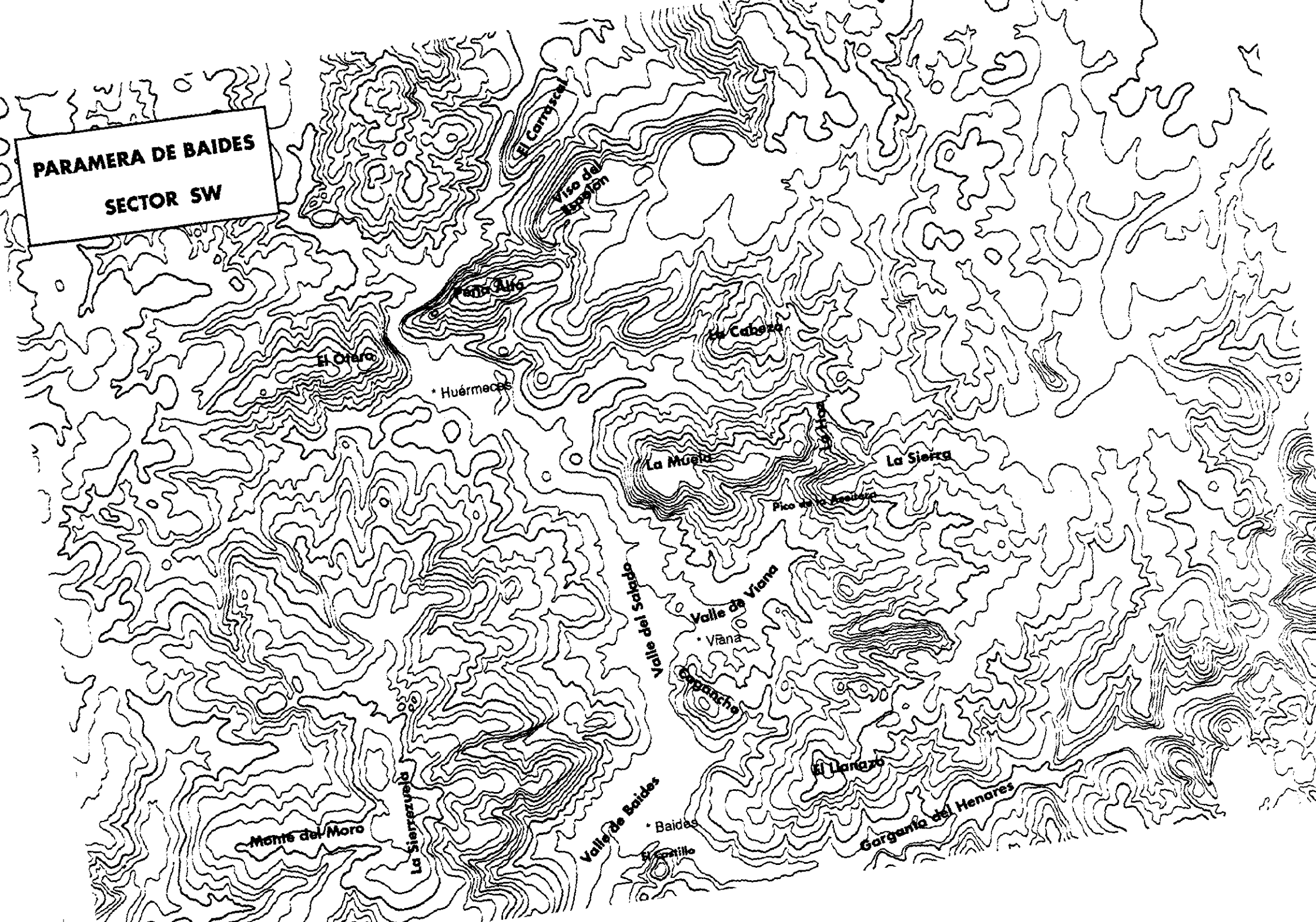
Hacia el Oeste la Sierrezuela presenta una culminación aplanada en progresivo descenso hacia el Norte y sucesivos ramales laterales en disposición transversal

Las **gargantas** de los ríos Henares y Dulce constituyen el elemento más significativo del sector oriental de la Paramera de Baides. En el Henares la incisión es contínua, con sólo un pequeño ensanchamiento en Moratilla, y queda contorneado por algunas alienaciones alineadas como la Loma de Valdechábalos al Oeste y Canto Blanco al Este. El Dulce presenta, sin embargo, dos tramos muy diferentes: en el

tramo alto una morfología encajada y estrecha de trazado meandriforme constituye el eje de una ordenación mucho más suave que se organiza por encima de los paredones. En el tramo bajo, en lo que se puede denominar depresión de Pelegrina, la configuración es distinta, ya que el fondo del valle es ancho, y los paredones marginales constituyen efectivas elevaciones relativas (Alto del Picazo al Norte; Alto del Chozón, Alto del Llano y Alto del Picozo al Sur). Aguas abajo el Dulce forma un notable meandro encajado en La Cabrera

Entre las gargantas se extienden los altiplanos, que presentan también distinta ordenación, siendo lo más significativo la disposición en forma de nava que adapta la paramera entre las gargantas del Henares y del Dulce, en torno al eje del Aº de la Varenosa, así como la disimetría de la Mesa de Saúca, levantada hacia el SE.


PARAMERA DE BAIDES
(SECTOR NORTE)
SIERRA DE LA BODEGA
Muela de la Virgen
Cerro de la Ermita
Riofrío del Llano
Capuchino
Cerro Grande
Imón
Riosalido
Bujalcayado
Valtontera
La Olmeda de Jadraque
VALLE DEL
Alto de Valdeabejas
Muela Vieja
La Tabla
SALADO- VADILLO
Ciruelos
Loma del Cerro
Loma de los Cantaros
Carabias
La Serrezuela
El Atance
El Carracal
Rebollosa de Jadraque
Santiuste


PARAMERA DE BAIDES
SECTOR SW
El Carrascal
Visa del Espejón
Peña Alta
La Cabeza
El Otero
Huérmeces
La Muela
La Sierra
Pico de la Atalaya
Valle del Salado
Valle de Viana
Viana
Campanche
El Llanazo
Gargantas del Henares
La Sierrezuela
Monte del Moro
Valle de Baides
Baides
El Castillo

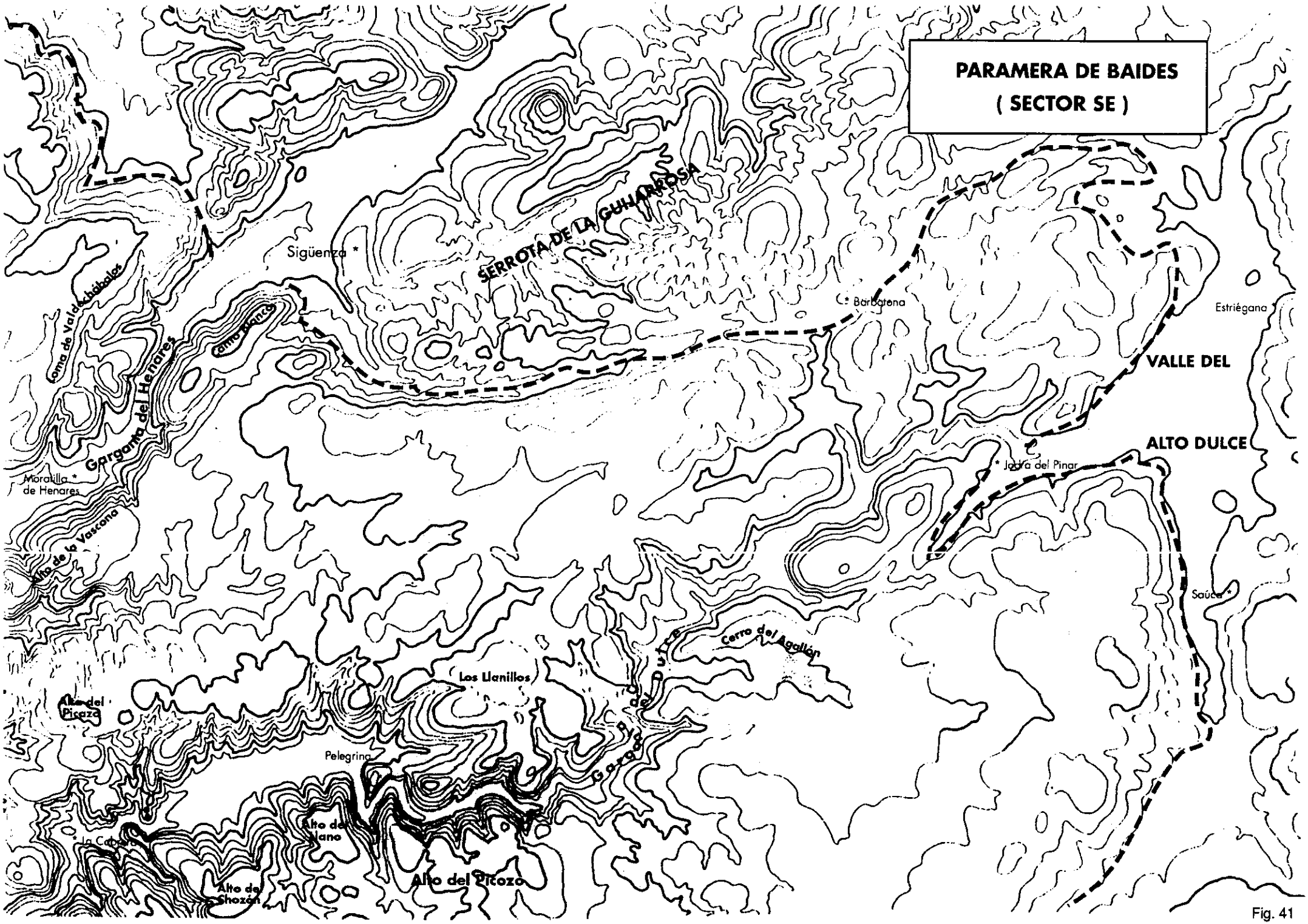

PARAMERA DE BAIDES
(SECTOR SE)
SERROTA DE LA GUIJARROSA
Sigüenza *
Barbatona *
Estriégana *
VALLE DEL
ALTO DULCE
Jadra del Pinar *
Saúca *
Loma de Valdechábales
Gargama del Henares
Camino Blanco
Morahlla * de Henares
Alto de la Vascana
Alto del Picazo
Los Llanillos
Cerro del Agallón
Garganta del Lobo
Pelegrina
Alto del Llano
Alto del Picazo
Alto de Chozas
La Cabeza *

Fig. 41

Fuentes toponímicas de los relieves fundamentales:

- Alto del Chozón: MTN.
- Alto del Llano: MTN.
- Alto del Monte: MTN.
- Alto del Picozo: MTN.
- Alto de Valdeabejas; MTN.También Llano de la Carrasca y Cabeza del Monte,MTN.
- Alto de la Vascona: MTN.
- La Cabeza: MTN.
- Canto Blanco: MTN.
- Capuchino: consulta local (Riofrío del Llano).
- El Carrascal: MTN.
- Cerro del Agallón: MTN.
- Cerro de la Ermita: MTN.
- Cerro Grande; MTN.
- Cuerno: MTN, desplazado "Alto del Cuerno".
- El Horcajo: MTN.
- Loma de Cobatillas: MTN.
- Loma del Cerro: MTN.
- Loma de los Canteros: MTN.
- Loma de La Pedriza: MTN.
- Loma de Valdechábalos: MTN.
- Llanazo: MTN.
- Los Llanillos: MTN
- La Muela (de Viana:, depurado de MTN, "Sierra de La Muela". Localmente, en Viana, La Solana.
- Muela Vieja: MTN.
- Muela de la Virgen: consulta local en Riofrío del Llano. Referencia a antigua ermita, cuyos cimientos dicen que aún se conservan.

- El Otero: consulta local, preferible al del MTN, Loma del Lituero.
- Paramera de Baides: designación propia por referencia a localidad.
- La Parrilla: MTN.
- Peña Alta: en MTN, vértice geodésico.
- La Serrezuela: MTN.
- La Sierra: MTN, confirmación local (Viana).
- La Tabla: consulta local.
- Viso del Espolón: MTN.

2. MORFOTECTÓNICA

2.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS.

El **objetivo** de este capítulo es efectuar desde el propio relieve el análisis del tipo y grado de explicación que proporcionan los procesos y estructuras tectónicas. Esto es, encontrar las claves, los **fundamentos tectónicos del relieve.** Se trata por lo tanto de una tectónica de relieve, una "orotectónica", con diferente tratamiento y focos de interés a los que corresponden estrictamente a la tectónica.

Partimos de los grandes conjuntos orográficos que enmarcan el área de estudio: el Sistema Central, el Sistema Ibérico y las Mesetas del Duero y del Tajo, relieves suficientemente reconocidos, y que no parece oportuno ni preciso cuestionar. En ellos es preciso encontrar las claves y los factores tectónicos de explicación morfogenética. Con ello se construirá el marco donde diferenciar las características específicas de la Paramera de Sigüenza.

2. 2. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA CENTRAL

En primer lugar es necesario plantearse el **fundamento** del relieve del Sistema Central, esto es, la razón principal por la que se presenta como configuración elevada.

La estrecha y directa coincidencia de los relieves prominentes con las áreas tectónicamente elevadas y de los límites morfológicos con las fallas, permiten concluir que en el Sistema Central, como en otras muchas cadenas españolas, **la razón fundamental del relieve está en la elevación tectónica**, aun cuando la

erosión haya rebajado y atenuado grandemente esta influencia. La forma precisa cómo se manifiesta esta influencia se tratará más adelante.

Reconocido el origen tectónico, es conveniente plantearse la dimensión temporal: ¿desde cuándo permanece el Sistema Central **como relieve prominente** e individualizado? Esta cuestión es difícil de responder, pues en el propio Sistema Central apenas se encuentran materiales que puedan atestiguar sobre su levantamiento, y en consecuencia las reconstrucciones han de ser parciales e indirectas.

Se han realizado importantes deducciones a partir de las deformaciones de los materiales terciarios de las fallas limítrofes, tanto al Norte como al Sur. Así, diferenciando los materiales que están fuertemente plegados de los que apenas lo están, se determinó una **discordancia fundamental** y a esta discordancia se asoció el levantamiento del Sistema Central. (Schröder, 1930). (fig. 42) Esta discordancia se planteó inicialmente como separación entre Paleógeno y Neógeno, en un contexto en donde la discordancia definía los materiales y estos a su vez la discordancia. Se hizo coincidir con la **fase estírica** de Stille.

Fig. 42

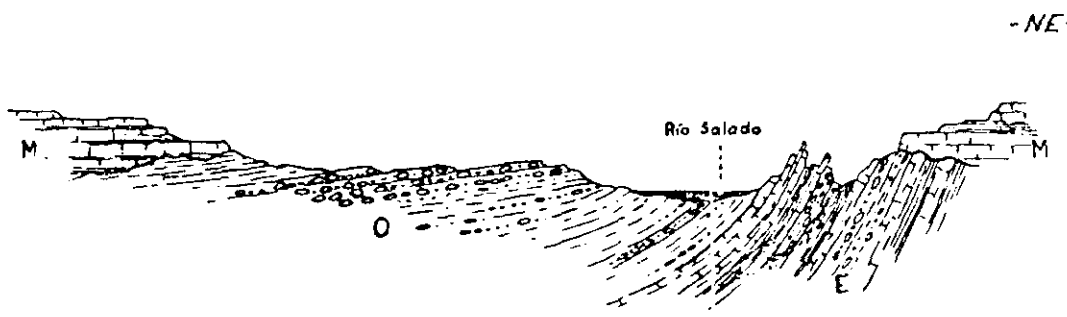


Diskordante und konkordante Auflagerung des Jungtertiärs im Cañamarestal nördlich Pinilla de Jadraque.
1 = Kreide, 2 = Alttertiär, 3 = Jungtertiär.

Disposición concordante y discordante del Neógeno en el valle del Cañamares al Norte de Pinilla de Jadraque. Según Schröder, 1930. 1= Cretácico 2= Paleógeno 3= Neógeno.
(El 3 aparece discordante en el sector septentrional y concordante en el meridional)

Posteriormente se ha precisado su posición cronológica, rejuveneciéndola y considerándola ya Mioceno Inferior. (López Martínez, 1977, rebautizó esta fase como **Neocastellana**). De esta forma la tectogénesis fundamental se establece en el Mioceno y es de suponer que estas dislocaciones se traduzcan por una diferenciación y un levantamiento orográfico. Sin embargo, con ser la fundamental, no es la primera.

En 1960 se determinó una segunda **discordancia**, anterior en el tiempo, que en principio se consideró como separación del Eoceno y el Oligoceno, esto es, coincidiendo con la fase **sávica** de Stille, pero que luego se rejuveneció hasta el Oligoceno Superior, siendo rebautizada como **Castellana**. Así se supone que el primer levantamiento del Sistema Central data al menos del Oligoceno Superior. De todas formas advertimos lo precario que resulta suponer el levantamiento de toda una cordillera, en base a unas manifestaciones muy localizadas, precisamente en la Paramera de Sigüenza (Huérmeces del Cerro).(fig. 43) El análisis morfotectónico, nos indicará que éste se trata, además, de un pequeño bloque tectónico marginal a la cadena.



—El Terciario de la zona de Huérmeces. E, Eoceno. O, Oligoceno. M, Mioceno.

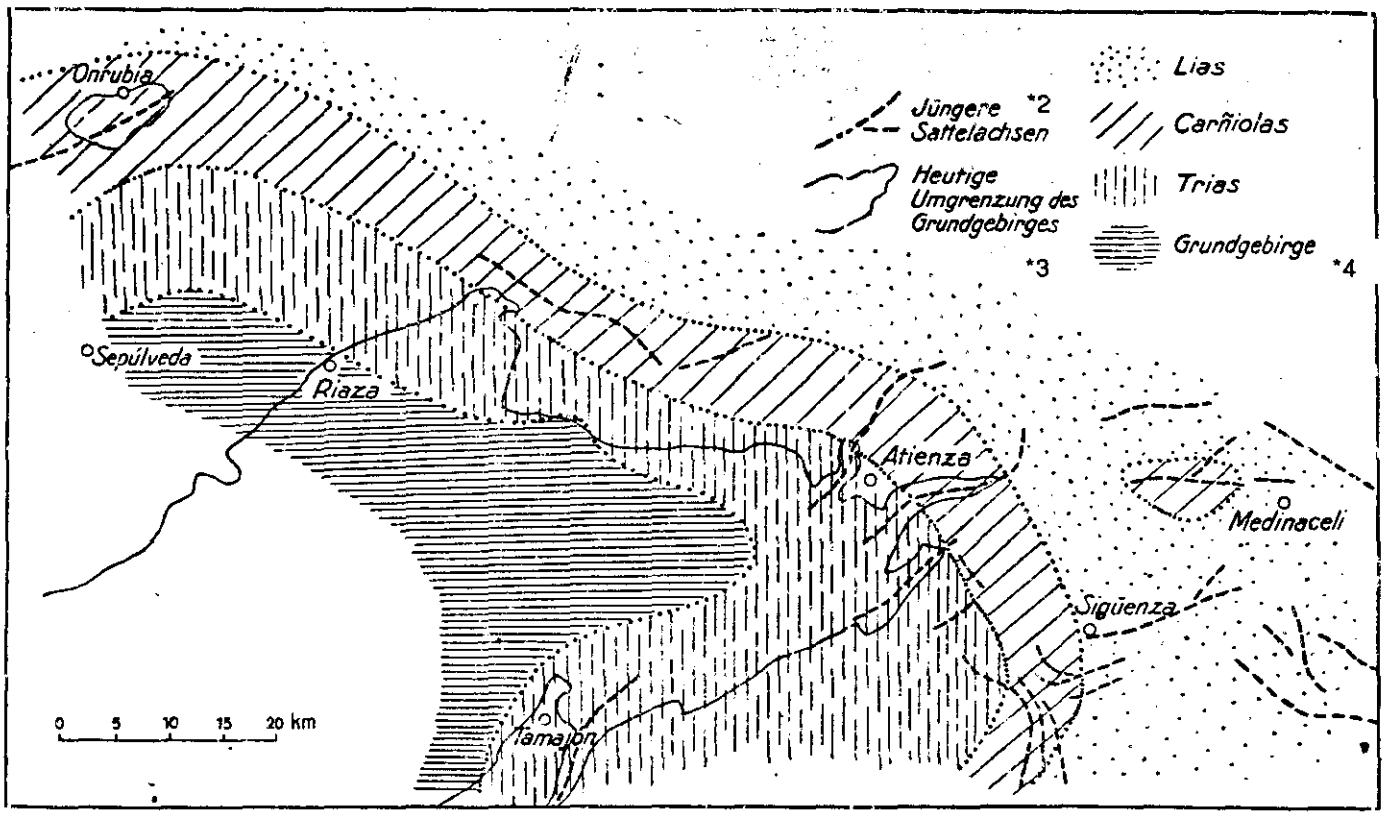
Fig. 43 La discordancia de Huérmeces según Crusafont et al.(1960): los materiales paleógenos llegan a aparecer verticales, los neógenos horizontales. De todas formas el buzamiento de los estratos se atenúa con el alejamiento de la supuesta falla de contacto S. Central/ Cuenca del Tajo responsable de la distorsión.

Otra línea de investigación que pudiera acotar el inicio del levantamiento del Sistema Central consiste en determinar las paleodirecciones de los estratos. El análisis detenido de las facies de materiales **oligocenos** lleva a la conclusión de que entonces el Sistema Central **no** estaba constituido como tal relieve. Esto apoya entonces la argumentación a partir de las discordancias, que señala un origen Oligoceno Superior para el Sistema Central.

En cualquier caso se **descarta** de una forma categórica el planteamiento inicial sobre **el origen hercínico del relieve del Sistema Central**, que extrapolaba la tectónica hercínica de los materiales al origen del relieve. Ya en 1894 Penck señalo cómo no coincidían las direcciones hercínicas, tectogenéticas, y las alpinas, morfogenéticas. Descartó así, aunque, con resistencia, la concepción de que fuese un residuo orográfico hercínico y las evocadoras imágenes del golfo-fiordo cretácico entre montañas refiriéndose al valle del Lozoya. Sobre esta idea Schröder reconstruyó el esquema de transgresión cretácica, donde no se percibe aún el Sistema Central (fig. 44).

En definitiva parece que el relieve del Sistema Central data del Oligoceno Superior, tanto si se considera el criterio de las discordancias como el de las referencias paleoestratigráficas.

La segunda precisión temporal consiste en determinar si el Sistema Central se ha mantenido permanentemente como relieve prominente **hasta la actualidad**. El momento crucial corresponde al final del Mioceno y Plioceno, en que se produce un amplio arrasamiento en el interior peninsular. Todo depende del alcance con que se conciba este arrasamiento, de si éste ha respetado, o no, el relieve serrano.



Das Liegende der Kreide im Bereich der östlichen Guadarrama. Maßstab ca. 1 : 680 000.

*1

*1. El yacente del Cretácico en el ámbito del Guadarrama Oriental.

*2 Ejes de plegamiento posteriores.

*3 Límite actual del zócalo.

*4 Zócalo.

Fig. 44 El alcance de la transgresión cretácica implica la ausencia de un relieve diferenciado en el Sistema Central y la imposibilidad de pemanencia de relieves hercinianos. (Según Schröder).

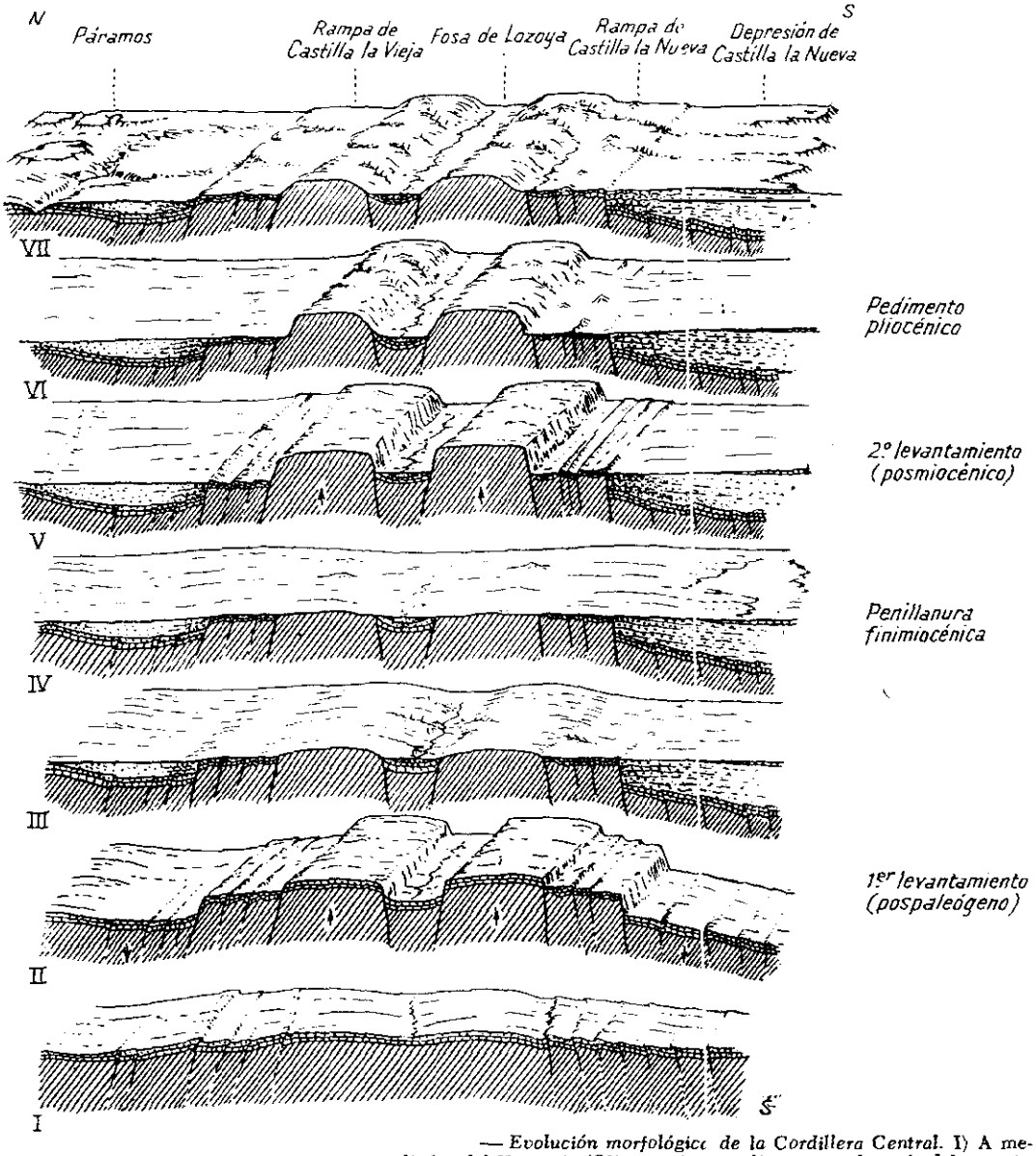
Aunque hay partidarios de un arrasamiento total, como por ejemplo Solé, 1952, opinión luego modificada (fig. 45), para quienes luego seguiría la resurrección derivada de los movimientos rodánicos del Plioceno, lo más probable y mayoritariamente aceptado es que el relieve del Sistema Central haya persistido sin interrupción hasta la actualidad, aspecto que consideraremos más adelante al tratar sobre la impronta morfodinámica. La persistencia de la elevación es mantenida por la actuación de la tectónica, que habría seguido actuando de forma continua e ininterrumpida a escala geológica. Los movimientos rodánicos se insertan en ese continuo de elevación.

Así el Sistema Central se perfila como una cadena cuyo levantamiento data del Oligoceno Superior y perdura hasta la actualidad.

Un nuevo aspecto a plantearse sobre el fundamento tectónico del Sistema Central consiste en el **mecanismo de formación**. Al respecto se han considerado distintas interpretaciones, que van especificando cada vez más su caracterización morfotectónica:

- La primera interpretación efectiva es la de conjunto de **bloques fallados**, formulada por Fischer, 1894. Al carecer mayoritariamente de cobertera sedimentaria, el Sistema Central puede considerase como un ejemplo clásico de estilo tectónico germánico.

Esta idea fue precisada como "un conjunto de bloques o témpanos, que se hallan escalonados longitudinalmente y diferenciados transversalmente", en 1924, por E. Hernández Pacheco y designado como "Schollengebirge", en 1936, por Schwenzner.



— *Evolución morfológica de la Cordillera Central.* I) A mediados del Terciario (Oligoceno); inmediatamente después del paroxismo pirenaico; se pliega la cobertura y se esboza el abombamiento de la Cordillera Central. II) Fracturas posteriores al plegamiento, a mediados del Mioceno; se individualiza sobre todo las grandes fallas que hunden las depresiones castellanas y las separa del bloque de la Cordillera Central. III) Empieza la colmatación de las depresiones castellanas con materiales arrancados a los bloques levantados, cuyo relieve progresivamente pierde vigor a causa de la erosión. IV) Penillanura de fines del Mioceno como final del ciclo sedimentario; en las hondonadas palustres se sedimentan las calizas de los páramos. V) Rejuvenecimiento del relieve como consecuencia del plegamiento de fines del Terciario (Plioceno); deformación de la penillanura miocénica y plegamiento de los bordes terciarios de las depresiones castellanas. VI) Formación de la penillanura de fines del Terciario, con pedimento y montes islas. VII) Rejuvenecimiento pospliocénico y encajamiento de la red hidrográfica actual. El zócalo paleozoico, en rayado; encima la cobertera secundaria y de principios del Terciario (Paleógeno). El Mioceno coronado por las calizas de los páramos.

Fig. 45 Interpretación de la morfogénesis del S. Central según Solé Sabarís, 1952, luego modificada por el autor (1954). En este esquema el relieve actual del Sistema Central comienza en el Plioceno (fase V).

- Una segunda interpretación hace referencia al carácter de los esfuerzos implicados. Esto fue intuido genialmente por Birot y Solé en 1954 y las mediciones actuales no hacen más que confirmarlo: se ha producido un movimiento en la horizontal que genera el relieve según un **doble mecanismo**: primero, directamente, por **compresión**, que produce **elevación de la parte superficial** a la vez que profundización de las raíces y en segundo lugar, al cesar el esfuerzo compresivo (en una situación de **distensión relativa**), en que **las raíces se levantan isostáticamente** en la vertical.

A nivel peninsular la fase compresiva se estima que se extiende desde el Cretácico Superior al Mioceno Medio y la fase distensiva desde entonces hasta la actualidad (Vegas, 1987). Este comportamiento, con dos fases de formación del relieve, directa y retardada, parece generalizado para muchos conjuntos orográficos, especialmente cadenas intraplaca, como el Sistema Central.

Según este esquema cabe interpretar los elementos fundamentales del Sistema Central: las fallas limítrofes y la dovela central hundida longitudinalmente.

El análisis de las grandes **fallas exteriores** al Sistema Central ha demostrado un carácter inverso. Tradicionalmente ésto se ha relacionado con períodos compresivos, pero también puede concebirse en un esquema distensivo de reajuste isostático, en que las raíces, antes comprimidas, se elevan hacia arriba, cabalgando sobre los bloques más recientes. En definitiva, se trataría de una solución de **compresión centrífuga**, donde se producen movimientos desde el centro a la periferia, consecuencia de la elevación, y ésta, a su vez, de un esquema distensivo.

Este planteamiento constituye también la explicación de las depresiones longitudinales intermedias, según el modelo definido por Solé en 1952 de un par de bloques centrales elevados, con una **fosa intermedia** y dos dovelas deprimidas a

los lados.

La interpretación de Vegas asocia los valles y fosas longitudinales a resultados de fuerzas compresivas. Sin embargo, sería mucho más fácil relacionarlos con el periodo de elevación por reajuste isostático "en el marco de una **tectónica distensiva**", C. Sanz, 1988. Al alcanzar niveles superiores se crea un doble **empuje hacia el exterior**, que se traduce en el hundimiento de las fosas centrales.

- Un tercer nivel de interpretación hace referencia a los movimientos de placas que generaron estos esfuerzos. La conocida aproximación de la placa Africana y Euroasiática, responsable de la orogenia alpina, se resuelve para el Sistema Central, según Vegas, como un movimiento de **cizalla dextral**.

Esto implica una rotura en **bloques** con una configuración espacial **romboidal**, donde las deformaciones determinan los ángulos agudos de cada bloque, que son NE y SW en el caso del Sistema Central (Portero, 1984).

Este esquema se repite una y otra vez. Esto es, en vez de generarse un único levantamiento orogénico, se crea un modelo de deformación distribuida en tramos, que por su esquema escalonado y progresivamente saliente, ha sido denominado de "**bandas penetrativas**".

En definitiva, los fundamentos tectónicos del relieve del Sistema Central pueden concretarse así: se trata de un relieve eminentemente tectónico, generado al parecer durante el Oligoceno Superior, y que ha perdurado hasta la actualidad. Responde al movimiento vertical de una serie de bloques fallados, lo cual es el resultado de una sucesión de movimientos, primero compresivos y luego distensivos, que se organizan a su vez como una serie de bandas penetrativas con movimientos fundamentalmente dextrales en una cadena intraplaca

2.3. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA IBÉRICO

El conjunto del Sistema Ibérico, lo mismo que el del Central, es un **relieve tectónico**; esto es, las elevaciones coinciden por lo general, con las áreas de mayor levantamiento tectónico.

En el Sistema Ibérico esto se advierte claramente en los afloramientos que muestran una ordenación general del centro a la periferia y así los materiales paleozoicos y triásicos se encuentran en posición central, rodeados por los jurásicos, los cretácicos y finalmente los paleógenos. Incluso esta disposición es sólo una manifestación atenuada del relieve como resultado tectónico, pues hay que tener en cuenta que el incremento de altitudes en el centro tiene el mismo efecto aparente que un rejuvenecimiento de los afloramientos.

Sin embargo lo peculiar del Sistema Ibérico es que presenta unos **antecedentes** de individualización que los diferencian del Sistema Central y que se definen de forma negativa como depresión. Se trata del **alaucógeno** mesozoico, esto es, una zona de la corteza que queda adelgazada por distensión.(Álvaro et al. 1978). Sobre éste se van a acumular grandes espesores de sedimentos, que, aunque no son comparables a los geosinclinales béticos o pirenaicos, se diferencian claramente de los de la Meseta Hespérica al Oeste o a los del Macizo del Ebro al Este, donde la cobertera mesozoica es muy poco potente.

La superposición espacial del alaucógeno mesozoico y del orógeno cenozoico demuestra unas **relaciones causales**: se puede suponer que la parte más debilitada y con litología menos consistente, vaya a ser la que también se preste a las deformaciones durante la compresión terciaria y consiguientemente al reajuste isostático posterior.

Podemos, por lo tanto, inferir que la historia del relieve de las Cadenas Ibéricas es más larga que la del Sistema Central, pues tiene un prólogo de relieve precisamente negativo, que constituye un episodio sin el cual no se podrían comprender las características específicas de la estructura tectónica actual.

Es este periodo de alaucógeno mesozoico el que va a permitir la creación de un espesor de sedimentos importante e internamente diferenciado, con niveles plásticos, lo cual está en la base de la **variación de estilos tectónicos** en la vertical, característica fundamental del Sistema Ibérico. El esquema de compartimentación de estilos, tal como se concibe actualmente, varía muy poco respecto al modelo original de Richter y Teichmüller, de 1933, que puede estructurarse así: (fig. 46)

- un conjunto rígido de base, integrado por el **zócalo** (Paleozoico-Prehercínico) y el **tegumento** (Pérmico-Buntsandstein y parte del Muschelkalk);

- un **conjunto plástico** de margas del Keuper y últimas unidades del Muschelkalk, que se comporta como un nivel de despegue, lo que constituye una característica tectónica esencial del Sistema Ibérico.

- un conjunto medianamente rígido del resto del Secundario, con una estructura a base de pliegues, que reproducen de forma atenuada o desplazada los movimientos del zócalo constituyendo la **cobertera.** La independencia de este nivel respecto al sustrato es sólo relativa. Se producen además despegues locales y pequeños deslizamientos,especialmente sobre los materiales del Albense (fot.26)

- series **discordantes subhorizontales**, localizadas en cuencas internas.

En definitiva, el estilo tectónico de la cordillera puede definirse como de zócalo y cobertera (Richter y Teichmüller, 1933), o si se prefiere de "zócalo, tegumento, nivel de despegue y cobertera" (Gabaldón, V., et al., 1982). Estas variaciones en

la vertical se manifiesten además en una zonación espacial (observación de Richter y Teichmüller).

Así pues el zócalo hercínico se estructura en una serie de bloques, a los que se adapta fielmente el tegumento y con una independencia relativa la cobertera sobre el nivel,o niveles, plásticos de despegue.

Esta organización no permite su identificación con un estilo alpino, dada su mayor sencillez, ni con uno sajónico, sólo aplicable al conjunto basal del zócalo-tegumento. La solución quizá resida en la necesidad de precisar un estilo propio "**ibéride**", que exprese el modelo de zócalo y cobertera, como definió Staub en 1926.

Una tercera característica, sin duda de menor envergadura, que ayuda a precisar la fundamentación tectónica del Sistema Ibérico, es el fenómeno de la **doble vergencia** de los pliegues, hacia el Oeste y hacia el Este, señalado por Stille en 1929, a ambos lados de lo que llamó Divisoria Central Ibérica: el levantamiento de la cadena inclina estratos y estructuras hacia la periferia, según el esquema de "compresión centrífuga", que señalamos anteriormente para el Sistema Central.(fig.47)

De Norte a Sur, se reconocieron en esta Divisoria Central **tres tramos**, que Richter y Teichmüller designaron como sectores Numantino, Hespérico y Turolense, y que hoy se pueden concebir como sectores desplazados dextralmente hacia el NE.

Resumiendo, encontramos como claves de la fundamentación tectónica del Sistema Ibérico, su evolución previa como alaucógeno, la variación de niveles tectónicos en la vertical, un estilo ibéride, y la existencia de una divisoria central para la vergencia de los pliegues.



NIVELES TECTÓNICOS: TIPOLOGÍA

Fig. 46 Esquema idealizado de los niveles tectónicos en la Paramera de Sigüenza: zócalo, tegumento, nivel de despegue y cobertera.

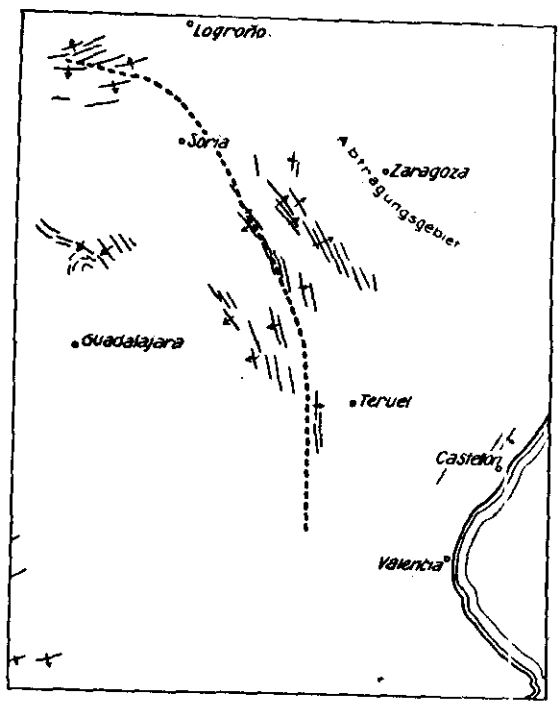


Fig. 47 La doble vergencia del zócalo en la Cadena Ibérica según Lotze, 1929. Abtragunsgebiet= Área de hundimiento.

2. 4. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DE LAS CUENCAS TERCIARIAS

La existencia de afloramientos terciarios, más recientes y a cotas más bajas que la de los materiales de los relieves circundantes, ha llevado a pensar desde hace mucho tiempo, que el origen de las altiplanicies de las submesetas se relaciona con un hundimiento tectónico, con **grandes graben**, tanto al Norte como al Sur.

Con tal suposición se ha asociado la aparición de los **primeros materiales** que cubrían el zócalo con el inicio de la diferenciación de las cuencas. La datación de estos materiales ha resultado problemática, y así encontramos referencias del Eoceno Medio o Superior, pero también paleocenas, incluso se apunta la posibilidad de materiales que correspondan al final del Cretácico.

Sin embargo es preciso notar que la aparición de materiales terciarios no implica necesariamente la configuración de las cuencas tectónicas. Esto explica que se hayan encontrado facies marinas en el paleógeno del borde Norte, indicando condiciones de apertura al mar.

Por el contrario el carácter de cuenca viene dado por la **elevación de relieves en contrapendiente**, el Sistema Ibérico y la Cordillera Cantábrica, y esto resulta posterior. Supone el paso de una deposición abierta a una auténtica cuenca tectónica.

Lo que parece fuera de duda es que tanto en la Cuenca del Duero, como en la del Tajo-La Mancha, existieron **cuencas independientes**, de funcionamiento autónomo, cuencas que se segregaron e individualizaron con el tiempo, como la del Bierzo, cuencas que por el contrario se unieron, como la de Almazán, y otras que, aunque unidas, han funcionado con gran autonomía como la de Ciudad Rodrigo, aparte del Corredor de la Bureba, que mantuvo el enlace entre el Ebro y el Duero.

De todas formas es posible diferenciar una primera etapa de interpretación en

que se consideraban las **cuencas en conjunto** delimitadas por sus fallas marginales. Estas fallas que las individualizan han sido consideradas, en parte, como rejuegos tardihercínicos, lo cual se justifica por la facilidad de que en un zócalo ya fragmentado se aprovechen las líneas de debilidad para librar las tensiones.

En este sentido la interposición del Sistema Central entre las dos depresiones meseteñas constituye un grave problema. En principio la solución más satisfactoria parece considerar que se tratara de un **abombamiento** de radio de curvatura amplio que experimentase una **distensión posterior**, causante del hundimiento de los dos grandes graben, que se vería compensado en su sector central por la elevación del Sistema Central.

En una segunda fase interpretativa sin embargo, se abordó la **compartimentación interna** de las propias cuencas. Este esquema fue ideado en principio por Alía, 1960, que lo comprobó a modo de ensayo en un sector de La Sagra, y que luego fue analizado de forma más amplia por Marín Escorza y Cadavid para la Cuenca de Madrid (fig. 48). Además de la determinación de esta compartimentación del zócalo, se plantea la influencia de estas fallas sobre el relieve exterior, en lo que se ha llamado tectónica de revestimiento.

Las **direcciones** coinciden con las **generales** de los relieves circundantes, así son NE-SW y NW-SE, y E-W. Se han determinado también lineaciones circulares.

Otro carácter específico de la cuenca del Duero y del Tajo es su **asimetría** de fondo. Una asimetría muy peculiar, que alcanza los mayores profundidades en las proximidades de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Ibérico en la Submeseta Norte y en las inmediaciones del Sistema Central en la Submeseta Sur.

Los **tremendos espesores** que se alcanzan en las zonas más profundas, de más de 3000 m., resultan del todo sorprendentes. Indican en cualquier caso

compensaciones isostáticas, pero eso no es suficiente.

Aparte de esto se han planteado lo que se puede llamar compensaciones laterales, donde el ascenso de las masas montañosas, se ve compensados por el hundimiento de los bloques vecinos.

El motivo de la altitud elevada de las altiplanicies es un tema poco tratado. En un esquema del arrasamiento finimioceno, sería resultado de una elevación pliocena, como la de todos los relieves circundantes.

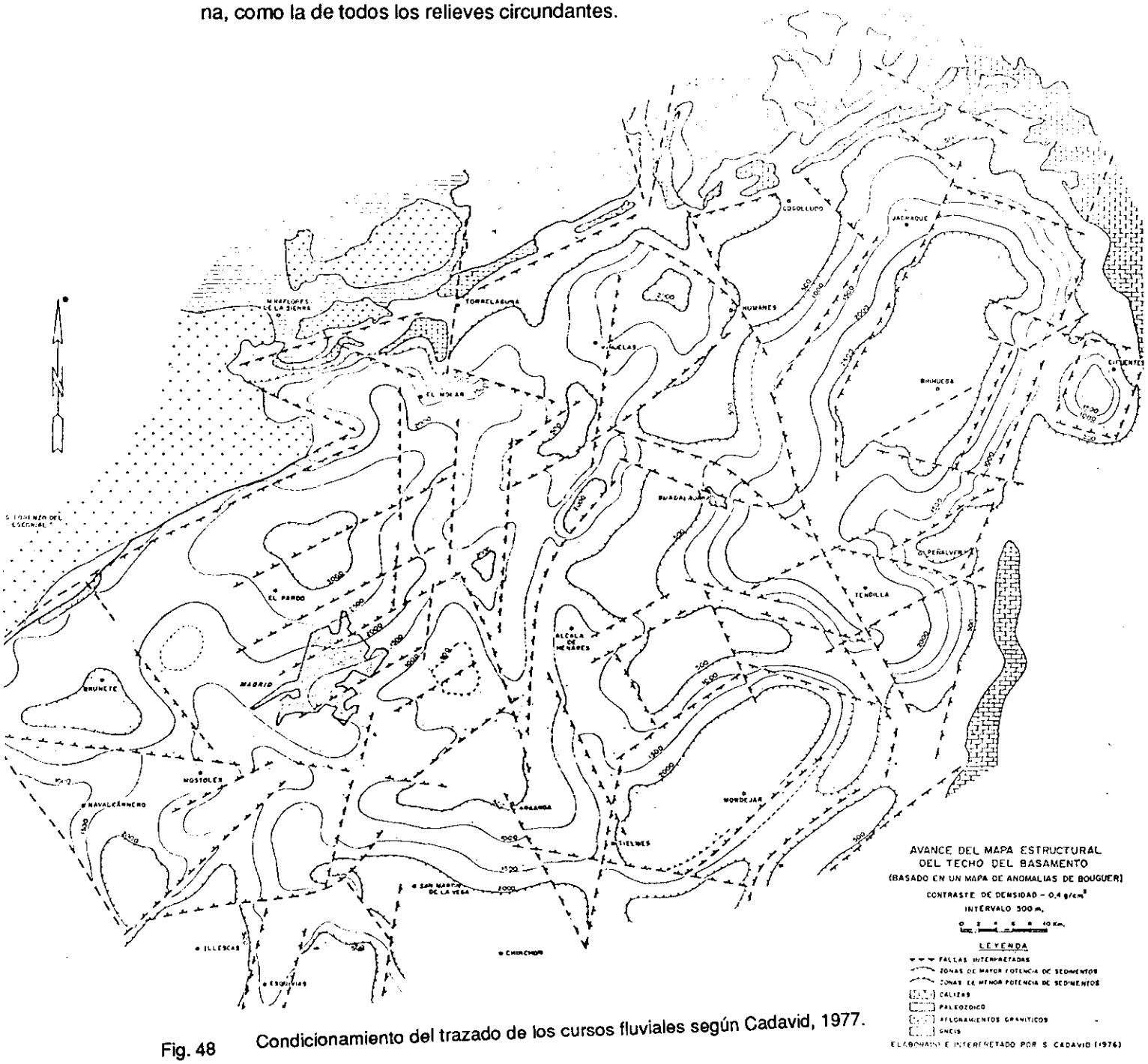


Fig. 48 Condicionamiento del trazado de los cursos fluviales según Cadavid, 1977.

2.5. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

2.5.1. Los estilos tectónicos.

En el relieve actual de la Paramera de Sigüenza se reconocen **tres estilos tectónicos** fundamentales: (fig. 49)

- un estilo "**sajónico simple**" (Schröder, 1930) en el área occidental, donde aparece un único nivel de tegumento, adaptado al zócalo;

- un estilo "**Ibéride**" típico, con los tres niveles de sustrato, despegue y cobertera, reseñados anteriormente y que se encuentra mayoritariamente en el Centro y al Este;

- un estilo **tabular**, que corresponde a las plataformas estructurales de la cuenca terciaria de Almazán, al Norte y del Tajo al SW.

En cualquier caso, la compartimentación tectónica y el pequeño tamaño de las diversas unidades, constituye una característica diferencial fundamental de la Paramera.

Justificamos cada uno de los tres sectores diferenciados:

El área **central y oriental** puede considerarse "**Ibéride**", por cuanto se ven reflejados los **rasgos esenciales del estilo del Sistema Ibérico**:

- la diferenciación de niveles tectónicos en la vertical (zócalo, tegumento, despegue y cobertera),
- la rápida aceleración de la intensidad tectónica hacia el borde de la cadena,
- el esquema evolutivo general del Sistema Ibérico, desde el alaucógeno inicial.

El carácter disimétrico de pliegues y bloques tectónicos, con independencia de las direcciones, constituye, sin embargo, un rasgo común a los Sistemas Ibérico y

Central.

Dentro del estilo general de la cadena, el área refleja además las características distintivas del sector occidental (celtibérico) por:

- una estructura bastante tranquila, (Richter y Teichmüller, 1933);

- independencia sólo relativa de la cobertera por encima del nivel de despegue, lo que está en relación con la menor potencia de las series mesozoicas de borde continental. En definitiva, cuanto más superficial es el zócalo rígido, más predominan las fracturas en lugar de los pliegues, (Solé, 1978).

El área **occidental** puede considerarse de estilo sajónico simple, en cuanto las estructuras que aparecen en superficie son **reflejo de las estructuras de basamento**, y corresponden a **series sedimentarias poco potentes**, incluido el nivel plástico del Keuper (de 150 m. al Este, pasa aquí a 50-70 m.), siendo, además más areniscoso, de forma que "no se aprecia influencia de esta unidad como capa de despegue" (Hernando, 1980). Esto, a pesar de que la aparición del Albense, al W. de Somolinos, suple parcialmente la disminución de potencia del Keuper como nivel de despegue.

El tercer área tiene un estilo claramente definido: las estructuras **tabulares** de las cuencas terciarias situadas al N. y al SW corresponden a estratos subhorizontales muy poco deformados.

Se puede uno cuestionar cómo estilos tan diferentes, ibéride, sajónico y tabular se integran para formar una única entidad morfológica: es evidente la existencia de una peculiar superficie de erosión y una dinámica de planoadaptación del relieve, que luego se tratará. Pero además, existe una serie de **elementos tectónicos que propician la horizontalidad**:

- en el área central, el amortiguamiento de la deformación tectónica por encima del nivel de despegue: "retazos jurásicos escasamente desviados de la horizontal", Macpherson, 1901;

- en el área occidental, el carácter subhorizontal de los estratos de tegumento sobre el zócalo;

- en las áreas marginales de las cubetas terciarias postorogénicas, la propia disposición horizontal originaria de los estratos.

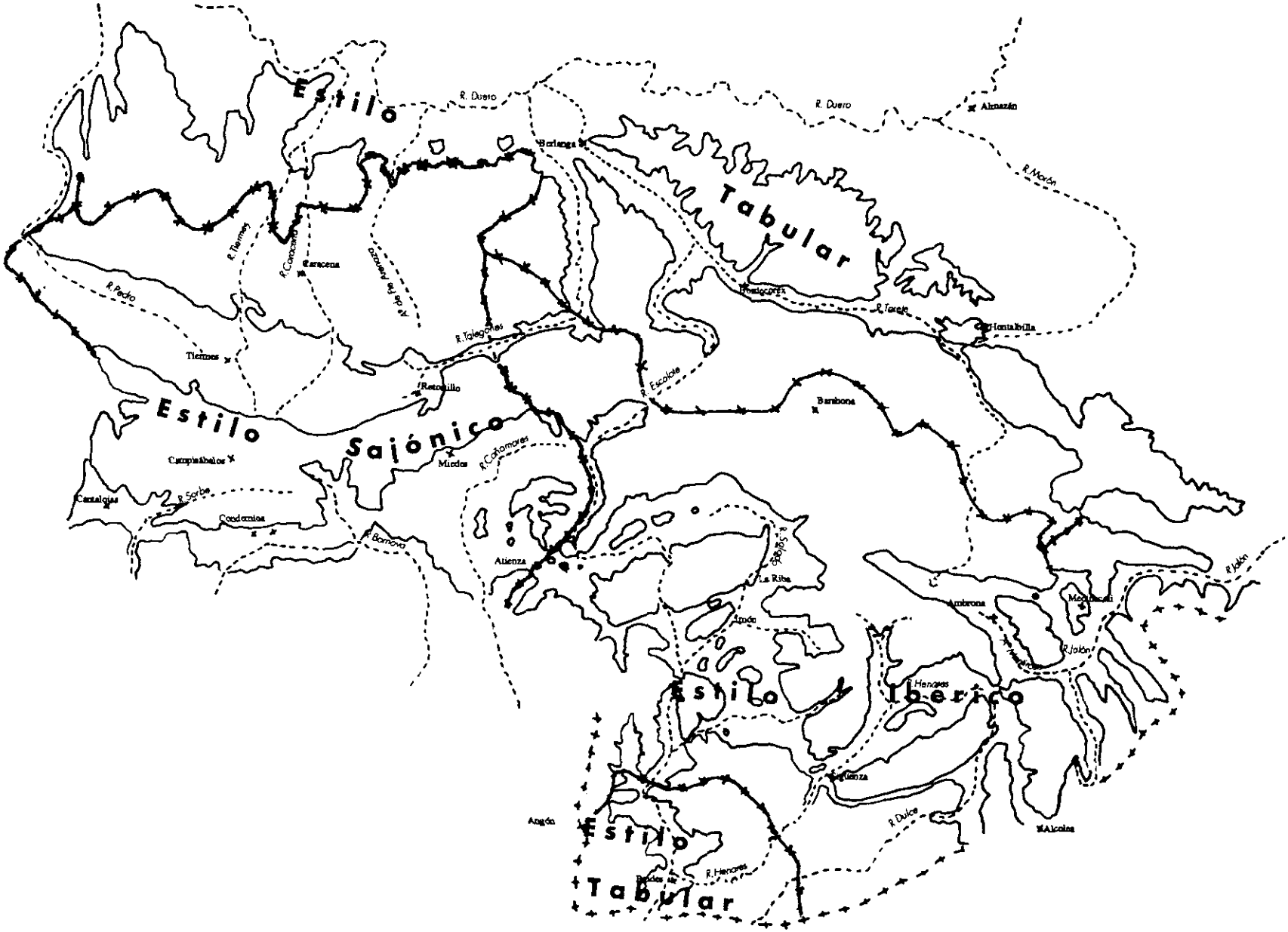


Fig. 49 Distribución de los estilos estructurales de la Paramera de Sigüenza: estilo sajónico al Oeste, estilo ibérico al Este, estilo tabular al Norte y al Sur. Base cartográfica de hidrografía y desniveles fundamentales de la Paramera.

2.5.2. Las direcciones tectónicas.

Si, en cuanto al estilo, la Paramera de Sigüenza reproduce mayoritariamente las características de la Cadena Ibérica, en cuanto a direcciones, por el contrario, constituye un **verdadero entronque de influencias,** no sólo del Sistema Central y del Ibérico, sino también de las cubetas del Tajo y del Duero.

Se reconocen 5 direcciones tectónicas fundamentales: las 4 primeras ya las señaló Schröder en 1930 y la quinta se indica en Gabaldón, V., et al., 1982:

- la **NE**, denominada **guadarrámica**, y antes erzgebírgica y varísica. Ya en 1894 Fischer, la consideró como fundamental en la explicación del relieve del Sistema Central;

- la **NW**, dirección **ibérica**, herciniana, celtibérica o armoricana, considerada la más característica del Sistema Ibérico, cuyo "eje fundamental es NW, en relación con las líneas estructurales". (Richter y Teichmüller, 1933);

- la **E-W**, característica también del Sistema Central y que anteriormente Schröder señalaba como intermedia entre el Sistema Central e Ibérico;

- la N-S, dirección **altomirana**, Gabaldón, V., et al., 1982: dirección del límite oriental de la Cuenca del Tajo y de la referida Sierra de Altomira. En su extremo septentrional de influencia se presenta en la Paramera de Sigüenza como **NNW**.

- la **WNW**, asociada a la Cuenca de **Almazán**, Gabaldón, V., et al., 1982.

La forma de disponerse las direcciones presenta cierta organización espacial, si se consideran áreas de predominio o de condominio de determinadas direcciones, aunque no resulta extraña la concepción de Schröder en 1930, que encontra-

ba un esquema "manifiestamente irregular, con superposiciones y reapariciones repentinas de direcciones, que ya habían sido abandonadas y torsiones de una en otra", pues esta es la sensación más general sobre el terreno, por lo que puede concluir que presenta una "apariencia desordenada". [1]

Sin embargo sobre la cartografía hemos podido determinar **áreas periféricas de dirección claramente dominante** y otras **centrales de intersección de direcciones**. Entre las primeras, de dirección dominante, se encuentran: (fig. 50-55).

- dirección **WNW**, al Norte, en relación con el hundimiento de la Cuenca de Almazán.
- dirección **NW**, al SE, relacionada con el levantamiento del Sistema Ibérico.
- dirección **NNW**, al SW, en relación con el borde oriental de la Cuenca del Tajo.
- dirección **NE**, al Oeste, relacionada con el levantamiento del Sistema Central.

La zona central de **intersección de direcciones** no corresponde a una superposición sin más, sino a una verdadera ordenación con tres áreas de condominio entre la **dirección NE** y las de dirección NW, WNW y NNW, sin apenas yuxtaposición espacial. Esto supone:

- área de condominio **NE- NW**
- área de condominio **NE- WNW**
- área de condominio **NE- NNW**

Por su parte la **dirección E-W** determina a su vez dos áreas de intersección, con la propia dirección guadarrámica NE y con la WNW, generándose así,

- área de condominio **E-NE**
- área de condominio **E-WNW**

[1] "erschient... ziemlich regellos". Schröder, 1930, pág. 163 (731). Das Grenzgebiet von Guadarrama und die Hesperischen Ketten.

En definitiva, este panorama de direcciones tectónicas apunta más a una ordenación espacial de los resultados tectónicos que a una variación temporal de las direcciones de esfuerzo.

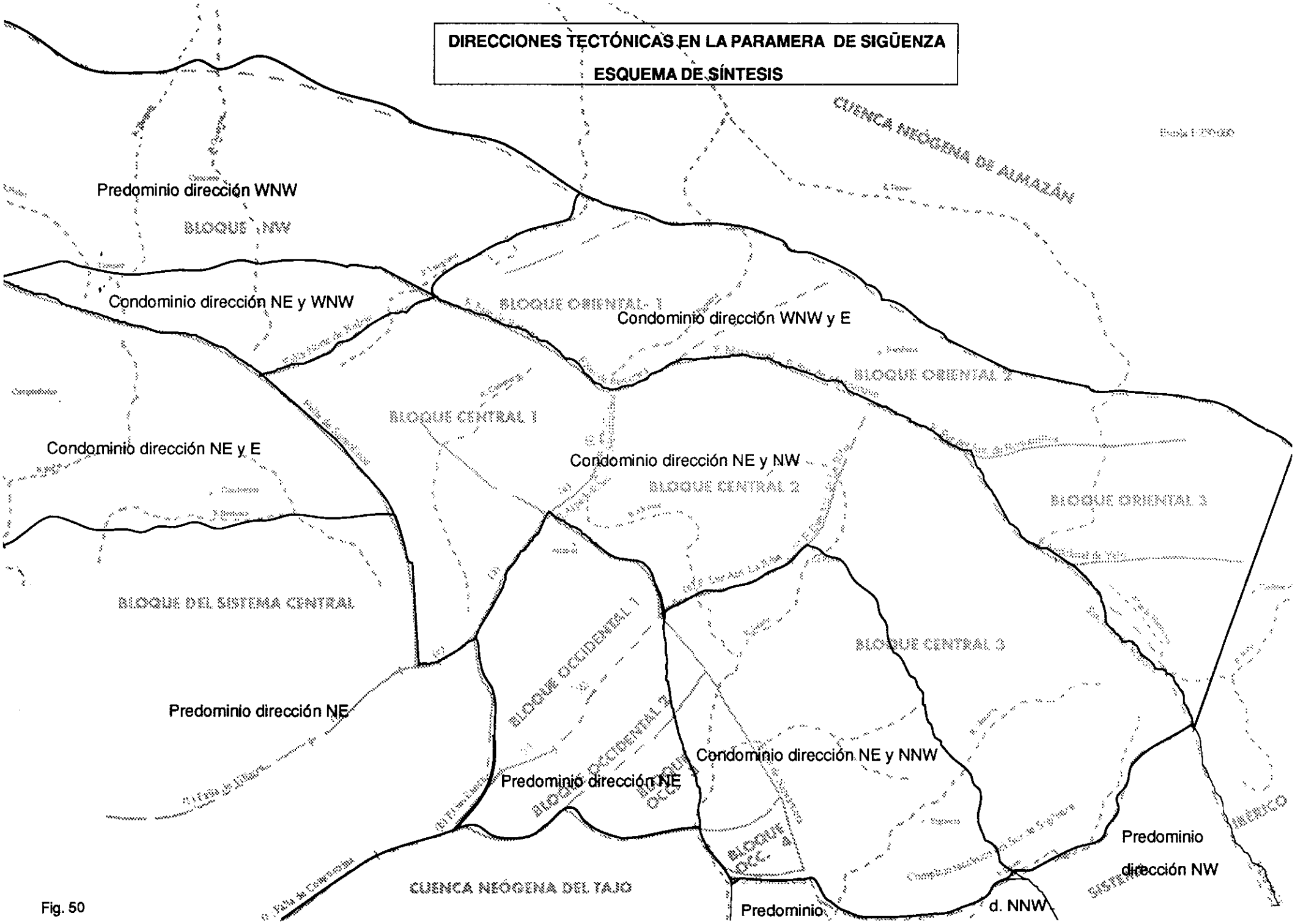

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
ESQUEMA DE SÍNTESIS
CUENCA NEÓGENA DE ALMAZÁN
Predominio dirección WNW
BLOQUE NW
Condominio dirección NE y WNW
BLOQUE ORIENTAL 1
Condominio dirección WNW y E
BLOQUE ORIENTAL 2
BLOQUE CENTRAL 1
Condominio dirección NE y E
Condominio dirección NE y NW
BLOQUE CENTRAL 2
BLOQUE ORIENTAL 3
BLOQUE DEL SISTEMA CENTRAL
BLOQUE CENTRAL 3
Predominio dirección NE
BLOQUE OCCIDENTAL 1
BLOQUE OCCIDENTAL 2
Condominio dirección NE y NNW
Predominio dirección NE
Predominio dirección NW
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO
Predominio
d. NNW

Fig. 50

Fig. 51

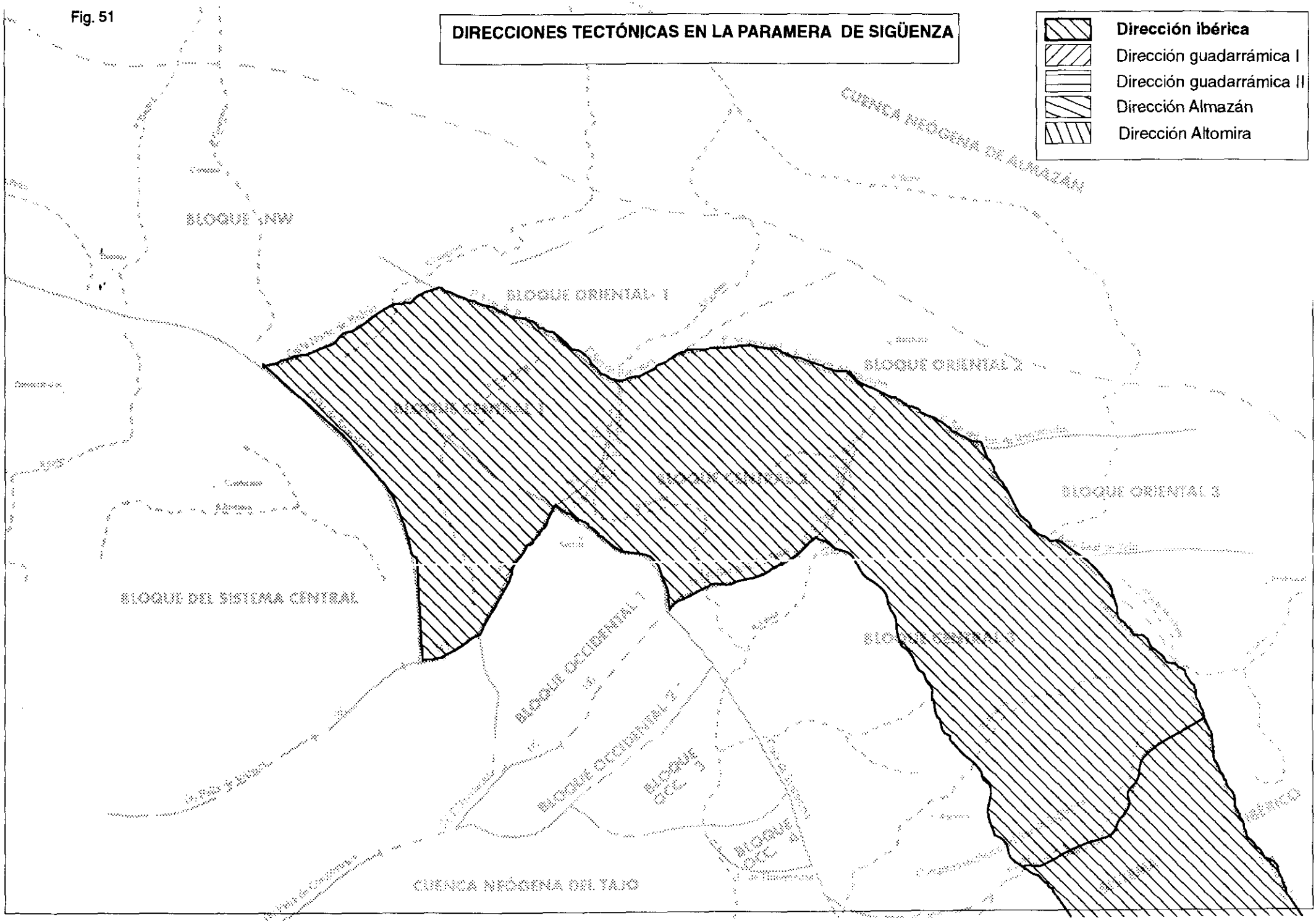
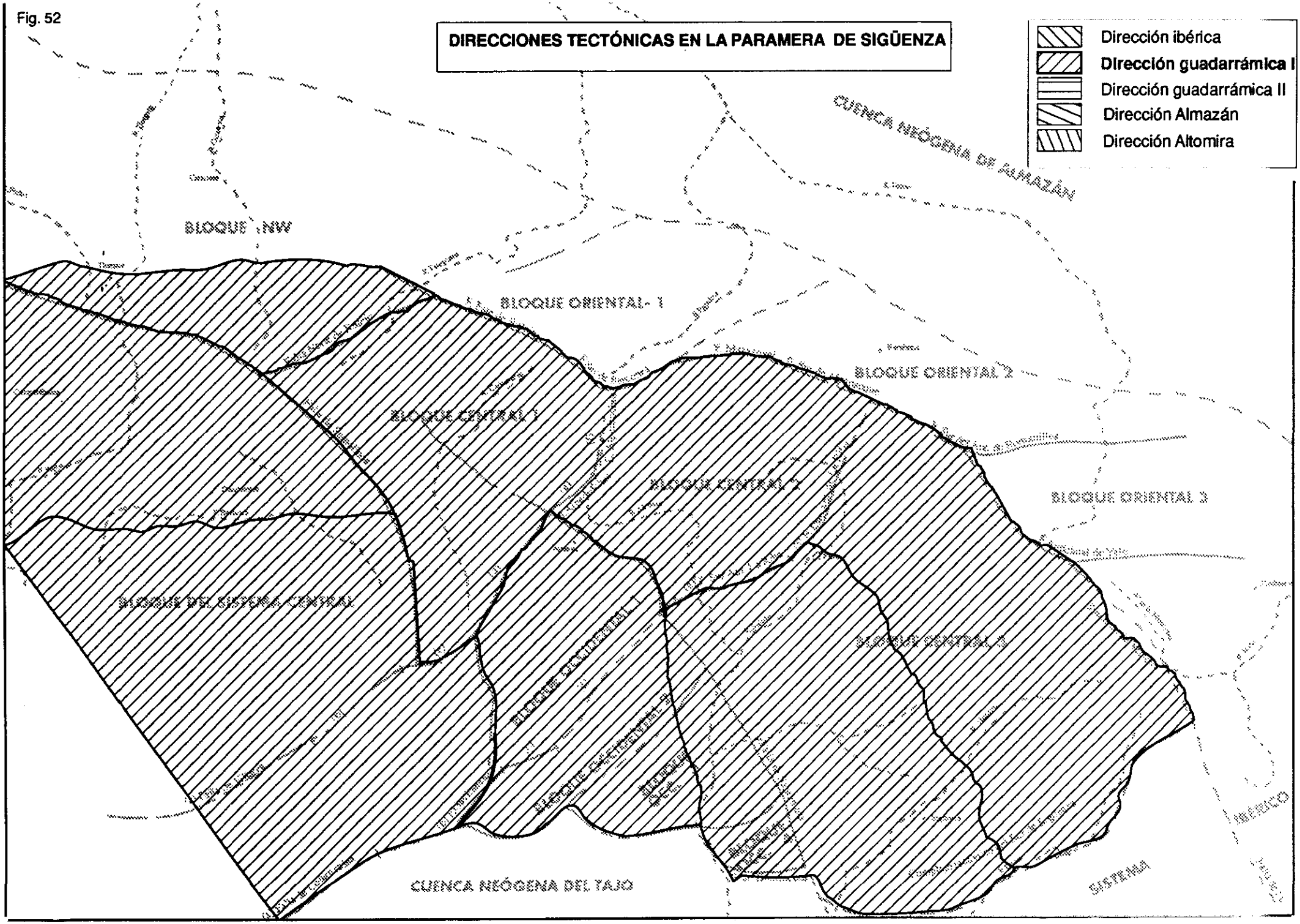

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Dirección ibérica
Dirección guadarrámica I
Dirección guadarrámica II
Dirección Almazán
Dirección Altomira
CUENCA NEÓGENA DE ALMAZÁN
BLOQUE NW
BLOQUE ORIENTAL 1
BLOQUE ORIENTAL 2
BLOQUE ORIENTAL 3
BLOQUE CENTRAL 1
BLOQUE CENTRAL 2
BLOQUE DEL SISTEMA CENTRAL
BLOQUE OCCIDENTAL 1
BLOQUE OCCIDENTAL 2
BLOQUE OCC. 3
BLOQUE OCC. 4
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO

Fig. 52


DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Dirección ibérica
Dirección guadarrámica I
Dirección guadarrámica II
Dirección Almazán
Dirección Altomira
CUENCA NEÓGENA DE ALMAZÁN
BLOQUE NW
BLOQUE ORIENTAL- 1
BLOQUE ORIENTAL 2
BLOQUE ORIENTAL 3
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO
SISTEMA IBÉRICO

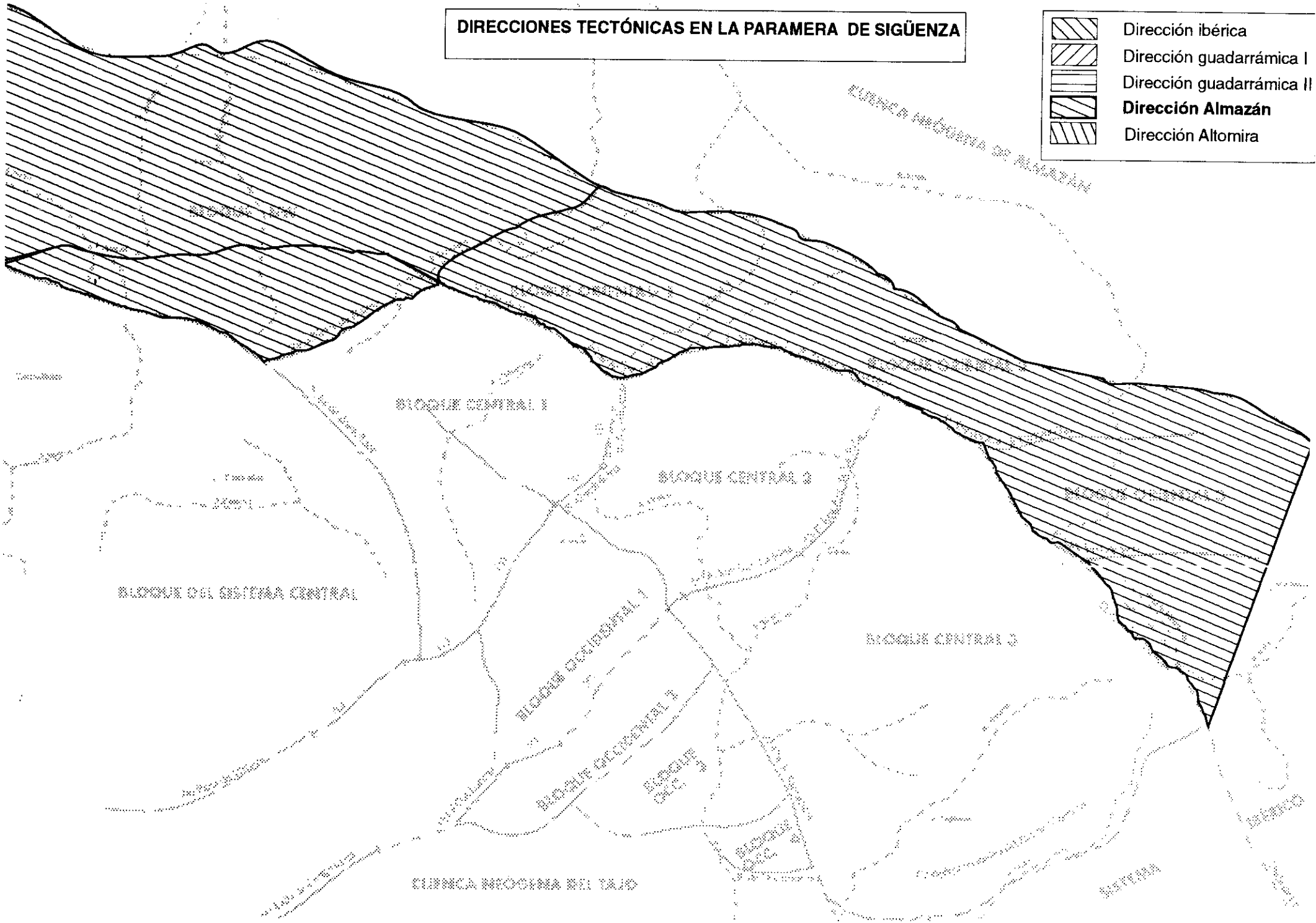

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Dirección ibérica
Dirección guadarrámica I
Dirección guadarrámica II
Dirección Almazán
Dirección Altomira
BLOQUE CENTRAL 1
BLOQUE CENTRAL 2
BLOQUE CENTRAL 3
BLOQUE OCCIDENTAL 1
BLOQUE OCCIDENTAL 2
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO

Fig. 54

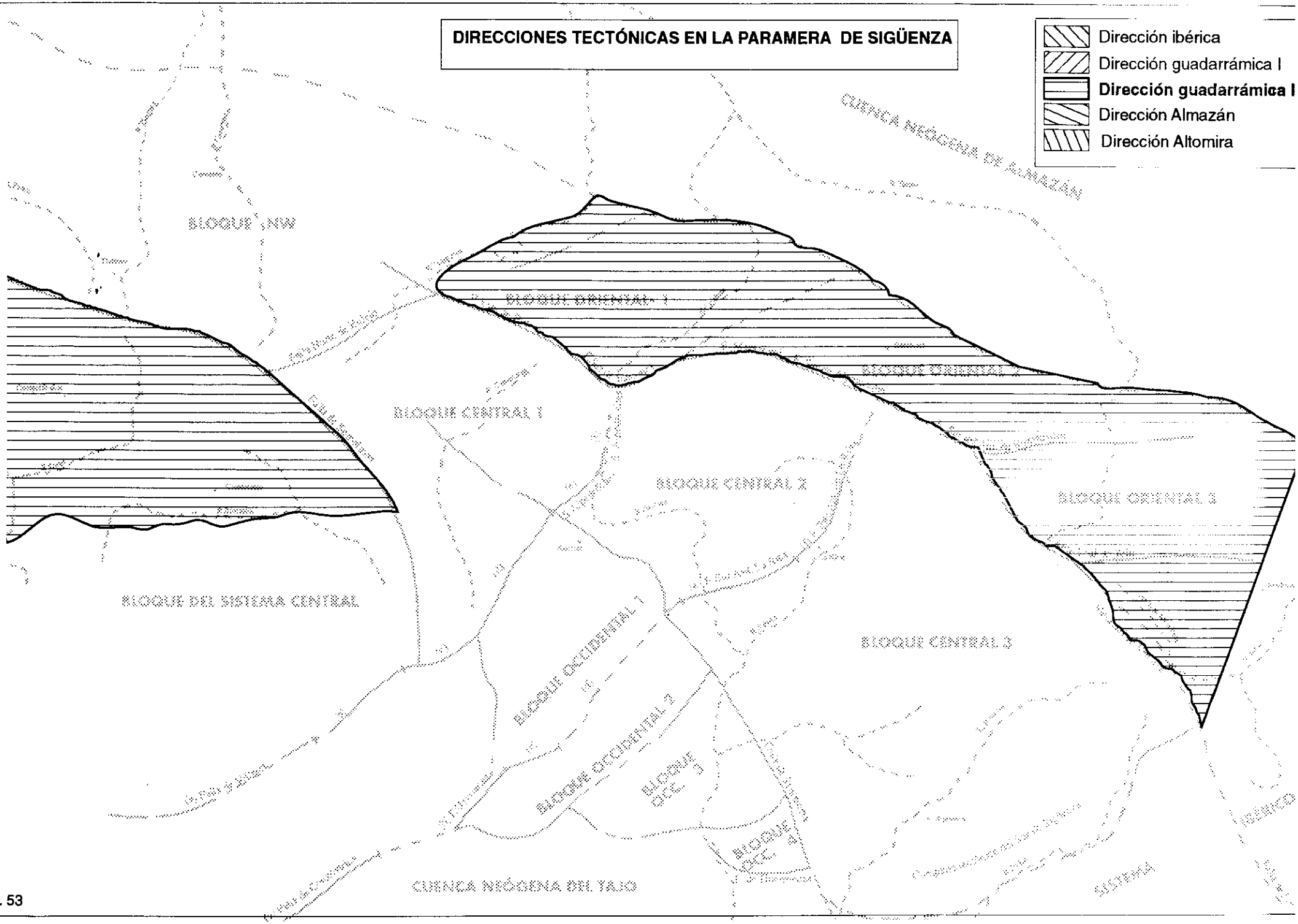
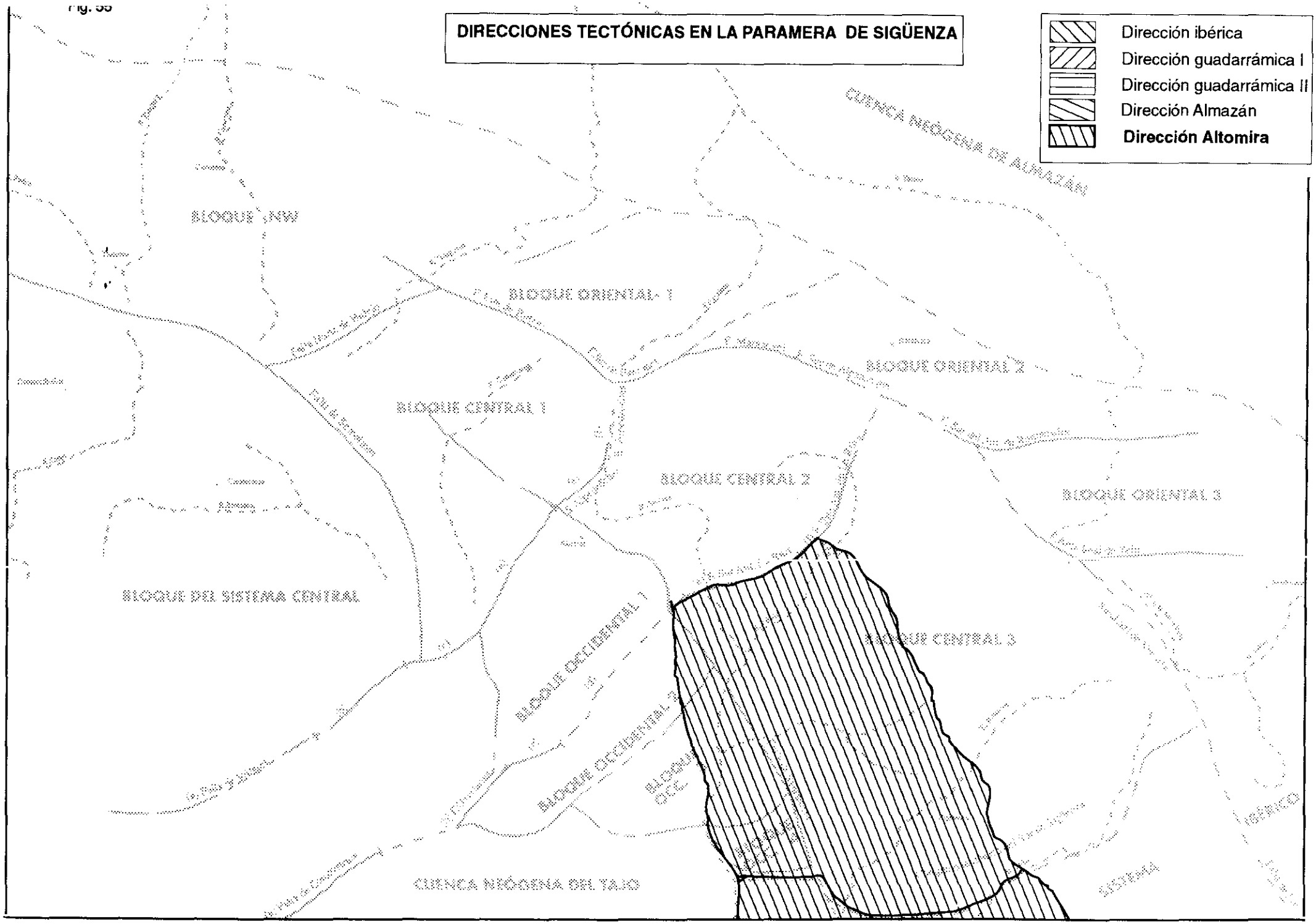

DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Dirección ibérica
Dirección guadarrámica I
Dirección guadarrámica I
Dirección Almazán
Dirección Altomira
BLOQUE NW
BLOQUE ORIENTAL 1
BLOQUE CENTRAL 1
BLOQUE CENTRAL 2
BLOQUE ORIENTAL 3
BLOQUE DEL SISTEMA CENTRAL
BLOQUE OCCIDENTAL 1
BLOQUE OCCIDENTAL 2
BLOQUE CENTRAL 3
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO
CUENCA NEÓGENA DE ALMAZÁN

Fig. 53

Fig. 55


DIRECCIONES TECTÓNICAS EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Dirección ibérica
Dirección guadarrámica I
Dirección guadarrámica II
Dirección Almazán
Dirección Altomira
CUENCA NEÓGENA DE ALMAZÁN
BLOQUE NW
BLOQUE ORIENTAL 1
BLOQUE ORIENTAL 2
BLOQUE CENTRAL 1
BLOQUE CENTRAL 2
BLOQUE ORIENTAL 3
BLOQUE DEL SISTEMA CENTRAL
BLOQUE OCCIDENTAL 1
BLOQUE OCCIDENTAL 2
BLOQUE CENTRAL 3
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO

2.5.3. Los ejes y bloques tectónicos de la Paramera de Sigüenza.

Una serie de **ejes tectónicos fundamentales** (grandes fallas, pliegues acusados, series monoclinales de fuerte buzamiento), encierran conjuntos más estables que constituyen bloques tectónicos, configurando una estructura clave para el entendimiento morfotectónico de la Paramera. Analizamos en primer lugar estos ejes y a continuación los bloques que encierran.

Se reconocen dos ejes de dirección ibérica (uno occidental y otro oriental) y cuatro de dirección guadarrámica, dos principales y dos secundarios (ver fig. 56).

El eje ibérico occidental es muy nítido, integrado por la falla de Somolinos, al Norte y la falla de Santamera, al Sur, prolongándose luego como falla de contacto entre el Sistema Ibérico y la Cuenca del Tajo.

Entre las fallas de Somolinos y Santamera no existe continuidad ni fallas transversales de enlace directo. Conforman un modelo escalonado de banda penetrativa con las dos fallas dispuestas en paralelo y un tramo común solapado. Esta disposición resulta de la adaptación sólo aproximada de las líneas de debilidad a los esfuerzos tectónicos.

El eje ibérico oriental se encuentra parcialmente enmascarado por materiales mesozoicos, pero de todas formas puede seguirse como prolongación de la falla de Anquela y Luzón en el Sistema Ibérico, por Sierra Ministra, el sinclinal de Ventosa, el extremo occidental de los anticlinales de Miño-Medinaceli y Alcubillas, el sinclinal de Alpanseque, las fallas de Mazarovel, el anticlinal de Barcones y el extremo oriental fallado de la Sierra de Bulejo.

Las dos alineaciones, occidental y oriental, convergen hacia el NW de forma

que, mientras en Sigüenza distan 18 Km., al Norte de Bulejo, sólo las separan 9 Km.

En **dirección guadarrámica** se perfilan cuatro ejes fundamentales. Destacan **dos ejes maestros**, que presentan un esquema muy quebrado, seguido con notable paralelismo, tal como se puede comprobar gráficamente:

- tramo a. Dirección 60º E. Al Norte, la falla Oeste de Villares. Al Sur, la falla Congostrina- W del Embalse de Pálmaces;
- tramo b. Dirección 45º E. Al Norte, la falla que se extiende desde Villares al río Bornova. Al Sur, la falla de Gavilanes (Soers 1972), al Oeste del Embalse de Pálmaces;
- tramo c. Dirección 75-80ºE. Al Norte, falla desde el río Bornova al barranco del Hierro. Al Sur, falla Norte de Torrenegro;
- tramo d. Dirección 35-45º E. Al Norte," Falla del Bornova", (Soers 1972), del Bco. del Hierro, por Naharros, al W de Atienza. Al Sur, falla desde Torrenegro al SW del Anticlinal de La Riba;
- tramo e. Dirección 60-70º E. Al Norte, falla Sur del Anticlinal de Alpedroches. Al Sur, falla Sur del Anticlinal de La Riba;
- tramo f. Dirección 25-30º E. Al Norte, flanco SE y Sur del Anticlinal de Alpedroches. Al Sur, flanco Este del Anticlinal de La Riba.

Otros **dos importantes ejes** se individualizan en paralelo **al Norte y al Sur** de estos dos maestros, aunque confinados entre las dos alineaciones ibérica occidental y oriental ya descritas:

- la falla del Norte de la Sierra de Bulejo;

- el complejo tectónico del Sur de Sigüenza, que comprende el flanco Sur del Anticlinal de Sigüenza, el Sinclinal de Fuentemañas y el Anticlinal del río Dulce.

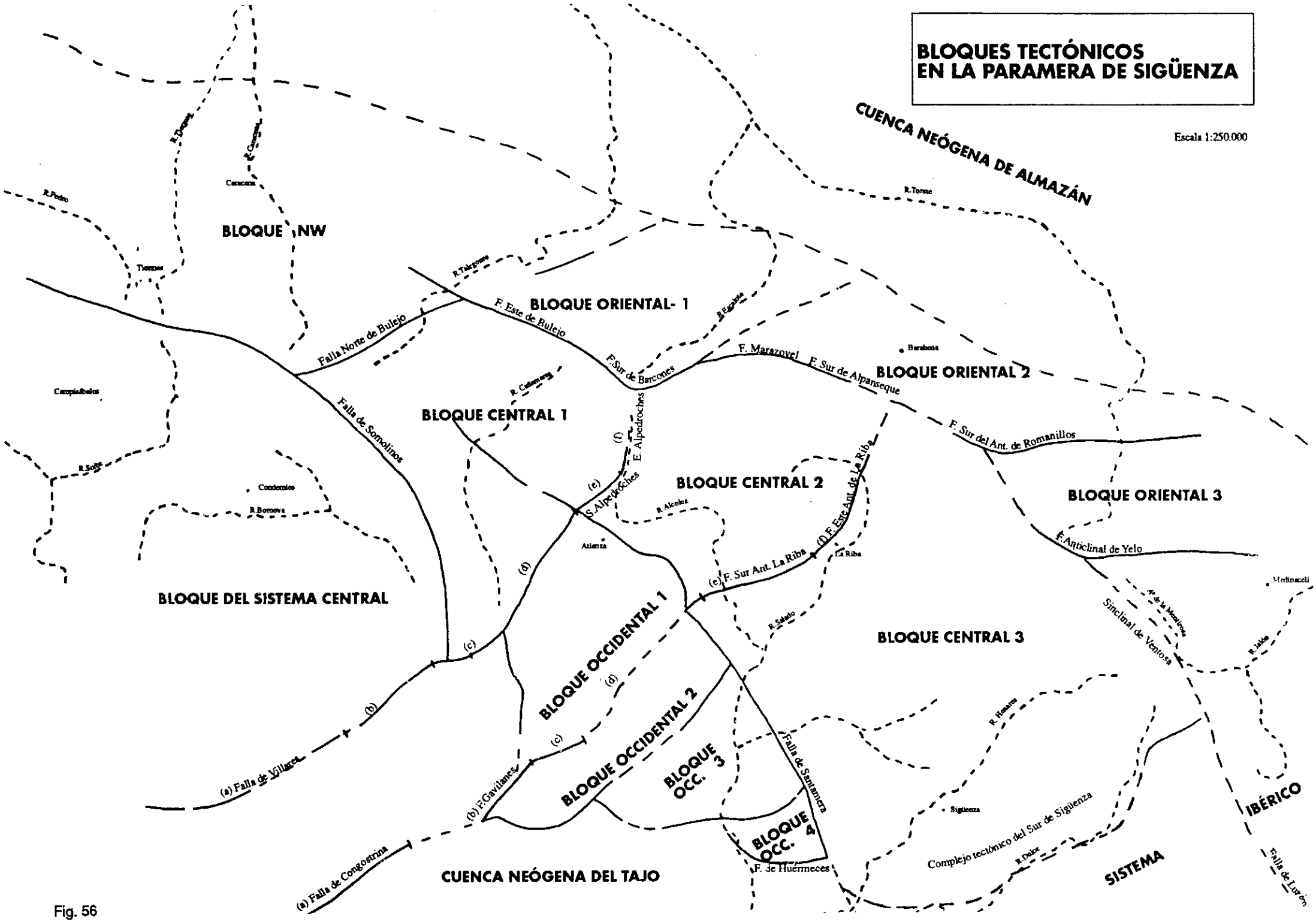

BLOQUES TECTÓNICOS
EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Escala 1:250.000
CUENCA NEÓGENA DE ALMAZÁN
BLOQUE NW
BLOQUE ORIENTAL- 1
BLOQUE ORIENTAL 2
BLOQUE ORIENTAL 3
BLOQUE CENTRAL 1
BLOQUE CENTRAL 2
BLOQUE CENTRAL 3
BLOQUE DEL SISTEMA CENTRAL
BLOQUE OCCIDENTAL 1
BLOQUE OCCIDENTAL 2
BLOQUE OCC. 3
BLOQUE OCC. 4
CUENCA NEÓGENA DEL TAJO
IBÉRICO
SISTEMA
Falla Norte de Bulejo
F. Este de Bulejo
F.Sur de Barcones
F. Marazovel
F. Sur de Alpanseque
F. Sur del Ant. de Romanillos
Falla de Somolinos
E. Alpedroches
S.Alpedroches
F. Sur Ant. La Riba
F. Este Ant. de La Riba
F.Anticlinal de Yelo
Sinclinal de Ventosa
(a) Falla de Villares
(b) F.Gavilanes
(c)
(d)
(e)
(f)
Falla de Santamera
F. de Huermeces
Complejo tectónico del Sur de Sigüenza
Falla de Luzón
Tamajón
Campisábalos
Condemios
Atienza
Sigüenza
Medinaceli
La Riba
Barahona
R. Pedro
R. Tamajón
R. Escalote
R. Cutamanz
R. Alcolea
R. Borbova
R. Salado
R. Henares
R. Jalón
R. Dulce

Fig. 56

Por otra parte, en el **extremo oriental** se individualizan una serie de **fallas E-W**, que engarzan directamente mediante falla curva o quiebro brusco con la alineación ibérica oriental. Estas fallas son, de Norte a Sur:

- falla Sur del Anticlinal de Barcones;
- falla Sur del Anticlinal de Romanillos o de Alcubillas;
- falla Sur del Anticlinal de Yelo o de Miño-Med naceli.

De esta forma los ejes tectónicos descritos limitan e individualizan una serie de **bloques** de relativa "tranquilidad" tectónica. Se pueden reconocer:

- los bloques **externos** a la propia Paramera de Sigüenza: los grandes bloques del Sistema Central,de las Cuencas de Almazán, del Tajo y del Sistema Ibérico.
- los bloques **centrales**, entre las alineaciones occidental y oriental. Son progresivamente más pequeños hacia el Norte, debido a la convergencia de las mencionadas alineaciones (señaladas como Bloques Centrales 1, 2 y 3). Están separadas por cuatro fallas de dirección guadarrámica;
- bloques **orientales**: al Este de la alineación oriental se reconocen otra serie de bloques separados por fallas subparalelas (Bloques orientales 1, 2 y 3);
- bloques **occidentales**. Entre la prolongación de la falla de Somolinos y la de Santamera, se individualiza un conjunto de bloques cada vez más pequeños hacia el Sur: (Bloques Occidentales 1,2,3 y 4), separados por fallas menores, la más meridional de las cuales es la falla de Huérmeces.

En definitiva, la Paramera de Sigüenza se articula en una serie de bloques tectónicos mucho menores que los del Sistema Ibérico y Central, resultado del entronque de alineaciones fundamentales.

2.6. LAS UNIDADES MORFOTECTÓNICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

Entendemos por **unidades morfotectónicas** los componentes del relieve que son resultado, más o menos mediatizado, de una estructura o disposición tectónica. Esta definición no coincide con la frecuente acepción del término, que los interpreta como los relieves, cualesquiera que sean, que corresponden a las diferentes unidades tectónicas utilizadas como base de definición (García Abbad)...

A diferencia de ésto, las unidades fundamentales que consideramos tienen un **fundamento morfológico**, aunque quedan definidas como **unidades que genéticamente son resultado de la tectónica**.

Sin embargo una vez definidas y diferenciadas las unidades morfotectónicas, resulta conveniente utilizar también criterios tectónicos para su estructuración. En cualquier caso se han utilizado:

- los estilos, diferenciando sajónico, ibéride y tabular;
- los niveles dentro de cada estilo (tegumento y cobertera);
- el tamaño de los bloques en que está compartimentada la estructura: macrobloques, mesobloques y microbloques;
- la posición central o marginal dentro de cada bloque, que condiciona el buzamiento de los estratos.

Así en principio es conveniente diferenciar el estilo sajónico del área occidental, del estilo ibéride del área oriental, y del estilo tabular de los márgenes.

Dentro del área occidental el tamaño de los bloques resulta un criterio decisivo de caracterización, lo que permite distinguir entre macrobloques, mesobloques y microbloques. Los primeros son los que poseen un tamaño suficientemente grande para que convenga individualizar los sectores internos, de tectónica "tranquila", de los de los límites, que por el contrario presentan un tectónica muy "movida".

Dentro del área centro- oriental, conviene diferenciar los dos niveles de tegumento y cobertera.

Así, las principales unidades morfotectónicas que pueden reconocerse en la Paramera de Sigüenza son las siguientes: (fig.57)

RELIEVES DE TEGUMENTO

1. Relieves de tegumento en zonas internas de macrobloques.
   - 1.1. La depresión ortoclinal de Miedes.
   - 1.2. Las cuestas de Liceras.
   - 1.3. La rampa monoclinal de Caracena.
2. Relieves de tegumento en zonas marginales de macrobloques.
   - 2.1. El sinclinal colgado de Sierra de Pela.
   - 2.2. La Cuenca tectónica de Campisábalos.
3. Relieves de tegumento en mesobloques.
   - 3.1. La bóveda anticlinal de la Sierra de Bulejo.
   - 3.2. El área plegada de Castro.
4. Relieves de tegumento en microbloques.
   - 4.1. Los microrrelieves invertidos de Santamera.

RELIEVES DE TEGUMENTO Y COBERTERA

5. Relieves de tegumento y cobertera (estilo ibérico).
   - 5.1. Anticlinales desventrados de Sigüenza, La Riba y Alpedroches.
   - 5.2. Los lomazos anticlinales de Barcones, Alcubillas y Miño.

RELIEVES DE COBERTERA

6. Relieves de cobertera.
   - 6.1. Las mesas subhorizontales de las Parameras Centrales.
   - 6.2. Las mesas subhorizontales de la Paramera de Medinaceli.

RELIEVES TABULARES

7. Relieves tabulares.
   - 7.1. Las sierras planas de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.
   - 7.2. Frentes tabulares de la Rampa de Caracena y la Paramera de Barahona.
   - 7.3. Las mesas epiestructurales de Cutamilla.

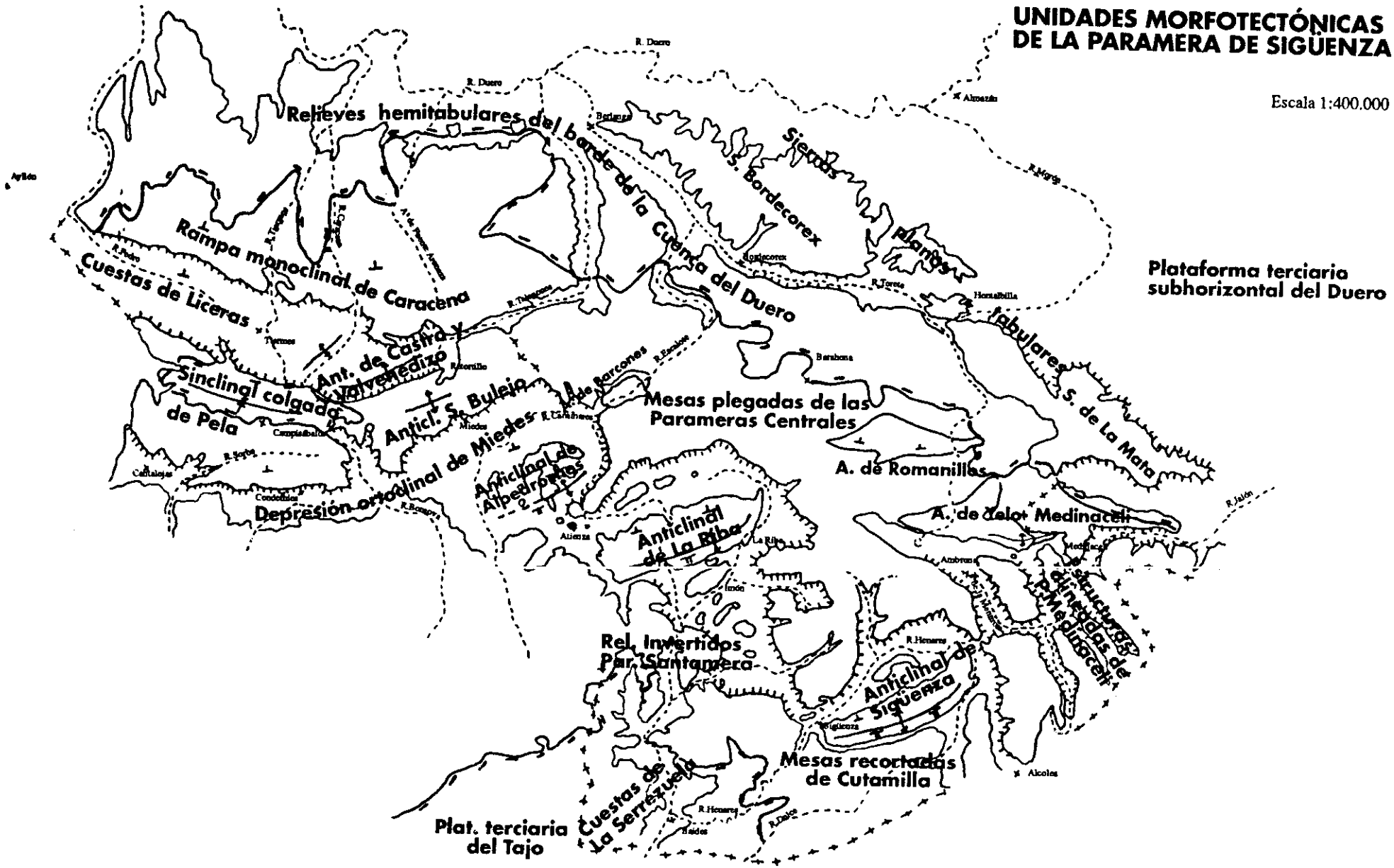

UNIDADES MORFOTECTÓNICAS
DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA
Escala 1:400.000
Relieves hemitabulares del borde de la Cuenca del Duero
Sierras
S. Bordecorex
Planos
Plataforma terciaria
subhorizontal del Duero
Rampa monoclinal de Caracena
Cuestas de Liceras
Ant. de Castro
Valvenedizo
Sinclinal colgado
de Pela
Antic. S. Bulejo
Mesas plegadas de las
Parameras Centrales
Tabulares S. de la Mata
A. de Romanillos
A. de Jalo-Medinaceli
Depresión ortoclinal de Miedes
Anticlinal de
Alpedrontes
Anticlinal
de La Riba
Rel. Invertidos
Par. Santamera
Anticlinal de
Sigüenza
Estructuras
diapíricas de
Palmaluenga
Mesas recortadas
de Cutamilla
Cuestas de
La Serrezuela
Plat. terciaria
del Tajo

Fig. 57

2.6.1. Relieves de tegumento en zonas internas de macrobloques.

Tres claves morfotectónicas definen una serie de relieves localizados todos ellos en la zona occidental de la Paramera de Sigüenza, más próxima al Sistema Central:

- por una parte el delgado paquete de rocas sedimentarias sobre el zócalo que conforma el **nivel de tegumento**, lo cual condiciona un estilo peculiar, con estructuras monoclinales e inflexiones marcadas, que se adaptan al zócalo cercano y *generan pocos pliegues en detalle;*

- por otra parte la estructuración en **macrobloques**, de mucho mayor tamaño que otros sectores, que se analizarán más adelante, más compartimentados por la tectónica. Ésto se traduce por mayor homogeneidad y, en un contexto de estructuras de tegumento, por una relativa tranquilidad tectónica;

- finalmente, la inclusión de estos macrobloques de tegumento a la zona interna, *tranquila, esto es de* ***estructuras monoclinales*** *y no a las franjas más tectonizadas*, de inflexiones marcadas que consideraremos más adelante.

Los relieves que presentan estas características son la Depresión ortoclinal de Miedes, las Cuestas de Liceras y la Rampa monoclinal de Caracena.

2.6.1.1. La Depresión ortoclinal de Miedes. (fig 58)

Entre la Sierra de Pela al Norte (más concretamente en los sectores que corresponden a las Sierras de Bulejo y Los Llanos) y la Sierra de Alto Rey al Sur se extiende, alargada y estrecha la Depresión de Miedes. La unidad morfográfica que presenta responde a una clara morfoestructura de **depresión ortoclinal**, en una serie estratigráfica de buzamiento Norte.

La forma arqueada de la estructura, desde una dirección W-E en su sector occidental, hasta una posición NE en el sector oriental, es seguida por el relieve, lo que le confiere una típica disposición incurvada.

Lo llamativo es que esta **continuidad morfoestructural** se preserva a pesar de que los materiales difieran en los sectores occidental y oriental, a uno y otro lado de la falla de Somolinos. Esto es posible, porque aunque las litologías sean distintas, realizan funciones morfogenéticas equiparables, que permiten que no se rompa la continuidad fundamental de la depresión de Miedes. Así es posible relacionar los diversos papeles morfogenéticos:

- el papel de cornisa resistente lo forman las dolomías cretácicas al Oeste, que son sustituidas por las liásicas jurásicas al Este,

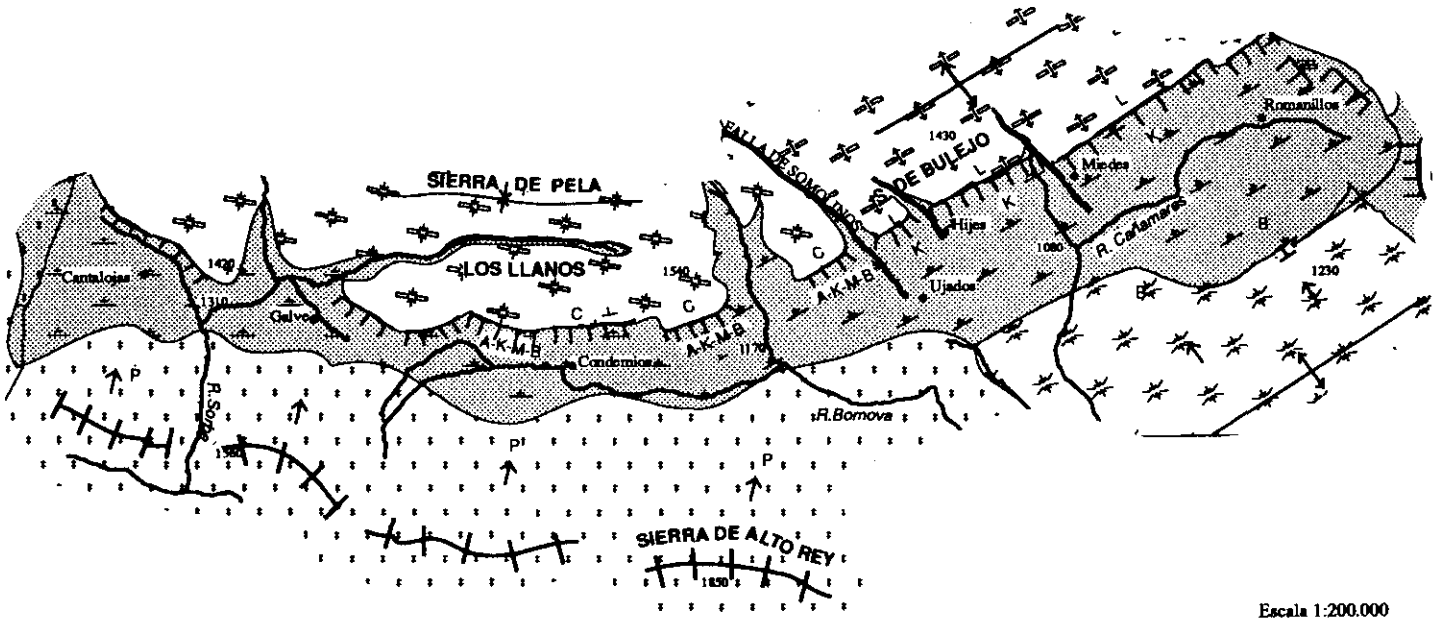
- la función de elemento relativamente deleznable del talud del frente y el fondo de la depresión está constituido al Oeste por el complejo integrado por Buntsandstein poco resistente, Muschelkalk, Keuper y Albense, mientras hacia el Este sólo se encuentra el Keuper margoso;

- finalmente, la función de elemento resistente de base, que limita el valle hacia el Sur, lo forman en un caso el Paleozoico de Alto Rey y en el otro los materiales del Buntsandstein, en facies oriental, algo más resistente. La diferencia de resistencias es aquí algo mayor, lo que se refleja también en la configuración del valle,

más abierto y despejado en su sector oriental que en el occidental.

En definitiva, resulta proverbial la correspondencia de funciones de los materiales a uno y otro lado de la falla de Somolinos para explicar la continuidad de la depresión.

DEPRESIÓN ORTOCLINAL DE MIEDES



LITOLOGÍA

P= Paleozoico
B= Buntsandstein
M = Muschelkalk
K= Keuper
L= Lías
A= Albense
C= Cretácico supra-Albense

Depresión ortoclinal

Relieve de erosión diferencial sobre hercínico

Sinclinal colgado

Anticlinal conforme

Anticlinal desventrado

Mesas subtabulares

Fig. 58 Esquema morfoestructural de la depresión ortoclinal de Miedes.

Una segunda concatenación de circunstancias, tectónicas y denudativas, contraponiendo sus efectos morfogenéticos, preservan también la continuidad del valle.

Desde el punto de vista tectónico es fundamental la presencia de **fallas maestras** transversales que compartimentan la depresión en unas serie de bloques. Estas fallas no siempre coinciden con las señaladas en la cartografía geológica y es preciso diferenciarlas de otras de menor trascendencia morfotectónica.

Para la determinación de su salto se pueden comparar las cotas de estratificación de un nivel guía a uno y otro lado de la falla, según un sencillo método que se expone brevemente: (fig. 59)

Consideramos una superficie que se ha supuesto originalmente horizontal como puede ser el plano de contacto Keuper/Lías, Muschelkalk/Keuper o Buntsandstein/ Muschelkalk.

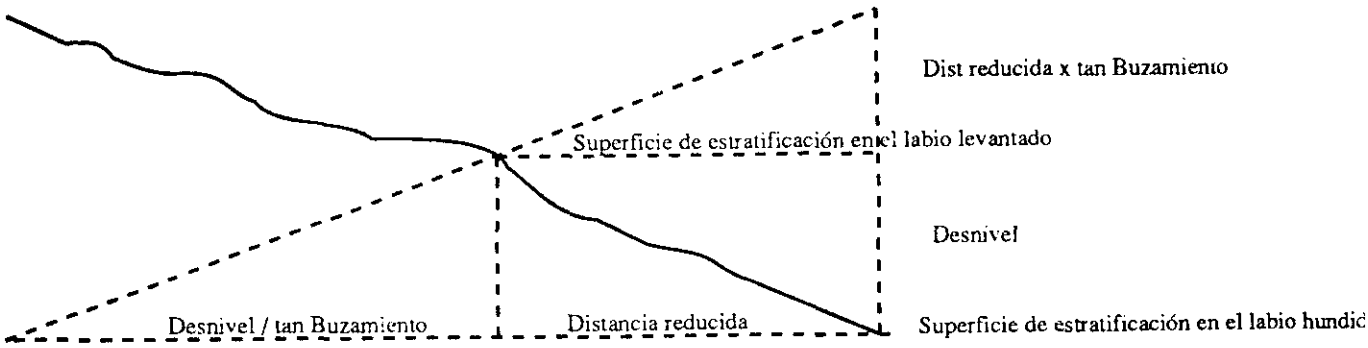
Siendo A y B las posiciones de afloramiento del estrato a ambos lados de una falla, se determina la intersección de la vertical y de la horizontal del punto A con la prolongación del estrato en el cual se encuentra B según su buzamiento (puntos B_H y B_V).

Según se puede comprobar en el gráfico el desplazamiento aparente vertical (A-B_V) y el desplazamiento aparente horizontal (A-B_H) se pueden calcular de la siguiente forma:

El desnivel aparente en la vertical es igual a: Desnivel A-B + (distancia reducida A-B x tangente de buzamiento del labio B)

El desplazamiento aparente en la horizontal corresponde a: Distancia reducida A-B + (Desnivel A-B/ tangente del buzamiento del labio B).

(la distancia reducida entre ambas superficies se mide en la dirección de buzamiento). Los dos movimientos, horizontal o vertical producen el mismo resultado geométrico y será preciso escoger el más adecuado según otras referencias tectónicas.



Desplazamiento horizontal = (Desnivel/ tan Buzamiento) + Distancia reducida
Desplazamiento vertical = (Distancia reducida x tan Buzamiento) + Desnivel

Fig. 59 Determinación del desplazamiento aparente horizontal o vertical de los labios de una falla, a partir del desnivel de afloramiento que presenta una superficie de referencia específica.

De esta forma se puede identificar cuáles son las **fallas de significado tectónico importante** que compartimentan transversalmente el valle ortoclinal de Miedes.

Estas son:

- la falla de Condemios,
- la falla de Somolinos,
- la falla de Hijes,
- la falla de Miedes.

De estas cuatro fallas principales, la de **Somolinos** se diferencia de las restantes por presentar una configuración **sinestral aparente**. Las otras **tres fallas** presentan **bloques avanzados** aparentemente en sentido dextral, que pueden ser interpretados fundamentalmente como consecuencia de un progresivo hundimiento en vertical de bloques hacia el Este.

De esta manera el factor tectónico por sí sólo propiciaría la dislocación transversal del valle en una serie de bloques progresivamente avanzados al Sur conforme más orientales. Sin embargo esta hipotética situación queda contrarrestada por la **mayor incisión del relieve hacia el Este.** Esto significa que los estratos quedan disecados a una cota inferior, lo que supone por el contrario mayor retroceso

hacia el Norte conforme más orientales. El efecto conjugado de la disposición tectónica y de la disección se contrarresta y preserva así la continuidad longitudinal del valle (por segunda vez).

La incisión fluvial rompe la integridad del valle ortoclinal, al compartimentarlo en las tres cuencas hidrográficas del Sorbe, Bornova y Cañamares, pero la influencia de esta ordenación hidrográfica sólo se hace patente sobre el fondo del valle y en los niveles inferiores de las vertientes, mientras que en la parte superior, y a nivel general, la continuidad perdura.

2.6.1.2. Las Cuestas de Liceras (fig. 60)

Entre la Sierra de Pela al Sur y la Rampa de Caracena al Norte se extiende la Depresión de Tiermes. Su sector occidental corresponde a un relieve de cuestas estructurales muy características, al que denominamos "Cuestas de Liceras".

Son formas monoclinales muy largas, de dirección NW- SE y buzamiento NE. Constituyen relieves estructurales ejemplares, con un frente abrupto y continuo y un amplio dorso. (fot. 12)

La cornisa superior está labrada en la caliza del Lías, mientras que los niveles de base lo están en el Keuper, Muschelkalk y Buntsandstein. Pero a diferencia de lo que ocurría en la depresión ortoclinal de Miedes, aquí la base del Buntsandstein, más resistente, aparece estructurada a su vez en una serie de cuestas, lo que constituye el rasgo distintivo de esta unidad.

El origen de estas cuestas basales está en una diferenciación interna en los materiales del Buntsandstein, que, según Hernando, 1980, se debe a los niveles de conglomerados resistentes intercalados entre las areniscas, lo cual provoca la erosión diferencial.

En cualquier caso los cursos fluviales corren al pie de los frentes de cuesta, con disposición ortoclinal, acentuando la morfología estructural del conjunto.

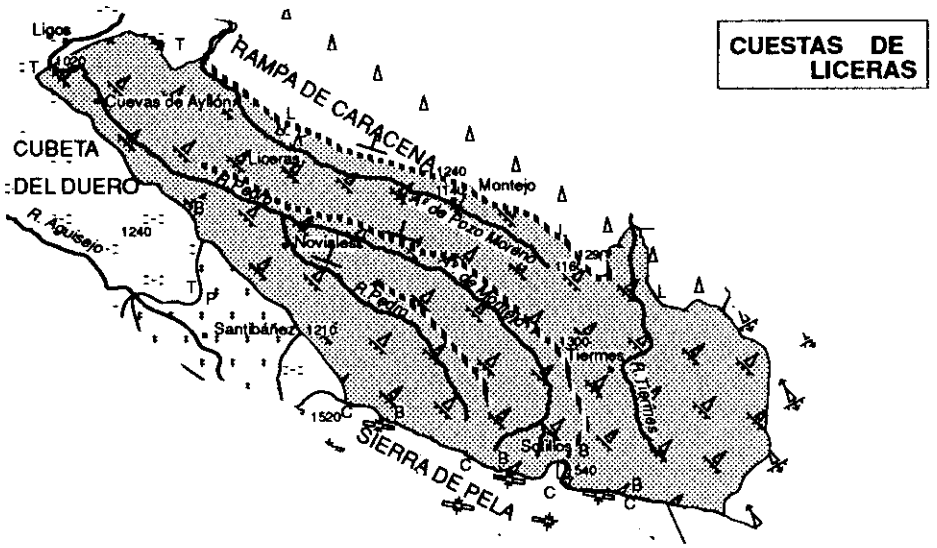
También resulta significativo cómo el extremo suroriental de las estructuras se va incurvando hacia el Sur hasta empotrarse contra la Sierra de Pela, lo cual es fielmente seguido por los relieves de cuestas, que se convierten así en los derrames basales de la mencionada sierra.

En el extremo NW la terminación de las morfoestructuras es brusca, y los estratos se verticalizan adaptándose sin duda a una desnivelación del zócalo hundido

en la Cuenca del Duero. Esta torsión se hace patente en el Aº del Pozo Moreno, el curso más septentrional, pero se acusa ante todo en el río fundamental, el Pedro, que se inflexiona con brusquedad.

De esta manera las Cuestas de Liceras se pueden definir como una sucesión de formas monoclinales de buzamiento NE, que se inflexionan por un extremo y acaban bruscamente por falla por el otro.

Fig. 60



Relieve de cuestas

Relieves diferenciales hercinianos

Relieves tabulares subhorizontales

Dorso subestructural

Anticlinal disimétrico

Sinclinal colgado

Escala 1:200.000

LITOLOGÍA:

P= Paleozoico

B= Buntsandstein y en menor extensión Pérmico

M= Muschelkalk

K= Keuper

L= Lías

A= Albense

C= Cretácico supra Albense

T= Terciario, ante todo Mioceno

Esquema morfoestructural de las cuestas de Liceras.

2.6.1.3. La rampa monoclinal de Caracena

Entre la Depresión de Tiermes al Sur y la Vega del Duero al Norte se extiende un amplio área que hemos designado como "Rampa monoclinal de Caracena".(fig. 61).

La alternancia en el afloramiento de los **materiales mesozoicos y miocenos, en discordancia** sobre ellos, va a ser una constante fundamental y definitoria de la Rampa de Caracena. La ordenación de los afloramientos se produce de forma algo compleja, guiada por los siguientes principios:

- la discordancia mesozoico/ miocena presenta una inclinación general hacia el Norte, mayor y en el mismo sentido de la Rampa, por lo que los materiales **mesozoicos** tienden a situarse en los **sectores meridionales más altos** y los miocenos en los más bajos y cercanos a la Depresión del Duero. El límite es sin embargo muy sinuoso y así el sustrato mesozoico avanza hacia el Norte, por ejemplo, hasta Mosarejos (sector central), mientras que el Mioceno lo hace hacia el Sur hasta Torraño (por el Oeste);

- la fuerte incisión de las gargantas cataclinales tiende a configurar otra ordenación, que determina la aparición del sustrato **mesozoico en el fondo de las vaguadas**, mientras el Mioceno permanece en los interfluvios, esquema que se presenta en amplios sectores de los valles del Caracena, Tielmes y Arroyo de Fuente Arenaza. (fot. 15). Esta situación persiste aún en los confines más bajos y septentrionales de la Rampa en forma de cerros prominentes, que conservan las vertientes pronunciadas propias del Cretácico, así en la alineación Cerro Majano-Gormaz, cortada por el propio río Duero, (fot. 17) en la del Coborrón, cortada por el Escalote, o más al Norte aún, ya fuera de la Rampa de Caracena, la alineación de Uxama, cortada por el Ucero, o la de Andaluz, de tajo profundo. En los tres primeros casos esta situación

ha propiciado la instalación de sendas fortalezas: los castillos de Berlanga, Gormaz y El Burgo.

En cuanto al sustrato mesozoico, en una primera aproximación general, y salvo accidentes locales, corresponde a un gran **dorso subestructural** de buzamiento Norte. Destaca su longitud en sentido del buzamiento, que llega hasta los 12 Km., y su gran anchura transversal, que supera los 30 Km.

La pendiente topográfica (2-3º de media) es normalmente inferior al buzamiento de los estratos mesozoicos (que suele estar comprendido entre 10º y 30º), lo que determina en general el afloramiento de **series más modernas hacia el Norte**: así el Jurásico se suele situar al Sur, en la parte alta, mientras que el Cretácico se localiza más al Norte. En su tramo final, sin embargo, todas estas superficies quedan fosilizadas por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero.

Sobreimpuesta a la tendencia general de buzamiento hacia el Norte aparecen además varias alineaciones y fracturas transversales con una incidencia variada sobre el relieve. Así destaca una ligera **elevación antiforme transversal** suficiente para determinar una serie de relieves monoclinales (también cretácicos), entre los que destaca el Cerro de San Cristóbal y el Castillo de Mondregón de Madruédano, con buzamiento hacia el Sur, y los Oteros de Sauquillo, de Modamio, así como El Ramo de Abanco, con ligero buzamiento hacia el Norte.

Asimismo la aparición de la serie cretácica sobre su base Albense genera los principales relieves escarpados y así van surgiendo barreras transversales a la dirección de la Rampa, como la de La Perera, en el Arroyo de Fuente Arenaza, en donde parece existir un pliegue falla (fot. 16), o la alineación de El Gallo al Oeste.

Pero incluso sin control estructural específico, el afloramiento del propio

Albense al abrigo del resto de las calizas cretácicas genera largas **depresiones transversales**, como la de Paones, ya próxima al contacto con el Terciario del Norte. Esta depresión se resuelve de forma relativamente brusca hacia el Sur, por un marcado desnivel, que en el sector central, próximo a Negredo y Galapagares recibe el significativo nombre de El Escalón.

Esta tendencia transversal de las estructuras se manifiesta también en los paleorrelieves cretácicos, exhumados en el fondo de los ríos. Y así tanto la alineación de los Majanos- castillo de Gormaz, como la del Coborrón de Berlanga (y las de Uxama y Andaluz, ya fuera de la Rampa) se disponen aproximadamente perpendiculares a la dirección de la Rampa.

Superpuesta a la ordenación transversa de los pliegues existe una articulación en grandes **fallas longitudinales** al sentido de descenso de la Rampa con dirección aproximada NW-SE, que determina la aparición de bloques sucesivamente levantados hacia el NE. Uno de estos escalones se localiza a lo largo de una gran falla paralela al Aº de Fuente Arenaza, que determina el predominio de afloramientos cretácicos al Este. Otro gran escalón se sitúa en el límite occidental y se manifiesta vigorosamente por la inclinación de los estratos en el río Pedro y en el Arroyo de Pozo Moreno (fot. 18). De esto se deduce una conclusión importante, la de que el sustrato mesozoico se encuentra elevado por tectónica respecto a la Rampa de Ayllón y Madriguera situada en el piedemonte de la propia Sierra de Ayllón.

A pesar de estos accidentes, el sentido catacinal conforme a los estratos es el predominante, y esto se manifiesta no sólo por la mayor superficie que se orienta de este modo, sino por la profundidad con la que inciden las **gargantas cataclinales** de los ríos Tielmes y Caracena y del Aº de Fuente Arenaza, que compartimentan totalmente la rampa.

Cuando estos cursos cataclinales atraviesan los niveles resistentes, que corresponden a las calizas del Cretácico Superior, el valle se angosta como portillo, siendo paradigmático la hoz de La Perera.

En definitiva, la Rampa de Caracena se encuentra mediatizada por diferentes combinaciones de afloramientos de la cobertera miocena sobre el sustrato mesozoico. Éste se organiza a modo de gran dorso subestructural, de materiales más modernos hacia el Norte, que en detalle se ve seccionado por bastantes interrupciones transversales: ya sean abombamientos anticlinales; resaltes de erosión diferencial, algunos exhumados; morfologías derivadas de fallas, o paleorrelieves, que de todas formas tienen menos trascendencia morfológica que las profundas gargantas que la compartimentan longitudinalmente, en sentido cataclinal.

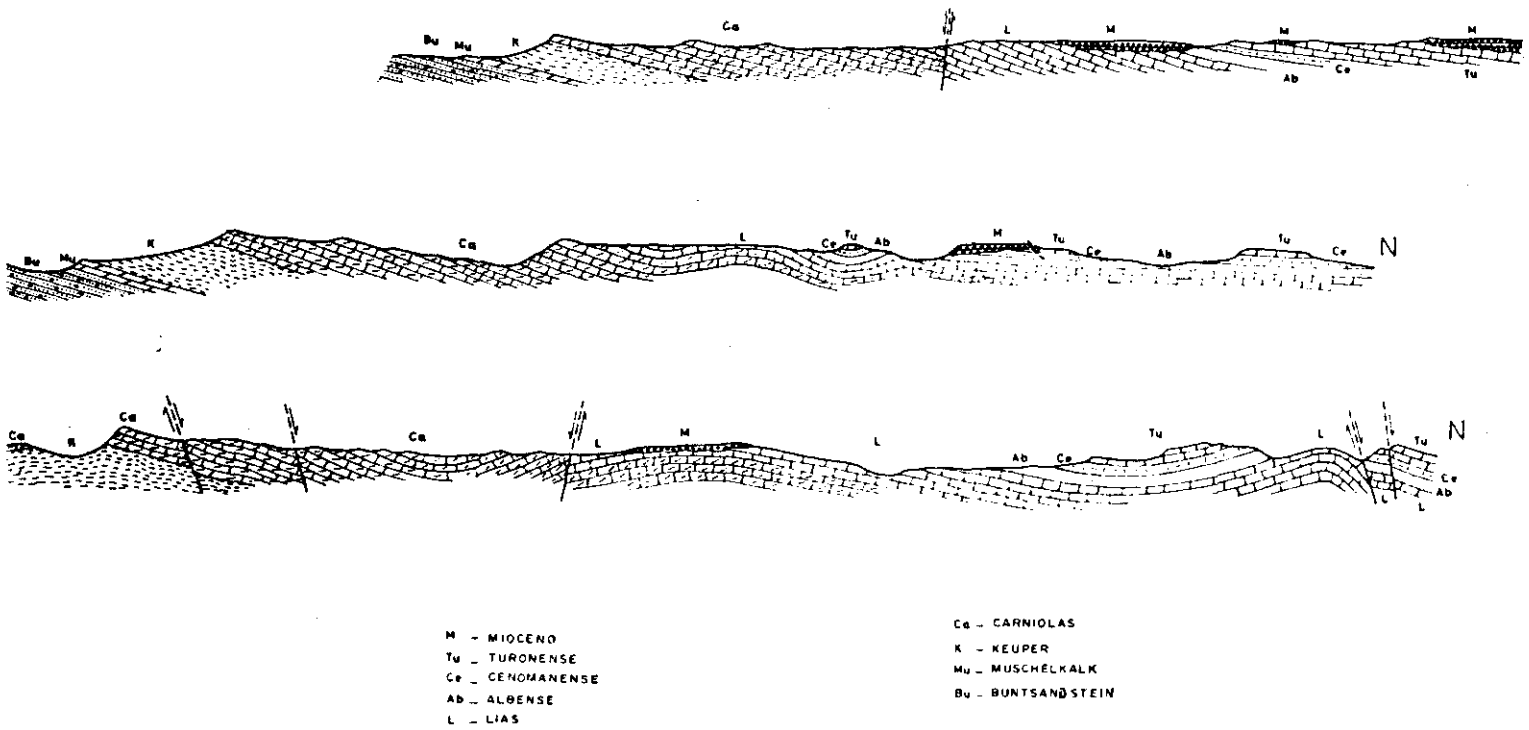


Fig. 60. Cortes geológicos significativos de la Rampa de Caracena, confeccionados en sentido longitudinal de descenso hacia el Norte (a la derecha), según Corchón Rodríguez, F. 1971.

2.6.2. Relieves de tegumento en zonas marginales de macrobloques

Hasta ahora las tres unidades consideradas correspondían a estructuras tranquilas del interior de macrobloques de tegumento. Sin embargo en las zonas marginales, controladas por grandes fallas, como la de Somolinos y la del Sur del Sistema Central, la **tectónica** se hace mucho **más intensa** y los estratos llegan a adquirir **posiciones verticales.**

Las estructuras no sólo se resuelven en estratos adaptados al salto de falla, sino que además aparecen formas plegadas, estrechas y alargadas, que denotan su génesis dependiente de las grandes fallas.

Las principales unidades morfotectónicas que pueden reconocerse en este ámbito son el sinclinal de la Sierra de Pela, al abrigo de la falla de Somolinos, y el largo crestón de materiales adaptados a la falla Sur del Sistema Central, que en este sector sólo presenta manifestaciones atenuadas en el abombamiento de La Serrezuela de Huérmeces.

2.6.2.1. El sinclinal colgado de la Sierra de Pela.

El elemento más significativo de la Sierra de Pela (sector occidental) es el largo crestón de materiales, verticales o muy inclinados, que se sitúan justo al Sur de la falla de Somolinos, como tegumento adaptado a la desnivelación del zócalo.(fig 62).

El principal problema de interpretación se concreta en el resto de la estructura adosada a este flanco verticalizado. Se han formulado tres explicaciones básicas:

- la primera es la de **Schröder**, 1930, que interpreta la Sierra de Pela como un **flanco sinclinal invertido** previo a la falla de Somolinos, situada al Norte. (fig. 63)

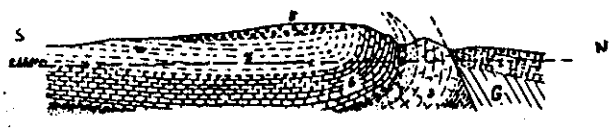
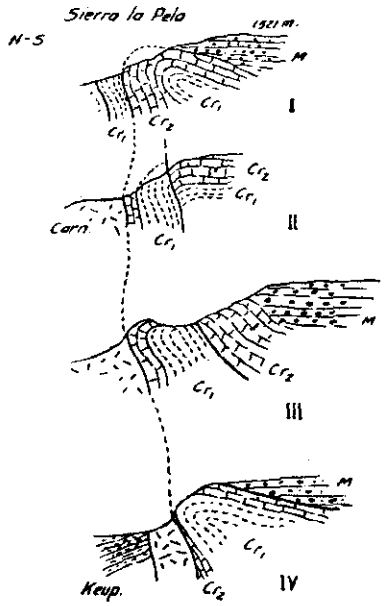


Fig. 63 Interpretación sinclinal de la Sierra de Pela, según Schröder, 1935.
G= Zócalo, 1= Buntsandstein, 2= Keuper, 3= Carniolas, 4= Albiense,
5= Cenomaniense, 6= Turoniense y Senoniense, 7= Paleógeno, 8= Neógeno.

- más adelante, **Solé y Birot**, en 1954, en su panorámica sobre el Sistema Central, encuentran en las inmediaciones del flanco Norte una sucesión de materiales más antiguos hacia el centro y la definen como un "**pliegue anticlinal brusco**".(fig. 64)



El frente septentrional de la sierra de la Pela.

Keup, Keuper; *Carn*, Carniolas; *Cr*, Cretáceo; *Cr*$_1$, arcillas y arcniscas albienses; *Cr*$_2$, calizas turonense-senonenses; *M*, Mioceno, conglomerados discordantes.
Cortes de E. a O. por el camino de Campisábalos a Manzanares.

Fig. 64

Interpretación anticlinal de la Sierra de Pela según Solé y Birot, 1959.

Finalmente en Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Atienza), 1982, la misma sucesión de los estratos es reinterpretada como materiales más modernos en el centro, con lo que la **opción sinclinal** se restablece.[2] Indudablemente esta solución está más acorde con el contexto geológico de un bloque levantado al Norte. (fig. 65)

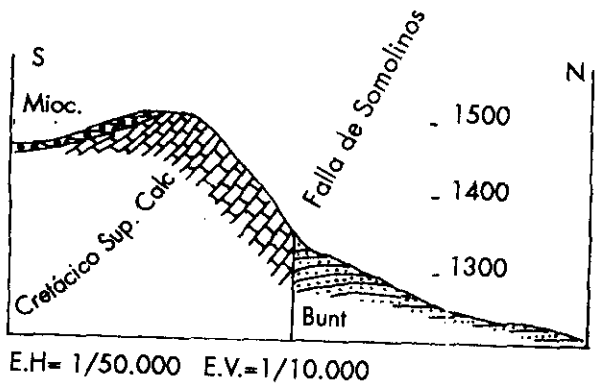
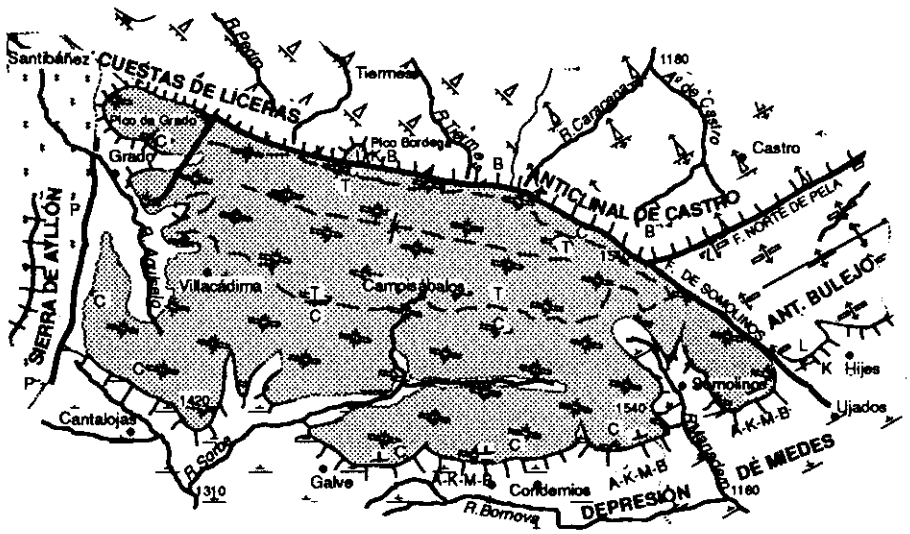


Fig. 65

Interpretación morfoestructural de la Sierra de Pela como flanco sinclinal verticalizado al Sur de la falla de Somolinos.

[2] Es preciso señalar la reducida y anormal potencia de los estratos en relación a los parámetros locales, que propicia el equívoco.

SINCLINAL COLGADO DE LA SIERRA DE PELA OCCIDENTAL



Escala 1:200.000

- Sinclinal colgado
- Anticlinal conforme
- Anticlinal disimétrico
- Relieve diferencial sobre Hercínico
- Relieve de cuestas
- Depresión ortoclinal

LITOLOGÍA

P= Paleozoico
L= Lías
B= Buntsandstein
M= Muschelkalk
K= Keuper
A= Albense
C= Cretácico (resto)
T= Terciario

Esquema morfoestructural del sinclinal colgado de la Sierra de Pela Occidental.

Fig. 62

Esto implica en definitiva que la Sierra de Pela Occidental **no posee en el plegamiento de los estratos su razón de ser serrana**, ya que se trata de un sinclinal.

Cabría la posibilidad de que el origen estructural del relieve serrano consistiese en un **levantamiento post- tectónico**.

Así lo planteó **Macpherson**, 1901, que considera la Sierra de Pela como un **horst**, aunque sin especificar el tipo de movimiento.

Schwenzner, en 1937, tomando como criterio fundamental la planitud de su culminación, advierte cómo la cota de la Sierra de Pela es unos 200 m. más elevada que la superficie de entorno M_3, lo que implicaría un **movimiento postpontiense rodánico**, responsable del definitivo y póstumo levantamiento de este sector.

Birot y Solé, 1954, consideran, por su parte, la necesidad de un **movimiento de elevación** que explique la elevada cota de los conglomerados miocenos existentes en él, respecto a los de la Cuenca del Duero.

Los tres esquemas suponen un levantamiento de la Sierra de Pela. Advertimos, sin embargo, que tanto en Schwenzner como en Solé - Birot el levantamiento tectónico es una necesidad que deriva de sus esquemas de evolución del relieve, que exigen la horizontalidad de un escalón cíclico (M_3 de Schwenzner) o de una penillanura (finipontiense de Solé - Birot).

Al considerar estos aspectos en el capítulo de Morfodinámica, concluiremos que tal horizontalidad no es necesaria, por lo que se remite allí sobre la discusión de este aspecto. De todas formas adelantamos que, adoptando un modelo distinto, de rampas finimiocenas, la superfice de Pela bien ha podido situarse a un nivel más elevado que las referencias de comparación de Schwerzner y Birot sin necesidad de

trastocamientos tectónicos añadidos al plegamiento.

En definitiva, la prominencia de la Sierra de Pela **no tiene origen tectónico**, ni de plegamiento, ni de levantamiento posterior. Es cuestión de **erosión diferencial** : se trata en definitiva de un **sinclinal colgado** con niveles de calizas cretácicas resistentes ante la erosión.

Como sinclinal colgado, los flancos se levantan hacia áreas tectónicamente *más elevadas, tanto hacia el Norte como hacia el Sur, donde las formaciones cretácicas* ya han sido desmanteladas.

Si el Cretácico alcanza en los flancos de la Sierra de Pela los 1500 m., es por lo tectónicamente elevados que están las áreas limítrofes de Alto Rey al Sur, y Tiermes- Caracena al Norte, esto es por la tendencia de los flancos a escapar a su carácter deprimido. En el área central del sinclinal de la Sierra de Pela, por debajo del Terciario, la cota del Cretácico, de unos 1250 m., apenas difiere de los 1200 m. en que se encuentra el mismo Cretácico en Atienza, sin que se produzca la desnivelación que proponía Schwenzner. La elevación tiene por lo tanto un carácter más general y en absoluto puede individualizarse un levantamiento en la Sierra de Pela, que está precisamente deprimida respecto a las áreas circundantes.

Dos elementos ayudan a acotar temporalmente el **origen del carácter sinclinal de la Sierra de Pela**. Por una parte la relación con la falla de Somolinos, y por otra la presencia de restos de un relleno terciario en el interior.

Si el plegamiento de la Sierra de Pela está en relación con la **falla de Somolinos**, los movimientos de ésta permitirán precisar su edad.(fig.66)

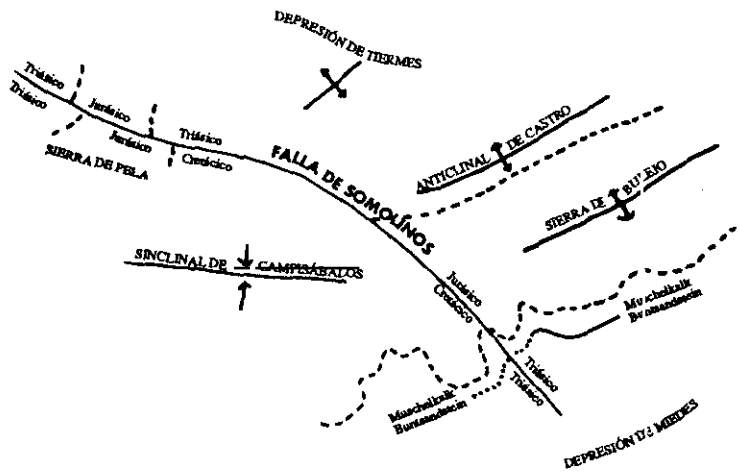
La falla de Somolinos tiene sin embargo una historia compleja, que se puede establecer a partir de los materiales existentes a ambos lados: en su labio SW los materiales cretácicos se apoyen directamente sobre el Triásico faltando el Jurásico, que

sin embargo sí que se encuentra al NE de la falla. Esta explicación implica al menos dos desplazamientos:

- movimiento con labio meridional levantado (que permite la erosión del Jurásico al Sur pero no al Norte). Se deposita después el Cretácico. Es pues **neocimérico o aústrico.**

- movimiento con bloque meridional hundido, que sitúa al Cretácico del Sur al nivel del Jurásico del Norte. Es pues **postcretácico**, por lo tanto ya alpino.

Este segundo movimiento es el que se puede hacer coincidir con la flexión del Cretácico al que se ha de atribuir el origen del sinclinal de Pela, según un esquema de un sinclinal generado como adaptación a una dislocación de bloques: un típico **pliegue de tegumento** que se acopla a las desnivelaciones del zócalo, verticalizándose como pliegue en rodilla, localmente invertido.



ESQUEMA DE LA FALLA DE SOMOLINOS

Escala 1/240.000 Base cartográfica: IGME

Fig. 66

Otro aspecto que precisa el funcionamiento tectónico de la Sierra de Pela es la **cuenca de relleno terciario** que se alberga en la charnela sinclinal. (fig. 61). En algunos sectores los materiales terciarios alcanzan la culminación serrana, mientras que en otros sólo fosilizan parcialmente el sustrato cretácico; así, en un tramo de unos 2 Km. del flanco Norte, el Cretácico aflora por encima del terciario horizontal discordante. En cualquier caso, estos paleorrelieves indican que, al menos en su origen, poseía un **carácter independiente** respecto a la Cuenca del Duero.

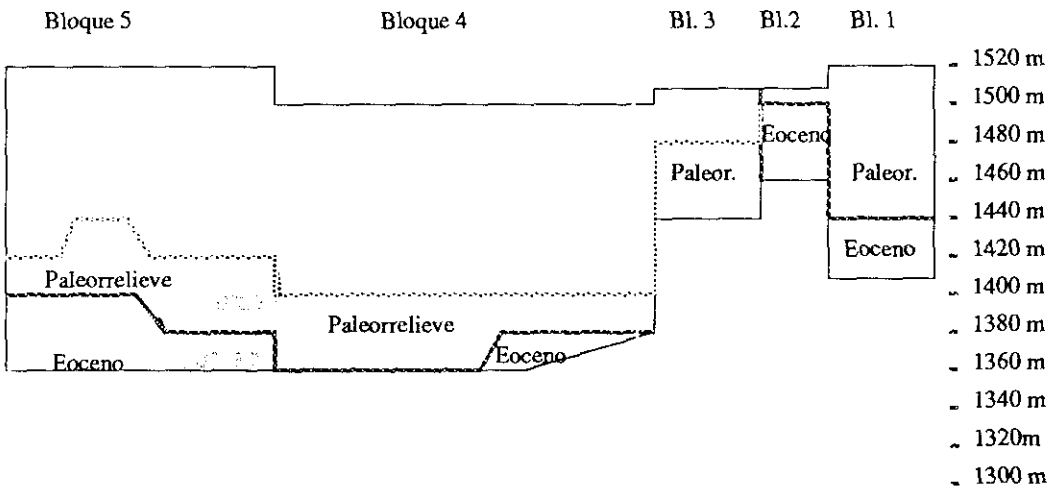
El origen de esta cuenca se relaciona precisamente **con la cobijadura sinclinal formada al Sur de la falla de Somolinos**, donde los últimos niveles mesozoicos, al irse hundiendo, van siendo rellenados por los materiales terciarios. Se trata pues de una cuenca- sinclinal.

Como los primeros materiales que se depositan en esta cuenca sobre el sinclinal Cretácico han sido fechados como Eocenos, podemos suponer que tanto el movimiento de la falla de Somolinos como el plegamiento de la Sierra de Pela se inician, al menos, en las fases **paleoalpinas**. Ello descansa sobre la datación como Eoceno de los materiales (Adell Argiles,F. et al. 1982, Hoja Geológica de Atienza). Advertimos problemáticamente, que es anterior a lo que ha determinado como origen del S. Central como elevación, que sería del Oligoceno Superior.

A su vez se aprecia en la Cuenca del sinclinal de Pela una **compartimentación tectónica transversal NNE**, que afecta, al menos en algunos casos, a los materiales terciarios aunque presenta escasa trascendencia morfológica. Se ha podido determinar, ante todo, gracias al análisis de las cotas de estratificación de los materiales terciarios. (fig 68).

En efecto, la cota de afloramiento de la base de los sedimentos miocenos y eocenos varía transversalmente de una forma brusca, en una situación que parece reflejar la incidencia de las desnivelaciones tectónicas. Además, y a diferencia de los

paleorrelieves, se advierten análogas desnivelaciones en los flancos Norte y Sur. De esta forma se pueden determinar una serie de **sub- bloques tectónicos**, (al menos seis nítidos), separados por fallas de dirección NNE, que aparecen reflejados en el gráfico adjunto. La dirección de las supuestas fallas que determinan los bloques coincide además con la que cierra por el Oeste la cuenca interna terciaria.



Cotas de afloramiento del Terciario en el Altiplano de Campisábalos

..... Base del Mioceno (ladera Norte)

——— Base del Mioceno (ladera Sur)

Fig. 67

Esquema interpretativo a partir de las cotas de afloramiento de la base del Mioceno: El brusco cambio de cota apunta a una estructuración en bloques tectónicos limitados por fallas, mientras que la diferencia de afloramiento entre las laderas Norte y Sur, al abrigo de relieves prominentes, debe ser atribuida a la influencia de un paleorrelieve.

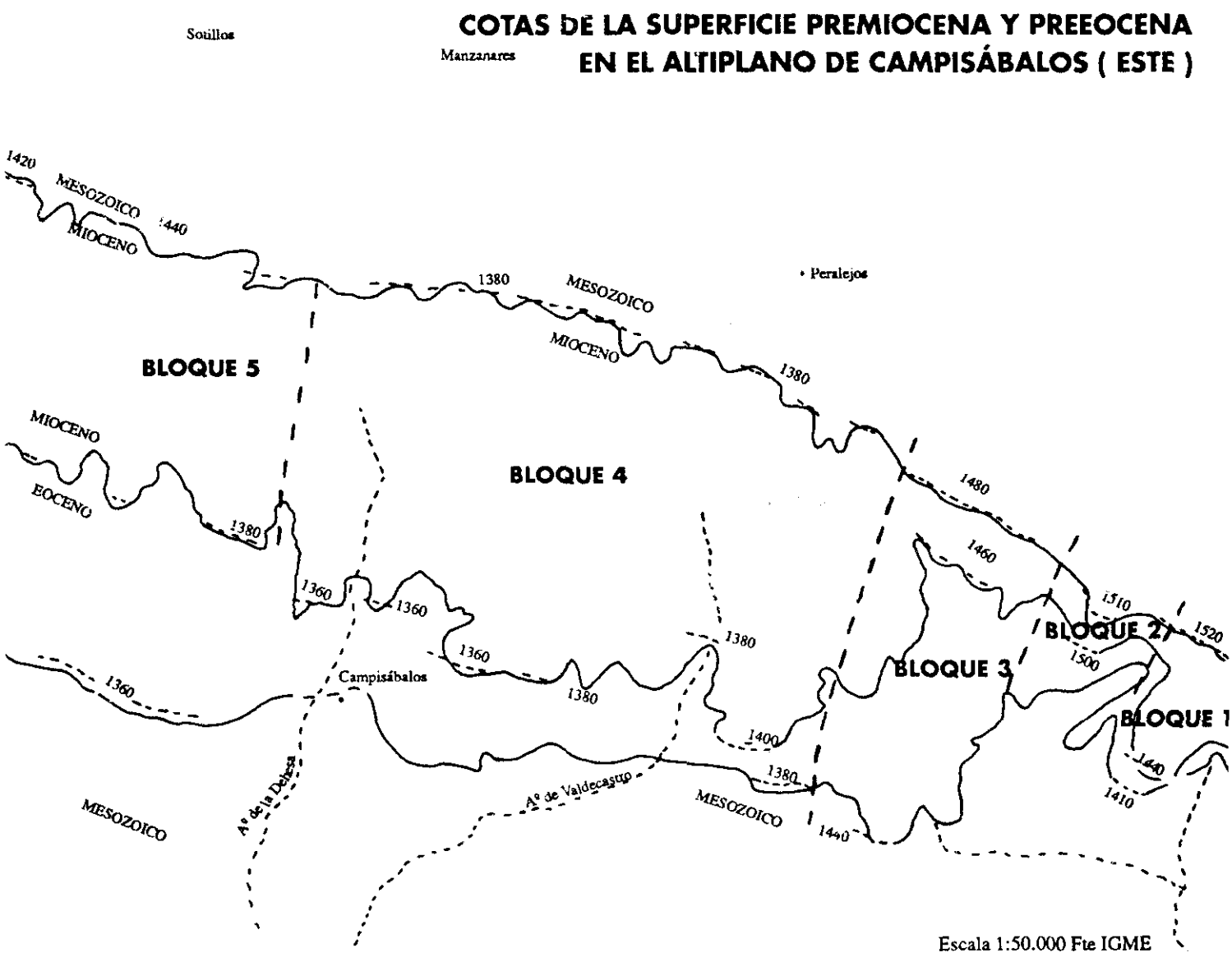


Fig. 68

Las cotas de afloramiento de la superficie premiocena y preeocena, por su distribución escalonada, permiten diferenciar una serie de bloques tectónicos en el Altiplano de Campisábalos.

Asimismo es preciso afirmar que las pruebas admitidas por Solé y Birot, 1954, para demostrar la imposibilidad de un levantamiento del bloque meridional de la Sierra de Pela, no resultan válidas. Ellos argumentan encontrar al Norte de la falla de Somolinos los mismos materiales cretácicos que se sitúan al Sur, lo cual implicaría que no ha habido movimiento significativo. Pero las dos pruebas que citan, cota 1544 (pico Bordega) y pico del Grado, no resultan adecuadas, pues en el primer caso se ha comprobado que se trataba de materiales jurásicos y no cretácicos y en el segundo, el pico de Grado, que es cretácico, se encuentra al Sur, y no al Norte de la falla. En definitiva, aunque el posible levantamiento (rejuego inverso) del bloque meridional de la Sierra de Pela no sea necesario, ni constatable, tampoco queda demostrado que no haya podido existir.

2.6.2.2. Las cuestas de la Serrezuela de Huérmeces.

En el extremo SW de la Paramera de Baides, al Oeste del río Salado, se localiza la Serrezuela de Huérmeces, con una organización morfoestructural peculiar. (fig 69)

Es peculiar por el contexto en el que se encuentra, ya que corresponde a estructuras condicionadas por la falla del Sur del Sistema Central. La adaptación no es la del sector inmediato al salto de falla, formado por materiales mesozoicos y de estructura monoclinal, que aquí se encuentra fosilizado por depósitos neógenos, sino la de otro ámbito localizado más hacia la cuenca, sobre materiales paleógenos, donde la influencia se encuentra ya atenuada y que presenta una configuración de **abombamiento alargado** y en paralelo, con inflexiones más suaves. En Adell Argiles,F. et al., (Hoja Geológica de Sigüenza, 1981), se definen como "pliegues laxos, de dirección Guadarrama, con buzamientos no superiores a 20º ". Se trata en definitiva de un abombamiento global antiforme, con lo que resulta un relieve de tendencia conforme.

A la vez la Serrezuela de Huérmeces constituye el extremo oriental de la larga banda de estratos que se extiende hacia el Oeste, por Pálmaces y Congostrina, siguiendo el borde Sur del Sistema Central. Esta consideración resulta importante, porque en este sector se produce un descenso de nivel del eje del abombamiento (un "**buzamiento axial**") de los materiales, que se hunden hacia el NE, lo cual resulta decisivo en la morfología.

De esta manera los estratos se ordenan según dos direcciones fundamentales, una prioritaria, según el buzamiento axial NE, esto es, con los estratos dispuestos perpendicularmente, de NW a SE, y otra secundaria, según la dirección de pliegue que es NE-SW.

A su vez la alternancia de calizas y de margas paleógenas permite la actuación de la erosión diferencial, con lo que se pone de manifiesto el condicionamiento tectónico.

Se generan así una serie de **alineaciones estructurales de erosión diferencial**, que conforman un tipo de "cuestas" muy especial, primero porque a nivel general son perpendiculares a la alineación de la sierra y a la orientación estructural, cuando lo más generalizado es una disposición acorde con la estructuras. Pero esta influencia axial no es absoluta, sino que el contorno de la cuesta se adelanta y retrasa, siguiendo las inflexiones longitudinales del abombamiento, que como son laxas, no ocasionan incurvaciones suficientemente marcadas para romper la continuidad de las morfoestructuras.

La posición periférica de la red hidrográfica implica, a su vez, un **sistema centrípeto de drenaje**, con lo que la Serrezuela de Huérmeces se convierte en un eje divisorio de las aguas, con un espinazo central divisorio, flanqueado por las incisiones marginales, incisiones que son las que presentan una ordenación estructural.

De esta forma, considerando las alineaciones estructurales, es posible establecer la siguiente ordenación en la Serrezuela de Huérmeces de Norte a Sur:

- **depresión** Norte, en las inmediaciones **de Huérmeces**, que corresponde al extremo periférico del buzamiento axial;
- un **gran dorso Norte**, donde pequeños arroyos van recortando apuntamientos estructurales;
- un **eje central**, de cierta isoaltitud, que se prolonga hasta la Casa del Moro;
- **relieves estructurales**, con apariencia de cuestas incurvadas, con 4 valles estructurales en el sector Este y uno mayor al Oeste (Aº de

Navarredonda).

Este relieve estructural de la Serrezuela de Huérmeces termina hacia el SE por el vecino **anticlinal de Baides**, que labrado sobre los materiales endebles del Maestrichense, se dibuja como un notable anticlinal desventrado, que cuenta en la cabecera del valle con un bella elevación periclinal, (Cagancho).

"Paracuesta" morfoestructural, con indicación de frente.

Divisoria central en sentido del eje longitudinal

Arroyos (pendiente longitudinal< pendiente transversal)

Barranqueras (pendiente longitudinal>pendiente transversal)

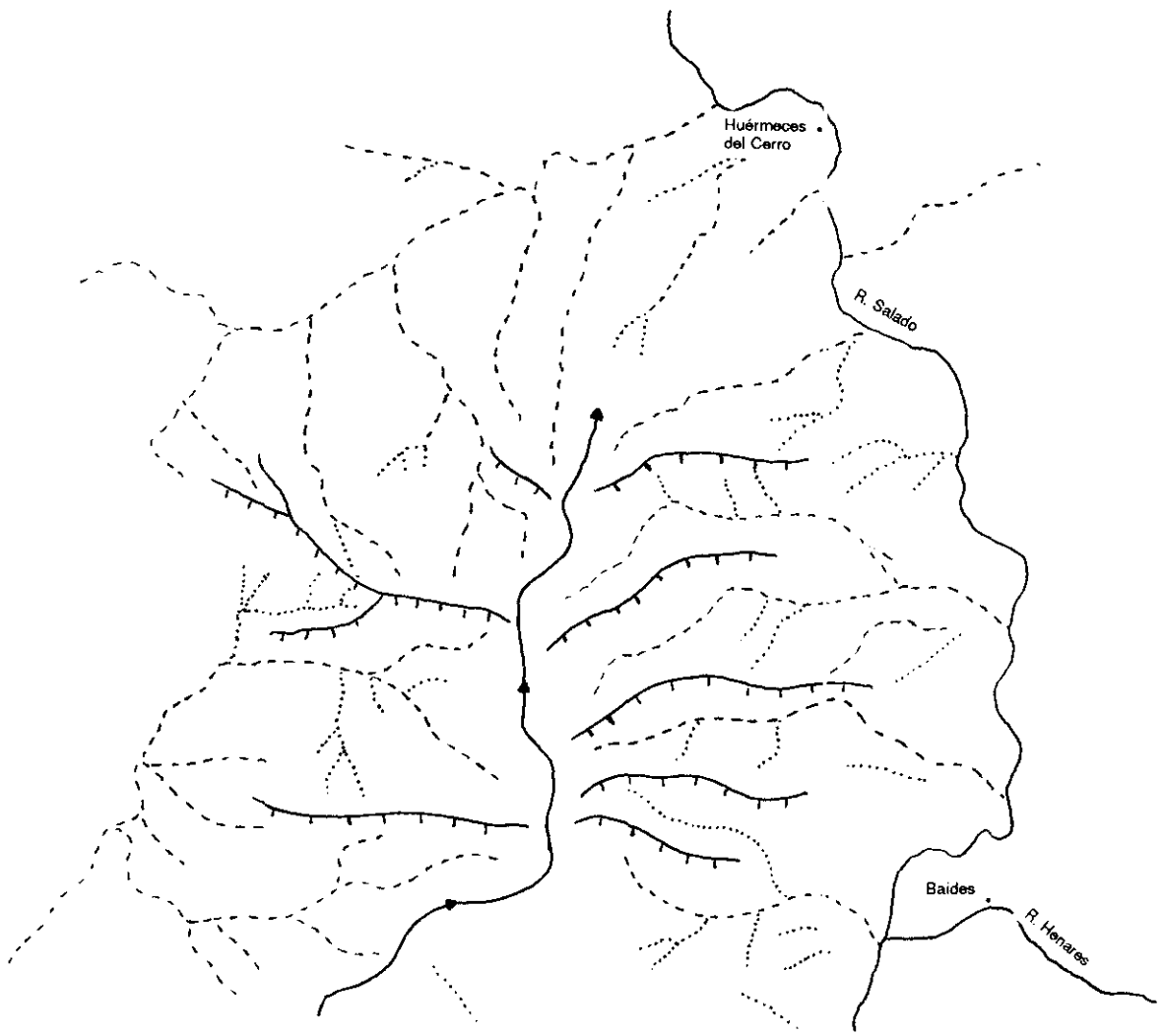


Fig. 69. Esquema morfoestructural de la Serrezuela de Huérmeces. Escala 1:50.000.

2.6.3. Relieves de tegumento en mesobloques.

Al Este de las áreas monoclinales, que ocupan el sector occidental de la Paramera, y antes de pasar al ámbito oriental de estilo ibérico marcado, se encuentra un sector de transición, en el cual, aunque todavía no es posible diferenciar claramente el nivel de despegue y el de cobertera, aparecen ya nítidas **formas plegadas**.

Dos circunstancias explican este cambio de morfoestructura: por una parte, el menor tamaño que adquieren los bloques, articulados como **mesobloques** cubiertos por una serie mesozoica, que, al adaptarse al zócalo, determina la aparición de pliegues. Por otra parte, la creciente potencia de las series estratigráficas supra zócalo, que permite ya el desarrollo de una mínima autonomía de plegamiento. Esta circunstancia podemos referirla como la de un **"tegumento engrosado"** o de transición hacia una cobertera diferenciada.

Con estas características se reconocen dos unidades situadas en la prolongación de las anteriores: el Anticlinal de la Sierra de Bulejo, continuación del sinclinal de Pela, y los pliegues de Castro y Valvenedizo en la prolongación de las Cuestas de Liceras.

2.6.3.1. La bóveda anticlinal de la Sierra de Bulejo.

El sector oriental de la Sierra de Pela y la Sierra de Bulejo presentan un **importante problema de interpretación**. El afloramiento de materiales liásicos entre dos conjuntos triásicos, más antiguos, al Norte y al Sur, conforma en principio una **apariencia sinclinal**, que sería además prolongación del sector más occidental de la misma Sierra de Pela, y como tal es considerada por **Schröder**, 1930. (fig 70)

Sin embargo, si anotamos las cotas a las que aflora la superficie de estratificación del Keuper-Lías, en el interior (en torno a los 1350 a 1380 m.) y en la vertiente Sur de la Sierra de Bulejo, (de 1240 a 1200 m.) se dibuja, no un sinclinal, sino por el contrario un abombamiento anticlinal. (fig. 71). Las cotas deducidas de esta misma superficie, considerando una potencia de unos 100 metros para las carniolas de la base del Lías, arrojan para las zonas centrales valores similares, de 1320 a 1390 m., lo que confirma un esquema de un **gran anticlinal conforme**, que se eleva al menos 150 m. desde el Sur.

Este esquema anticlinal parece seguro. Sólo habría que desecharlo en el caso de que fallen las bases de deducción: que las cotas determinadas en la cartografía geológica del IGME entre Keuper y Lías no estén bien determinadas, o que para las cotas que han sido deducidas, la potencia del Lías fuese anormalmente grande y el suelo del estrato deducido a partir de la superficie exterior tuviese que estar más bajo, pero aún así, hay que tener en cuenta que la superficie exterior no tiene por qué coincidir con el techo del estrato, con lo que quedaría aún un margen de cota.

Esta forma anticlinal, en lugar de sinclinal, puede resultar chocante al situarse en la prolongación del sector occidental de la Sierra de Pela, que, por el contrario, corresponde a un sinclinal. Sin embargo hay que tener en cuenta que entre ambos sectores se interpone la falla de Somolinos y, además que, con orientación general 60º E y una disposición alargada, se reproducen aquí las características tectónicas de otros anticlinales de tegumento meridionales (como el de Alpedroches, La Riba o Sigüenza, que analizaremos más adelante). A diferencia de ellos, sin embargo, la cobertera liásica resistente no ha sido desmantelada, y de ahí la morfoestructura anticlinal conforme y no inversa como las restantes.

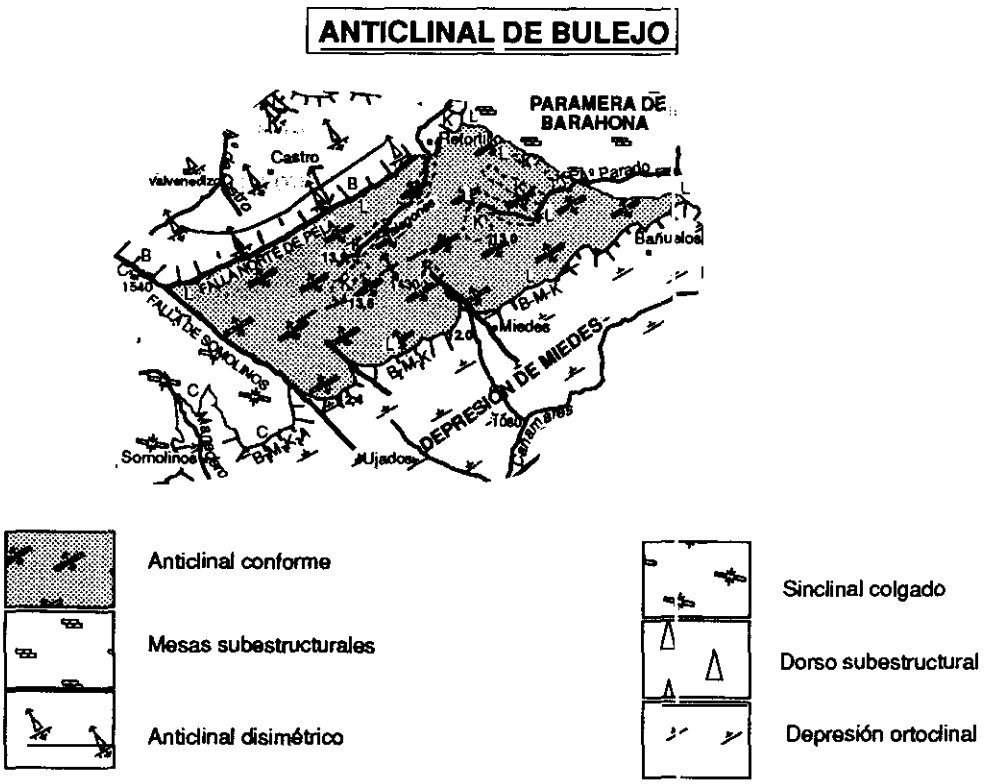
El flanco Norte resulta problemático. Las mismas camiolas del Lías, con una potencia regional relativamente pequeña, de unos 100 metros, forman una vertiente de 200 m. de desnivel y 300 m. de distancia reducida.

Con estos datos la única reconstrucción geométrica posible es la de un **flanco con buzamiento Norte**, acompañando a la vertiente, previo a la falla Norte de Sierra de Pela Oriental, que es difícil suponer que sea invertido.

De este modo la presencia de un anticlinal inmediato a la falla del Norte de Pela, parece tener cabida en el contexto de material plástico, que haya actuado como nivel de despegue y que oriente la falla.

Otro fenómeno tectónico interesante, que se observa también en los otros anticlinales meridionales, es el progresivo **descenso hacia el Este**, que se hace por fallas WNW- ESE y se produce por bloques de modo **escalonado** y que es seguido aproximadamente por el relieve. (Este descenso está confirmado además por los valores progresivamente inferiores de las cotas de la superficie de estratificación Keuper-Lías hacia el NE).

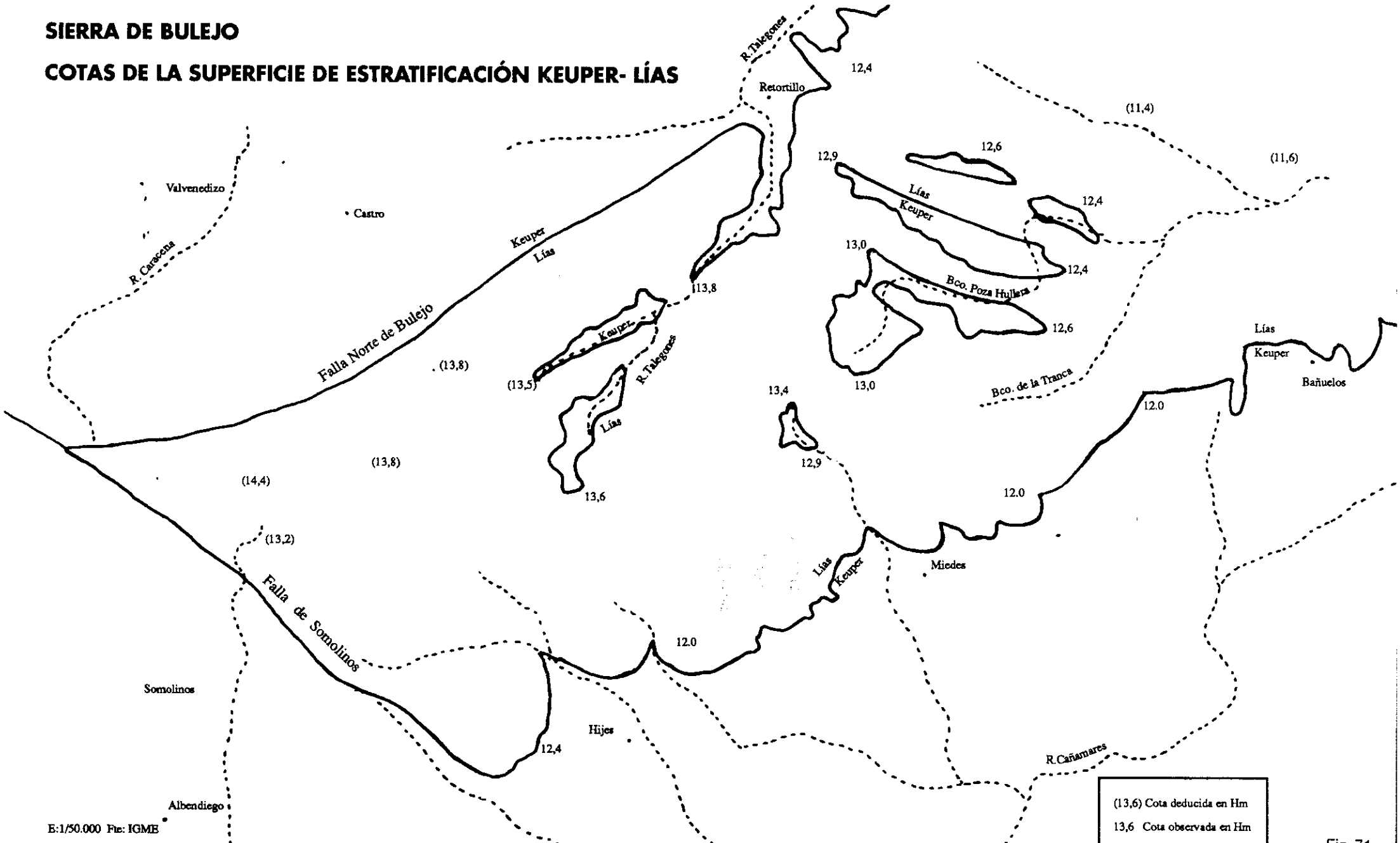
Se interpone además una diferencia litológica entre las resistentes carniolas liásicas y el Keuper que aparece en los extremos orientales de cada bloque, creando un modelado original. La erosión diferencial genera un esquema bandeado donde se suceden las hoyas alargadas (Keuper), separadas por elevaciones, seccionadas por gargantas labradas en el Lías.



na morfoestructural del anticlinal de Bulejo.

SIERRA DE BULEJO

COTAS DE LA SUPERFICIE DE ESTRATIFICACIÓN KEUPER- LÍAS



2.6.3.2. El área plegada de Castro. (fig. 72)

Si el sector occidental de la Depresión de Tiermes corresponde a la unidad morfoestructural de las Cuestas de Liceras, el área central coincide en gran medida con lo que podría designarse área plegada de Castro.

Efectivamente en este sector se suceden una serie de **anticlinales y sinclinales** con dirección guadarrámica NE. Se trata sin embargo de pliegues especiales, de tegumento, con charnela poco marcada, y amplios flancos de buzamiento mantenido. Por ello el contraste con el área limítrofe de estructura monoclinal no se hace muy notable. En concreto se diferencia:

- el Anticlinal de Castro,
- el Sinclinal de Losana,
- el Anticlinal de Rebollosa.

La **longitud de los pliegues va disminuyendo hacia el Norte**. (Se pasa por ejemplo de 8 Km. en el Anticlinal de Castro a sólo 3 Km. en el de Rebollosa). Esto se explica en el contexto de bloque tectónicos encerrados entre los dos grandes ejes convergentes, occidental y oriental.

Pero aunque el tamaño sea menor, se reproducen características de los pliegues mayores, como el de Sigüenza, La Riba, y otros muchos, ante todo una notable **disimetría**, con un flanco Sur más marcado que el Norte, donde se advierte además la presencia próxima de una falla a la que se adapta, en este caso la falla Norte de Pela Oriental.

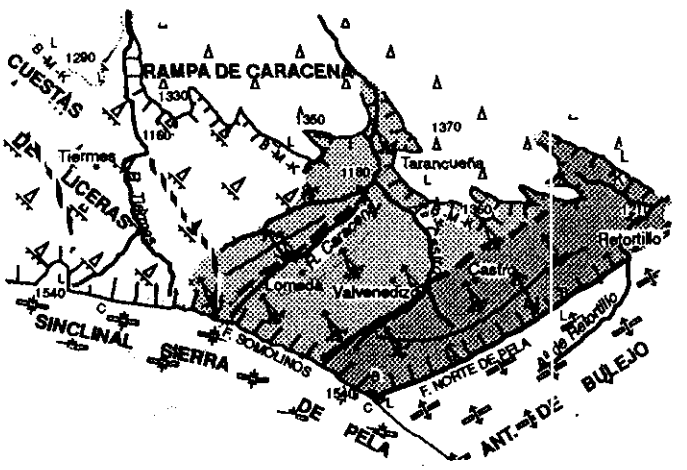
Sin embargo, una característica peculiar y notable de estos pliegues, que afecta también a la falla Norte de Pela es el **gancheamiento** que experimentan por el Este, lo cual es interpretado en Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Atienza Esquema mo

1982, como resultado del movimiento dextral de la falla de Somolinos. Esto se ha de combinar además con la adaptación de los estratos al desnivel de la falla de Somolinos, esto es a la dirección WNW.

La red hidrográfica, que procede de la Sierra de Pela al Sur atraviesa este sector de la Depresión de Tiermes, para introducirse en la Rampa de Caracena, al Norte, por dos colectores, el río Tielmes y el Caracena. Esto es, la red hidrográfica se dispone transversalmente a las estructuras fundamentales, lo que favorece la proliferación de relieves estructurales, que propicia la heterogeneidad litológica de los materiales triásicos, y así se generan bellos ejemplos de relieves estructurales, a veces alargados, y otras más cortos y recortados.

Progresivamente la influencia de la dirección guadarrámica de plegamiento se va atenuando hacia el NW, dejando paso a la WNW, que es la dominante en el área morfoestructural ya considerada de Las Cuestas de Liceras. Se puede determinar sin embargo un área de interferencia en la cuenca alta del valle del Tiermes, aguas arriba de la propio yacimiento arqueológico, emplazado precisamente en un paraje en donde dos ejes resistentes según las mencionadas direcciones se unen para aprisionar al río.

AREA PLEGADA DE CASTRO



Escala 1:200.000

Anticlinal disimétrico

Sinclinal colgado

Anticlinal conforme

Relieves en cuesta

Rampa subestructural

Fig. 72 Esquema morfoestructural del area plegada de Castro.

2.6.4. Relieves de tegumento en microbloques.

En el sector NW de la Paramera de Baides se individualiza el área de mayor **intensidad tectónica** y más fracturada de toda la Paramera de Sigüenza, que aparece compartimentada en una serie de **microbloques**. Esto se explica por su ubicación en el cruce de dos franjas de tectónica vigorosa, la meridional del Sistema Central y la occidental del Sistema Ibérico.

Como sobre el zócalo únicamente se conserva Triásico y Cretácico, de potencia no excesiva, podemos considerar que esta unidad se incluye con la anterior en el **ámbito de transición** del tegumento sajónico al estilo ya ibérico.

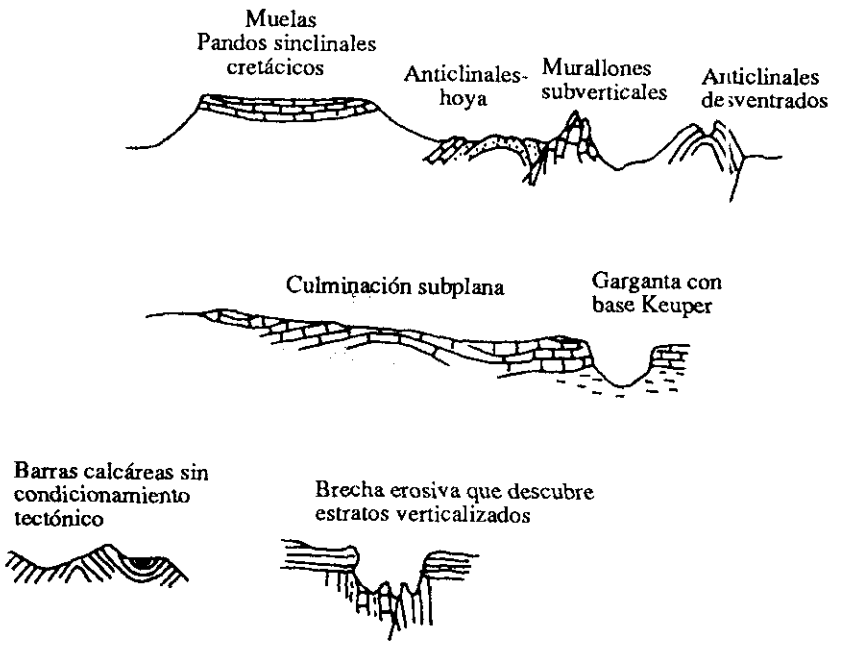
2.6.4.1. Los microrrelieves invertidos de Santamera.

Corresponde este área a una sola unidad morfoestructural. Las morfoestructuras más características son efectivamente relieves invertidos, pequeños **anticlinales** de zócalo- tegumento, que se traducen por **hoyas** y su correlato inverso, **sinclinales** cretácicos, que forman anchas y **pandas muelas.**

Pero además de ellos se diferencian otras dos morfoestructuras importantes: anticlinales, esta vez conformes, pero también cretácicos, que generan **muelas** ahora **estrechas** y alargadas y finalmente estratos cretácicos verticalizados, claro ejemplo de adaptación a las fallas, que generan **murallones escarpados** a veces terminados en crestería (fot. 44).

Una primera característica general de esta unidad morfotectónica es la de corresponder a un relieve **muy fuertemente tectonizado**, (para lo que es común en la Paramera de Sigüenza), algo que sería mucho más evidente aún si se prescindiese de la ocultación tectónica que originan los depósitos neógenos. Otra segunda

impresión que se puede obtener es que el **factor litológico**, y en concreto la presencia de **calizas cretácicas**, resulta primordial en el establecimiento de los relieves elevados, y que la tectónica se haya supeditada a las morfoestructuras de estos materiales en cada sector.



MORFOESTRUCTURAS DE LA PARAMERA DE SANTAMERA

Fig. 73

Esquema ideal de los tipos de morfoestructuras que aparecen en la Paramera de Santamera

Ahondando en la razón de ser de cada una de estas pequeñas morfoestructuras se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- El modelo de **anticlinal- hoya** está representado por el anticlinal de El Atance, que se extiende en dirección NE a lo largo de unos 5 Km. Resulta significativo que, a pesar de presentar una fisonomía tan peculiar, se asemeja en su estructura a otros de la Paramera, ante todo por su disimetría, con un flanco Sur muy verticalizado en relación a una falla probablemente inversa (Schröder 1930) y también por su dirección guadarrámica. La traducción morfológica es sin embargo muy diferente: aquí el reducido tamaño implica ante todo el predominio superficial de los **niveles blandos** del Trías Superior y además la posición paleogeográfica tan occidental implica que los materiales del Muschelkalk sean más detríticos y por ello menos resistentes. Por ambas condiciones el anticlinal se traduce por una **hoya,** aunque compartimentada en dos sectores, el de El Atance y el de la confluencia del Regacho y del Salado, separados por un pequeño umbral intermedio.

- La segunda morfoestructura característica es la de las **muelas**, "que no son otra cosa que **laxos sinclinales** afectados por la tectónica de falla que los modifica", (Águeda 1969). La clave de estos relieves está en la **erosión diferencial** de las arenas Albenses en la base, sobre las que se asientan calizas resistentes del Cretácico Superior, lo cual permite la formación de importantes escarpes, a la vez que en culminación se extiende una superficie plana. Corresponden a las zonas internas de los microbloques, sin trastocamientos tectónicos importantes.

Existen bellas morfoestructuras de este tipo, las representaciones más significativas son Muela de la Virgen [3] al Este de Riofrío del Llano, la Muela Vieja y La Tabla, a uno y otro lado del Salado aguas arriba de El Atance, y la Muela de

[3] Nombre inédito en la Cartografía

Valdeconejos.

- El tercer tipo morfoestructural corresponde a anticlinales, también cretácicos. A diferencia de los anteriores, presentan fuertes buzamientos y generan encrespados murallones dobles. Al aflorar los materiales más deleznables en el centro, se forman auténticos **anticlinales parcialmente desventrados.** La manifestación mejor desarrollada es la Muela de Viana, situada al Norte de la población.

- Como cuarta morfoestructura señalamos las **series monoclinales de fuerte buzamiento**, a veces subvertical, también cretácicas. La consecuencia orográfica son extensos murallones, que a veces terminan en relieves encrespados (Santamera y Peña Alta son buenos ejemplos). La génesis de estas morfoestructuras como adaptaciones a saltos de falla queda patente en los pliegues en rodilla, que enlazan con áreas subhorizontales. (El pliegue en rodilla de Santamera es ejemplar al respecto).

Los crestones cretácicos se pueden observar aún más al Sur, en la proverbial brecha erosiva [4] labrada en la cobertera subhorizontal del Mioceno por los ríos Henares (ferrocarril) y Dulce (La Cabrera), que nos deja ver estratos cretácicos verticalizados adaptándose al salto de falla entre el bloque del Sistema Ibérico y la Cuenca del Tajo. Es un marco impresionante, donde se aprecia cómo resbalan los segmentos fallados, sirviéndose con frecuencia de la plasticidad de las arenas albenses.

Estas cuatro formas tectónicas se ordenan de manera precisa según la **compartimentación del zócalo en bloques hundidos hacia el Norte**, típica

[4] "En la pintoresca garganta erosiva del Henares se ofrece una provechosa visión ("prachtvoller Einblick") de la tectónica marginal de la Cuenca del Tajo." Schröder, 1930, pág. 172 (740). Das Grenzgebiet von Guadarrama und die Hesperischen Ketten.

de la Paramera. De todas formas se pueden diferenciar dos modelos:

- Al Norte de Huérmeces, el mayor tamaño de los bloques implica, que en una serie poco potente, formada exclusivamente por Trías y Cretácico, las partes más levantadas del Sur corresponden a los anticlinales- hoya más antiguos, mientras que en la mitad septentrional más hundida, se localizan los sinclinales cretácicos-muela y, justo en el enlace con el bloque septentrional siguiente, se alzan los murallones de fuerte buzamiento.

- Al Sur de Huérmeces, la menor dimensión de los bloques implica que todas las formas se desarrollen sobre el Cretácico. Así los anticlinales- hoya son sustituidos por encrespados anticlinales disimétricos cretácicos, encontrándose además, como al Norte, los laxos sinclinales cretácicos y los murallones en crestería también cretácicos. Sólo las morfoestructuras sobre neógeno subhorizontal discordante rompen el predominio de este nivel estructural.

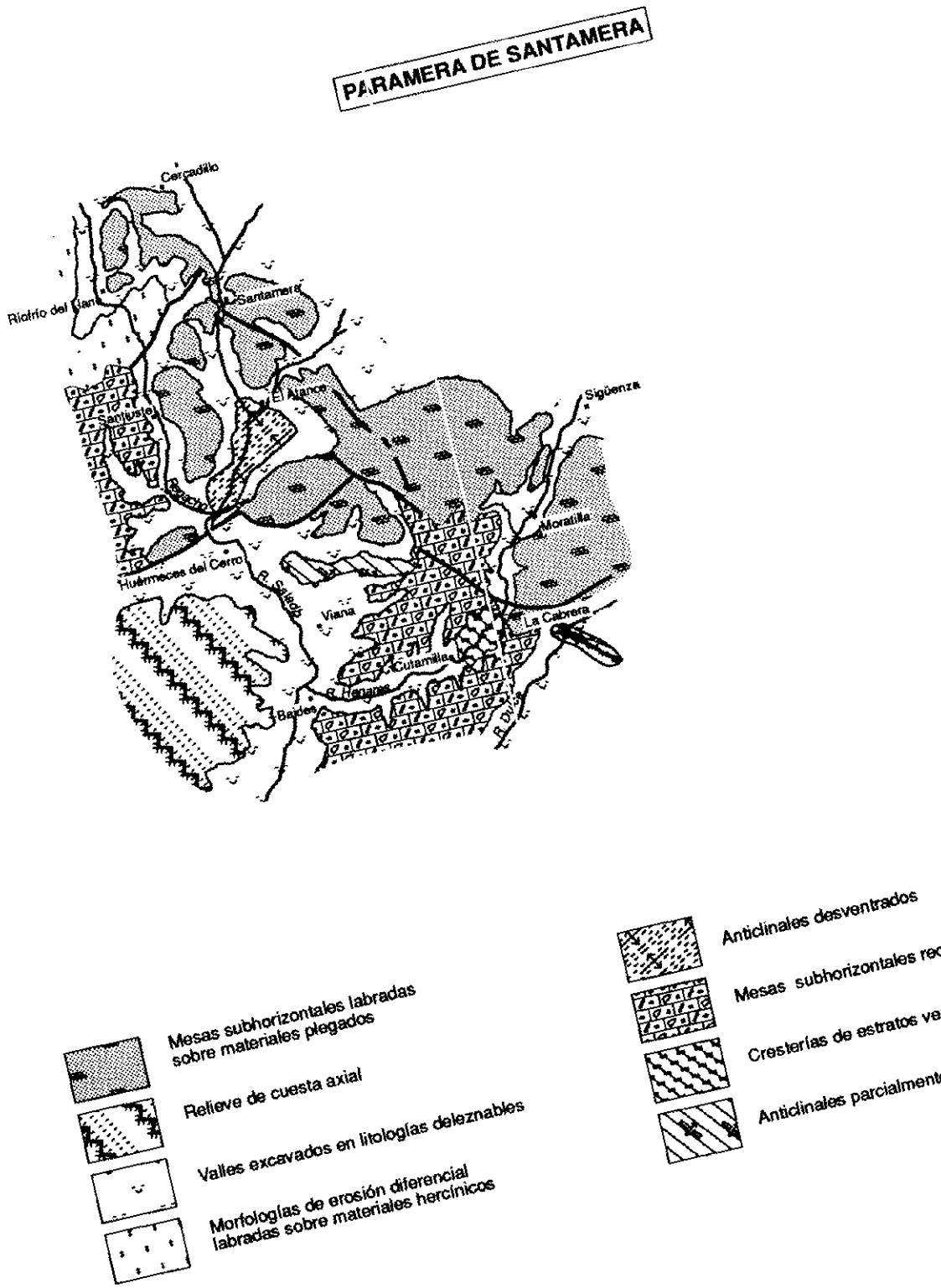


Fig. 74

Esquema morfoestructural de la Paramera de Santamera.

2.6.5. Relieves de tegumento y cobertera (estilo ibérico)

En el sector centro-oriental de la Paramera, el crecimiento de la masa de sedimentos supra zócalo permite **diferenciar** los niveles tectónicos de **tegumento y** de **cobertera**, separados por un nivel plástico muy engrosado del Keuper, lo que conforma en conjunto un estilo tectónico **ibérico**, más complejo que el anterior.

Espacialmente se diferencian los sectores donde sólo se encuentra el nivel inferior de tegumento, de aquellos en los que ya está presente la cobertera.

Todos los afloramientos de tegumento corresponden a anticlinales, pues las áreas sinclinales correspondientes se encuentran recubiertas aún por niveles litoestratigráficos superiores.

Entre los anticlinales se diferencian bien los grandes anticlinales desventrados, que forman un relieve marcado de serrotas, y los mucho más pequeños lomazos orientales, correspondientes a sectores de flancos anticlinales sólo parcialmente desmantelados.

2.6.5.1. Los anticlinales desventrados de Sigüenza, La Riba y Alpedroches.

En el Corredor Central de Atienza-Sigüenza se localizan tres grandes serrotas, que traducen con gran fidelidad los condicionamientos tectónicos, y que corresponden a los mayores **anticlinales** de la Paramera de Sigüenza. Las **tres serrotas** mencionadas son:

- la Serrota de La Guijarrosa,
- la Serrota de La Riba,
- la Serrota de Alpedroches.

La primera corresponde al Anticlinal de Sigüenza y las dos últimas a los anticlinales homónimos.

Consideremos los sucesivos elementos de estos anticlinales, que permiten caracterizarlos con precisión. Estos elementos se pueden seguir mediante clave numérica en el esquema cartográfico del anticlinal de Sigüenza, paradigmático al respecto. (fig. 75).

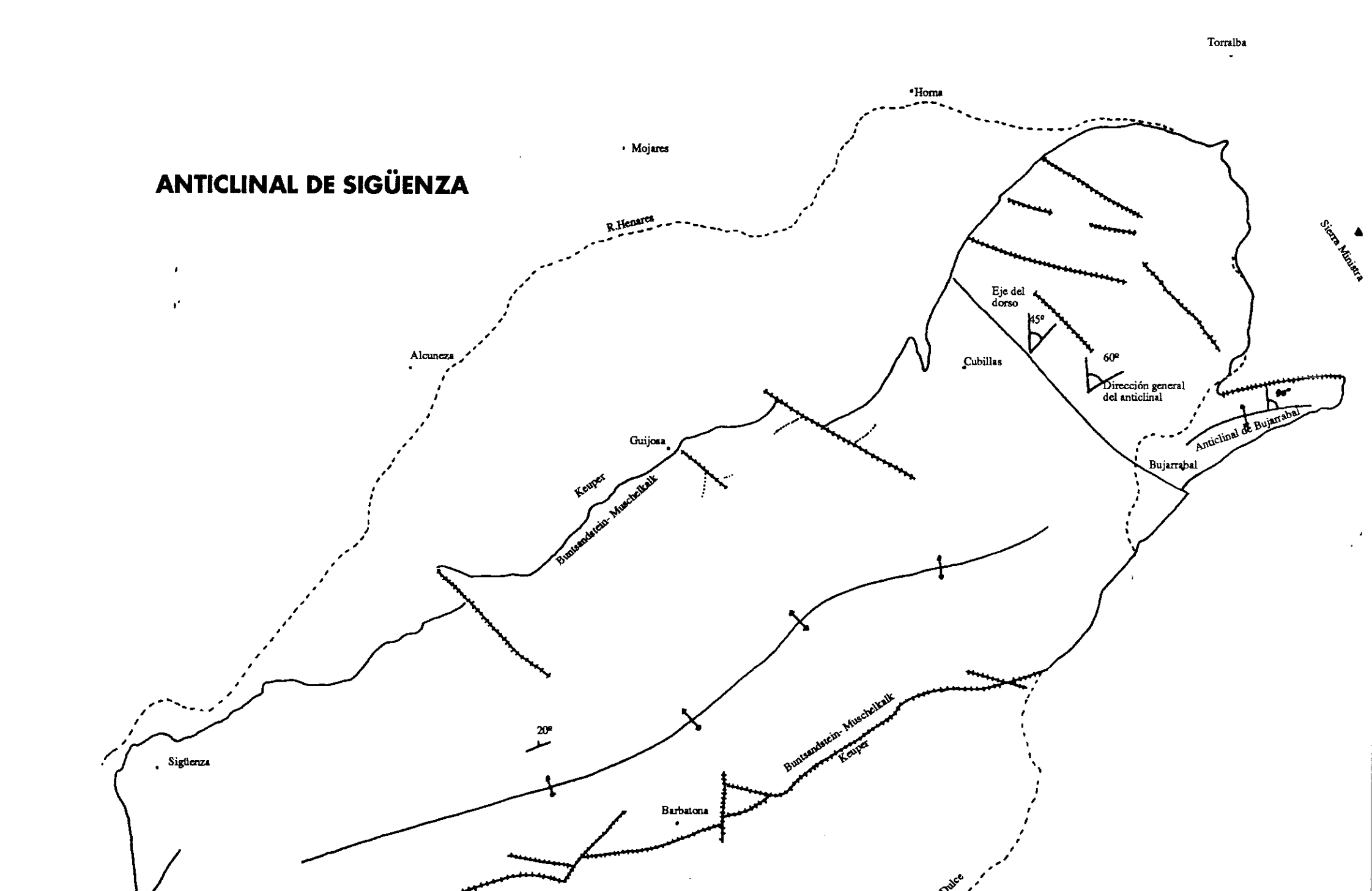
La **orientación general de los pliegues es típicamente guadarrámica.** La dirección de los estratos, que varía entre 50º y 70º E, resulta suficientemente expresiva, aunque en algunos casos sólo sea resultado global de segmentos menores. Así:

- Anticlinal de Sigüenza, 65º E, tramo principal,
- Anticlinal de La Riba de Santiuste, 70º E, en general,
- Anticlinal de Alpedroches, 50º - 65º E, en los flancos.

El carácter tectónico más significativo es **el fuerte buzamiento del flanco Sur**, (40º-80º), que coincide además con una notable reducción en la potencia del Keuper, seguramente en relación con una migración de materiales de origen tectónico. Fallas y superficies de deslizamiento jalonan los diversos tramos del flanco.

Resulta también muy significativa la disposición de este flanco- falla Sur, que **se arquea** en sus extremos. La incurvación **hacia el SW** es más brusca, y se produce bien a través de una curva de enlace, solución geométrica en que los materiales traducen directamente un cambio progresivo de la dirección de deformación, o mediante una serie de tramos intermedios quebrados. En cualquier caso se advierte la adaptación a un esquema fallado.

Por la edad relativa de los materiales, se deduce que el labio que queda al Norte de la falla es el levantado, y al ser también el convexo o interno, se supone el **carácter inverso de la falla**. Esto coincide con lo expresado en Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza), 1981.


ANTICLINAL DE SIGÜENZA
Torralba
Horna
Mojares
R.Henares
Sierra Miniatra
Eje del dorso
45º
60º
Dirección general del anticlinal
Alcuneza
Cubillas
Guijosa
Keuper
Buntsandstein- Muschelkalk
Anticlinal de Bujarrabal
Bujarrabal
20º
Sigüenza
Buntsandstein- Muschelkalk
Keuper
Barbatona
Dulce

Todo ello permite ya concebir a los anticlinales como adaptación de los estratos a una importante desnivelación del zócalo de carácter inverso.

En el relieve este flanco se traduce por uno o varios crestones alineados, de resalte generalmente moderado.

La **charnela** resulta **poco nítida y marcada**, siendo difícil precisar su localización, lo que confirma la interpretación del anticlinal como adaptación de tegumento a un bloque de zócalo levantado, que sólo llega a aflorar en el anticlinal de La Riba.

La charnela aparece además fragmentada por numerosas fallas transversales y desdibujada por buzamientos axiales intermedios. Cuando se representa de forma contínua y sinuosa, como en el caso del anticlinal de Sigüenza en Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica Sigüenza), 1981, sólo puede entenderse de forma aproximada. Resulta efectivamente extraño que, con los numerosos desplazamientos tectónicos en los flancos Norte y Sur, la charnela no se encuentre también troceada y partida por fallas. Esto se hace patente, sin embargo, en el anticlinal de Alpedroches, donde los afloramientos del Pérmico, litológicamente diferenciado, manifiestan claramente los desplazamientos ocasionados por las fallas que segmentan la charnela.

Esta charnela poco marcada suele corresponder a las mayores elevaciones de las serrotas, que de esta forma dibujan una morfoestructura sólo parcialmente desventrada.

El **flanco Norte** resulta más tendido (10º-30º) y de mayor longitud, lo que precisa la interpretación del anticlinal como la **adaptación a un bloque desnivelado hacia el Norte**, disposición muy común en el Sistema Central.

Este menor buzamiento favorece por otra parte la formación de un sector es-

tructural con largas cuestas, que alcanzan gran altura, de acuerdo con la observación de Ashley, 1935, de que los relieves monoclinales de menor buzamiento suelen ser más elevados.

Las **fallas transversales** son muy numerosas en los dos flancos Norte y Sur (Schröder, 1930). Se ajustan perfectamente a los ámbitos de direcciones estructurales dominantes a nivel regional, lo que indica que son independientes de la inflexión: así, en el anticlinal de Sigüenza se pasa de un área occidental, donde predominan las fallas transversales de dirección NNW, a otra central, con fallas de dirección NW, y finalmente al extremo oriental, con predominio de la dirección WNW. Esto es, de Oeste a Este se suceden los ámbitos que se habían definido como de dirección Altomira, Ibérica y Almazán respectivamente.

El movimiento de estas fallas transversales resulta complejo: Schröder, 1930, ya afirmaba que "junto a movimientos verticales, existen indudablemente también horizontales". Posteriormente se explicitan movimientos dextrales de dirección NW en Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza), 1981.

En efecto, se puede detectar un **doble movimiento en las fallas,** tanto en sentido vertical como en horizontal, en base a las siguientes observaciones y deducciones:

Se observa cómo en el **flanco Norte** los bloques aparecen **notablemente desplazados** en sentido dextral, mientras que en el **flanco Sur** el desplazamiento es **exiguo**, unas veces dextral y otras sinestral.

Se puede razonar que un movimiento dextral horizontal implicaría lógicamente desplazamientos dextrales en ambos flancos, mientras que un hundimiento en sentido transversal supondría movimiento aparentemente dextral en uno de los flancos y sinestral en el otro. Ninguna de estas dos situaciones, por si sola, es acorde con los resultados observados en los anticlinales.

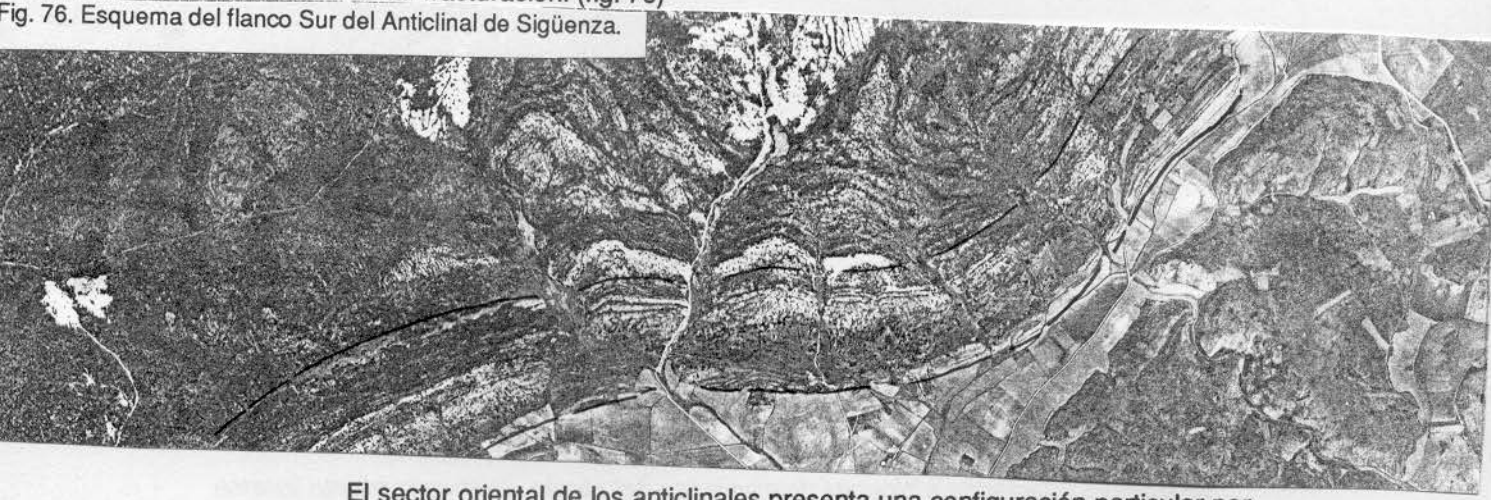
Sólo un movimiento combinado, dextral y de hundimiento al Este, explica que al sumarse sus efectos, se produzca sobre el flanco Norte un gran desplazamiento dextral, mientras que sobre el flanco Sur, al ser los sentidos contrapuestos se crea una solución variable, siempre atenuada, prevaleciendo a veces el hundimiento hacia el Este y otras el movimiento dextral.

Esta fracturación transversal se manifiesta además por:

- **plataformas desniveladas y basculadas lateralmente**, que pueden interpretarse como resultado de rotaciones levógiras, consecuencia de la posición de la plataforma entre dos fallas dextrales.

- **crestones curvados** en el flanco Sur, que constituyen flexiones de adaptación a los trastocamientos tectónicos más profundos, que no han llegado a experimentar fracturación. (fig. 76)

Fig. 76. Esquema del flanco Sur del Anticlinal de Sigüenza.



El sector oriental de los anticlinales presenta una configuración particular por los cierres periclinales, que se presentan incurvados y por la existencia de anticlinales menores, satélites, que se albergan al SE.

En efecto, en el **cierre periclinal oriental** de los tres anticlinales, se aprecia una **incurvación** desde la dirección general 60º E a la NNE (10º E en el anticlinal

de La Riba) o a la NE (45ºE en el de Sigüenza). Este cierre se realiza, bien a través de una sucesión de fallas transversales que determinan bloques sucesiva y escalonadamente hundidos al NE (caso del anticlinal de Sigüenza y de Alpedroches), bien mediante falla longitudinal paralela a los estratos (anticlinal de La Riba).

A su vez, al SE de los anticlinales de Sigüenza y La Riba se encuentran entroncadas **ramificaciones anticlinales** de menor tamaño y de dirección general E- W, que corresponden respectivamente al anticlinal de Bujarrabal y al de Sienes, este último algo más separado.

La situación de estos ramales resulta significativa porque el arranque coincide con el punto donde se inicia el tramo del cierre periclinal incurvado, que se acaba de reseñar. El ángulo entre la dirección del cierre (45º E) y del ramal (80º E) tiene como bisectriz la dirección general 60- 65º E del anticlinal.

El esquema parece representar, a modo de hipótesis, una **respuesta bífida de la fragmentación del terreno** (a modo de descomposición vectorial) ante las direcciones generales de máximo esfuerzo: la línea de rotura del anticlinal, que hasta entonces mostraba una respuesta unificada, encuentra aquí dos soluciones de continuidad, la del cierre periclinal y la del ramal anticlinal de menor desarrollo, que se localizan a uno y otro lado de dirección hasta entonces mantenida.

En conclusión, los tres anticlinales pueden interpretarse como pliegues de tegumento adaptados a bloques desnivelados del zócalo, de levantamiento inverso y basculamiento hacia el Norte y orientación general guadarrámica (60º E). Seccionados además por numerosas fallas transversales de movimiento dextral y vertical, hacia el Este terminan en un desdoblamiento morfoestructural, con un cierre periclinal incurvado al NE y un ramal subsidario de orientación E-W.

2.6.5.2. Los lomazos anticlinales de Barcones Alcubillas y Miño.

En la Paramera de Barahona se individualizan una serie de lomazos, alargados y poco prominentes, que corresponden a fragmentos de tegumento. Son de bastante menor longitud que los anteriores, aproximadamente la mitad de largos, y su **dirección** fundamental es **W- E** y no NE. En concreto se trata de:

- el anticlinal de Barcones,
- el anticlinal de Romanillos o Alcubillas,
- el anticlinal de Miño- Medinaceli.

Presentan una configuración muy particular y compleja, ya que en alguna medida se trata a la vez de morfoestructuras monoclinales, sectores de anticlinal y segmentos determinados por falla. Ello es posible entendido de la siguiente forma:

- por una parte se trata de **unidades con aspecto monoclinal**, de buzamiento medio (15-20º), hacia el N. Sólo en el anticlinal de Miño afloran minoritariamente estratos inclinados hacia el Sur;

- por otra parte, en el contexto del entorno aparecen como sectores de materiales más antiguos, esto es más elevados tectónicamente. De esto podemos deducir que el aspecto monoclinal que presentan, deriva de que sólo corresponden a un **fragmento de una estructura anticlinal**. Este hecho se confirma plenamente en el Anticlinal de Miño- Medinaceli, donde llega a aparecer la charnela y un sector del flanco Sur;

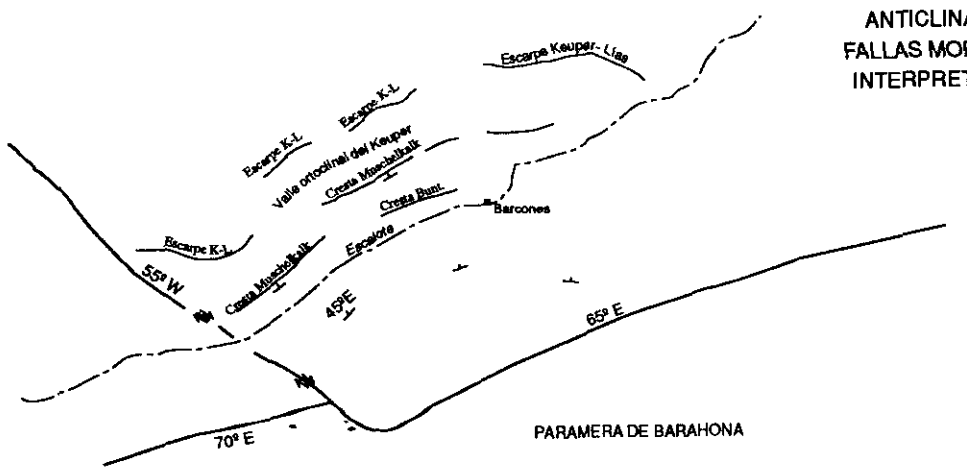
- finalmente, los afloramientos se encuentran parcialmente limitados por líneas de falla, lo que indica que en definitiva la causa de la individualización del afloramiento ha sido un **sistema de fracturación independiente**.

Las fallas limitan los afloramientos por el Sur y Oeste. El cambio de dirección se hace, bien mediante una incurvación marcada o bien mediante quiebros sucesivos. Denotan en definitiva una fracturación en pequeños bloques. La coincidencia de que el labio Norte levantado sea a la vez convexo en planta, hace suponer una **situación compresiva.**

Las formas tectónicas se dibujan con **poco vigor orográfico**, quedando enmascarados en el entorno; a ello contribuye el hecho de que los materiales liásicos envuelven de una forma muy efectiva los núcleos anticlinales, disponiendo una situación de marcado control litológico.

La **dicotomía entre la orientación de los estratos y las fallas**, patente en los tres sectores monoclinales, adquiere diferentes soluciones en cada uno de ellos:

- en el **anticlinal de Barcones** se reconocen dos sectores en que los estratos presentan direcciones 45º y 85º E , sin duda en relación con sendas fallas. (fig. 77)



ANTICLINAL DE BARCONES
FALLAS MORFOGENÉTICAS CLAVE
INTERPRETACIÓN DEXTRAL

Escala 1:50.000. Fuente I.G.M.E.

Fig. 77

- en el **anticlinal de Alcubillas**, que se puede considerar como el extremo periclinal de un anticlinal de tegumento NE, las fallas han recortado, sin embargo, un afloramiento con dirección general ENE. (fig. 78)

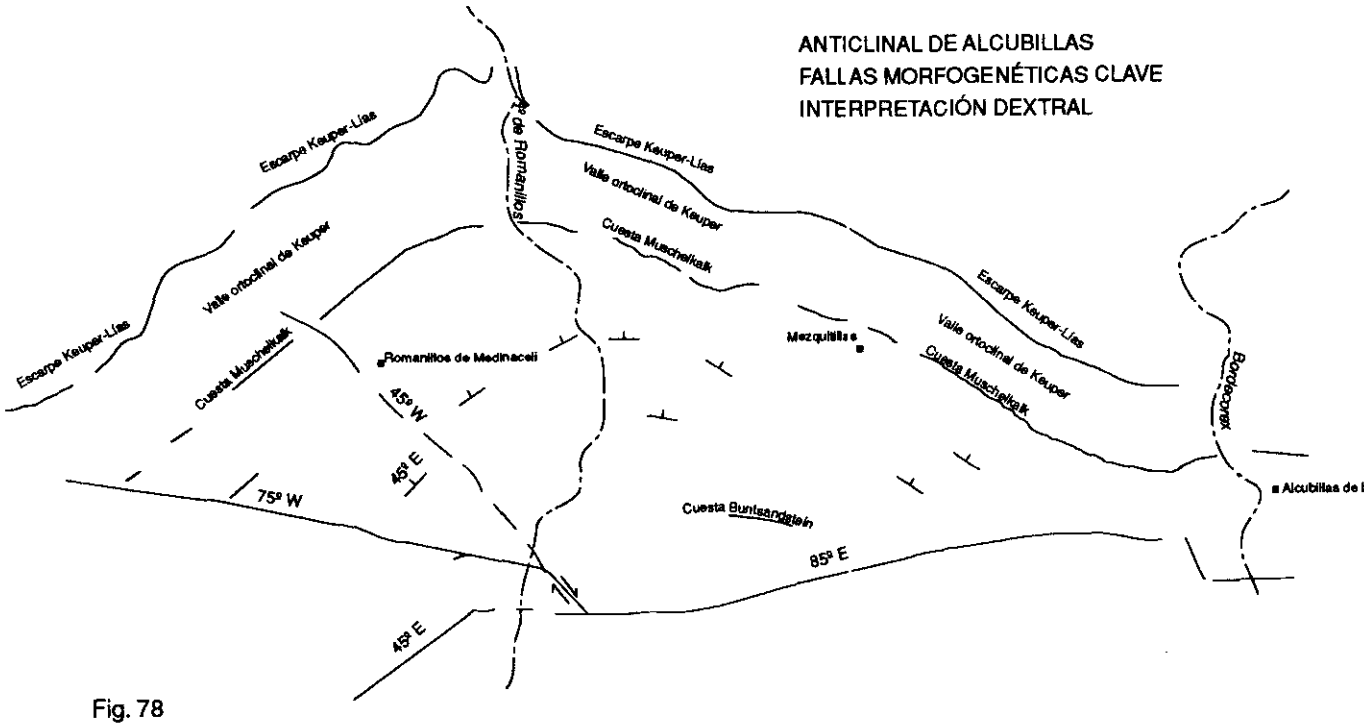


Fig. 78

- en el **anticlinal de Miño- Medinaceli**, la disposición resulta algo más compleja e interesante. Desde el extremo SW, se individualizan dos ejes anticlinales: uno hacia el NE, hacia Beltejar y Blocona, y otro hacia el Este, hacia Medinaceli. Estos dos ejes dejan entremedias materiales más recientes, tectónicamente hundidos. La situación presenta semejanza con los bloques satélites de Bujarrabal y Sienes en las serrotas ya analizadas. (fig. 79)

ANTICLINAL DE MIÑO- MEDINACELI: (SECTOR OCCIDENTAL)
FALLAS MORFOGENÉTICAS CLAVES
INTERPRETACIÓN DEXTRAL

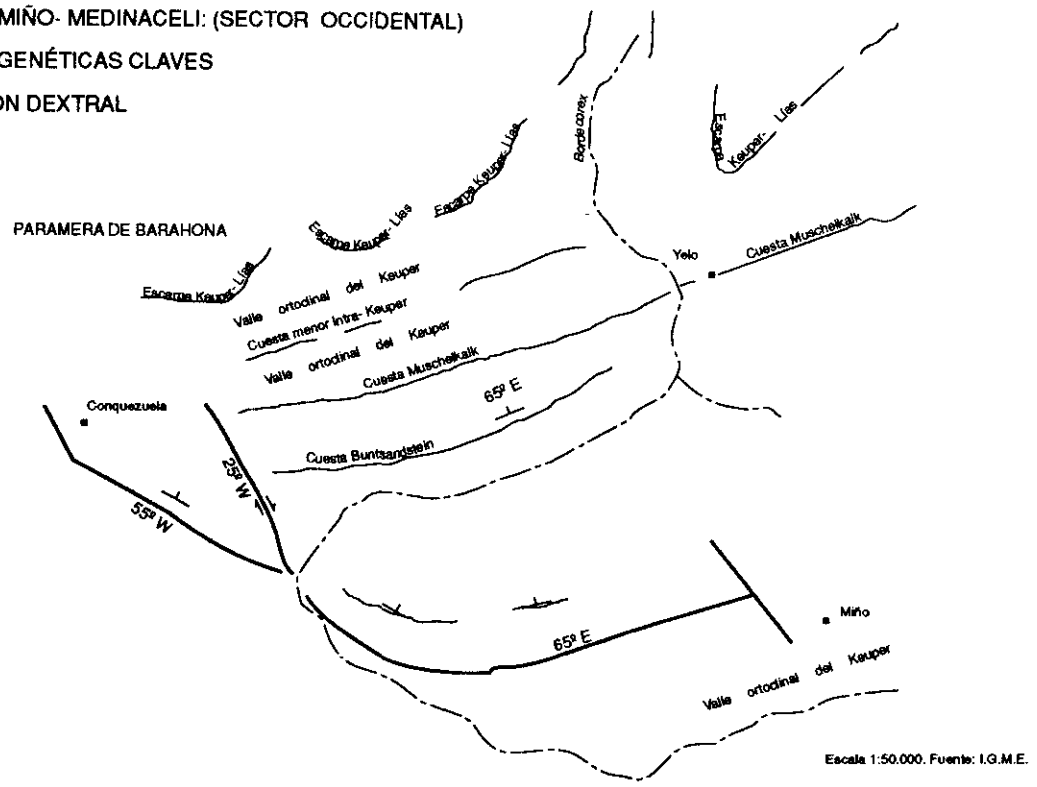
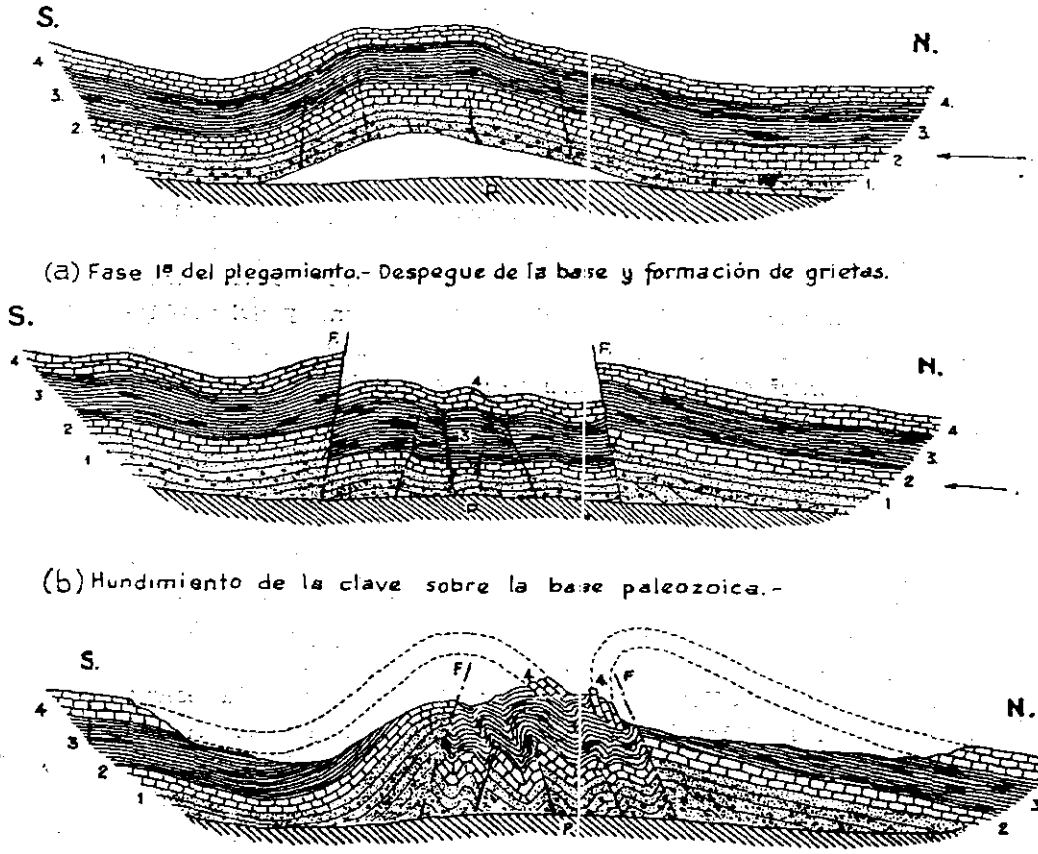


Fig. 79

La interpretación formulada por Gavala, en 1952, es que estos materiales centrales corresponden a la clave hundida de un abombamiento anticlinal, que luego ha experimentado una compresión. (fig. 80)

Sin embargo, sobre la existencia del pretendido anticlinal, aparecen una serie de objecciones, entre las que cabe destacar la importante divergencia angular de los dos ejes anticlinales, la existencia de un pliegue completo en el eje Sur y finalmente la dificultad de un movimiento distensivo en una falla inversa (según sondeos y gráficos del propio Gavala). Esto permite sospechar aquí un plegamiento independiente de los dos ejes y quizá el mecanismo de desdoblamiento estructural planteado anteriormente.



Corte esquemático del anticlinal de Medinaceli, con las distintas fases del plegamiento, según Gavala (20).

P. Pizarras paleozoicas.—1. Pudingas y areniscas triásicas.—2. Calizas triásicas. 3. Keuper, margas salíferas y yesos.—4, Calizas supratriásicas.

Fig. 80 Interpretación morfogenética del Anticlinal de Medinaceli según Gavala. La principal dificultad del esquema estriba en el hundimiento de la clave a lo largo de fallas inversas en un contexto distensivo. (2º gráfico).

2.6.6. Relieves de cobertera

Una vez que han sido considerados los relieves de tegumento, tratamos a continuación los que corresponden a la **cobertera**.

En función de los resultados morfológicos cabe diferenciar dos unidades, una más masiva la de las Parameras centrales y otra mucho más recortada, la de la Paramera de Medinaceli, al Este.

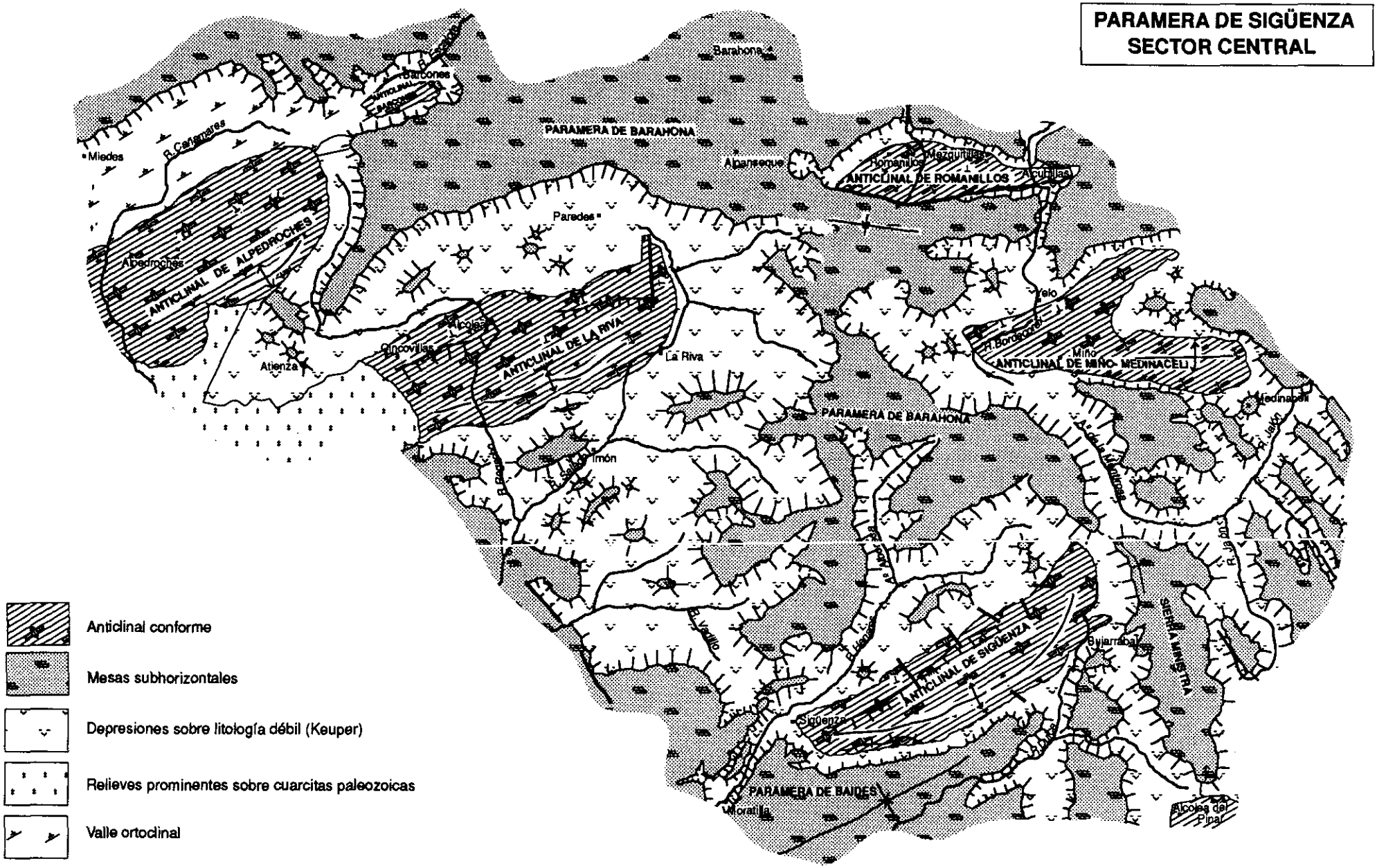
El carácter fundamental viene dado por la atenuación de la intensidad tectónica. Esto se acompaña por cierta autonomía respecto a los movimientos del zócalo, que sin embargo no afecta a las grandes morfoestructuras.

2.6.6.1. Las mesas subhorizontales de las parameras centrales. (fig. 81)

Si bien es cierto que en el área central de la Paramera de Sigüenza el tegumento corresponde a anticlinales, sin embargo la cobertera no siempre está formada por sinclinales. Efectivamente, se reconocen estructuras sinclinales que se pueden clasificar en dos grupos, pandos y apretados, que corresponden respectivamente al área interna y al margen de contacto entre bloques. Pero además existe otro tercer grupo de morfoestructuras, ampliamente extendidas, con interesantes problemas de interpretación, por donde parece oportuno comenzar.

Las formas controvertidas son amplias plataformas de armazón liásico recortadas entre valles abiertos en el Keuper, por lo cual presentan **apariencia de sinclinales**, con los materiales más modernos en el centro. Como tales se han considerado en la cartografía geológica.

PARAMERA DE SIGÜENZA
SECTOR CENTRAL

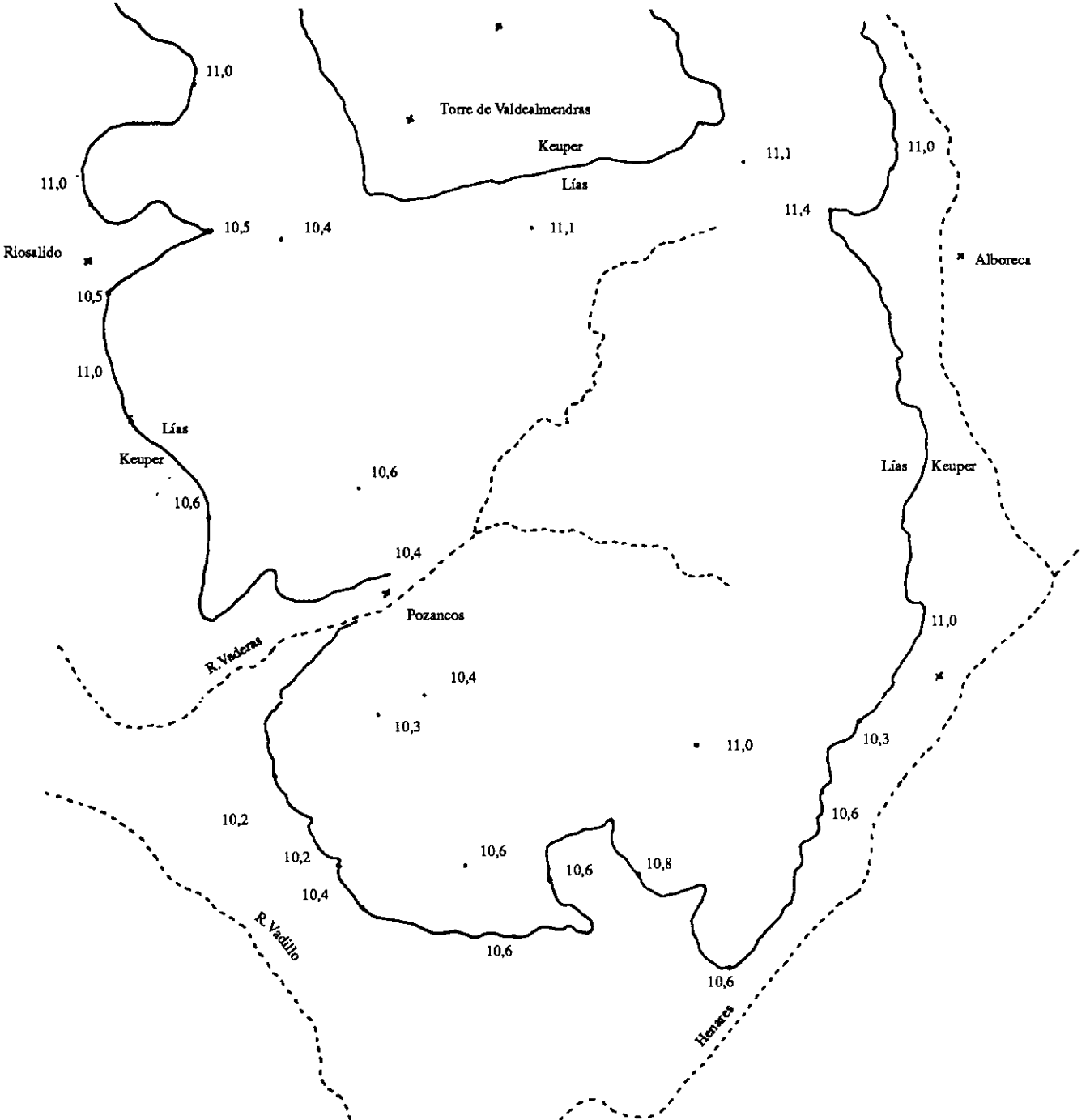


Sin embargo un análisis más detallado a partir de las cotas de estratificación nos muestra que unas veces se trata de flancos anticlinales y otras de estructuras subhorizontales. Para llegar a esta conclusión se han considerado las cotas de las superficies de estratificación directamente en los afloramientos de vertientes y se han extrapolado en las supuestas charnelas a partir de la potencia consignada en la bibliografía estratigráfica.

Así, en el extremo Oeste de la Paramera de Barahona, la **Sierra de Torremocha**, interpretada como un sinclinal al estar enmarcada por dos afloramientos del Keuper, puede considerarse, a partir de las cotas de estratificación, como **parte del cierre perianticlinal** de Alpedroches en descenso hacia el SE.

Utilizando el mismo procedimiento cabe reinterpretar como un suave anticlinal el **Interfluvio Henares-Vadillo**, que se ha considerado como sinclinal. (fig. 81)

Algo similar ocurre con un relieve tan importante como **Sierra Ministra** (fig 82) : se trata de un fragmento de la Paramera, individualizada y realzada entre las cabeceras del Jalón y del Henares. Como corresponde a materiales del Lías, más modernos, entre Keuper, más antiguo, ha sido interpretada como sinclinal. Sin embargo tal consideración no parece exacta: la culminación de la sierra ocupa una posición muy alejada e independiente de una charnela sinclinal poco marcada, que queda relegada a las zonas más bajas orientales. Las cotas de la superficie de estratificación muestran que por el contrario se trata de un flanco monoclinal, más concretamente de un **fragmento de cierre periclinal** NE del anticlinal de Sigüenza. En lugar de ser un relieve invertido, se trata de un relieve **parcialmente conforme**.


11,0
11,0
Torre de Valdealmendras
Keuper
Lías
11,1
11,0
11,4
10,5
10,4
11,1
Riosalido
Alboreca
10,5
11,0
Lías
Keuper
10,6
10,6
10,4
Lías
Keuper
Pozancos
R. Vaderas
11,0
10,4
10,3
11,0
10,3
10,2
10,6
10,2
10,6
10,6
10,8
10,4
R. Vadillo
10,6
10,6
Henares

COTAS DE AFLORAMIENTO DE LA SUPERFICIE KEUPER- LÍAS EN SIERRA MINISTRA

Las cotas de afloramiento de la superficie Keuper-Lías indican con claridad las pautas de ascenso tectónico en la Paramera de Medinaceli reseñadas en el texto.

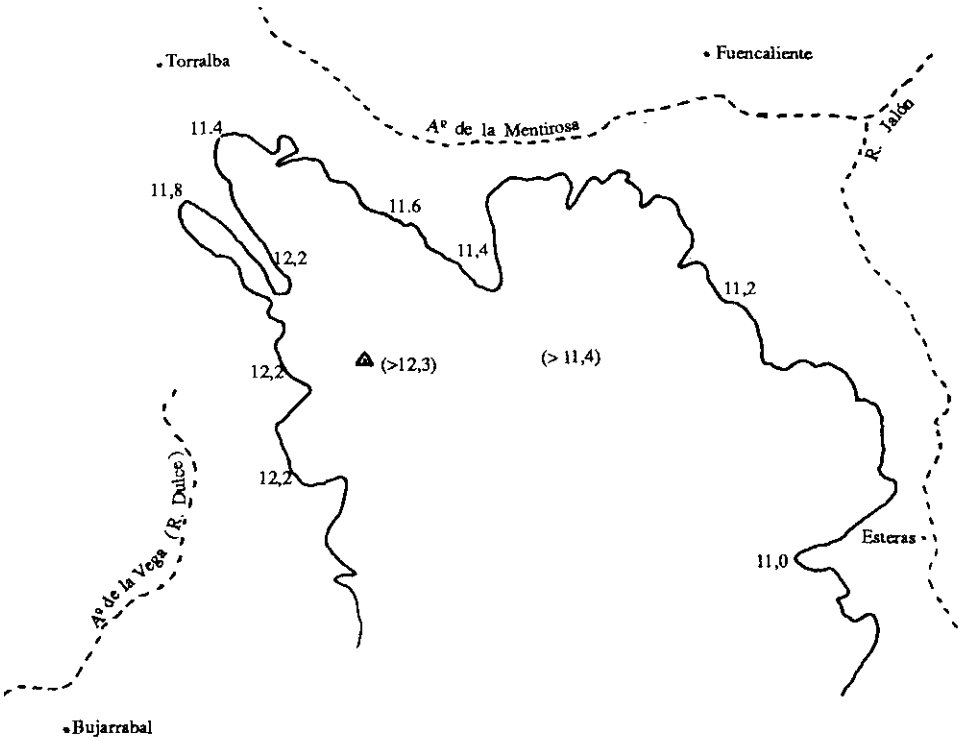


Fig. 83

El **Pico de San Sebastián**, en el extremo Sur, se puede considerar análogamente como flanco periclinal del anticlinal de Alcolea, situado más al Sur, ya fuera de la Paramera de Sigüenza. (fig. 84).

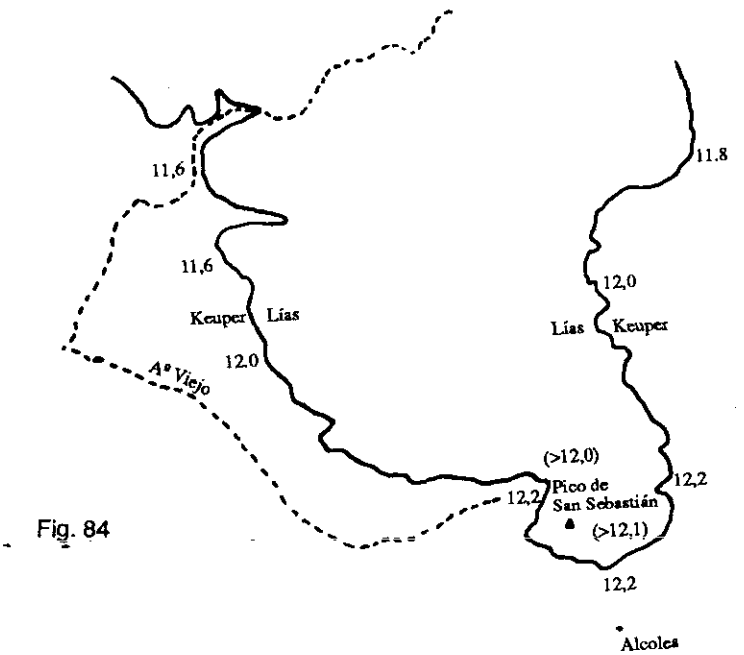
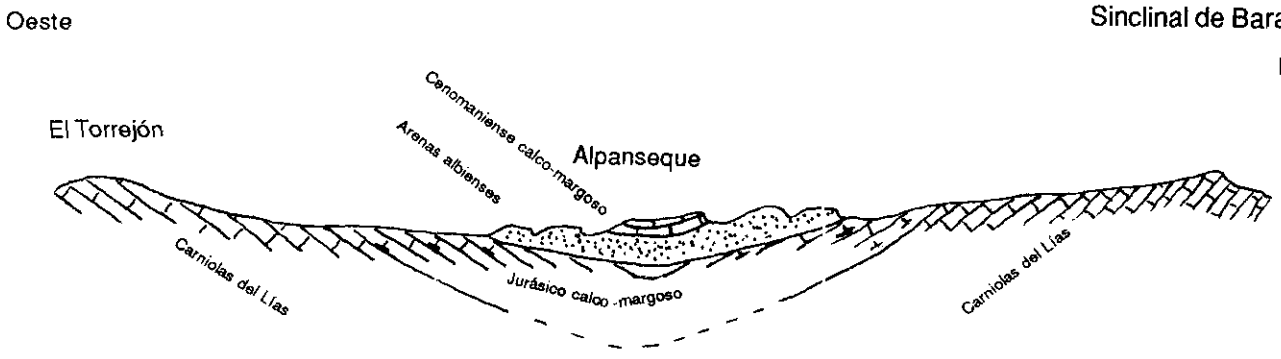


Fig. 84

En estas parameras centrales se encuentran además auténticos sinclinales, que obedecen a los dos tipos diferenciados en principio: los sinclinales pandos de las áreas internas de los bloques y los apretados de las áreas de contacto. Sin embargo, al estar integrados por los mismos materiales liásicos, se traducen en el relieve como formas masivas poco diferenciadas.

Entre los sinclinales pandos destaca el **amplio sinclinal de Barahona**, (fig 85) que se traduce en una morfología aún más panda y llana. La estructura fundamental es guadarrámica, consideración importante a señalar, pues en Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Barahona), 1982 ha sido señalada como ibérica.

En este sinclinal se advierte con claridad cómo el Albense y el Cenomanense se sitúan en discordancia respecto al Lías y Dogger. Esto resulta muy importante, pues nos muestra en definitiva, que la flexión de los sinclinales era notable antes del Albense, que éste fosiliza. Y como estos sinclinales no se explican sin los correspondientes anticlinales, también podemos suponer que éstos estuvieron parcialmente elevados y desmantelados durante el Mesozoico.



Perfil, escala horizontal 1:50.000, escala vertical 1: 10.000.
Sustrato, escala horizontal y vertical 1:50.000

Fig. 85. Sinclinal de Barahona. Perfil morfoestructural. Elaboración propia. Fuente IGME.

- Un tipo de estructura muy diferente presentan los "**sinclinales apretados**" de Valdecubo en la Paramera de Barahona y Fuentemañas en la Paramera de Baides. Se pueden considerar como sinclinales profundos, ante todo por el importante descenso en las charnelas, que supera los 200 m., con buzamientos fuertes, (50º y 60º). Se acompañan también de cierres periclinales bruscos.

En ambos casos los sinclinales se asocian a materiales margosos y se sitúan al sur de una falla de dirección guadarrámica de zócalo- tegumento. Se podría plantear como hipótesis que los materiales débiles hayan facilitado el **pinzamiento** del sinclinal al abrigo de la falla.

A pesar de su estructura sinclinal, la masividad de los elementos integrantes, situados ante todo en la periferia, implican la existencia de morfologías pesadas y aplanadas, sólo levemente hendidas en su sector central. (fig 86)

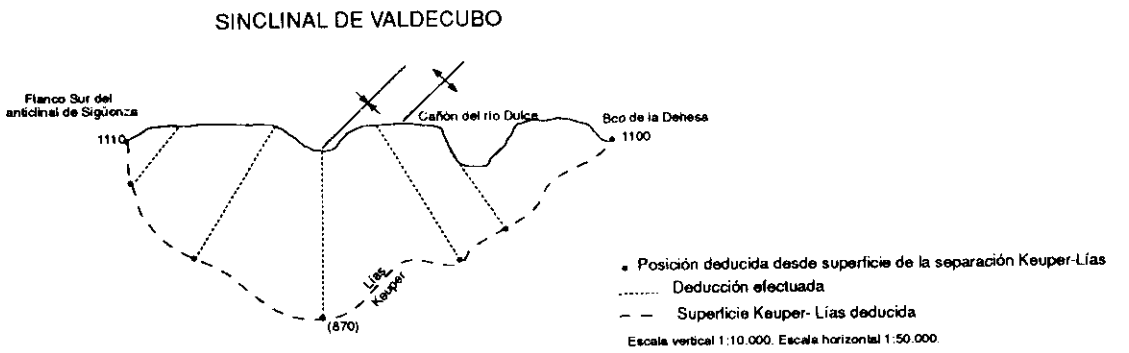


Fig. 86

2.6.6.2. Las mesas subestructurales de la Paramera de Medinaceli.

Una nueva unidad morfotectónica, que coincide exactamente con la Paramera de Medinaceli, se desarrolla, como la anterior, a nivel de **cobertera**, pero, a diferencia de ella, los **relieves** no son masivos, sino **recortados** en una alargada serie de espolones planos entre corredores intermedios profundos y relativamente anchos.

Estas formas traducen directamente la **diferencia de resistencia** entre la capa superior, Lías dolomítico y la inferior, formada por las margas del Keuper. (fig 87 y 88).

Como ocurría en el sector central de la Pararnera, las formaciones liásicas, más modernas, han sido asociadas a sinclinales colgados, mientras que los materiales más antiguos, fundamentalmente del Keuper, a valles anticlinales decapitados. De esta forma aparecen señaladas en repetidas ocasiones charnelas en el centro del manchón aflorante correspondiente. Esta interpretación apunta a un esquema simple, que presupone la herencia directa de una superficie niveladora previa.

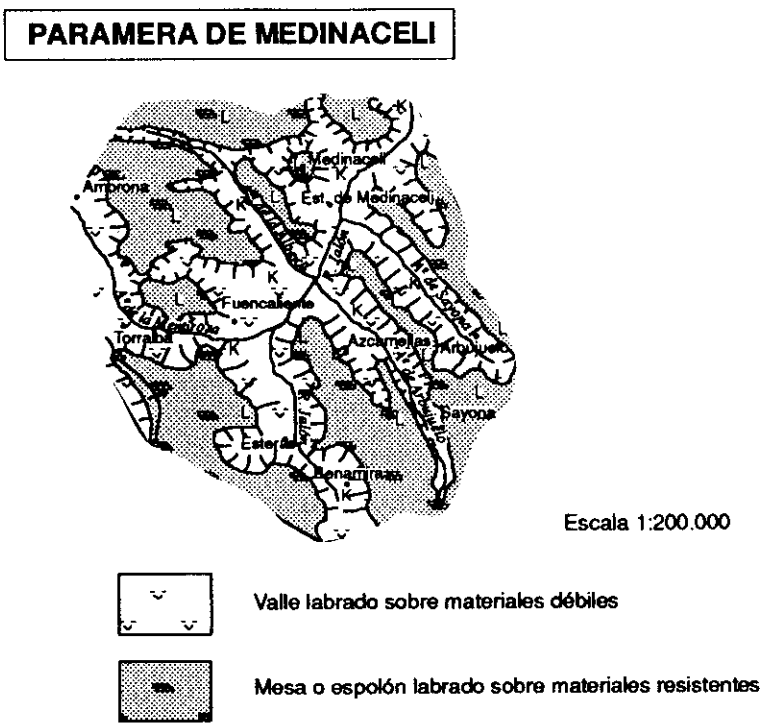
La situación se presenta sin embargo diversa.

Este pretendido **carácter inverso del relieve** parece observarse efectivamente en valles como los de Arroyo del Monte o en el mismo valle del Alto Jalón entre Esteras y Fuencaliente, que corresponden a charnelas anticlinales. Esta dependencia litológica implica una ordenación inversa de resistencias, donde los materiales débiles del Keuper se sitúan bajo los resistentes del Lías. Parece lógico que en un proceso de incisión las zonas donde antes se alcancen los niveles débiles sean los anticlinales, que por ello tenderán a albergar valles.

Sin embargo esta situación no se puede generalizar, pues en otras áreas **el valle se relaciona con sinclinales** y no con anticlinales, según se deduce del descenso de la superficie de estratificación Keuper- Lías hacia el centro de los valles del Alto Jalón (tramo Benamira - Esteras) y en el sector de Ambrona- Torralba.

En la génesis de esta situación parece necesario tener en cuenta la **herencia** de situaciones primitivas de ordenaciones litológicas directas, de materiales débiles supra-liásicos sobre los resistentes del Lías. Esta situación ha podido desembocar por autosobreimposición en que determinados valles correspondan actualmente a sinclinales. Además la existencia de niveles impermeables intermedios en la serie estratigráfica calcárea, implica que las charnelas sinclinales se ven favorecidas en la concentración de las aguas, tanto subterráneas, como subaéreas.

En cualquier caso la aparición del los valles se asocia ante todo a un factor litológico y la tectónica queda supeditada a él.



Esquema morfoestructural de la Paramera de Medinaceli. Fig. 87

La forma tectónica que corresponde a los espolones aplanados o mesas liásicas es más difícil de determinar a escala cartográfica, debido al carácter rectilíneo de la topografía sin apenas entrantes ni salientes que indiquen la tendencia ascendente o descendente de las superficies de estratificación

Sin embargo, en el **espolón** situado entre el Alto Jalón y el Aº de Sayona, sendos arroyos de ambas vertientes muestran un ascenso de la superficie de estratificación hacia el interior del espolón, conformando un posible **anticlinal**.

El Cerro de La Matilla se ha indicado como eje sinclinal en la cartografía geológica, Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Maranchón), 1981, al quedar los materiales más recientes rodeados por otros más antiguos. Sin embargo las deducciones efectuadas tomando en cuenta la potencia del estrato y el supuesto mínimo de que el techo de éste se encuentre justo por encima del relieve implican que la cota del centro del espolón resulte la misma que la de las vertientes, por lo que no se configura **ningún sinclinal significativo**.

En definitiva, del análisis tanto de valles como de espolones se puede concluir que estamos en presencia de un área donde el efecto de la dualidad anticlinal-sinclinal parece estar supeditada a la erosión diferencial entre los niveles superior resistente del Lías e inferior débil del Keuper.

Esto no quiere decir que la disección del relieve sea totalmente independiente de la tectónica - no es un relieve tabular - sino que está controlada de forma diversa. La disposición ibérica de los valles y espolones está determinada tectónicamente, pero no hay correspondencia absoluta entre depresiones y anticlinales.

Para caracterizar esta unidad morfotectónica es asimismo fundamental considerar el **importante basculamiento hacia el NW**, que se manifiesta en el as-

censo de la superficie de estratificación Keuper-Lías, desde el NW al SE. Este basculamiento se estructura en dos tramos, uno primero corto, que se extiende desde el extremo NW hasta las inmediaciones de la transversal del Jalón, tramo Fuencaliente- Salinas, donde una falla transversal marca un súbito descenso. Se inicia entonces el tramo más largo, que se eleva desde los 1120 m. en las inmediaciones del Jalón hasta los 1200 m. del sector SE. El incremento de cota es gradual aunque a veces está acelerado por fallas transversales de pequeño salto (en torno a los 20 m. máximo).

Las repercusiones morfológicas de esta disposición son notables:

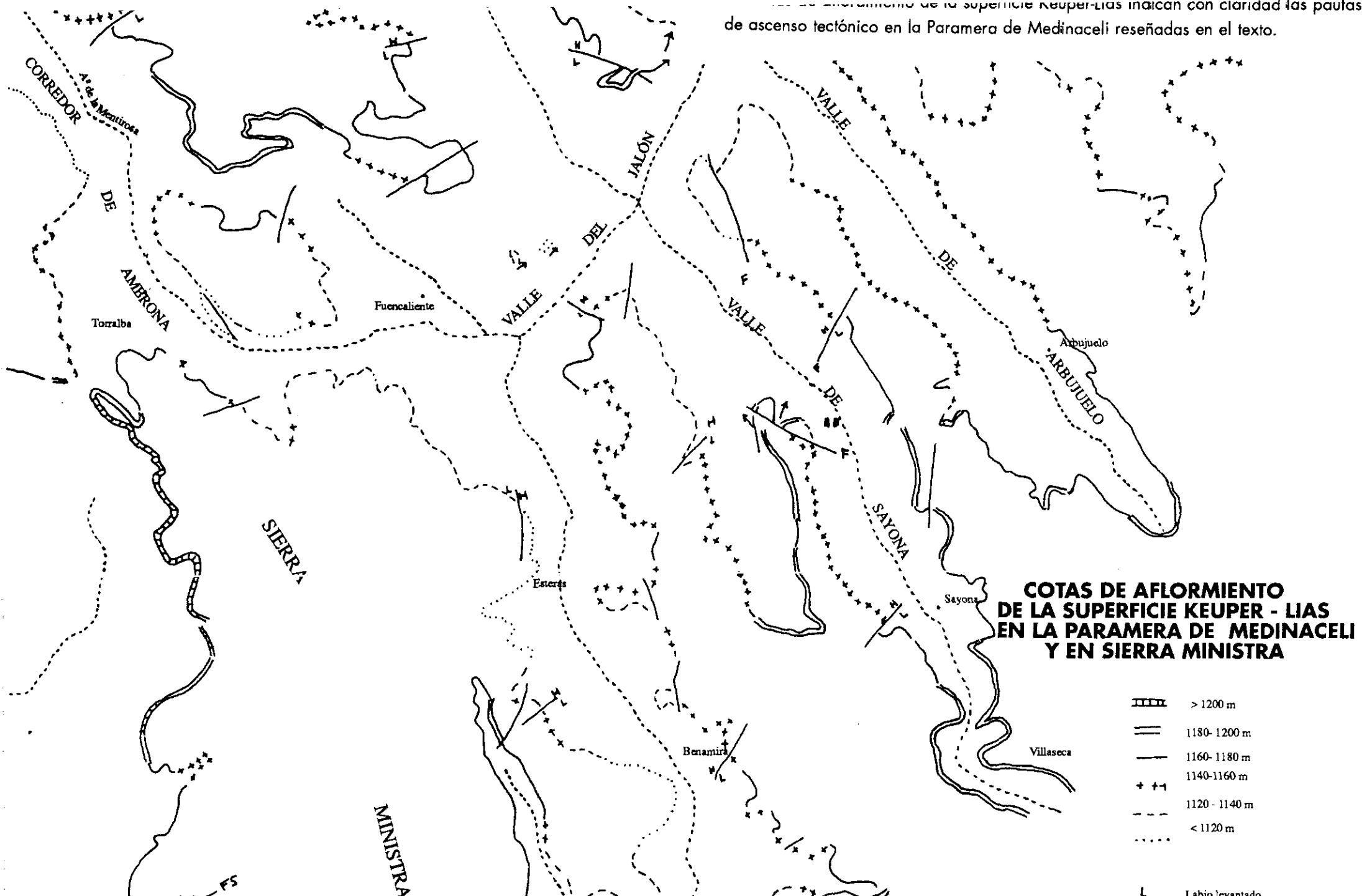
- **al Norte** del Jalón, el sentido de los **cursos fluviales es anaclinal,** los estratos se elevan conforme el río profundiza: la rápida desaparición del Keuper aguas arriba supone un obstáculo para el progreso de la incisión fluvial hacia la cabecera, por lo que los valles se hacen cortos y de entrada ancha, mientras que los espolones se elevan cada vez más hacia el valle transversal del Jalón.

- **en el Centro**, el **valle transversal** del Jalón, tramo Fuencaliente-Salinas, **hereda esta desnivelación.** La diferencia en la resistencia de los materiales a uno y otro lado de la falla parece guiar la orientación transversa de la escorrentía.

- **al Sur**, la progresiva incisión fluvial sobre el Keuper es fácil una vez iniciada: de ahí las **morfologías alargadas**. Además como la pendiente del fondo del valle se inclina en la misma dirección que la superficie Keuper-Lías, los espolones se mantienen a cota similar respecto a los valles.

En definitiva, la elevación hacia el SE favorece el desarrollo longitudinal de espolones y de valles al Sur del Jalón y a la vez de valles anchos y cortos hacia el NW; a su vez, la falla transversal intermedia pudo condicionar el trazado oblicuo del Jalón en el tramo Fuencaliente- Benamira.

de ascenso tectónico en la Paramera de Medinaceli reseñadas en el texto.



2.6.7. Relieves tabulares.

Como tercer estilo tectónico en la Paramera de Sigüenza, además del sajónico y el ibérico, se encuentra el que corresponde a las estructuras horizontales, comunes a las series miocénicas tanto de la Cuenca del Duero- Almazán como de la del Tajo.

Pero aún en esta estructura sencilla se advierte una diferenciación espacial entre los relieves tabulares modélicos de las sierras planas del NE, los relieves de hombreras aplanadas que sólo son tabulares en un sector (relieves hemitabulares, situados al NW) y los relieves en los que los caracteres estructurales aparecen desdibujados por la falta de un nivel estratigráfico definido, a los que nos hemos referido como "epiestructurales" (ya de la Cuenca del Tajo)

2.6.7.1. Las sierras "planas" de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.

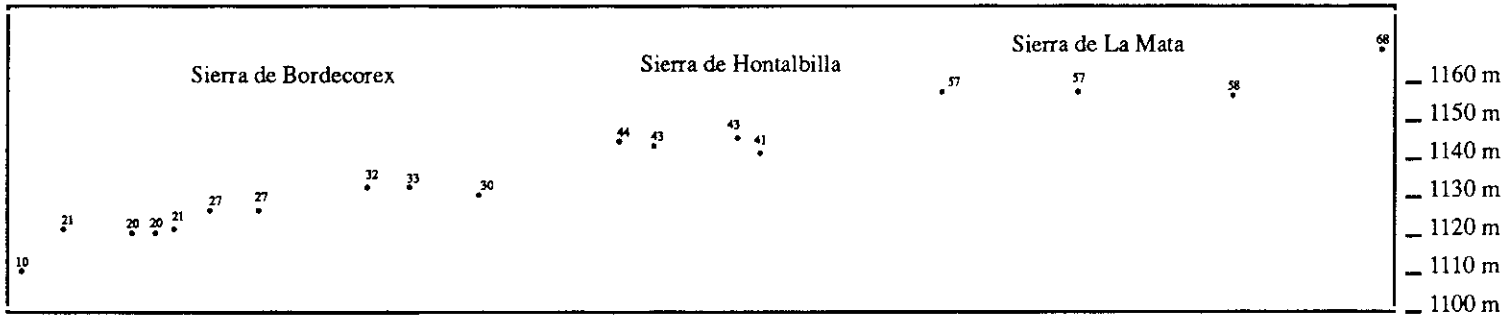
La Sierra de Bordecorex, la de Hontalbilla y la larga Sierra de La Mata, que se definen morfológicamente por su planitud de culminación, corresponden en definitiva a un **relieve tabular**, resultado de una secuencia estratigráfica horizontal, la erosión diferencial, que está propiciada por la propia Caliza de los Páramos y la ausencia de una deformación suficientemente significativa.

Esta opinión no es compartida por Schwenzner, 1930 y Gladfelter, 1971, que en lugar de relieve estructural, la consideran una superficie de erosión (aspecto que será tratado en el capítulo de Morfodinámica).

La horizontalidad no es absoluta, aunque los desniveles son mínimos (40 m. en total). Los datos tomados para la serie terminal a lo largo del eje de las sierras indican una **deformación ínfima** respecto a la horizontal, con pendientes generales

de sólo un 0,2 %. (fig 89).

Incluso se podría considerar que la propia inclinación estratigráfica original de la cuenca de deposición bastaría para explicar esta situación. Sin embargo, el análisis en detalle nos muestra una distribución, que no es gradual, sino escalonada, que, por la ordenación de las cotas en peldaños nítidos, apunta a una desnivelación tectónica postsedimentaria (ya que no se advierte ningún resalte litológico significativo, que dibujaría en cualquier caso una configuración más irregular). Estas pequeñas desnivelaciones no impiden que, de todas formas, podamos calificar estas sierras,como bellos y puros ejemplos de relieves estructurales tabulares.



SIERRAS PLANAS DEL NORTE:PUNTOS CULMINANTES

Cotas proyectadas perpendicularmente sobre perfil longitudinal

Escala horizontal 1/250.000
Escala vertical 1/2000 (más de 100 veces superior)

Fig. 89

A pesar de la isoaltitud general de las sierras planas del Norte, analizadas con gran detalle, se pueden determinar desniveles significativos entre las diferentes sierras. Para mostrar este fenómeno se han indicado las cotas en metros en el intervalo 1100-1200 m.

2.6.7.2. Los frentes tabulares de la Rampa de Caracena y de la Paramera de Barahona.

Al Norte de la Rampa de Caracena, y de la Paramera de Barahona se individualizan unas morfoestructuras previas a la Vega del Duero y al valle del Torote respectivamente. Se trata de **hombreras aplanadas** modeladas sobre restos de series subhorizontales neógenas, que por una parte se encuentran adosadas imperceptiblemente en discordancia a las estructuras suavemente plegadas del mesozoico y que sin embargo en el otro extremo presentan un corte marcado, de tipo tabular nítido. (fig. 90).

A este tipo de disposición podemos referirnos con el término claramente expresivo de estructuras hemitabulares.

La horizontalidad de las estratos es muy notable, apreciándose sólo "el ligerísimo buzamiento al Norte de las calizas pontienses", (Castells y de la Concha, 1959).

FRENTES TABULARES



Escala vertical 1:10.000. Escala horizontal 1:50.000.

Fig. 90

2.6.7.3. Las mesas epiestructurales de Cutamilla.

En la la Paramera de Baides, en torno al Henares, se desarrolla un tipo de morfología estructural, en donde la disposición estratigráfica subhorizontal sólo se hace patente en el relieve de forma secundaria. La disección, labrada sobre un conjunto de materiales donde las diferencias de resistencias se suceden a un ritmo muy rápido, no es capaz de crear estructuras tabulares típicas con tramos bien diferenciados (fig. 91).

Se forman así valles que semejan a los labrados sobre materiales homogéneos, con la salvedad de que las vertientes, en lugar de adaptarse a una forma geométrica continua, presentan varios niveles de **escalonamiento estructural**, que no constituyen más que **accidentes** en el conjunto.

A su vez, falto de un nivel suficientemente resistente, la **culminación presenta márgenes poco definidos**, con amplios tramos de adaptación marginal (a veces un par de Km.) que puede reducir a una estrecha cresta la superficie culminante auténticamente horizontal. Resulta significativo que los mismos estratos que forman escalones en la vertiente, integren en otros sectores descensos continuos y suaves en culminación.



Fig. 91

Esquema ideal de relieve epiestructural (tomado de un dibujo de Sánchez de la Torre,L., 1963)

3. MORFOLITOLOGÍA.

Como **unidad de análisis del condicionamiento de la litología en el relieve** adoptamos el **ámbito morfolitológico**, concepto que se justifica, define y precisa a continuación.

En el terreno encontramos repetidas una y otra vez **formas de relieve** que se asocian a una **misma litología** o a determinadas agrupaciones litológicas. De ahí surge la necesidad de recoger, medir, describir, jerarquizar y tipificar tal conjunto de manifestaciones morfológicas.

Si bien es cierto que el factor litológico constituye un componente más en la explicación del relieve, en ocasiones resulta dominante y por lo general la interposición de otros factores, como la tectónica o los agentes morfodinámicos, no impide reconocer las respuestas específicas de cada litología.

Se llega así al concepto de ámbito morfolitológico, que **implica** a la vez **una litología definida y la misma variedad de soluciones morfológicas.**

Dos indicaciones precisan el concepto. Una de ella es la referencia cronológica, que resulta muy conveniente por el gran poder de evocación que posee, con connotaciones que de otra forma se perderían: así, por ejemplo, el término "margas del Keuper" expresa, para quien las conozca, una coloración, una disposición de materiales, un comportamiento ante la tectónica, una posición en la escala estratigráfica, una morfología muy peculiar...En definitiva, conviene que las unidades litológicas sean también litocronológicas.

La otra precisión es la de la escala a la que el componente litológico afecta al relieve. Esta influencia suele ser mayor a un nivel intermedio donde se producen for-

mas de relieve completas: valles, vertientes, culminaciones... Para unidades mayores, las implicaciones litológicas están mediatizadas en gran parte por su disposición, esto es por la tectónica. A escala de microformas, las diferencias litológicas se combinan con distintos procesos morfogenéticos para producir un paisaje de detalle variado, dentro ya de cada ámbito morfolitológico.

Según el número de unidades litológicas que intervienen y la forma de producirse el contacto se pueden diferenciar :

- **ámbitos morfolitológicos simples**, de una sola unidad litológica, suficientemente grande para configurar unidades de relieve y vertientes completas y definidas;

- **ámbitos morfolitológicos de contacto**, definidos por un tipo especial de morfología resultado de la yuxtaposición de dos unidades litológicas, que es muchas veces radicalmente diferente al observado en el interior de cada una de ellas;

- **ámbitos morfolitológicos complejos**, integrados por **más de dos unidades** litocronológicas, cuya sucesión de potencias relativamente reducida define y condiciona las formas de relieve.

La forma de producirse el contacto es también importante por la diversidad de morfologías resultantes. Así se pueden distinguir **contactos lineales**, desarrollados a lo largo de grandes extensiones, y situaciones de **isleos,** en que una unidad litocronológica es rodeada por otra diferente, que pueden ser más o menos redondeados o alargados, a veces discontinuos pero alineados, lo cual obedece con frecuencia a un condicionamiento estructural.

En el análisis de todos estos ámbitos morfolitológicos se tratan dos **bloques temáticos** fundamentales:

- **Características del roquedo** que influyen sobre el relieve y ayudan a definirlo: por ejemplo estratigráficas (potencia, forma de estratificación), petrológicas (dureza, masividad, permeabilidad...), microtectónicas (diaclasado, buzamientos), cromáticas...

Por el contrario se prescinde de otras cuestiones de carácter paleogenético, paleontológico, mineralógico y geoquímico, que sólo se consideran cuando influyen en la caracterización del relieve actual.

- La **trascendencia morfológica de la litología**, cuyo estudio difiere según los tres niveles espaciales mencionados anteriormente:

- mesomorfológico: análisis de la variedad de las formas de relieve que sirve para definir los diferentes ámbitos morfolitológicos;

- superior: establecimiento de las relaciones con las grandes unidades de relieve, ya definidas de forma independiente;

- inferior: estudio de las microformas.

3.1. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

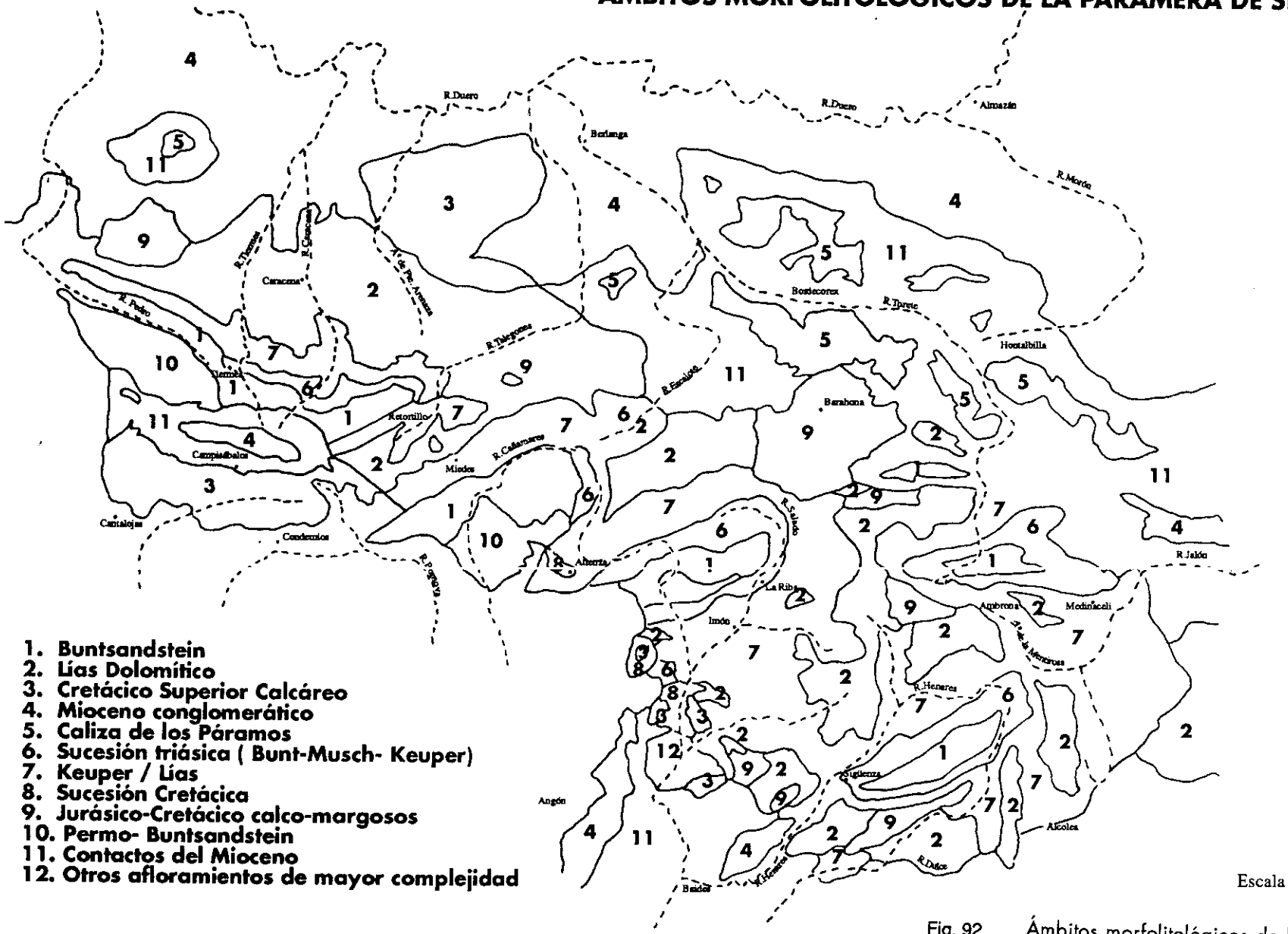
A pesar de la cantidad de estratos que intervienen, el **número de unidades morfolitológicas** que cabe distinguir en la Paramera de Sigüenza es **relativamente reducido**. Esto es debido a la concordancia entre muchas unidades estratigráficas, que no supone así excesivas combinaciones, y a una tectónica en general poco intensa, que permite la formación de un cierto número de unidades de gran tamaño. En cualquier caso se diferencian: (fig. 92)

Ámbitos morfolitológicos simples:

1. Buntsandstein.
2. Lías Dolomítico.
3. Cretácico Superior Calcáreo.
4. Mioceno Conglomerático.
5. Calizas de los Páramos.

Ámbitos morfolitológicos de contacto y complejos:

6. Conjunto del Triásico.
7. Triásico- Lías.
8. Conjunto Cretácico Superior.
9. Jurásico- Cretácico.
10. Permico- Buntsandstein.
11. Terciario discordante.



Escala 1:400.000

Fig. 92 Ámbitos morfolitológicos de la Paramera de Sigüenza.

3.1. ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL BUNTSANDSTEIN.

3.2.1. Definición de la unidad litológica.

De todos los **afloramientos** del Buntsandstein, **sólo** aquellos **suficientemente grandes** para crear por sí mismos vertientes completas caracterizan el ámbito morfolitológico del Buntsandstein.

Tal situación se produce únicamente en el **sector central y oriental de la Paramera**, donde el Buntsandstein se presenta como elemento resistente, mientras que en el occidental la pérdida de potencia, acompañada de un debilitamiento de roquedo, hace que se integre como un elemento más dentro de otros ámbitos morfolitológicos complejos.

La propia tradición geológica ha extendido la utilización de los **términos litoestratigráficos** de Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper para designar las facies germánicas de plataforma de borde, incluso con más frecuencia que las correspondientes divisiones cronoestratigráficas, lo cual proporciona una referencia extraordinariamente útil desde el punto de vista morfolitológico.

Como su nombre indica, la litología dominante es la de **areniscas,** que alternan localmente **con conglomerados y lutitas**, constituyendo respectivamente los elementos resistente y blando de la serie, con lo que se crea un movido y muy característico juego de formas.

En cuanto a las **subdivisiones** del propio Buntsandstein, ya Castel, 1881, había señalado el predominio de los conglomerados en la base de la formación, pero la compartimentación fundamental arranca de Schröder, 1930, con la diferenciación de un tramo inferior de "conglomerados y areniscas con cantos" y otro superior de

"areniscas y arcillas".

Sin embargo, al variar las tres litologías, areniscas, conglomerados y lutitas de forma irregular y múltiple, sucediéndose en infinidad de estratos en toda la serie, conviene considerar como unidad morfolitológica todo el conjunto del Buntsandstein.

Aún mucho menos adecuado desde un punto de vista morfológico resulta la estructuración posterior en cuatro facies, designadas como A, B, C, y D, por Gabaldón, V., et al. 1982, realizada siguiendo, ante todo, un criterio paleogenético.

3.2.2. Características macrolitológicas. (fig. 93)

El Buntsandstein queda definido por la **alternancia de tres litologías** fundamentales: areniscas, conglomerados, y lutitas.

- Las **areniscas** constituyen la litología dominante "casi exclusiva", Palacios 1879. En el terreno destacan las **continuas variaciones litológicas** de los bancos, a veces pequeñas, otras marcadas, que se producen no sólo en la sucesión estratigráfica, sino también lateralmente o, lo que resulta más llamativo, en oblicuo, por la disposición de las estructuras internas. "Lo más característico es la estratificación cruzada con variedad de estructuras, desde set de materiales que se ordenan en la misma dirección del estrato, a disposiciones de materiales en sentido inverso. La **estratificación cruzada** se produce a todos los niveles, grandes y pequeños", Gabaldón, V., et al., 1982.

Las superficies de estratificación están frecuentemente onduladas y se traducen morfológicamente en la vertiente por pequeñas incisiones poco profundas, pero muy marcadas, que siguen los movimientos de las estructuras internas. En conjunto resultan así vertientes de extraordinario movimiento, con multitud de lineacio-

nes paralelas, convergentes o cruzadas.

- Los **conglomerados** constituyen el elemento resistente del Buntsandstein, ante todo por la masividad de las capas de espesor métrico, que sobresalen en la vertiente como resaltes con contornos panzudos, cuando no están cortados a bisel, reflejando la caída reciente de un bloque. La matriz de los conglomerados apenas difiere de las areniscas, por lo que el papel morfolitológico de los conglomerados es, en definitiva, el de unas areniscas con cantos.

Estos cantos son ante todo cuarcíticos,"con variedad de tamaños y granos, algunos de mm. de espesor", (Castel 1881), pero otros grandes de más de 20 cm. "de todas formas alcanzan la moda entre 20 y 40 mm. de diámetro", (García Palacios, 1977). Observados con detalle se advierten "también de feldespatos y pizarras", (García Palacios, 1977).

Es sorprendente la frecuencia con que **están fragmentados** en la propia roca, antes de que el canto sea evacuado por erosión, presentando a la superficie cortes planos. En cualquier caso, estos cantos de cuarcitas, redondeados y fracturados, constituyen el residuo fundamental de meteorización del Buntsandstein, al que definen de una manera inequívoca, a la vez que proporcionan a los ríos numerosos guijarros, lo cual se refleja en los topónimos de Guijosa, o los Altos de la Guijarrosa.

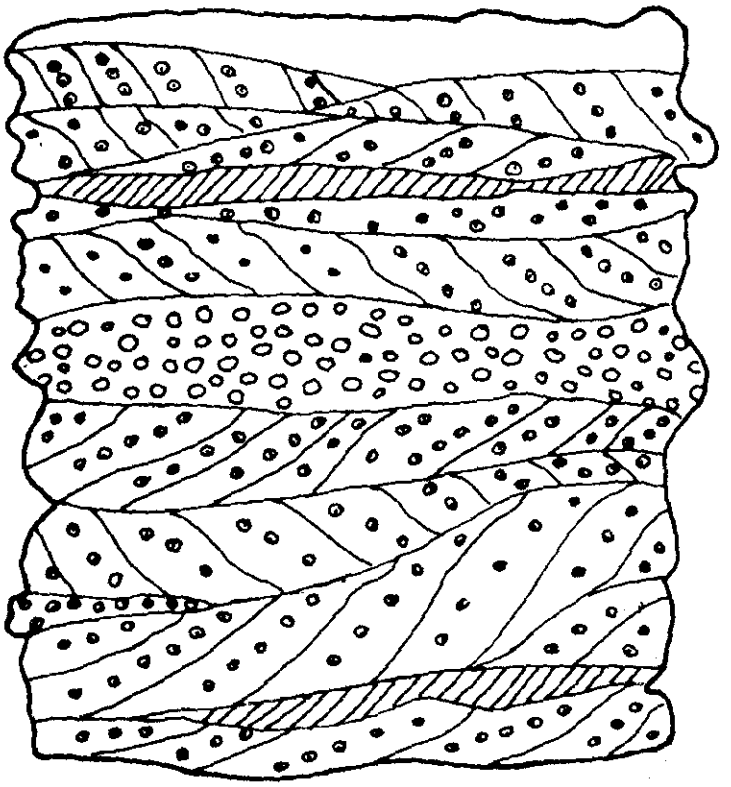
- **las margas y arcillas** constituyen el elemento débil del Buntsandstein, se presentan en capas más finas, "que raramente sobrepasan el metro de espesor" y "nunca los dos metros de potencia", (Adell Argiles,F. et al., Hoja Geológica de Atienza, 1982) y varían lateralmente con rapidez, a veces con pequeños desplazamientos decimétricos, que por sus continuas variaciones parecen producidos más por reajustes diagenéticos que por procesos tectónicos.

La aparición de un nivel margoso supone de cualquier forma un retroceso en la vertiente. Como el espesor suele ser escaso, se producen numerosos relieves

cóncavos de detalle: **microcobijaduras** muy características, que penetran algunos centímetros o decímetros en la roca.

El color predominante del Buntsandstein es "**rojizo** y ocráceo", (Castel 1881), ligado a las condiciones oxidantes de sedimentación. Se han señalado "colores amarillo-rojizos frente a Cantalojas y Ujados y cerca de Sigüenza; negros en el Barranco de La Raposera, junto a Sigüenza, areniscas completamente blancas, como se ven en Ujados y Barbatona", Castel 1881. Las lutitas se han descrito como "rojo oscuro, manchado de verde en algunos sitios", (Palacios 1879). En definitiva, se llega a la conclusión variopinta o versicolor, que ya nos señala el término "bunt" con el que se designa a la formación.

El Buntsandstein se considera como "roca **permeable**, con buen drenaje, profundo en los niveles de arenisca, que en conjunto no parecen ofrecer riesgo de encharcamiento. Las arcillas son impermeables y dan lugar a manantiales", (MOP, 1975).



BUNTSANDSTEIN. Características macrolitológicas

Fig. 93

Buntsandstein. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

3.2.3. Formas de relieve.

La organización en capas de muy pequeño espesor condiciona notablemente las formas de relieve desarrolladas sobre el Buntsandstein: la rapidez con que se suceden los términos de resistencia baja, media y alta, supone la imposibilidad generalizada de crear grandes conjuntos de relieve, que, por el contrario, se resuelven en una **marcada irregularidad de detalle**. Esta erosión diferencial, tan concreta y pormenorizada, genera sobre series inclinadas, un mundo de cuestas, de peldaños y rellanos, o llegado el caso, de largos crestones.

Sólo existen morfologías continuas y prolongadas cuando el buzamiento es casi nulo y resulta homogeneidad de afloramiento: entonces se establece un proceso selectivo de erosión en conglomerados y areniscas con cantos, que evacuando la matriz, va formando un empedrado residual de cantos de cuarcitas que acaba por tapizar la superficie.

Así, a nivel de macroformas se pueden diferenciar dos grandes conjuntos: las morfologías monoclinales, o de cuestas en sentido amplio, donde se manifiesta la anisotropía litológica y las morfologías homogéneas y aplanadas.

3.2.1. Macroformas en "cuesta".

La disposición hidrográfica cataclinal genera un esquema morfológico particular sobre los materiales del Buntsandstein, en donde intervienen dos líneas fundamentales de incisión: una, la propia de los cursos fluviales, en el sentido del buzamiento y otra, resultado de la erosión diferencial, que se manifiesta perpendicularmente en la dirección de los estratos.

Cuando **predomina** la dirección **cataclinal**, el resultado es un conjunto de

mogotes individualizados, limitados lateralmente por **gargantas embudiformes** cortas por la poca potencia de las series resistentes y que, como es natural, se van rebajando a medida que se angostan aguas abajo. La debilidad relativa de los afluentes ortoclinales explica que el frente de cuesta esté incurvado en planta y que significativamente no presente excesiva pendiente.

En una sucesión de cuestas lo característico es la **falta de alineación de los embudos cataclinales**; los ríos principales se presentan quebrados, atravesando oblicuamente la depresión ortoclinal, con lo cual se acentúa al carácter apuntado de los mogotes. Las cuestas se presentan compartimentadas en posición y proporción variada; la concentración de cursos aguas abajo se compensa con la aparición de nuevas brechas cataclinales (fig.94).

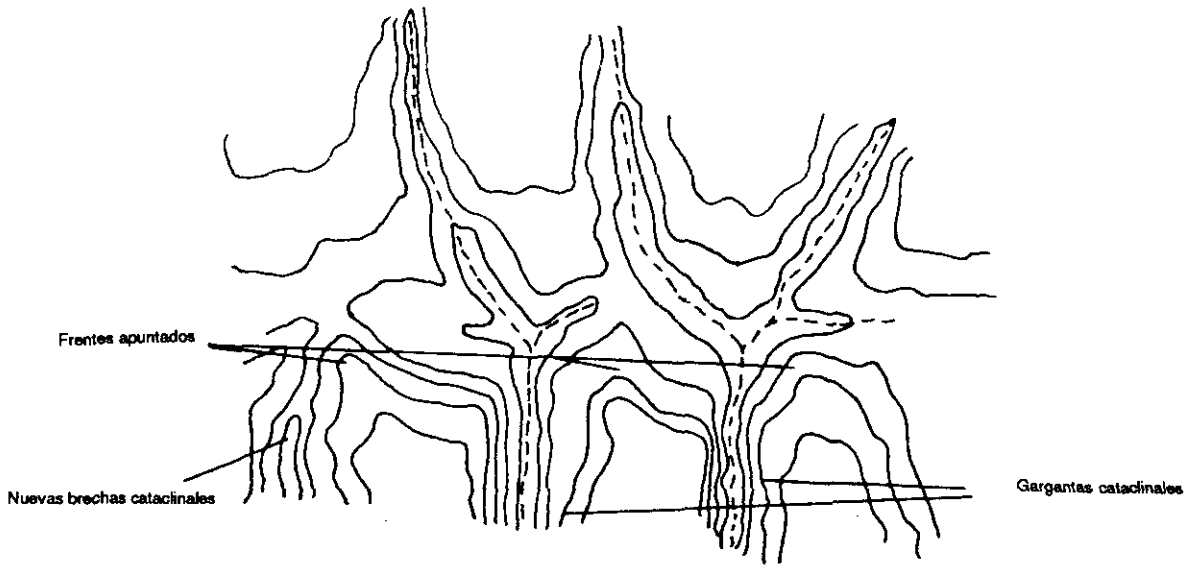


Fig. 94

Buntsandstein. Morfoestructura resultante de una red hidrográfica cataclinal con escaso desarrollo ortoclinal.

Por el contrario, cuando predomina la **dirección ortoclinal** se producen los **mayores desniveles**, sumándose los efectos de la erosión diferencial y de incisión fluvial principal:

- el frente, con mayor pendiente, se estructura en sucesivos escarpes y rellanos que se doblan y reagrupan lateralmente (fot. 13);

- las culminaciones alargadas de las comisas conservan la isoaltitud, separadas por collados poco rebajados;

- el dorso de las cuestas se desarrolla notablemente, sólo interrumpido transversalmente por resaltes litológicos y longitudinalmente, por pequeños y numerosos cursos que lo recorren de arriba a abajo. (fig. 95)

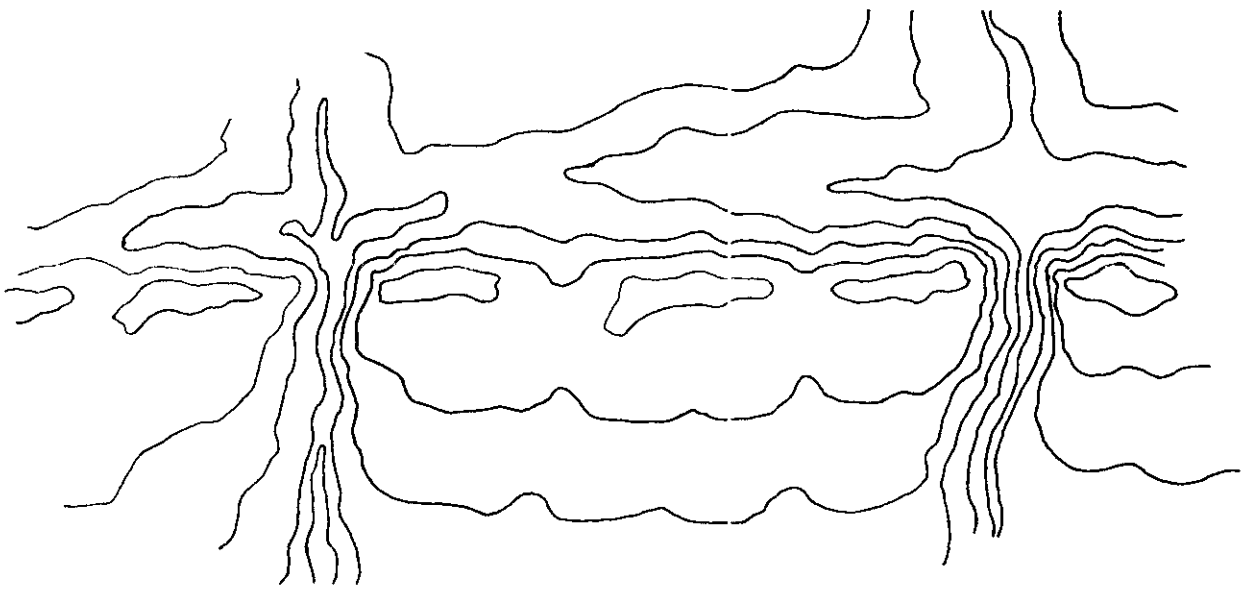


Fig. 95

Buntsandstein. Formas típicas de cuestas sobre sectores heterogéneos. Desarrollo moderado de los cursos ortoclinales.

3.2.3.2. Macroformas aplanadas.

La disposición tectónica subhorizontal constituye uno de los pocos casos en el Buntsandstein en que la misma litología puede ocupar una superficie de afloramiento relativamente amplia sin que se marquen diferencias estructurales de detalle. En estas condiciones, el proceso fundamental corresponde a la progresiva **concentración de cantos cuarcíticos residuales**, que quedan como resultado de la evacuación de la matriz areniscosa, formándose así una capa protectora resistente que estabiliza horizontalmente la vertiente.

El resultado morfológico es una superficie de **extraordinaria planitud,** que se ondula en pandos collados, entre no menos pandas culminaciones. (fig. 96)

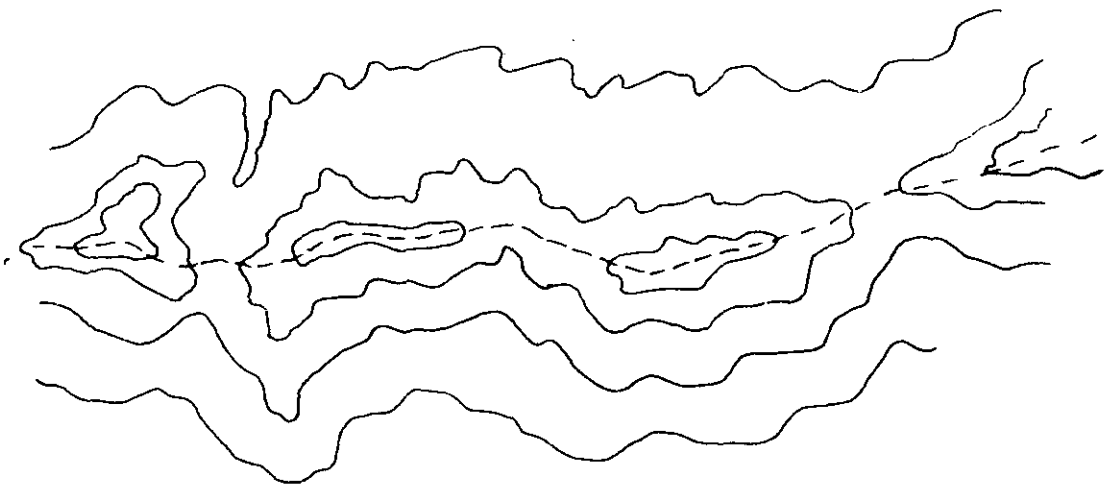


Fig. 96 Buntsandstein. Morfologías tipo sobre litologías homogéneas.

Esta evolución tan original sólo se rompe por la incisión lineal regresiva desde las áreas limítrofes, dando paso a un relieve subtabular, en donde la concen-

tración de cantos juega el papel de elemento somital resistente. Los cantos, a su vez, son arrastrados por arroyos y ríos, formando la mayor parte de los materiales aluviales de las terrazas.

Estas aglomeraciones de cantos, tanto residuales como aluviales, han sido objeto de una fácil explotación extractiva como áridos, lo que ha supuesto el desmantelamiento literal de la superficie, quedando como único testimonio del primitivo nivel las raíces superiores de los pinos, elevadas hasta medio metro sobre la base rebajada del suelo (fot. 34).

3.2.3.3. Mesoformas.

A nivel de mesoformas, la morfología del Buntsandstein resulta extraordinariamente rica. Se pueden observar:

Relieves fungiformes: son rocas con pedestal areniscoso preservado por capas conglomeráticas más resistentes, (Gladfelter, 1971); alcanzan los 20 m. de altura. La amplitud de vuelo es, sin embargo, escasa, inferior a la de las litologías calcáreas y siempre se encuentran junto a masas continuas, lo que hace suponer que estas formas no son muy duraderas. Al marcarse las superficies de estratificación como líneas de incisión, semejan en cierta forma un apilamiento de sillares. Se localizan ante todo en el Barranco de Sigüenza y al Oeste de Miño de Medinaceli. (fig. 97)

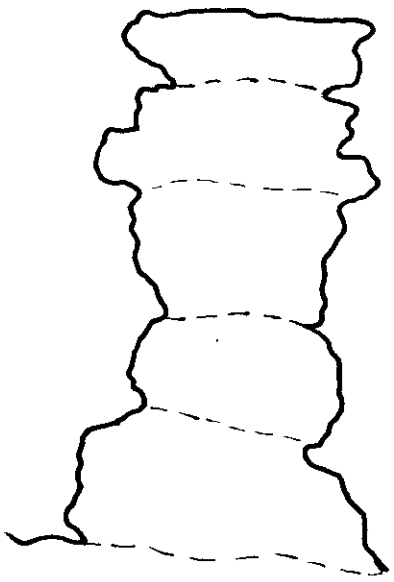


Fig. 97
Relieve fungiforme tipo.

Morfologías de escalonamiento continuo: son rellanos y peldaños que se suceden una y otra vez a lo largo de la vertiente. Significativamente se desdoblan y reagrupan lateralmente, haciendo variar constantemente la altura de los resaltes y la anchura de los escalones.

En general, cuando existe un curso principal al pie de la vertiente, caso de los frentes ortoclinales o de las brechas cataclinales, los **peldaños se agrupan en las zonas alternantes de salientes y de barrancas**, espaciándose en los tramos intermedios (fig 98). El motivo es opuesto: en las trancas se produce un fuerte contraste entre la estabilidad de las vertientes y el curso más activo que corre al pie; en las barrancas es la erosión regresiva del torrente la que mantiene una vertiente empinada. En los dos casos el perfil cuenta con un tramo de pendiente acusada

La alternancia de peldaños y rellanos se traduce generalmente por una sucesión en superficie de roca desnuda entre segmentos con material meteorizado, que quedan a la cabecera del rellano.

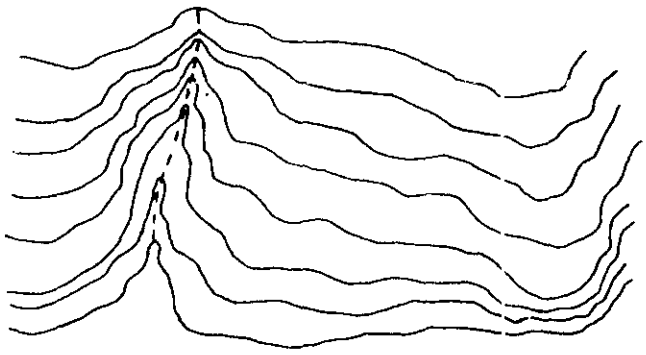


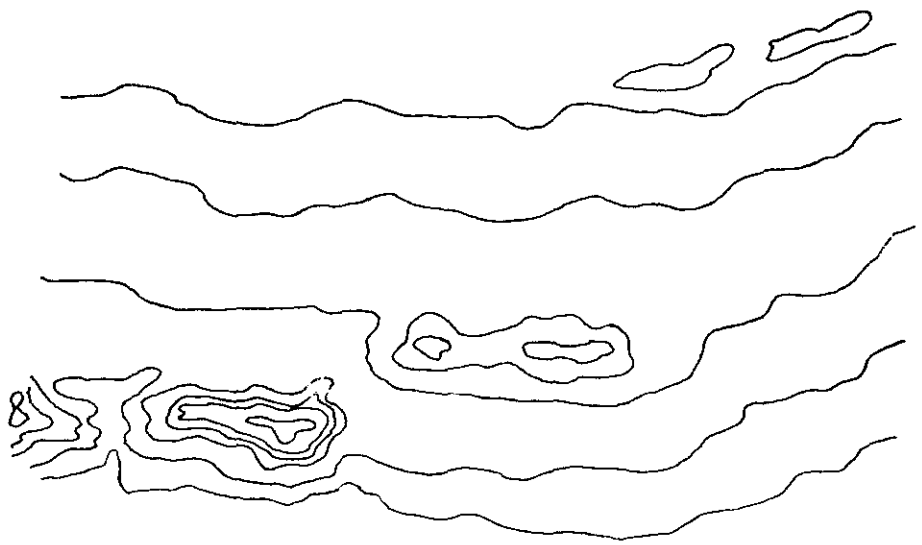
Fig. 98
Buntsandstein. Localización de las áreas de máxima pendiente en una vertiente tipo.

Las mesoformas estructurales se producen una y otra vez a nivel reducido: son "**cuestas en miniatura**", (Gladfelter, 1971) y más significativamente **crestones** de mayor buzamiento, pero de poca altitud, que constituyen intumescencias adheridas al perfil general de la vertiente de una forma tosca, compartimentada e irregular. (fig. 99)



Fig. 99 Buntsandstein. Perfil tipo de crestones con fuerte buzamiento.

La continuidad lateral no suele ser grande: fallas transversales u oblicuas desplazan los crestones unos metros hacia delante o hacia atrás, situándolos en un diferente contexto de vertiente: aquí a veces sobresalen mucho, pero allí se atenúan hasta no resaltar en absoluto (fig.100).



Buntsandstein. Aspecto típico que presentan los desplazamientos de crestones por fallas perpendiculares.

Bancos más deleznables generan anchos **abrigos**, "que así pueden emplearse para el cerramiento de ganados y hasta para la construcción de alguna vivienda, como se muestran imponentes al que pasa junto a ellas, ganoso de estudiar su forma y la composición de sus materiales", (Castel, 1881) [1].

3.2.3.4. Microformas.

Ya a nivel de detalle, el modelado del Buntsandstein está marcado por una serie de condiciones específicas, que se pueden adoptar como cómodas guías para su análisis.

La **descomposición grano a grano** de las areniscas y conglomerados implica el redondeamiento de quiebros, bordes, cantiles..., con lo que la forma curva de enlace progresivo se hace dominante en el relieve. La morfología adquiere una **configuración** suave -sin dureza angular- o si se quiere "**tosca**", en el símil de la cantería, sólo desbastada, sin llegar al labrado.

Es de singular importancia la **dinámica diferencial** entre la roca meteorizada, ya sea in situ o transportada, en que el agua se mantiene eficazmente retenida durante más tiempo y la roca desnuda en la que el agua desaparece con mayor rapidez por escorrentía o evaporación: así las zonas más meteorizadas resultan las más atacadas, en un proceso de retroacción positiva (fig. 101).

[1] 1881 CASTEL,C. Provincia de Guadalajara. Descripción geológica. Bol. Com. Mapa Geol. Esp.,8: 157-264. pag. 191 (numeración inferior)/101 (superior)

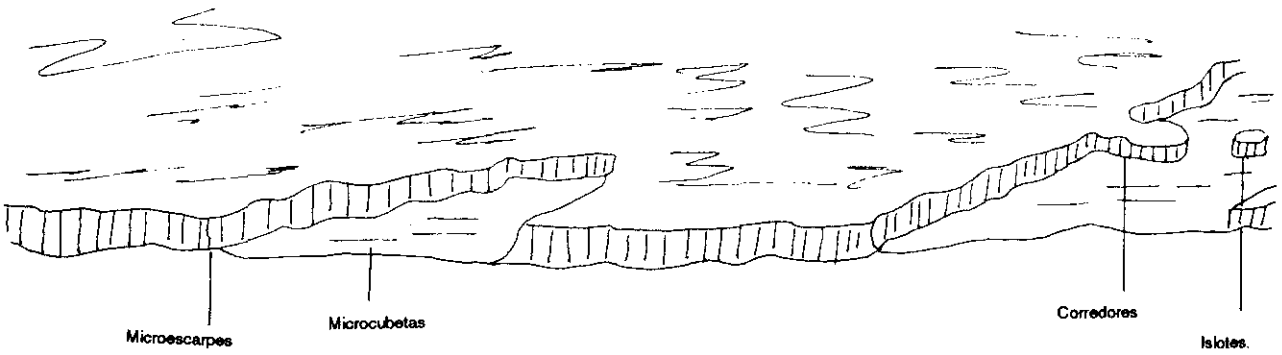


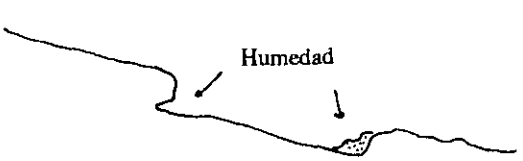
Fig. 101 Microformas típicas sobre de la superficie del Buntsandstein.

La eficacia de esta meteorización diferencial se pone de manifiesto en las formas exhumadas cuando la erosión de vertiente elimina los materiales alterados, apareciendo entonces plataformas escalonadas, enlazadas por un microescarpe irregular que produce isleos, espolones y estrangulamientos en la plataforma superior y microformas en pileta, con fondo plano y bordes pendientes, ensenadas, corredores e islotes erosivos en la inferior, antiguos reductos sin meteorizar entre la roca alterada, que sobresalen ahora un par de decímetros sobre el nivel rebajado de la roca.

Pero la meteorización **también se produce en condiciones subaéreas**, explotando las superficies de estratificación, hasta que se acaba por desprender una laja. Se individualizan dos frentes de ataque importantes: (fig 102)

- el borde inferior, donde se retiene el material alterado, transportado a lo largo de la vertiente

- el borde superior, protegido de los rayos de sol, que preserva también la humedad.



Frentes de ataque fundamentales

Fig.102

En cualquier caso, en las areniscas del Buntsandstein son frecuentes las **oquedades e incisiones** de diverso tamaño. En las paredes no suelen ser muy profundas (pocos dm o cm), muchas carecen de continuidad lateral y vuelven a reproducirse, alineadas, a poca distancia.

Sobre superficies horizontales, las oquedades suelen presentar formas subcirculares a veces apuntadas hacia la zona de evacuación.

Las frecuentes disposiciones de resistencia invertida determinan la evolución del relieve por **desprendimiento**, a escala tanto de grandes bloques como de pequeños fragmentos.

Las dos evidencias morfológicas más notorias de estos procesos son las caras planas, frescas, resultado del desprendimiento, que contrastan con las formas redondeadas del entorno y los grandes bloques inclinados en sentido de la pendiente, donde todavía es posible reconstruir el emplazamiento original.

En la superficie general de la roca se individualizan en cualquier posición, horizontal, inclinada o vertical, líneas o **hilillos de incisión**, marcados físicamente por una coloración más oscura sobre el fondo ocre o grisáceo del conjunto. Indudablemente funcionan como líneas de canalización de las aguas de lluvia, pero ante todo actúan como ejes de meteorización, en donde el agua, en lento discurrir, reposa durante más tiempo y actúa más eficazmente. El trazado de estos hilillos es recto sólo en conjunto; en detalle se muestra serpenteante con ensanchamientos esporádicos de material alterado, lo que se produce sobre todo en zonas de cruce.

3.3. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL LÍAS INFERIOR DOLOMÍTICO.

3.3.1. Definición de la unidad litocronológica.

Sobre las blandas margas del Keuper se sitúan, en posición elevada y muchas veces dominante, las dolomías de la base del Lías. El conjunto de los materiales así considerado coincide con lo que Corrales Zarauza, 1969, determinó como dolomías y calizas magnesianas y denominó Lías Inferior, y Sánchez de la Torre, Águeda y Goy, 1971, como carniolas o tramo dolomítico basal.

En la posterior estructuración estratigráfica de Goy, Gómez y Yébenes, 1976, corresponde a las formaciones de:

- Calizas, dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- Carniolas de Cortes de Tajuña.
- Dolomías tableadas de Imón.

Aunque existen algunos niveles margosos, es indudable el **predominio carbonatado**, especialmente dolomítico, que da personalidad al conjunto.

La potencia global es de 150- 200 metros de espesor, (Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza, Atienza y Barahona), valor que no adquirirá ninguna unidad litocronológica posterior en la Paramera.

3.3.2. Características macrolitológicas y distribución de afloramientos

Las dolomías del Lías Inferior presentan dos variedades litológicas fundamentales, señaladas en el gráfico adjunto: (fig. 103)

- la de **estructura tableada** de bancos métricos "capas finas y medias, raramente gruesas", Gabaldón, V., et al. 1982, en donde, aunque las superficies de es-

tratificación están muy marcadas por la meteorización, la homogeneidad litológica no implica vertientes muy contrastadas. Predomina esta variedad en la parte inferior y superior de la serie.

- la de **estructura masiva**, "ausencia de planos de estratificación", Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Sigüenza), 1978, que, en ocasiones, sólo es posible reconocer por los cambios de tonalidad en fotografía aérea. Presenta, sin embargo, una superficie oquerosa, en ocasiones cavernosa o ruiniforme.

El conjunto está **fuertemente tectonizado** por diaclasas subverticales, que a veces se materializan ostensiblemente al ir rellenas por calcitas precipitadas. En escarpe, la explotación por meteorización de las diaclasas y de las superficies de estratificación subhorizontales determina la compartimentación del roquedo en grandes bloques que caerán a lo largo de la vertiente.

El conjunto es **resistente, duro y compacto**, salvo algunas capas más arenosas y deleznables. Existen también niveles esporádicos de margas verdosas de potencia centimétrica. Asimismo, hay que señalar la presencia de costras ferruginosas de muy poco espesor, que carecen de trascendencia notable en el relieve.

El color es en conjunto **grisáceo** "gris azulado"en la base, "gris amarillento" en el medio y "gris ceniza" hacia el techo, (Corrales, 1969). Es notoria la diferencia de color entre el aspecto externo y las caras que se acaban de romper "blancas a crema en fractura fresca", (Corrales, 1969). Este color grisáceo contrasta bruscamente con otras masas rocosas vecinas: la blancura de las calizas cretácicas y el rojo vivo del Buntsandstein.

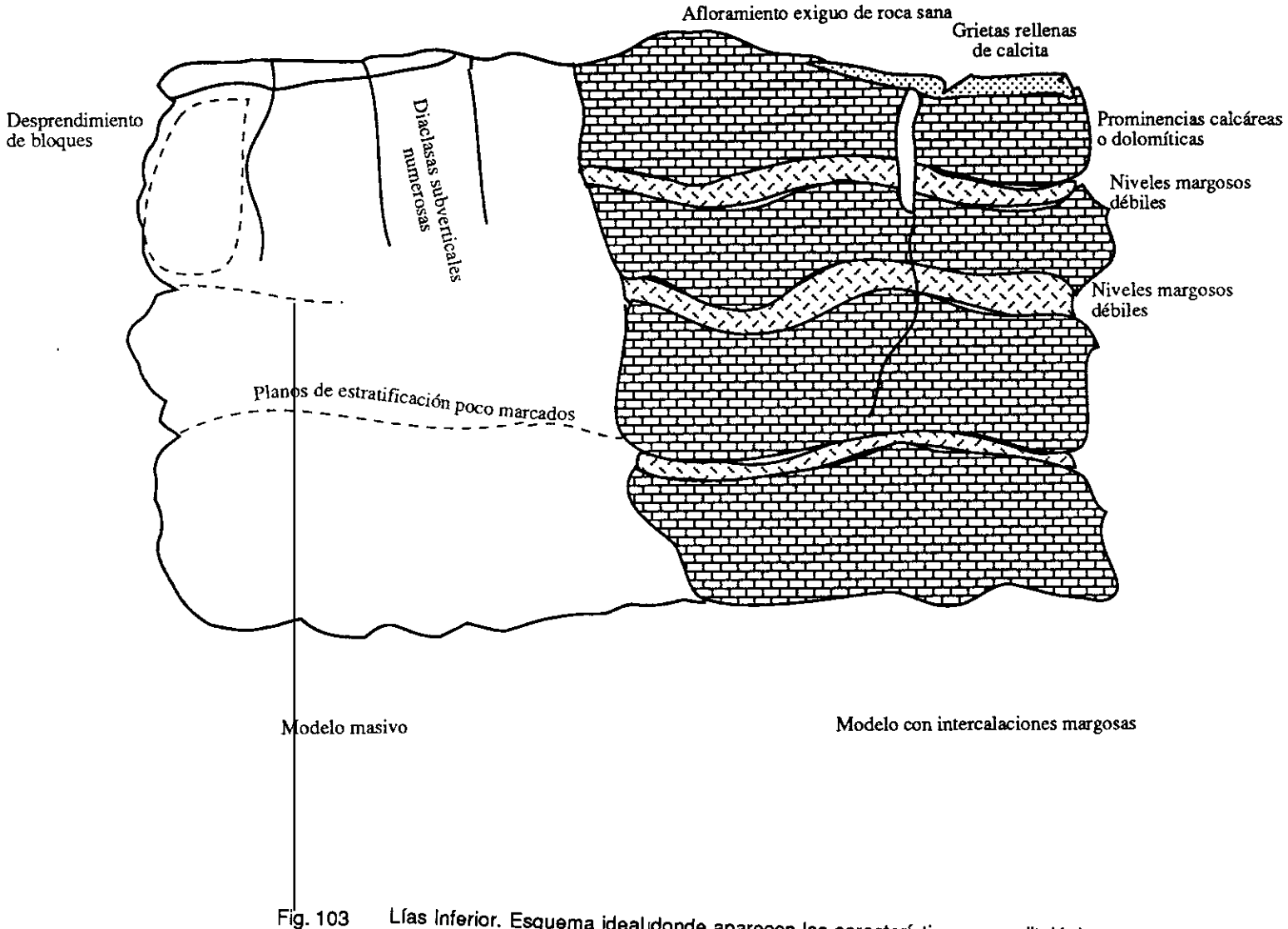


Fig. 103 Lías Inferior. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

Las características de afloramiento del Lías Inferior dolomítico resultan especialmente interesantes por los siguientes motivos:

- por su gran extensión, siendo el ámbito morfolitológico que ocupa **más superficie** en la Paramera de Sigüenza,

- por el carácter **central y aglutinador** que posee, formando un conjunto casi continuo desde el extremo NW al SE, sólo interrumpido en menos de 500 metros en el Puerto de Horna, al Oeste de Sierra Ministra. Sin embargo, el afloramiento no es compacto, sino muy desmembrado, con salientes, apófisis, estrechamientos y numerosos isleos,

- por **no aparecer al Oeste de** una línea que coincide, aunque no totalmente, con **la falla de Somolinos- Pálmaces**. La laguna del Lías es interpretada como "proceso erosivo que pudo estar conjugado en algún punto con ausencia de sedimentación", Adell Argiles,F. et al. (Hoja Geológica de Atienza 1982), que al ser pre-cretácico, debió producirse durante los levantamientos neocimméricos.

3.3.3. Formas de relieve

La porosidad de la roca y la facilidad de infiltración de las aguas por conductos de disolución dificultan la formación de morfologías de incisión subaérea. Por esto, la superficie de la caliza puede evolucionar paralela a sí misma, generando **formas planas o casi planas**, extensas y muy características: las dolomías liásicas conforman así la parte sustancial de la paramera dominante.

Sin embargo, cuando llega a producirse la concentración fluvial, **la incisión vertical cobra un gran desarrollo** respecto a la dinámica de vertientes. Se reconocen toda una serie de grados y morfologías de encajamiento hasta alcanzar la magnitud de las hoces del Henares y del Dulce.

De esta manera, resultan a la vez características de este ámbito morfolitológi-

co tanto las extensas superficies planas, como las diversas morfologías de encajamiento marcado.

3.3.3.1. Superficies planas.

Sobre litologías del Lías se desarrollan amplísimas superficies planas, (fot. 23), aunque en detalle no alcanzan la perfección de otras litologías calcáreas, cretácicas o miocenas.

En torno a las llanuras, ocupando una extensa aureola marginal, se disponen **superficies**, que se podrían designar como **planoadaptadas**; presentan un incremento ligero y muy lento de la pendiente, hasta enlazar, mediante una especie de hombrera con las laderas de fuerte inclinación. Esto supone la amplia extensión y la "preparación" de la superficie culminante antes de caer al declive, ya directamente condicionado por la acción fluvial. Toda esta superficie se desarrolla de forma plana sin quiebros en el descenso, ni irregularidades laterales, por lo que le conviene el término de "planoadaptado".

Estas superficies constituyen formas características de evolución en las dolomías. Cabe preguntarse si las superficies planas culminantes son sólo herencia de procesos allanadores del pasado, o pueden ser interpretadas también como una forma dinámica de evolución del relieve en esta litología. Retomaremos la cuestión más adelante.

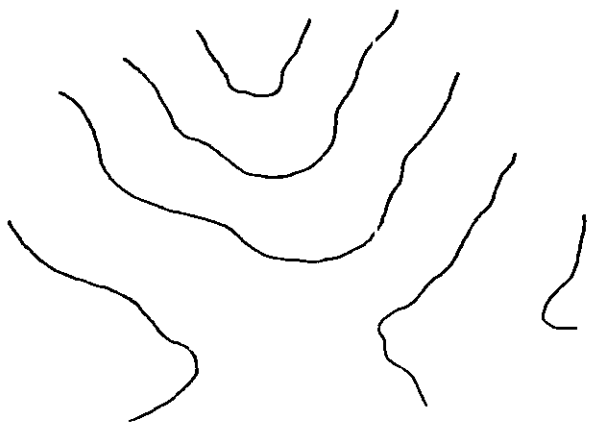
3.3.3.2. Formas relacionadas con el encajamiento fluvial.

El encajamiento en las dolomías del Lías resulta fundamentalmente de la **resistencia de las vertientes a evolucionar a la misma velocidad con que se produce la incisión lineal.**

La evolución de este encajamiento puede seguirse mediante la seriación de diferentes situaciones morfodinámicas que se producen en la Paramera de Sigüenza.

Un primer estadio (fig. 104) corresponde al valle rectilíneo y poco incidido, donde las **vertientes planas, sin quiebros**, llegan hasta la misma línea de vaguada, siguiendo la profundización del curso. Este se reduce a una línea de humedad, muy raramente funcional, que ocasionalmente está cortada por tapias o construcciones. No existen marcas erosivas sobre el ancho fondo.

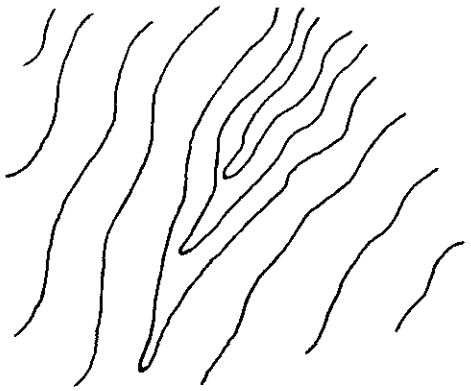
Fig. 104



Incisión de un curso de agua sobre litología del Lías: fase inicial. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.

En un segundo estadio, (fig. 105) **el curso incide ya sobre el fondo del valle,** hacia donde las vertientes acentúan la pendiente en vez de atenuarla, como antes: esta incisión implica el paso de vertientes con perfil cóncavo a otras nuevas de perfil convexo. El curso continua notablemente rectilíneo.

Fig. 105



Incisión de un curso de agua sobre litología del Lías: fase rectilínea. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.

En un tercer estadio, **el valle se hace sinuoso.** (fig. 106). En las vertientes, en general continuas, surgen ya algunos quiebros, recorridos por **barrancos**, marcados como línea nítida pero poco profunda. Aparecen además aislados en medio de la ladera pequeños **mogotes peñascosos**, que denotan una resistencia local, que no ha podido seguir el ritmo de evolución de la vertiente.

Fig. 106



Incisión de un curso de agua sobre litología del Lías: fase de encajamiento sinuoso. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.

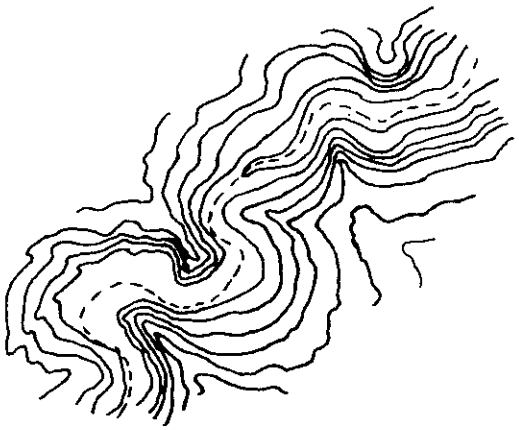
Finalmente el valle se hace **marcadamente sinuoso** a la vez que **se acentúa el encajamiento**; en la vertiente aparecen ya **continuos escarpes**. Alternan vertientes cóncavas, recogidas hacia el interior, tramos más rectilíneos, espolones transversales muy marcados y sectores convexos con laderas abiertas al exterior.

En su dinámica más completa los escarpes liásicos se caracterizan por su tremenda masividad: al no existir interrupciones notables, toda la vertiente puede quedar modelado como un **gran paredón** de tremenda masividad. Al no marcarse las superficies de estratificación, quedan favorecidas las líneas de incisión vertical, que pueden dar morfología de torreones muy apuntados. (ej. Caracena)

En condiciones menos extremas, el escarpe liásico se limita normalmente al sector de culminación creando una **cornisa escarpada**, donde se pone de manifiesto la capacidad que también presentan los materiales liásicos de adaptarse al gradual rebajamiento en plano de la vertiente. (ej. garganta de Moratilla)

De esta forma se llega a las morfologías más desarrolladas de los meandros encajados (del Henares, del Dulce, del Talegones), que más significativamente se podrían designar como **"gargantas meandriformes"**, (fig. 107) en el sentido de que el encajamiento resulta un proceso ligado a la meandrificación, ya que "un río rápido es perfectamente capaz de crear un meandro en el curso del encajamiento" y que "no es exacto pensar que los meandros encajados se han formado antes de la incisión sobre una superficie plana y que se han hundido tal cual durante la incisión", (Derruau, 1967).

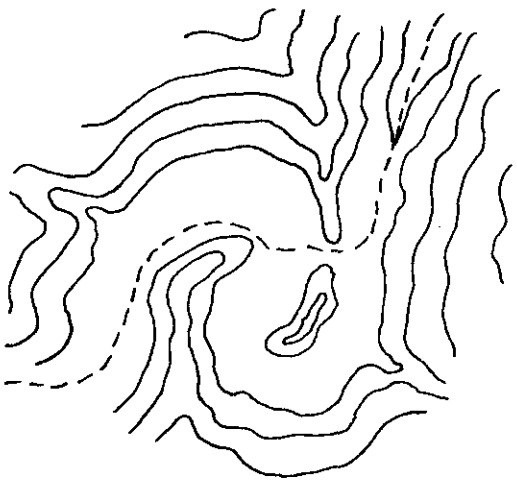
Fig. 107



Meandros encajados sobre litología del Lías.

El encajamiento y la meandrificación se ven interrumpidos en algunos cursos por procesos de anegación sedimentaria, que pueden propiciar incluso un fácil estrangulamiento del meandro encajado por elevación del depósito y del lecho fluvial (Aº Parado). (fig. 108)

Fig. 108



Meandro encajado abandonado sobre litología del Lías.

3.3.3.3. Microformas del Lías.

A pesar de su resistencia los materiales del Lías se presentan en su mayor parte como **material meteorizado**, lo cual ocurre en cualquier posición topográfica, y especialmente con cubierta vegetal.

Ahora bien, la capa alterada suele ser escasa, como se puede comprobar en casi todos los cortes del terreno y está salpicada por numerosos reductos, a veces muy pequeños, de roca sana, que apenas sobresalen 10 a 15 cm. del nivel general. Esta es la situación típica de las amplias áreas desprovistas de vegetación, que indican un proceso de desmantelamiento del material meteorizado.

Los cantos rocosos son asimismo muy numerosos, sobre todo medios y pequeños y presentan en general **forma aplanada por la base**, mientras que la parte superior está siempre redondeada. (fig. 109). La coloración de ambas caras es muy diferente: grisácea la superior, que ha quedado en posición subaérea y rojiza la inferior, con la misma tonalidad del material de alteración. En bastantes fragmentos uno de los cantiles presenta un corte marcado.

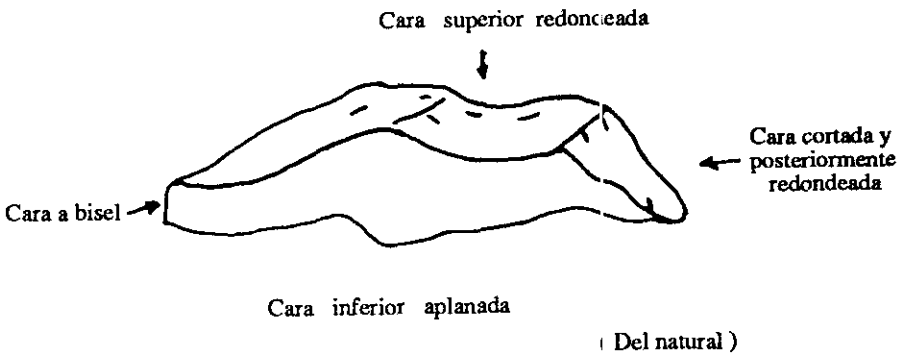


Fig. 109 Canto típico del Lías.

La existencia de biseles de corte en cantos insertos en matriz fina implica la existencia de unas condiciones subaéreas distintas a las de la meteorización hoy operante, pues las roturas no se explican en condiciones de criptoalteración.

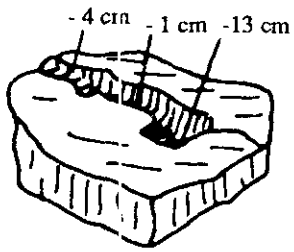
En definitiva, el aspecto general de la microtopografía del Lías dolomítico consiste en una masa de alteración, escasa en profundidad, pero ampliamente extendida, que engloba y envuelve multitud de pequeñas prominencias rocosas y que está salpicada de fragmentos desprendidos, algunos de ellos fracturados.

Esta situación sólo se concibe por la **concurrencia de períodos** subaéreos, que explicarían la fragmentación rocosa; períodos de criptoalteración, que explicarían la falta de prominencias rocosas importantes y la regulación de las vertientes; y períodos de desmantelamiento erosivo, que explicarían la escasa potencia de la meteorización de muchos sectores y la puesta al descubierto de fragmentos de roca sana.

Como en el Buntsandstein, la **diferencia entre condiciones subaéreas y cubiertas** produce, por retroacción positiva, una serie de cortes y microescarpes, que se manifiestan incluso en pequeños fragmentos rocosos aislados.

La **karstificación en detalle es rara**, poco frecuente, sólo se advierte en condiciones especiales: en cantos rodados vueltos o en rocas planas en culminación. (fig. 110). En estos casos parece decisiva la forma cóncava de las rocas, que favorece la concentración, así como un área de alimentación reducida y de poca pendiente, que impide una escorrentía excesiva de agua y favorece por el contrario un lento, pero efectivo, discurrir.

La microkarstificación sobre estas rocas consiste sobre todo en oquedades, hasta más de 10 cm de profundidad, encadenadas a veces por incisiones de disolución de orden centimétrico.



(Del natural)

Fig. 110
Aspecto típico de incisión kárstica sobre fragmento rocoso.

3.4. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR CALCÁREO

3.4.1. Definición de la unidad litocronológica.

Después del Lías y del Buntsandstein, el tercer ámbito morfolitológico más extendido en la Paramera de Sigüenza es sin duda el del Cretácico Superior Calcáreo. Se trata de un paquete de estratos de naturaleza calcárea o dolomítica, que se encuentra en los últimos niveles de la serie cretácica.

El significado morfolitológico del Cretácico Superior Calcáreo puede considerarse en dos contextos diferentes: por una parte, respecto al resto de las formaciones blandas del Cretácico constituye la culminación resistente, lo cual será analizado en el **ámbito morfolitológico del conjunto del Cretácico**; por otra parte, el Cretácico Superior Calcáreo posee una superficie de afloramiento suficientemente grande como para desarrollar sobre ellas el **ámbito morfolitológico específico**, que se analizará a continuación.

El Cretácico Superior Calcáreo de la Paramera de Sigüenza ha sido reconocido desde antiguo como **unidad litológica**, constituyendo el elemento superior de los tres en que tradicionalmente se ha subdividido el Cretácico. Ya en 1881, Castel lo señaló como nivel calcáreo sobre los otras dos series de arenas y de margas. En 1930, Schröder lo designa como "calizas cristalinas" de edad Turonense sobre Albense y Cenomanense y, en 1985, Segura sigue reconociéndolo como el tercero de los litosomas del Cretácico, "de naturaleza carbonatada, fundamentalmente dolomías".

Dentro del Cretácico Superior Calcáreo se han realizado **subdivisiones** estratigráficas minuciosas. Así se diferencian cuatro tramos (E,F,G y H) en Gabaldón, V., et al., 1982, y dos formaciones, la de Calizas dolomíticas de Nuévalos (Alonso et al., 1982) y la de Dolomías Tableadas de Villa de Ves (Vilas et al., 1982), pero es en el

conjunto del Cretácico Superior Calcáreo y no en sus partes donde se encuentra el mayor grado de especificidad morfogenética.

A su vez se ha podido precisar, como era lógico esperar, la falta de coincidencia entre la unidad litológica y la cronoestratigráfica, pasando a considerarse estos materiales como parte del Turonense y del Senonense.

Señalamos finalmente, que en el Gabaldón, V., et al.,1982, se utiliza el término Cretácico Superior Calcáreo con una acepción mucho más amplia, incluyendo todos los materiales supra- Albenses, en vez de limitarlo, como se ha hecho aquí, al litosoma superior calcáreo.

3.4.2. Características macrolitológicas. (fig. 111)

Con apariencia de "calizas cristalinas puras ", (Castel, 1881 y Schröder, 1930) sólo el análisis químico ha mostrado un alto contenido en carbonato magnésico, por lo que se ha reemplazado su anterior denominación por la de dolomías. Duras y compactas, interesa señalar ante todo las diferencias respecto al otro gran conjunto dolomítico de la Paramera, el Lías, ya analizado. Frente a éste, el Cretácico Superior Calcáreo se caracteriza por:

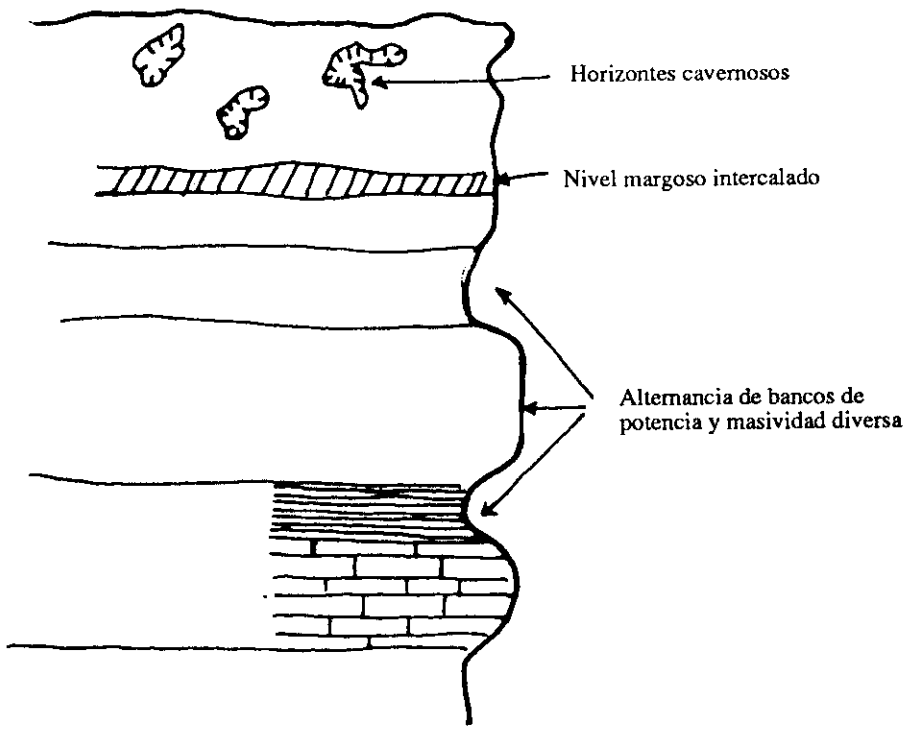
- la **heterogeneidad**: los bancos presentan potencia y consistencia diversa, que producen resaltes diferenciales. Existen también algunos niveles margosos y arenosos intercalados, muy marcados en el relieve. Esto contrasta con la mayor homogeneidad y masividad del Lías;

- el **aspecto**: resulta más **"estructural"**, menos suavizado por la meteorización química, apareciendo caras más frescas, ángulos más marcados, tanto salientes como entrantes, resultado de la explotación de los planos de estratificación muy próximos, y a veces con mayor trascendencia, de un diaclasamiento muy intenso (diaclasas separadas a intervalos de menos de 10 cm. al Norte de la Muela de la

Virgen, Paramera de Baides);

- un **labrado de detalle más intenso** con "formaciones cavernosas ligadas a reductos más arenizados", (Castel, 1881) y, como es común en estas rocas, ligadas también al mayor ritmo de disolución que presentan los componentes calcáreos frente a los dolomíticos. Los procesos de karstificación parecen, en general, mucho más abundantes;

- un aspecto **claro**, "limpio", "blanco amarillento o sonrosado", (Castel, 1881) frente al más grisáceo y sucio del Lías Inferior (gris más o menos azulado).



CRETACICO SUPERIOR CALCÁREO CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Fig. 111

Cretácico Superior calcáreo. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

3.4.3. Formas de relieve.

El relieve del Cretácico Superior Calcáreo, como ámbito morfolitológico específico, se resuelve en una serie de morfotipos característicos, que corresponden a superficies planas en culminación, a superficies de planoadaptación marginal, y a fondos planos de vaguadas.

El desarrollo de la incisión vertical produce marcados escarpes, también muy característicos del Cretácico. Normalmente estos escarpes se apoyan sobre la serie más completa del Cretácico Superior, desarrollándose entonces el ámbito específico, denominadodel conjunto cretácico. En las contadas ocasiones en las que no se ha alcanzado aún los niveles inferiores se desarrollla un tipo especial de escarpe al que haremos referencia al final.

3.4.3.1. Las superficies planas de culminación.

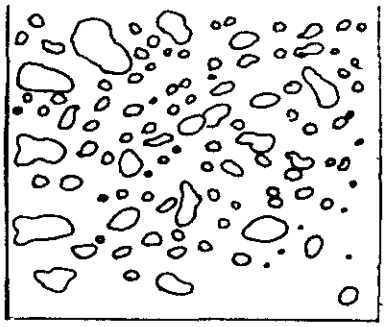
Las culminaciones planas se encuentran también en las dolomías del Lías y en las calizas del Páramo. Planitud tremenda e impactante, donde la individualidad de estos tres tipos de calizas se difumina al converger en la sencilla y simple solución geométrica de la planitud.

Pero aquí, como en aquéllas, planitud no significa reliquia inmóvil, estancamiento, conservación sin más, aunque a veces ha sido interpretada en este sentido; no es difícil comprobar cómo estas llanuras calcáreas son mundos **morfogenéticamente dinámicos**.

Dos procesos fundamentales contrapuestos guían la evolución de estas planicies:

- por una parte la **continua meteorización**. Prácticamente toda la superficie corresponde a un nivel de alteración que deja ver multitud de cantos y gravas insertas en una masa de materiales residuales, donde la roca sana aflora sólo excepcionalmente (fig. 112).

Fig. 112



Cretácico Superior Calcáreo.

Aspecto típico de la superficie del terreno.

- por otra parte, la **evacuación de material**: sobre la superficie culminante se observa como, mientras el material carbonatado disuelto acaba infiltrándose en profundidad, sin llegar a formar incisiones importantes, los residuos finos van rellenando lentamente las irregularidades locales o bien se dispersan por las mínimas pendientes de la planicie.

El balance entre los dos procesos de meteorización y evacuación es el que determina el espesor de los niveles de meteorización sobre la roca, que actualmente y, a juzgar por la situación de deforestación, se decanta en favor de la última, dejando suelos esqueléticos o regolitas.

El resultado final es que **la planitud se va rebajando de una forma lenta pero continua**, en paralelo, sucediéndose a sí misma. Es una forma de relieve en evolución, independientemente de que pueda heredar o no la morfología propia del estadio final de un ciclo erosivo.

3.4.3.2. Superficies de "planoadaptación" marginal.

Una segunda morfología característica corresponde a las superficies de planoadaptación, que circundan las planicies centrales y sirven de tránsito hasta las vertientes empinadas. El desarrollo que adquieren sobre estas calizas es aún mayor que el que se producen sobre las liásicas. Se forman perfiles sin cortes, en donde la pendiente varía de un modo suave y progresivo; toda la vertiente se encuentra en inflexión continua y gradual, como una curva resultado de la ecuación morfodenudativa en los puntos de la ladera.

Incluso la variación angular entre la vertiente inclinada y la superficie plana de culminación se resuelve en tránsito progresivo mediante una superficie redondeada de pendiente creciente.

3.4.3.3. Formas de fondo de vaguada.

En sección la mayoría de las vaguadas que se desarrollan sobre el Cretácico Superior calcárec de la Paramera presentan **fondo plano**. Carecen de morfologías de incisión y consisten, ante todo, en una amalgama de clastos de material residual. Esto es, incluso las vaguadas se siguen rigiendo por procesos areolares de vertiente, más que por los procesos lineales propios de los ríos. Son canalizaciones lineales de procesos superficiales.

3.4.3.4. Los escarpes del Cretácico.

En situaciones de incisión notable los materiales del Cretácico Superior Calcáreo generan escarpes y formas abruptas, como es característico de las calizas. Lo más frecuente es que las vertientes no se desarrollen exclusivamente sobre esta unidad estratigráfica, sino que incluyan otros materiales que condicionan los resultados morfológicos globales, por lo que su análisis se realizará en otros ámbitos morfolitológicos más complejos.

Sin embargo en sectores como la franja central de la Sierra de Los Llanos la incisión afecta estrictamente a las litologías calcáreas del Cretácico. Entonces se forman morfologías caracterizadas por escarpes progresivamente marcados, con típicos frentes, frecuentes disposiciones invertidas en visera y formas curvadas a modo de capitel. Estas morfologías tan peculiares parecen estar formadas por la combinación de un proceso de disolución progresiva a lo largo de determinados ejes que deja lateralmente superficies lisas, a la vez definidas y de formas suaves, no quebradas, y de la dinámica de las vertientes calcáreas que mantiene los escarpes residuales de la roca sana, según va progresando la disolución hacia abajo.

En la Rampa de Caracena, según los cursos van pasando del sustrato mesozoicos a la cobertera miocena y viceversa se pone de manifiesto el comportamiento morfolitológico diferencial de las calizas cretácicas, con vertientes empinadas y verdaderas hoces, en contraste con los valles mucho más abiertos labrados sobre los materiales miocénicos.

3.5. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL MIOCENO CONGLOMERÁTICO

3.5.1. Definición de la unidad litológica.

En la Paramera de Sigüenza, de los conjuntos terciarios, sólo dos unidades litocronológicas presentan una superficie de afloramiento suficientemente amplia para desarrollar macroformas completas: la serie conglomerática miocena y la de las calizas culminantes de los Páramos. Las demás forman parte de vertientes y ámbitos morfolitológicos más complejos.

Como el reconocimiento de la unidad de la serie conglomerática terciaria está poco generalizado, será preciso explicar su conveniencia y delimitar su amplitud.

La identificación y **clasificación de las diferentes unidades litológicas y estratigráficas del Terciario** ha sido una tarea difícil, que se ha ido rectificando sucesivamente. Hoy contamos, para la zona, con un esquema clarificador, (Gabaldón, V., et al., 1982), que exponemos, escogiendo la litología como criterio fundamental de guía. Se reconocen las tres unidades fundamentales de antiguo a reciente:

- un primer nivel de **yesos**, de afloramiento muy reducido, que corresponde al tránsito **Cretácico-Terciario**;

- uno segundo, **paleógeno**, que presenta una alternancia de **calizas y margas** y aflora sólo en el extremo meridional de la Paramera de Baides.

Sobre estos dos niveles se sitúa la discordancia fundamental del Terciario, que es denominada regionalmente " **castellana** ", ubicada al final del Oligoceno;

- y un tercer nivel, que yace sobre la discordancia y que presenta en la Paramera los caracteres de una serie **conglomerática**, considerada hoy fundamentalmente miocena. Está subdividida, a su vez, por una discordancia menor, denominada "Neocastellana", (Aguirre et al., 1976), en dos tramos: El tramo inferior es de conglomerados **fini Oligoceno -Mioceno basal**, anteriormente considerado sólo como Oligoceno (Royo Gómez, 1922; Schröder, 1930; Crusafont et al., 1960). El tramo superior es un conglomerado del **Mioceno medio y superior.**

Este tercer nivel terciario de conglomerados prácticamente miocenos fase post- Castellana forman la unidad litocronológica en la que se basa el ámbito morfolitológico desarrollado a continuación. Corresponden a una facies marginal, gruesa, de materiales que, procedentes del Sistema Central e Ibérico en elevación, se dirigían a las cuencas terciarias de las Mesetas.

Se trata en cualquier caso de una facies conglomerática, **facies de borde**. Los sedimentos miocenos correlativos en las cuencas forman la llamada "facies interior", Hahne, 1930, facies fina de lutitas, evaporitas en el centro de las cuencas, y que culmina en las calizas tradicionalmente consideradas finipontienses y hoy datadas como ponto- pliocenas.

En la Paramera de Sigüenza predominan de todas formas la facies conglomerática y sólo marginalmente la de transición hacia las facies interior, cuyo límite sitúa Sánchez de la Torre, 1963, en Arcos de Jalón.

3.5.2. Características macrolitológicas (fig. 113)

La persistencia de la facies de borde determina una litología siempre **muy homogénea**, en el sentido de que presenta pocas variaciones en la vertical, lo cual se opone a la "ritmicidad de la facies interior de la cuenca terciaria", (Sánchez de la

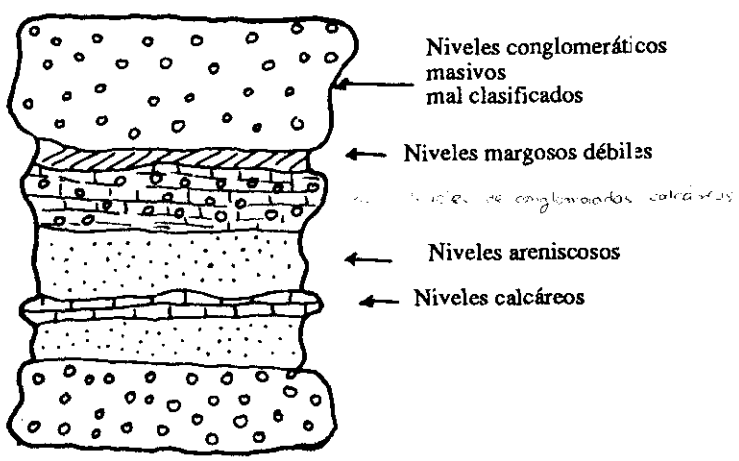
Torre, 1963).

Esta homogeneidad encierra, no obstante, la alternancia de series detríticas más o menos gruesas, una **sucesión continua de conglomerados y arenisca**, a ritmo métrico o a lo sumo de decenas de metros. Los conglomerados presentan en ocasiones, y especialmente hacia el techo, matriz calcárea, a modo de encostramiento, y están constituidos por cantos "mal clasificados por lo general y con una disposición desordenada", (Sánchez de la Torre,1963). Éstos corresponden fundamentalmente a calizas o cuarcitas según el area fuente (fot. 46).

Esta asociación entre niveles de encostramiento calcáreo y granulometría más gruesa sugiere situaciones rexistásicas áridas.

Con independencia de ellos, aparecen intercalados niveles más finos de arcillas margas y calizas, de forma variable según las zonas, y siempre más frecuentes hacia el interior de las cuencas.

Cromáticamente la coloración **rojiza** constituye una característica llamativa de esta serie conglomerática, variando del rojo fuerte al rosado pálido, hasta el punto de convertirse en una cómoda guía de identificación en el campo.



MIOCENO: CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Fig. 113

Mioceno. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

3.5.3. Formas de relieve

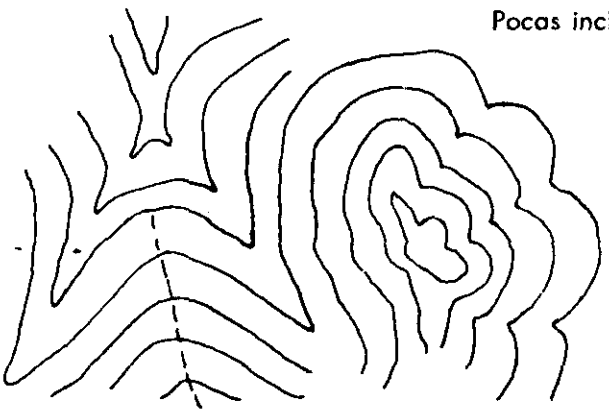
El modelado desarrollado sobre los conglomerados miocenos puede definirse por los siguientes rasgos característicos:

- la disposición estratigráfica en capas de potencia reducida y la alternancia continuada de conglomerados, areniscas y arcillas impide la formación de grandes escarpes y paredones, como el paradigma montserratino, y conduce, por el contrario, a que los diferentes estratos queden supeditados a la forma general de la vertiente "sin presentar horizontes morfológicos bien definidos", (Sánchez de la Torre, 1963). El carácter saliente de los niveles más resistentes queda amortiguado además por los derrubios de vertiente. Se conforma así una ladera que se extiende de arriba a abajo **sin tramos excesivamente diferenciados**.

En **detalle,** y sin interferir con el trazado general de la vertiente, se presentan sin embago **muchos quiebros**, debido a la alternancia continua de materiales. Los más importantes son los generados por los conglomerados de naturaleza calcárea respecto a las series detríticas más deleznables. (fot.)

La morfología de estos conglomerados asocia a la vez a una **profunda incisión de barranqueras**, que determinan un esquema sinuoso de vertientes, con entrantes y salientes marcados. De forma característica, las paredes comprenden amplios sectores de incurvación panda entre incisiones estrechas, de radio de curvatura corto, que a veces se reducen a una mera forma angular. En éstos se localizan hilos de escorrentía lineal elemental, marcados y rectilíneos, con una típica disposición pinzada que están poco incididos, lo cual indica que su evolución es seguida de cerca por el resto de la vertiente. (fig.114)

Fig. 114



Mioceno. Vertientes típicas.

Estas vertientes casi planas, enlazan por aristas definidas, aunque redondeadas en detalle. Las elevaciones individuales adquieren entonces la forma de **triángulos de vértices curvos**, como se aprecia, por ejemplo en el cerro de Rivalope. (fig 115) (fot. 6).

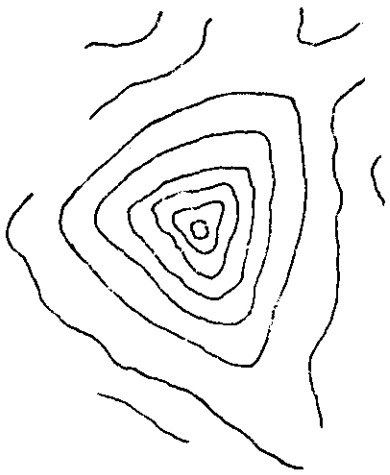


Fig. 115

Mioceno. Morfología de pirámides con aristas curvas.

Aunque sobre esta litología se puedan desarrollar importantes desniveles, sin embargo las vertientes retroceden en paralelo y presentan una dinámica más vigorosa que en las calizas, por lo que no se producen cañones, sino **valles abiertos**.

3.6. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DE LAS CALIZAS DEL PÁRAMO.

3.6.1. Definiciópn de la unidad litológica

Como unidad litológica, las calizas del Páramo constituyen un **nivel bien definido** por su fuerte contraste respecto al resto de la serie miocena más deleznable, de la que constituye la culminación. Sin embargo, hay que tener en cuenta la existencia de niveles de calizas previos, pero mucho menos potentes, menos continuos o más margosos o arenosos, que anticipan el nivel fundamental de cumbre.

La edad tradicionalmente asignada a estos niveles calcáreos, **pontiense**, ha sido recientemente **retrasada hasta el Plioceno** (Díaz Molina y López Martínez, 1968). Como parecen existir variaciones cronológicas importantes según el área, y hasta que se establezca definitivamente la datación, lo más conveniente es considerarlas ponto-pliocenas.

Como expresión morfológica, la definición es inequívoca, hasta el punto de que la litología ha adquirido la denominación del relieve que forma - **el páramo** - superficie plana en posición culminante. Sólo una única macroforma fundamental, ampliamente extendida, sin variaciones sustanciales: la altiplanicie. Otras morfologías se desarrollan en el contacto con el resto de la serie terciaria.

El amplio afloramiento de estas calizas sería difícil de explicar en un paquete de pocos metros de espesor (20 m. de referencia máxima en el área), si no se tiene en cuenta su carácter terminal en el relleno de la serie estratigráfica de las cuencas lacustres (facies interna).

3.6.2. Características macrolitológicas.

Un primer rasgo fundamental radica en la **reducida potencia** que en esta

zona alcanzan las calizas, que se acuñan hasta desaparecer. Este hecho se puede apreciar visualmente en la Cuenca de Almazán, observando cómo las calizas, todavía potentes en Caltojar, disminuyen hacia Rello y desaparecen en La Riba.

Las calizas se estructuran en **capas bien diferenciadas** "30- 70 cm. de espesor", Gabaldón, V., et al. 1982, además se intercalan niveles margosos, que se manifiestan expresivamente en el relieve.

Es notoria la gran **permeabilidad** de estas calizas, que además de muy porosas están muy diaclasadas, por lo que el agua es absorbida rápidamente. En superficie se desarrollan ampliamente las formas de disolución: micropináculos y microtorreones alternan con fragmentos desgajados y lajas para crear un terreno extraordinariamente quebrado en detalle.

La coloración es **clara**, grisáceo-cremosa.

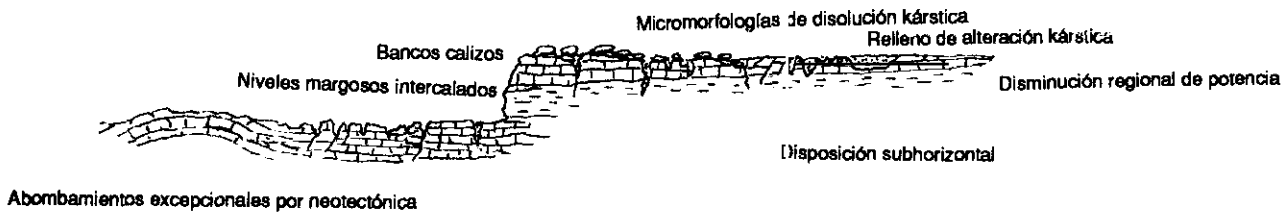


Fig. 116 CALIZA DE LOS PÁRAMOS Características macrolitológicas

3.6.3. Formas de relieve.

La macroforma de relieve que se desarrolla sobre estas calizas corresponde a una **plataforma estructural**, donde el terreno refleja la disposición horizontal de los estratos. (fot. 20).

Al respecto es interesante señalar la controversia surgida por la opinión de Schwenzner, 1937, de que la superficie del páramo no es estructural, sino erosiva. La postura de Solé Sabarís es contundente al respecto: "precisamente el escaso espesor de las capas calcáreas demuestra que el desnivel no es debido a la pendiente de una superficie de erosión, pues al ser biseladas, desaparecerían inmediatamente", (Sole, 1966).

Es cierto que existen abombamientos de los estratos, pero la escala a la que se producen no impide considerar la morfoestructura como subtabular. (fot. 22).

En definitiva y prescindiendo incluso de consideraciones genéticas, la razón fundamental de la morfología del páramo es la estructura. Hay que señalar que en ocasiones se pueden reconocer **plataformas escalonadas**, cuando en la serie calcárea se intercalan niveles margosos intermedios, conformando una morfología tabular. (fot. 21).

La permeabilidad constituye una propiedad clave de la superficie llana: la absorción del agua hacia el interior va desgastando el roquedo internamente por disolución, sin permitir la concentración de la escorrentía superficial.

A nivel de microformas, la importancia relativamente grande de los elementos margosos dentro de las series calcáreas favorece la formación de pináculos, microtorreones e incluso puentes naturales,

3.7. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS COMPLEJOS Y DE CONTACTO

3.7.1. El ámbito morfolitológico del conjunto del Trías.

3.7.1.1. Caracteres generales y extensión.

Los ámbitos morfolitológicos que corresponden al conjunto del Triásico se sitúan únicamente en el Centro y Este de la Paramera de Sigüenza. **No se desarrollan al Oeste**, debido al cambio de las condiciones paleogeográficas que se produce en esta dirección por la proximidad al antiguo continente Hespérico: las areniscas del Buntsandstein pasan a arcillas, las calizas del Muschelkalk se hacen lutíticas, las margas yesíferas intercalan niveles detríticos; además la potencia de los estratos disminuye, con lo que conjunto del Trías pierde envergadura y ya no forma una vertiente completa, sino que se integra como pedestal del Lías o del Cretácico Superior Calcáreo, conformando otros ámbitos morfolitológicos diferentes.

Aunque en el conjunto triásico predomina el contacto lineal prolongado, también se puede reconocer otra situación de isleo Buntsandstein y/o Muschelkalk en Keuper, cuyas características específicas resaltaremos por separado.

3.7.1.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

La personalidad de las facies del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper es tan marcada que sus nombres sustituyen con frecuencia las designaciones meramente estratigráficas. Enunciadas ya las características macrolitológicas del Buntsandstein, analizamos las que corresponden al Muschelkalk y al Keuper.

En el **Muschelkalk** se produce una alternancia entre dolomías y margas, las primeras dominantes a la base, las segundas hacia el techo. La disposición decreciente de resistencias sigue la tónica general del conjunto triásico. La fijación de **tres tramos** para el Muschelkalk en este área, es reciente, (1982, Gabaldón, V., et al.) y constituye una guía excelente para la concreción de las características macrolitológicas. (fig.117)

Se diferencia:

- un tramo superior de alternancia de **margas y dolomías**, con lajamiento frecuente;
- un tramo de **dolomías finas**, con láminas de espesores de hasta un par de cm.;
- y un tramo basal de **dolomías gruesas,** que en ocasiones adquieren la configuración de calizas marmóreas.

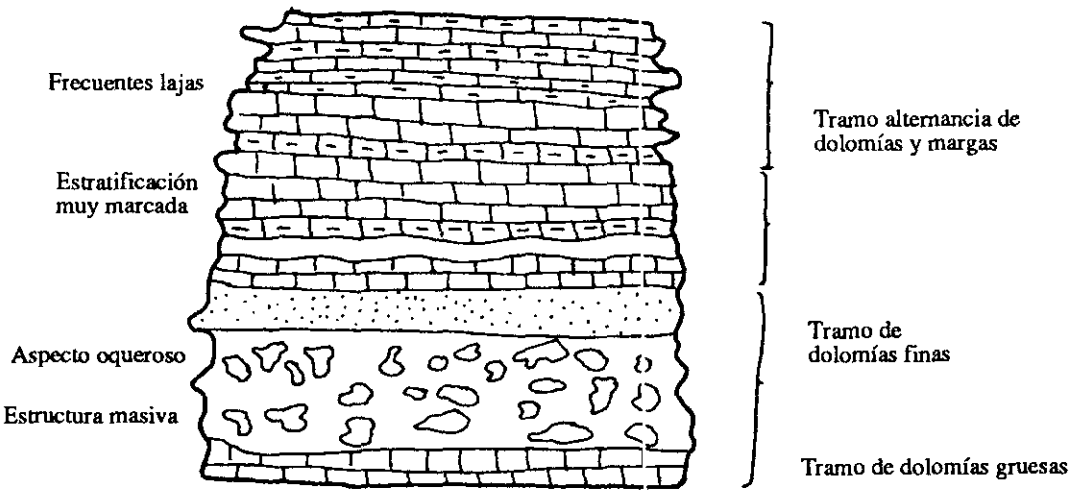
Se aprecia, en definitiva, cómo **la disminución de la resistencia de la roca hacia el techo** obedece a factores a la vez litológicos (la incorporación creciente de niveles margosos en lugar de las dolomías) y estratigráficos (espesores cada vez menores).

El aspecto general del Muschelkalk es el de un roquedo muy **finamente tableado**, donde los estratos se marcan muy bien, con contornos muy nítidos, aunque por la escasa potencia de las capas apenas sobresalen individualmente. La disolución centrada en los planos de estratificación le da un aspecto algo festoneado en detalle. A pesar de ello en las dolomías basales se encuentran también segmentos de tipo oqueroso, "en que la estratificación llega a presentarse confusa, apareciendo en vez de bancos grandes, masas brechiformes". La permeabilidad resulta buena

por el intenso tableado y fracturación de la roca.

En conjunto la tonalidad es **clara**, grisácea, en contraste con las coloraciones rojizas del entorno, pero en detalle se han considerado "tramos grises a verdosos o verdes" en la parte superior.

Esta tonalidad general clara, grisácea, se pierde por completo cuando la roca entra en contacto con la masa de meteorización, volviéndose entonces rojiza, como queda de manifiesto en los fragmentos de piedra sacados por los arados.



MUSCHELKALK. CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Fig. 117

Muschelkalk. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

El **Keuper** constituye una litología muy particular y variada, (fig 118) que escuetamente se define como **margas con yesos**: efectivamente destacan estrechos niveles de **yesos** con formas alabeadas, que reflejan la propia debilidad y plasticidad del conjunto, pero también se diferencian otros de **lutitas negras** (en la

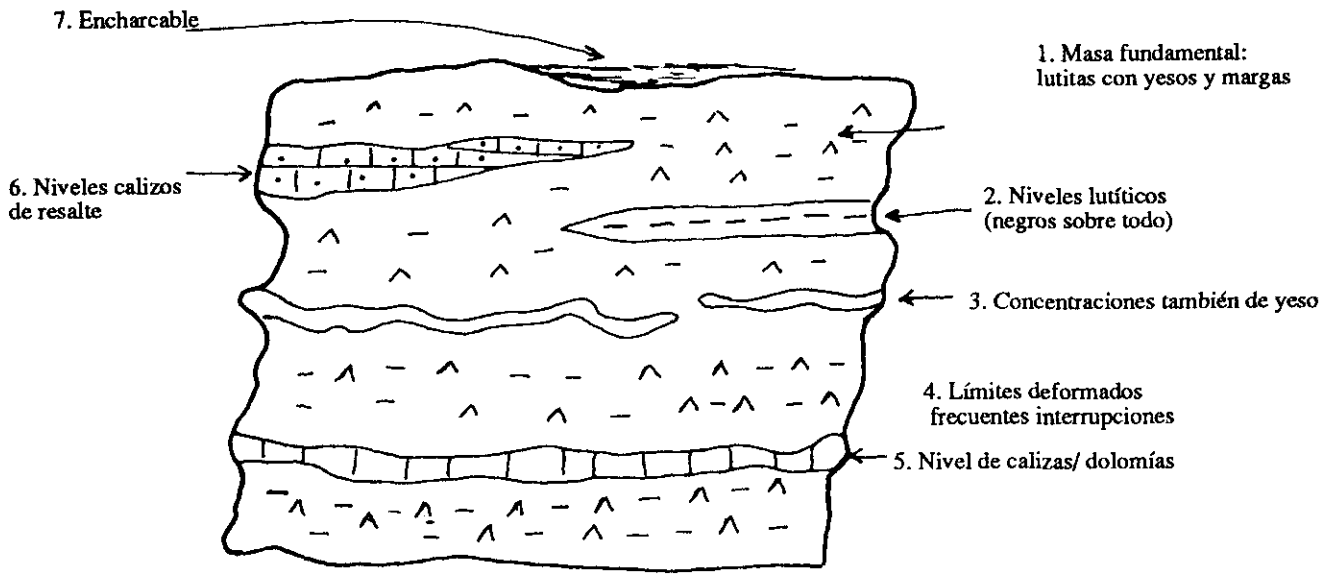
Depresión de Miedes), de **areniscas** (Depresión de Tiermes), de **calizas** que dan pequeños resaltes y de **costras ferruginosas**. Se trataría, en definitiva, de margas yesíferas con niveles diferenciados de yesos, de lutitas, de areniscas, de calizas y concreciones ferruginosas, todo ello impregnado en sales, que se decantan en las salinas. Las areniscas y calizas resaltan moderadamente en el relieve.

El conjunto presenta sobre todo colores rojos, rojos-pardos, rosados, pero también violetas, morados, negros y verdes (las lutitas), gris claro y gris amarillento (las calizas), grises (los yesos). Una extraordinaria **riqueza de colores**, que justifica la denominación de "margas abigarradas".

El conjunto es impermeable, **encharcable**, formándose lagunas poco profundas como la de Conquezuela o lavajos menores. Este encharcamiento está en la base de las **trampas** de los grandes mamíferos del Cuaternario Medio en la estación arqueológica de Ambrona.

En ladera, estos caracteres favorecen la formación de importantes **deslizamientos.**

Como referencia de la potencia del Keuper se señalan 50-70 m. al Oeste de la Paramera y 150-200 m al Este, Gabaldón, V., et al., acentuándose este incremento hacia el Este según la tendencia general de todas las series mesozoicas del área.



KEUPER Características macrolitológicas

Fig. 118

3.7.1.3. Formas de relieve.

La sucesión litológica del Trías germánico en la zona central y oriental de la Paramera establece una **disposición decreciente de resistencia** frente a la erosión, siendo importante en el Buntsandstein de base, fundamentalmente arenisco- conglomerático, media en el Muschelkalk, que combina elementos calcáreos con otros calco-margosos más blandos y, finalmente, mínima en el Keuper margo-yesífero.

Esta ordenación de resistencias conduce a una **vertiente** marcada por la erosión diferencial progresiva, **de notable amplitud y grandiosidad**. Pero contra este factor de unidad y ordenación, se manifiestan en detalle la heterogeneidad litológica, importante en el Buntsandstein, en el Muschelkalk, y en menor medida en el Keuper, que compartimentan el relieve en multitud de pequeñas unidades ortoclinales.

Se reconocen de todas formas una serie de morfologías tipo, relacionadas ante todo con la disposición tectónica.

Por su mayor extensión destacan en primer lugar los **relieves monoclinales de cuestas y crestones.** El debilitamiento creciente hacia los niveles superiores implica un mayor espaciamiento entre los estratos cada vez más recientes, conformando así laderas amplias y de gran planitud (fot. 32). En ocasiones se llega a la formación de morfologías especiales en donde el dorso estructural resulta más empinado y marcado que un frente de cuesta poco incidido, creándose así un relieve especial con una disimetría invertida respecto al modelo general de los relieves monoclinales. Se las puede designar como "contracuestas" (fig. 119).

Pero, cuando el buzamiento de los estratos es fuerte, se crea un relieve de **barras**, que alcanza menos amplitud y envergadura que el anterior, ya que es más

fácilmente atacado desde los materiales circundantes deleznables. (fot. 33).

Finalmente la morfología de estructuras **casi horizontales**, en donde el desnivel es lo suficientemente suave para atenuar en las vertientes las diferencias de resistencia litológica, crea un relieve pando, de convexidad muy amplia. Sólo cuando estas condiciones estructurales se hallan en un contexto de cursos dinámicos, se produce una morfología en mesas de no mucha extensión, como las situadas al Sur de Sigüenza.

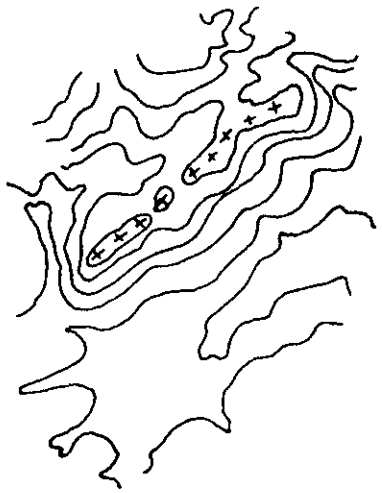


Fig. 119

Serie triásica. Contracuestas típicas, con dorsos cataclinales más pendientes que los frentes anaclinales, propias de una disminución importante de la resistencia en el registro estratigráfico (hacia el techo).

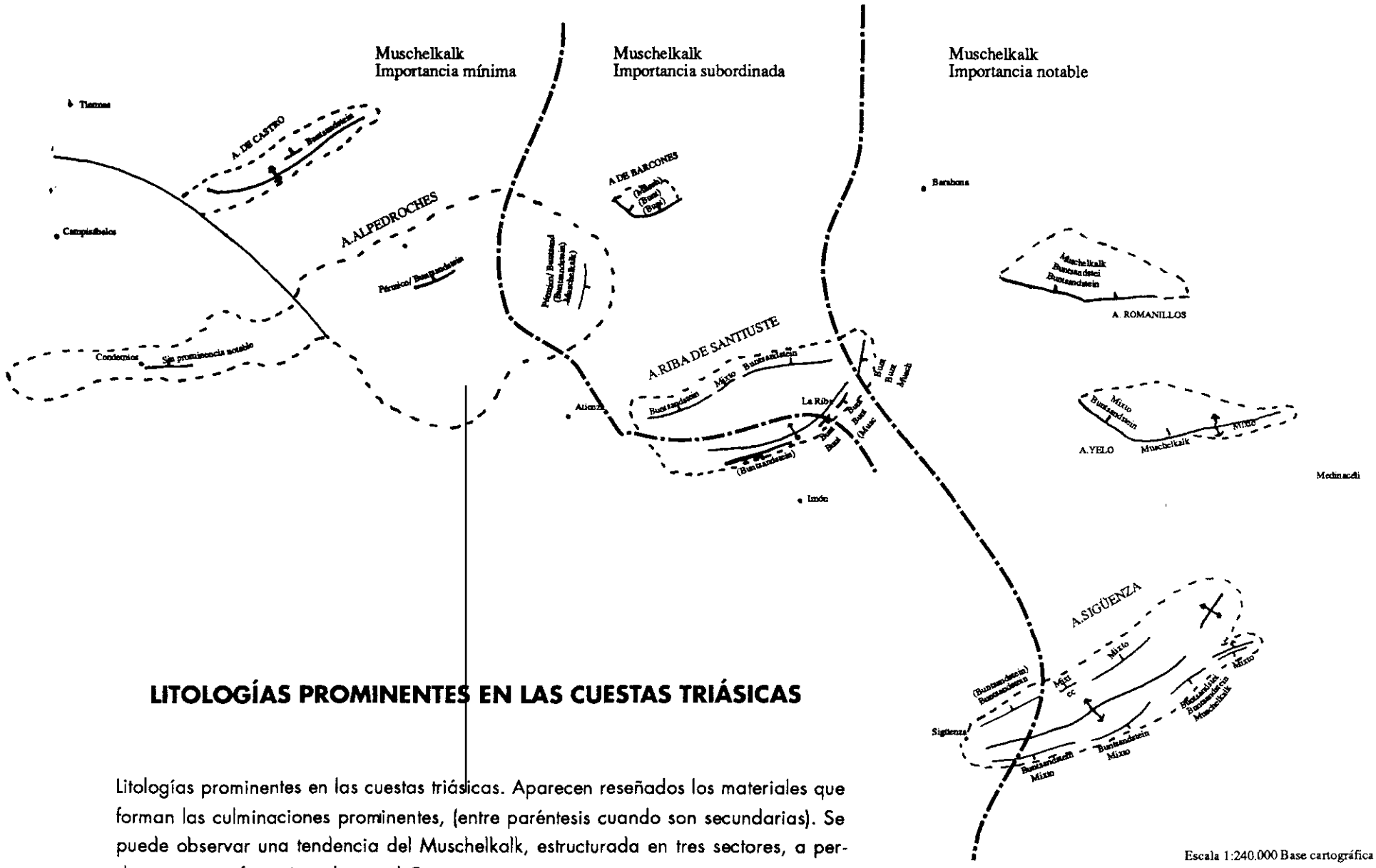
Resulta de especial interés evaluar la **importancia relativa del Muschelkalk y del Buntsandstein** en la conformación de estos relieves alineados. Para ello nos servimos del siguiente esquema cartográfico, (fig. 120) donde se han señalado con mayúsculas los materiales que forman las culminaciones principales y con minúsculas las de las subordinadas (B= Buntsandstein, M= Muschelkalk, X= mixtas, esto es la culminación integrada por las dos litologías).

Se observa una situación muy variada, existiendo **de una a tres líneas de culminación** (más en las formaciones de barras que en las de cuesta). El **Muschelkalk** forma a lo sumo una de ellas, pero queda **relegado a posiciones**

cada vez más subordinada cuanto más al Oeste, hasta el punto de que en los anticlinales de Alpedroches y Barcones, el límite entre el Buntsandstein y Muschelkalk, corresponde a una depresión en lugar a una elevación.

Debido a esta variación paleogeográfica, el papel morfológico del Muschelkalk varía mucho y así por ejemplo en el anticlinal de La Riba forma las mayores altitudes al Este, en el flanco Norte se encuentra subordinado respecto al Buntsandstein a mitad del dorso estructural, mientras que en el flanco Sur no constituye resalte orográfico.

Fig. 120



LITOLOGÍAS PROMINENTES EN LAS CUESTAS TRIÁSICAS

Litologías prominentes en las cuestas triásicas. Aparecen reseñados los materiales que forman las culminaciones prominentes, (entre paréntesis cuando son secundarias). Se puede observar una tendencia del Muschelkalk, estructurada en tres sectores, a perder vigor morfogenético hacia el Oeste.

Escala 1:240.000 Base cartográfica IGME

CC= Contracuesta

3.7.2. Los ámbitos morfolitológicos del contacto Triásico-Lías.

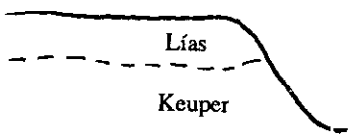
3.7.2.1. Caracterización general.

El contacto de los materiales triásicos y liásicos determina un conjunto de ámbitos morfolitológicos muy bien caracterizados, donde el Lías constituye el material resistente culminante, mientras que los diferentes materiales triásicos ocupan la parte inferior de la vertiente.

Se diferencian, **5 ámbitos morfolitológicos**, en función de la forma de contacto y del tipo de material triásico de que se trate:

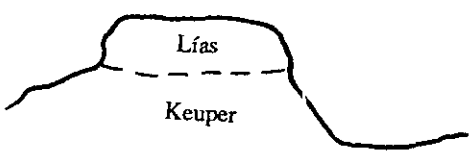
El ámbito morfolitológico más generalizado es el formado por la sucesión **Keuper-Lias, en un largo contacto lineal**, cuya expresión morfológica fundamental es una vertiente abrupta. (fig. 121)

Fig. 121



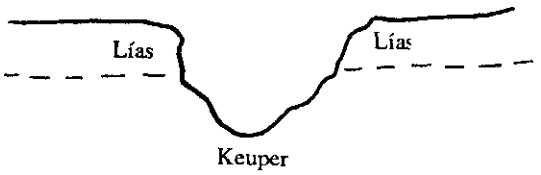
Un segundo ámbito morfolitológico corresponde a **Isleos de Lías en Keuper**, que conforma un típico relieve de cerros coniformes. (fig 122) y (fot. 36).

Fig. 122



Un tercer ámbito morfolitológico se identifica con situaciones donde el Keuper mantiene una disposición lineal, que genera una **depresión alargada del Keuper entre** las paredes del **Lías.** (fig 123)

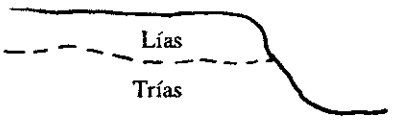
Fig. 123



En un cuarto ámbito morfolitológico, la función de los materiales del Keuper está reemplazada por el **conjunto** de los materiales **del Triásico** (Buntsandstein-Muschelkalk- Keuper), que se encuentran aquí en la situación paleogeográfica occidental, que implica debilidad litológica.(fig 124)

Fig. 124





Finalmente, en un quinto ámbito, es **el Buntsandstein** el que únicamente forma la parte débil del escarpe. También corresponde al área occidental de Trías poco resistente y supone un contacto anormal por falla.

Centraremos la atención en los dos primeros.

3.7.2.2. Ámbito morfolitológico del contacto lineal Keuper- Lías Dolomítico.

El prolongado contacto de los materiales del Keuper y del Lías, determina un ámbito morfolitológico con fuerte impronta en la Paramera, cuya traducción morfológica fundamental es el **escarpe continuo**, muy prolongado que llega a alcanzar 200 m. de desnivel, como en las Cuestas de Paredes.

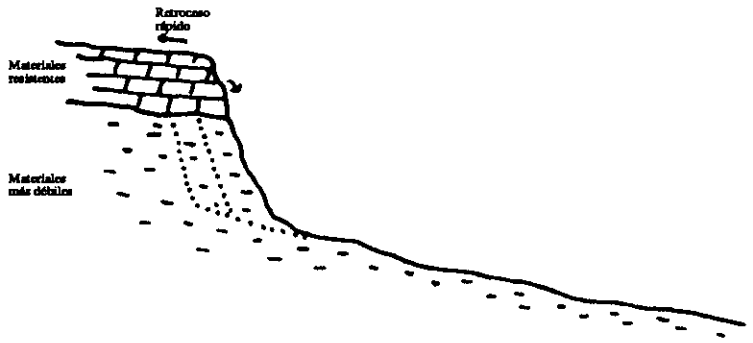
Este escarpe Keuper- Lías constituye la práctica totalidad del contacto de la Depresión Central de Atienza- Sigüenza con las parameras circundantes. Pero además es la morfología predominante en la Paramera de Medinaceli, supone el sector fundamental de las gargantas del Henares y en menor medida del Dulce en la Paramera de Baides y finalmente conforma algunos relieves de la Paramera de Barahona.

Se distinguen dos **tipos** de escarpe fundamentales, que dependen ante todo del material resistente o erosionable que predomina en la caída.

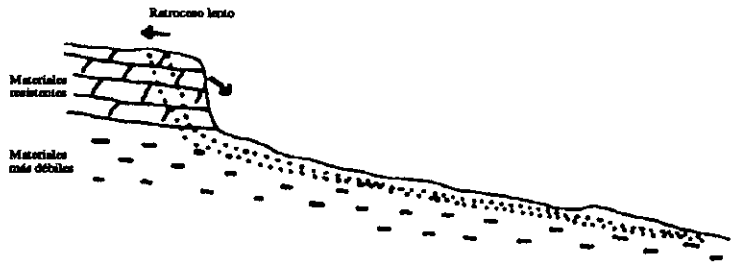
- el primer tipo puede denominarse **de control somital**. (fig. 125). Comprende un nivel resistente en culminación sobre una base deleznable, en este caso el Lías sobre el Keuper, y mantiene una pendiente importante. Son los dispositivos estructurales, superficies subhorizontales, por ejemplo, o una vigorosa dinámica aguas abajo, lo que permiten el mantenimiento de las vertientes con la base débil del Keuper como pedestal del escarpe. La capa superior frena la rapidez de evolución del relieve, pero no supone obstáculo importante para el retroceso, que puede proseguir por zapa basal. La evolución del conjunto es relativamente rápida. El borde superior de la capa resistente evoluciona sobre todo por desprendimiento y, al no disponer de tiempo para redondearse, presenta una disposición más angulosa que en el otro tipo. Como el retroceso lineal se marca sobre el material blando inferior, al ser desmantelada, se forman valles anchos y abiertos.

- el escarpe **de control basal** presenta una fuerte pendiente sobre los materiales resistentes (del Lías), que conforman la práctica totalidad del desnivel, mientras que la base deleznable (el Keuper) se sitúa sólo en la parte basal con forma cóncava y poca pendiente. Esto sólo se entiende en un contexto más amplio que el del propio escarpe, en donde aguas abajo, a veces bastante lejos, algún material resistente ejerce control a la profundización. Esto determina que la pendiente de los materiales del Keuper se reduzca a valores mínimos, como enlace extendido entre los materiales resistentes aguas abajo y el Lías que conforma el escarpe principal aguas arriba. Sobre el paredón liásico el retroceso es lento y selectivo, creándose angosturas escarpadas fuertemente incididas, en contraste con los valles abiertos del modelo anterior.

ESQUEMA DE ESCARPE DE CONTROL SOMITAL



.....Evolución del escarpe



ESQUEMA DE ESCARPE DE CONTROL BASAL

Fig.125 Esquema de escarpe de control basal y escarpe de control somital.

3.7.2.3. El ámbito morfolitológico de isleos Keuper en Lías dolomítico.

Constituye un ámbito morfolitológico menor que consiste en isleos de material margoso del Keuper en el seno de la masa resistente del Lías dolomítico. Ocupa segmentos discontinuos, que, a diferencia de los isleos inversos del Lías dolomítico en Keuper, no son redondeados, sino **alargados**, de hasta 5 Km. de longitud.

Se encuentra este ámbito en tres **áreas**:

- en el contacto de la Sierra de Bulejo y la Paramera de Barahona, en donde forman un grupo de orientación NW;
- siguiendo el Alto Talegones con orientación NE;
- en la Depresión de Pelegrina en el río Dulce (Paramera de Baides), donde alcanza su mayor extensión.

Por la forma alineada y el afloramiento de materiales más antiguos insertos entre otros más jóvenes, podría pensarse que tectónicamente corresponden a ejes anticlinales: **la estructura es**, sin embargo, **variada** y se presentan disposiciones tanto anticlinales como monoclinales e incluso sinclinales.

Lo fundamental resulta, en definitiva, no que ascienda la superficie de estratificación Keuper-Lias, sino que **se profundice suficientemente el nivel de erosión de las vaguadas**.

Así en el Alto Talegones, la estructura fundamental se eleva en la misma dirección que la vaguada, lo cual favorece el progresivo desmantelamiento del Lías.

Por el contrario, en el conjunto Este de la Sierra de Bulejo se produce un juego entre la superficie topográfica, en descenso continuo desde la Sierra de Bulejo a la Paramera y la estructural, que lo hace sin embargo, escalonadamente, en bloques tectónicos progresivamente hundidos, aunque dentro de cada bloque existe además un pequeño basculamiento en la misma dirección. Como resultado, la su-

perficie topográfica en descenso intersecta con el Keuper en el sector oriental de cada bloque, que queda bruscamente interrumpido por falla, para retornar al afloramiento del Lías resistente en un bloque oriental más hundido.

3.7.3. El ámbito morfolitológico del conjunto del Cretácico.

3.7.3.1. Caracterización general.

La presencia del Cretácico Superior Calcáreo al Oeste de la falla de Somolinos determina en la sucesión normal de estratos una disposición de **resistencia creciente hacia la culminación**, con material blando a la base (Albense), después series calcomargosas de resistencia media, para finalizar con las duras dolomías del Cretácico Superior Calcáreo. El resultado no puede ser otro que el de **escarpes**, que en combinación con las formas topográficas planas generan típicas muelas.

Una **variedad** dentro de este ámbito morfolitológico corresponde a la **integración de materiales triásicos** en la vertiente escarpada; como la presencia de Cretácico Superior Calcáreo coincide con la ausencia de Jurásico, los materiales del Cretácico se superponen a los del Keuper, ya de por sí deleznable y a un Muschelkalk y a un Buntsandstein debilitados en su facies occidental de borde, que se integran en una gran vertiente Triásico- Cretácica. Como la morfología resultante no se altera sustancialmente, podemos considerarlo como variedad del ámbito morfolitológico del conjunto cretácico (fot. 2).

3.7.3.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

Analizado ya el Cretácico Superior Calcáreo en el capítulo correspondiente, se consideran ahora los dos niveles inferiores: el Albense y el Cretácico Calco-margoso.

El **Albense** fue definido como formación "Arenas de Utrillas" por Aguilar, Ramírez del Pozo y Riva, 1971.

En este área presenta una potencia variable de "30 a 60 m.", Gabaldón.V, et al. 1982. Está estructurado en **bancos de gran potencia**, que raramente se aprecian en el terreno.

La litología es, ante todo **arenosa**, sumamente deleznable, y el color fundamental blanco, como indica el término Albense. Intercalaciones de arcilla, "lo más frecuente de colores rojo y violeta", (Segura, 1985) y concreciones ferruginosas que marcan pequeños resaltes, dan ocasionalmente al conjunto un aspecto manchado. (fig. 126). En el Ramo de Abanco, de la Rampa de Caracena se presentan bandas blancas, rojas y amarillas, rosadas y naranjas, aunque el que predominan es el blanco.

Las arenas deleznables constituyen el elemento más significativo. En los escasos, pero llamativos, lugares en donde la roca queda al descubierto, sin protección vegetal, **pueden desmoronarse, con sólo tocarlas** y aún esto es más fácil en las superficies atacadas por meteorización.

Los coluviones formados por materiales procedentes del Albense sólo se manifiestan por una masa de arenas blancas y un canturral de pedrerillas de cuarcitas, que tapizan toda la vertiente, sin que se produzca resalte alguno.

El Albense constituye una formación "muy permeable, descartándose totalmente los riesgos de encharcamiento", (MOP, 1975).

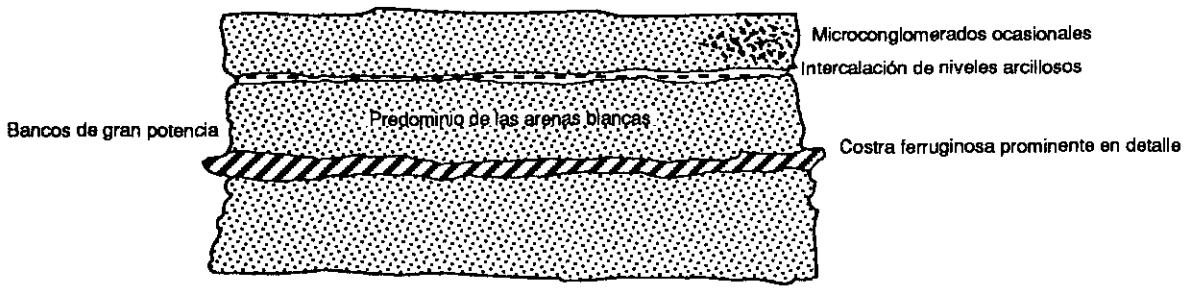


Fig. 126 CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS DEL ALBENSE

El Cretácico calco-margoso se encuentra por encima del Albense, y por debajo del Cretácico Superior Calcáreo. (fig. 127). Schröder, en 1930, lo define como "margas, calizas margosas y calizas arenosas". En 1985, Segura señala con más precisión "areniscas y arenas con arcillas subordinadas, dolomías con esporádicos niveles margosos".

Su potencia es muy variable, de 5 a 70 m, pero la estructura se presenta en bancos de 0,2 a 0,6 m., (Segura, 1985). De esta forma se presenta como una unidad caracterizada por su importante variación de niveles estratigráficos de calizas, dolomías, margas y arenas, y sus numerosas variedades intermedias. El conjunto presenta tonalidades claras, gris amarillentas, Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza), 1982.

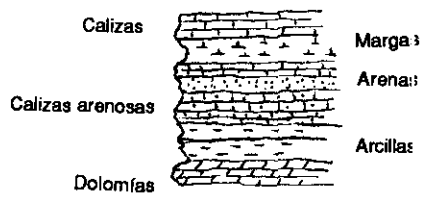


Fig.127

CRETÁCICO CALCO- MARGOSO. CARACTERÌSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Bancos delgados, sucesión contínua de niveles calco-margosos.

3.7.3.3. Formas de relieve

Elevados **escarpes** de 75-100 m. de desnivel constituyen la morfología fundamental de este ámbito. Generalmente corresponden a situaciones de control somital, en donde se diferencia un tramo superior con una pendiente de un 10%, que da paso a otro tramo empinado sobre materiales débiles (40 %), que se extiende hasta la base. Sin embargo, cuando el contacto de litologías se produce a mitad de ladera, el tramo superior sobre materiales resistentes crece hasta un 25-40%, mientras que el inferior se suaviza hasta un 5- 20%, creando en todo caso una vertiente más regular (fot. 5).

La manifestación más característica de este conjunto es el **escalonamiento de las vertientes** que se apoya en la mayor resistencia de los bancos calcáreos frente a los margosos, configurando una típica sucesión de pequeños escarpes y rellanos intermedios, que resulta muy diferente a la de las laderas del Keuper-Lías. No suelen presentar una carácter continuo y en otras ocasiones se integran en la pendiente reglada.

Entre las morfologías de detalle la que presenta una característica más definida es la del **Albense**, que desarrolla localmente **cárcavas**, activas en la actualidad. Éstas consisten en una serie de paredones incididos por surcos que van profundizando desde la base y la culminación hasta el centro, donde el encajamiento es máximo. Las formas son siempre redondeadas: con un radio de curvatura muy pequeño en las incisiones y grande en los espacios intermedios. Presentan una configuración en conos, invertidos (si las incisiones limítrofes convergen), o apuntando hacia arriba y en ensanchados por la base (si divergen).

3.7.4. El ámbito morfolitológico del contacto Lías- Mesozoico deleznable

3.7.4.1. Caracterización general.

La situación marginal del área de sedimentación durante el Mesozoico crea unas condiciones paleogeográficas con numerosas lagunas sedimentarias y de erosión, que provocan una sucesión muy particular de materiales en el registro sedimentario.

Así, **al Este de la falla de Somolinos** entran en contacto anormal discordante los **materiales deleznables del Jurásico** (grupo Ablanquejo) con los también **blandos del Cretácico**, (Albense y serie Calco margosa). En conjunto forman un importante paquete de materiales débiles, que se instalan sobre un **Lías resistente** de base, creando un conjunto morfológico de fuerte personalidad.

Resulta también muy significativa la **ausencia del Cretácico Superior Calcáreo**, que se situaría por encima de la serie. Esto se relaciona con un hecho llamativo: el carácter excluyente de las áreas donde afloran las dolomías liásicas y las calizas del Cretácico Superior Calcáreo, elementos claves y más resistentes del relieve, cuyo límite de extensión coincide aproximadamente con la falla de Somolinos.

Las unidades son pues las siguientes (de techo a base):

- Serie calco margosa del Cretácico,
- Albense,
- Serie calco margosa del grupo Ablanquejo,
- Lías dolomítico (basal, resistente).

Se trata en definitiva de una sucesión de materiales blandos sobre la base dura del Lías dolomítico, lo cual constituye la característica fundamental de este ámbito morfolitológico.

Se puede reconocer una variedad **occidental**, en las inmediaciones de la falla de Somolinos, donde falta el grupo Ablanquejo, con lo que el Albense descansa directamente sobre el Lías dolomítico, sin que esto suponga una alteración sustancial de los resultados morfológicos.

3.7.4.2 Caracteres macrolitológicos.

Las características macrolitológicas de los materiales que forman este ámbito morfolitológico han sido ya analizadas, a excepción del grupo Ablanquejo.

Se entiende por **Grupo Ablanquejo** las capas jurásicas situadas sobre las dolomías de base y que consisten fundamentalmente en una **alternancia de calizas y margas**, que se traducen respectivamente por salientes y entrantes del relieve. (fig. 128)

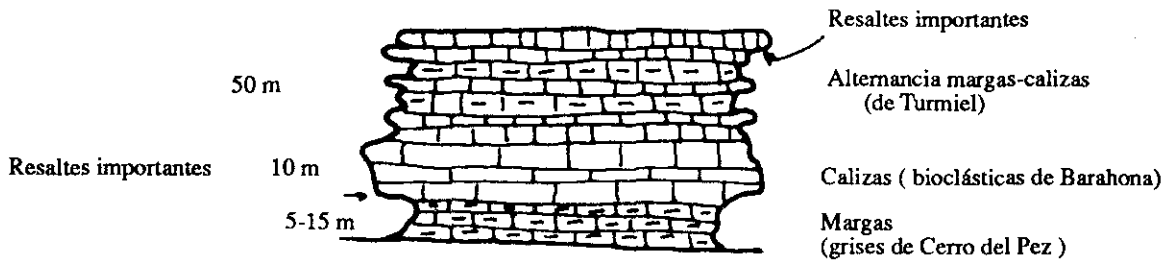


Fig. 128

Serie Jurásica supra Lías. Esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.

Sólo a nivel más detallado, resultará útil considerar las "formaciones", definidas para estos materiales. Así se reconoce en la base un litosoma fundamentalmen-

te margoso (Margas grises del Cerro del Pez), después una unidad calcárea (Calizas bioclásticas de Barahona), ambas con espesor de decámetro, y sobre ellas alternancias más finas de calizas y margas (Alternancia de calizas y margas de Turmiel). Algún tramo calcáreo de la base del Jurásico Medio, de afloramiento muy reducido, se puede asociar a este conjunto, como un elemento más de la alternancia calcomargosa.

Una característica litológica llamativa de esta serie es la estratificación de las calizas "en **capas medias y finas**" Gabaldón.V, et al. 1982, que las hacen relativamente deleznables. Se encuentran además niveles ferruginosos sin apenas trascendencia en el relieve.

La tonalidad general para las calizas y margas es **grisácea**, aunque en las primeras existen variedades rojizas y amarillentas y en las segundas rosáceas.

3.7.4.3. Elementos morfológicos.

Sobre la plataforma de las dolomías del Lías se desarrolla un tipo de relieve caracterizado por su reducido vigor y por una gran variedad de detalle.

El **reducido vigor** se explica por :

- la disposición en la que aparecen los materiales deleznables, rodeados por los resistentes del Lías, ya sea en posición sinclinal o por otro motivo, que permite que, a medida que profundiza la incisión en el escollo duro circundante, se vayan rebajando los materiales deleznables del interior.

- la ausencia de una capa protectora resistente, que en la evolución normal, correspondería al Cretácico Superior Calcáreo.

La gran **variedad de detalle** se explica por la rápida sucesión de diferen-

tes estratos de poco espesor, acuñados al Oeste del Tetis mesozoico y afectados con frecuencia por períodos de erosión.

En este ámbito morfolitológico se reconocen dos formas de relieve fundamentales: (fig. 129)

- la **superficie plana**, donde las series calcáreas apenas tienen relevancia morfológica respecto a las margas. Corresponde al afloramiento de Alpanseque y Barahona. En la evolución de este relieve resulta fundamental la leve inclinación de los estratos (1,5º de valor medio), que de todas formas aparecen biselados por una planicie todavía menos pendiente. sólo el nivel calcáreo de las calizas Turonenses crea una pequeña elevación, viso, otero, como el que sirve de asiento a la localidad de Barahona (no confundir con las llamadas Calizas bioclásticas de Barahona, del Jurásico, situadas en su entorno).

Cuando el nivel de disección del relieve es mayor y el contrafuerte marginal del Lías ha sido incidido por gargantas importantes, se produce un relieve más movido, como el que existe en Ventosa del Ducado, donde ya se manifiestan **escarpes de tipo medio**, entre niveles calcáreos y margosos del grupo Ablanquejo y entre las diferentes litologías de los materiales supra Albenses, que se traducen como mesas bien definidas.

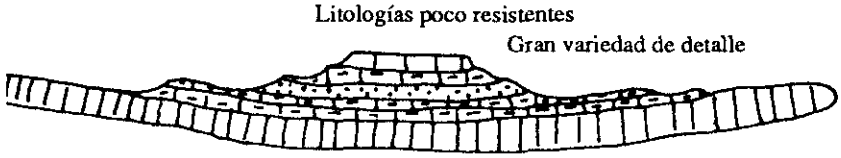


Fig. 129 Control basal sobre materiales supra Lías

3.7.5. El ámbito morfolitológico del Permo-Trías.

3.7.5.1. Caracterización general.

Los materiales del Pérmico corresponden a litologías claramente diferenciadas de las circundantes y por ello conforman ámbitos morfolitológicos específicos, que presentan, sin embargo, reducida extensión.

La razón de ser del **escaso afloramiento** radica, en primer lugar, en el nivel de erosión general que en este área está colocado por encima del Pérmico, por lo que éste aflora sólo en las zonas deprimidas de los sectores tectónicamente elevados, pero además las condiciones paleogeográficas originaron lagunas locales de sedimentación y sobre todo erosivas: mientras que la potencia original calculada para el Pérmico en base a retazos existentes alcanza la impresionante cifra de 2000 m. (Hernando 1977), en la depresión de Condemios, el Buntsandstein se sitúa directamente sobre el Ordovícico, faltando el Pérmico.

La litología predominante es la de las **lutitas**, rocas de debilidad marcada ante la erosión. La fuerte personalidad de esta litología no se puede desarrollar en un ámbito morfolitológico propio, debido a la reducida extensión de afloramiento, sino que constituye el nivel blando de base bajo las areniscas del Buntsandstein y se conforma así, un primer ámbito morfolitológico Permo- Buntsandstein.

Además, en el Pérmico lutítico, se intercalan **capas volcánicas** andesíticas, mucho más resistentes, que forman, en tránsito brusco con las encajantes, un segundo ámbito morfolitológico, de andesitas y lutitas pérmicas.

3.7.5.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

El Pérmico se caracteriza por la gran **variedad de facies**, en relación con

unas condiciones de sedimentación en cuencas diferenciadas: por ello será preciso referirse a un Pérmico- Atienza, sensiblemente distinto, por ejemplo, a un Pérmico-Pálmaces, desarrollado más al Sur.

En este Pérmico - Atienza **predominan los materiales lutíticos**, acompañados de **niveles areniscosos o conglomeráticos**. Son los mismos materiales que aparecen en el Buntsandstein, pero con una frecuencia relativa muy distinta, pues en éste, las lutitas se reducen a estratos esporádicos.

La subdivisión del Pérmico en seis unidades estratigráficas, realizada por Hernando, 1977, conviene resumirla en dos formaciones litológicas, como se hace en Adell Argiles, F. et al. (Hoja Geológica de Atienza), 1982, una de lutitas y otra de andesitas. Esto es lógico, si se piensa que en definitiva se trata de un mismo ámbito paleogenético, interrumpido por dos fases eruptivas volcánicas.

Tampoco resulta efectiva, desde un punto de vista macrolitológico, la consideración de dos grandes conjuntos, distinguidos en Gabaldón.V, et al., 1982, uno inferior con lutitas con intercalaciones areniscosas, al que se asocian rocas de origen volcánico y volcanoclástico, y otro superior de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

Desde un punto de vista macrolitológico, lo más conveniente resulta, pues, considerar **dos unidades alternantes una lutítica** (fig. 130) **y otra andesítica.**

Las **arcillas** constituyen el elemento litológico **fundamental** del conjunto detrítico. Nos damos cuenta que son las arcillas más antiguas que se conservan a nivel regional, pues arcillas anteriores ya han pasado a pizarras por metamorfismo.

Los otros niveles diferenciados, **areniscas y conglomerados** deben entenderse muy subordinados al predominio de las arcillas. Se encuentran en capas de poco espesor, formando pequeños resaltes, parcialmente cubiertos por depósitos de ladera, de manera que en ocasiones carecen de influencia sobre el relieve exte-

rior y en otras aunque su influencia sea efectiva, permanece oculta.

El comportamiento morfolitológico de los conglomerados es muy similar al de las areniscas. Los cantos, sobre todo medios o pequeños, rara vez superan los 20 cm. La diferencia entre las dos litologías se manifiesta en las acumulaciones residuales de los conglomerados, que consisten en pequeños cantos ante todo cuarcíticos.

La **resistencia de la roca es mínima cuando falta la protección vegetal.** La roca se disgrega al simple tacto de la mano, lo que provoca el desplazamiento inmediato del material a lo largo de la vertiente: sólo es necesario aumentar algo la presión para que ocurra lo mismo en niveles un poco más profundos.

La plasticidad del conjunto borra las manifestaciones de fallas, diaclasas o superficies de estratificación, que sólo se advierten por contactos anormales o en los niveles areniscosos y conglomeráticos intercalados. Entonces aparecen estratificaciones cruzadas a todos los niveles, de una forma muy similar a los del Buntsandstein.

El término **vinoso**, vino tinto, describe expresivamente el color del conjunto detrítico del Pérmico, para el que se han indicado "colores marrones más o menos rojizos" (limolitas) "siendo las intercalaciones conglomeráticas y areniscosas gris blanquecinas en el tercio inferior y más rojizas en el resto del tramo", (Gabaldón.V, et al. 1982).

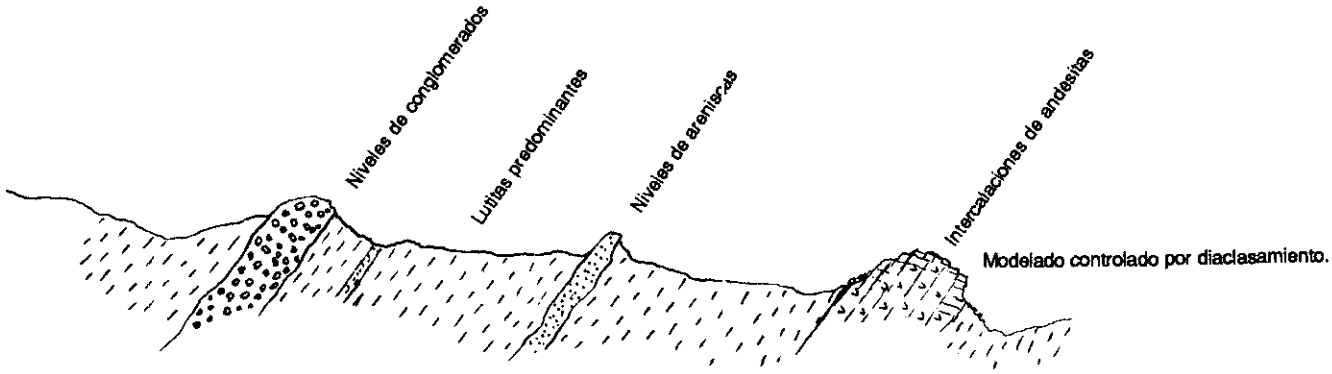


Fig. 130 PÉRMICO. CARACTERÍSTICAS MACROLITOLÓGICAS

Claramente diferenciadas se encuentran las **andesitas**, reconocidas como materiales "hipogénicos"(igual a magmáticos), (De la Peña, 1931), pero definidas como tales andesitas sólo en 1969 por Schäfer.

Corresponden a dos niveles, cada uno de los cuales con 50-100 m. de potencia: el inferior, designado como "Andesitas del Paraje de la Castellana" y el superior como "Andesitas de Cañamares", (Hernando, 1980). Pero no existe diferencia significativa entre ambos: "son análogos en composición y textura".

Se trata de material resistente, donde los **planos de diaclasas** controlan de una forma muy efectiva la meteorización y fragmentación de la roca, que en un primer momento aparecen como bloques geométricos.

3.5.7.3. Elementos morfológicos.

Sobre las lutitas del Pérmico se desarrollan **barranqueras**, profundas, ramificadas, sinuosas, extraordinariamente vigorosas y de rápida formación, que alcanzan más de 2 m. de incisión a muy poca distancia de su inicio (fot. 28)

Las **paredes** de las barranqueras, muy pendientes, aparecen estructuradas como una sucesión de triángulos convexos, abiertos hacia la base y raídos por marcas erosivas en disposición divergente, que van cerrando el paso a otras formas triangulares invertidas que terminan en la línea de incisión fundamental, de fondo plano (fig. 131) (fot. 29)

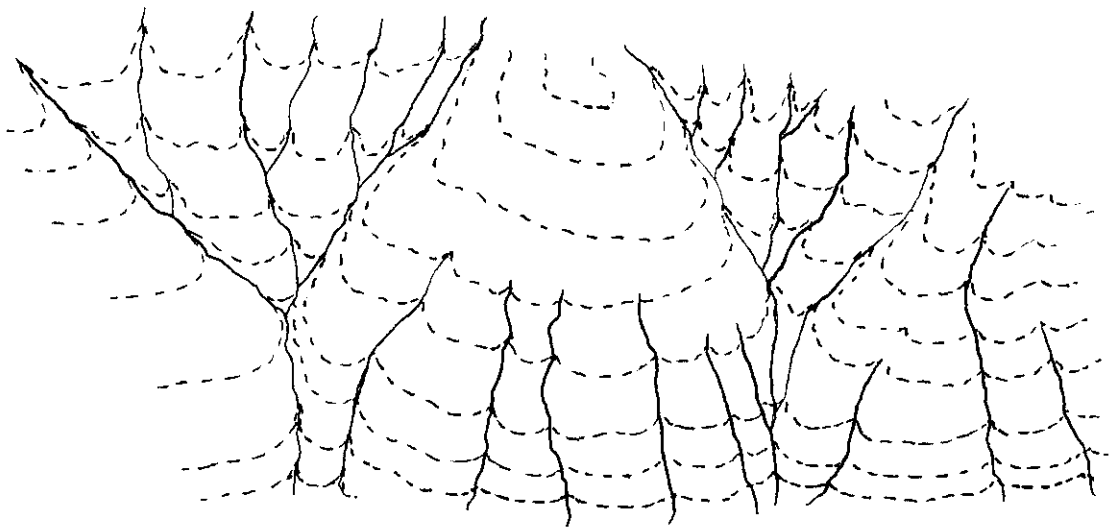


Fig. 131. Aspecto típico de las paredes del Pérmico. Croquis de curvas de nivel en proyección horizontal.

En el ámbito morfolitológico de contacto Permo- Bunt, las areniscas del Buntsandstein sobresalen formando importantes **escarpes**, ante todo en la posición más dinámica del eje de la vaguada, donde bloques ya caídos atestiguan una zapa basal activa.

Sin embargo, los materiales del Buntsandstein afectan de una forma indirecta, pero efectiva, a los pérmicos situados por debajo: proporcionan una gran cantidad de cantos, que empastados en arenisca rojiza, tapizan la vertiente, lo cual constituye la modalidad más frecuente de contacto (fig. 132).

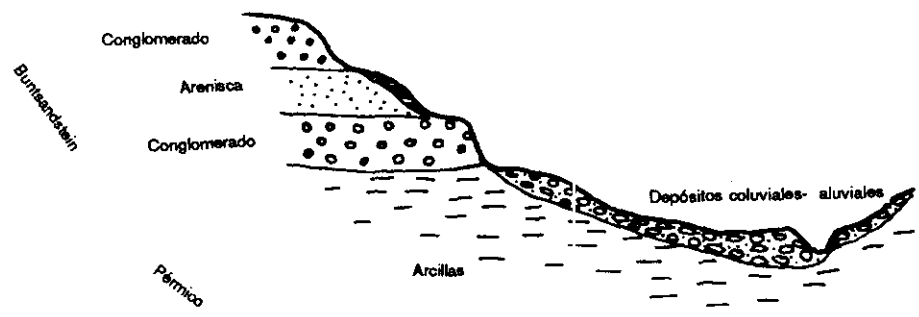


Fig. 132

El enlace de las andesitas con los niveles lutíticos del Pérmico crea una morfología definida como "colinas redondeadas", (Soers, 1972), que podríamos precisar como **cerros enhiestos** con superficies escabrosas a los que quizá convenga más la denominación de peñones o picozos. (fig. 133). La pendiente puede alcanzar 30 - 40% (fot. 30).

El límite con las lutitas aparece en la parte baja, por lo que la elevación cabría considerarla de control basal.

Se diferencian dos modelos fundamentales de vertientes: las **regladas**,

donde los fragmentos de la roca cubren una superficie plana, manteniendo un equilibrio entre la fragmentación, muy homogénea, y el desplazamiento a lo largo de la ladera. Sólo quedan residuos sobresalientes y alargados hacia abajo, con una típica conformación en cilindros articulados.

Además de esta vertiente reglada, se reconoce otro modelo **escalonado**, en peldaños de desnivel marcado, que traducen directamente el control del diaclasado. Sólo en ocasiones el material fino rellena parcialmente los rellanos.



Fig. 133

Poyatos andesíticos. Morfologías prominentes características junto a Alpedroches.

3.7.6.Los ámbitos morfolitológicos del contacto Mioceno-Mesozoico.

La disposición discordante de los estratos terciarios sobre una litología variada crea gran cantidad de combinaciones morfolitológicas, que de todas formas pueden analizarse agrupándolas en función de las **morfologías resultantes**: escarpes, hoces, plataformas enrasadas y vertientes características.

Los **escarpes de control somital**, en que las capas terciarias resistentes se sitúan sobre otras deleznables, no son muy frecuentes. Se producen:

- en la superposición del mioceno conglomerático **sobre el Albense,** al Norte de la Paramera de Barahona, que no genera un desnivel importante por la poca profundización de los cursos y por la escasa potencia del Mioceno.

Este esquema se hace algo más complejo cuando se superpone la Caliza de los Páramos (de sólo unos metros de potencia) y se interponen además algunos niveles calcomargosos del Cretácico supra Albense.

- una segunda situación de escarpe de control somital se produce en el extremo Sur de la Paramera de Sigüenza, en la rara situación en la que **se superponen todas las series terciarias** (Maestrichense - Eoceno - Oligomioceno y Mioceno), aunque en ocasiones falte alguna (fig. 134).

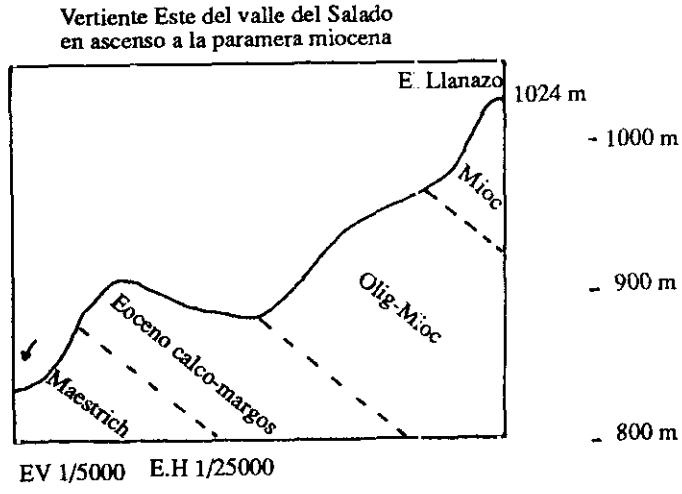


Fig. 134

Más frecuente es la disposición en la que los materiales terciarios se convierten en **meros añadidos al escarpe**, que conforman fundamentalmente las litologías calcáreas resistentes **del Cretácico Superior Calcáreo.** Es el caso del valle del Escalote, donde el Mioceno conglomerático presenta menos pendiente que el basamento de calizas mesozoicas y sus vertientes se encuentran regladas con mayor perfección, sin las irregularidades de resistencia de las series calcáreas.

En la **ladera Norte de la Sierra de Pela**, (fig. 135) el Mioceno conglomerático se integra como parte culminante de una **vertiente compleja**, que cuenta en la base con los materiales blandos del Buntsandstein en facies occidental o los del Pérmico, y encima el Cretácico Superior Calcáreo (y excepcionalmente el Lías) como cuerpo superior del escarpe.

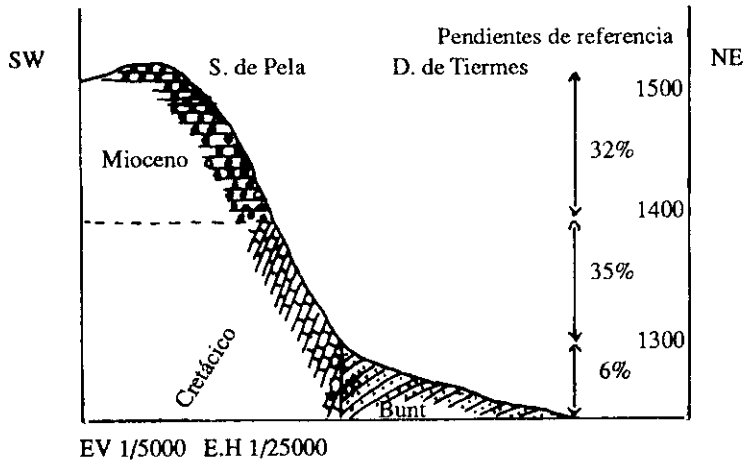


Fig. 135

Vertiente Norte de la Sierra de Pela
SW de Peralejos

- Las **hoces** están desarrolladas especialmente a lo largo del **Henares y del Dulce**. La excavación sobre la base del mioceno ha permitido descubrir con "provechosa ojeada", (Schröder, 1930), las estructuras verticalizadas del Cretácico,

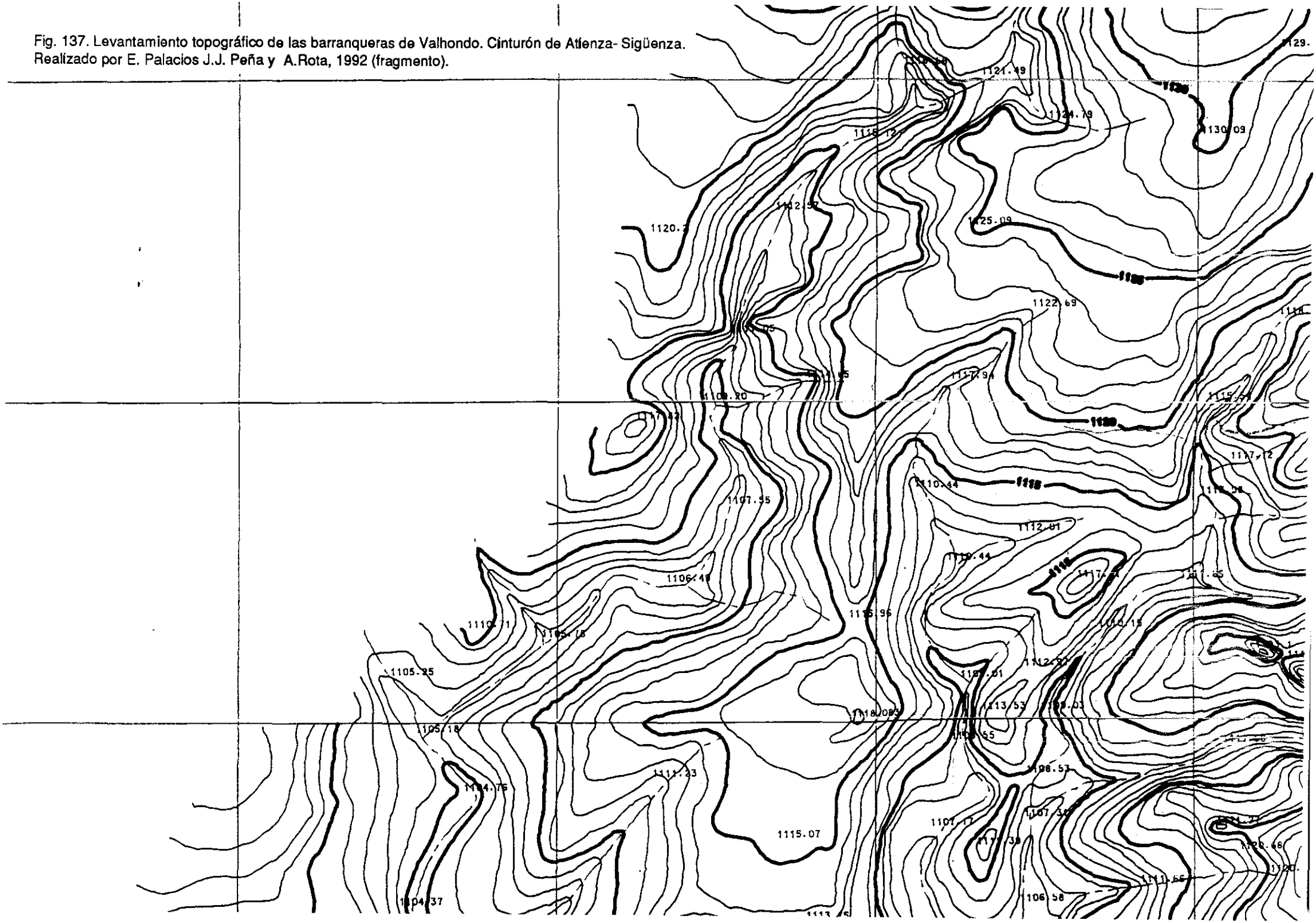
diverso y cambiante, que se disponen perpendicularmente a la dirección de la garganta, generando una rápida sucesión de barras transversales entre valles más abiertos, según la dureza de la litología.

En la **hoz del Jalón**, el Mioceno poco potente se limita a una posición marginal de culminación sobre los estratos del Trías y del Lías, proporcionando a unas vertientes complejas el típico redondeamiento somital.

Los contactos enrasados son también característicos del Terciario, como es lógico en disposición discordante y para durezas similares. El enrasamiento se produce ante todo **con el Lías dolomítico** (Paramera de Barahona), sin que se advierta sobre el terreno el tránsito de uno a otro, más que por una variación de color y de productos de meteorización (aparte del frecuente cambio de uso agrario a ganadero). Los cursos que discurren sobre esta zona llana, al pasar del Lías al Mioceno, se hacen algo más anchos, menos serpenteantes y con tramos más rectilíneos.

En ocasiones, en la misma Paramera de Barahona, **se interpone entre el Lías y el Mioceno, el Albense deleznable**, que queda encerrado, atrapado, por litologías más resistentes que controlan su profundización.

Fig. 137. Levantamiento topográfico de las barranqueras de Valhondo. Cinturón de Atienza- Sigüenza.
Realizado por E. Palacios J.J. Peña y A.Rota, 1992 (fragmento).



4. MORFODINÁMICA

4.1. IMPRONTA EN EL RELIEVE DE LOS SISTEMAS MORFODINÁMICOS

Después de considerar la organización fisiográfica del relieve, su correspondencia con las referencias toponímicas, la explicación de la tectónica y los modelados característicos de las diferentes litologías, abordamos ahora el estudio de la impronta de los sistemas morfodinámicos. Con ello se completará el análisis de los factores del relieve y se dispondrá ya de argumentos para tratar la síntesis morfológica regional.

El objetivo fundamental del estudio es reconocer sobre el terreno las **herencias**, a menudo sobreimpuestas, **de diversas situaciones morfodinámicas** pretéritas. La forma más ordenada y provechosa de abordarlo es señalar secuencialmente los procesos y resultados morfológicos que han trascendido al relieve actual. No se pretende, sin embargo, seguir la evolución del relieve a lo largo del tiempo, sino reconocer la influencia de los diferentes contextos morfodinámicos sobre el relieve actual, esto es, su **impronta**. Evidentemente ambos enfoques coincidirán en muchos aspectos.

La morfodinámica analizada es fundamentalmente la exógena, la morfoclimática, aunque también se haga referencia, cuando sea preciso, a los aspectos dinámicos de la tectónica.

En el devenir geológico, partimos de una situación que ha dejado una impronta decisiva en el relieve: **la morfodinámica finimiocena**. Con este término se expresa el final de una dinámica de acumulación en las grandes cuencas sedimentarias del interior peninsular que tradicionalmente se ha considerado como finimiocena, y que luego se ha precisado como pliocena en algunos sectores.

Posteriormente realizaremos una breve consideración de las posibles formas anteriores para continuar después con el análisis de la impronta del Plioceno, Pleistoceno y Holoceno. La alteración del orden cronológico esta justificada por lo decisivo de la dinámica finimiocena, frente a la menor trascendencia y a las grandes conjeturas con que es necesario abordar la dinámica anterior.

4.2. LA IMPRONTA DE LA MORFODINÁMICA FINIMIOCENA

4.2.1. La impronta de la morfodinámica miocena en los Sistemas Ibérico y Central.

El problema de la existencia y del significado morfológico de una superficie finimiocena tiene una trascendencia muy amplia, por lo que es necesario considerar, al menos, las concepciones que al respecto se han planteado para el Sistema Ibérico y Central.

Sobre esto adelantamos una grave conclusión: los modelos sobre la impronta finimiocena aplicados al Sistema Central son **diferentes** a los del Sistema Ibérico. Esto resulta especialmente importante en la situación intermedia de la Paramera de Sigüenza.

4.2.1.1. La herencia de la morfología finimiocena en el Sistema Ibérico.

La aseveración fundamental sobre la impronta de la superficie finimiocena en el Sistema Ibérico lo formula **Solé**: "La Cordillera Ibérica aparece arrasada en su mayor parte por la **penillanura finipontiense**". [1]

La cuestión inmediata es adaptar esta gran afirmación al hecho constatable de que las culminaciones del Sistema Ibérico, aun aplanadas, están dispuestas a diferentes alturas: "habrá que deducir además que esta antigua penillanura ha sido **desnivelada por la tectónica**".

Esta interpretación es ampliamente seguida y así aparece en Peña et al., 1984: "al reconstruir la disposición actual de los retazos de la antigua superficie de erosión, éstos se muestran claramente basculados y desnivelados entre sí, fruto de

[1] Solé Sabarís, L.: Sobre el concepto de Meseta Española y su descubrimiento. pag 42. Homenaje al Excmo. Sr. D. Amando Melón y Ruiz de Gordejuela. Zaragoza, 1966.

desnivelaciones tectónicas posteriores." o en Simón Gómez, 1983, para el que "la penillanura fundamental no se observa en su posición original, sino fraccionada en retazos basculados y desplazados unos respecto a otros" [2]

Se trata, por lo tanto, de una superficie primero aplanada y luego trastocada por los movimientos posteriores, que la sitúan a diferentes cotas.

Sobre este modelo es interesante reflexionar acerca de tres cuestiones que parecen **restringir su validez**:

- una primera es la **abundancia de relieves residuales**. Se han señalado "relieves residuales importantes", como el Moncayo (Solé 1966 y Pellicer 1984), la Sierra de la Virgen (Pellicer 1984); en la zona Sur, la Muela de San Juan en la Serranía de Albarracín, la Sierra de Lidón, márgenes de la fosa Alfambra- Teruel - Mira y el macizo de Peñagolosa (Peña et al. 1984); el macizo de Peñarroya, la Sierra de Ejulve y El Pobo (Pailhe). Solé plantea en 1952 cómo "las sierras de La Virgen, Morés, Vicor y Santa Cruz fueron respetadas por la peniplanización". En el área de Calatayud, Bomer, 1956, señala un 35% de relieves residuales frente a un 18% de superficies de erosión.

Apuntamos la hipótesis de que los relieves residuales sean aún más numerosos y que se hayan señalado en los casos claros, en los que existe diferenciación litológica, como en el Moncayo, pero por el contrario si hay afinidad litológica y el tránsito a los relieves residuales es gradual, se interpreta como una elevación postectónica de la penillanura (método de los contornos estructurales, Solé y Riba, 1952, Peña et al., 1984). Pero este asunto queda fuera del ámbito de comprobación de este estudio.

[2] 1983 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Las grandes unidades de la cadena Ibérica centro-oriental. XVII Curso de Geología Práctica. Teruel 1983.

En definitiva, la porción de relieves residuales parece bastante elevada dentro del conjunto de la Cordillera Ibérica, lo cual atenúa la aplicabilidad del propio modelo de arrasamiento generalizado.

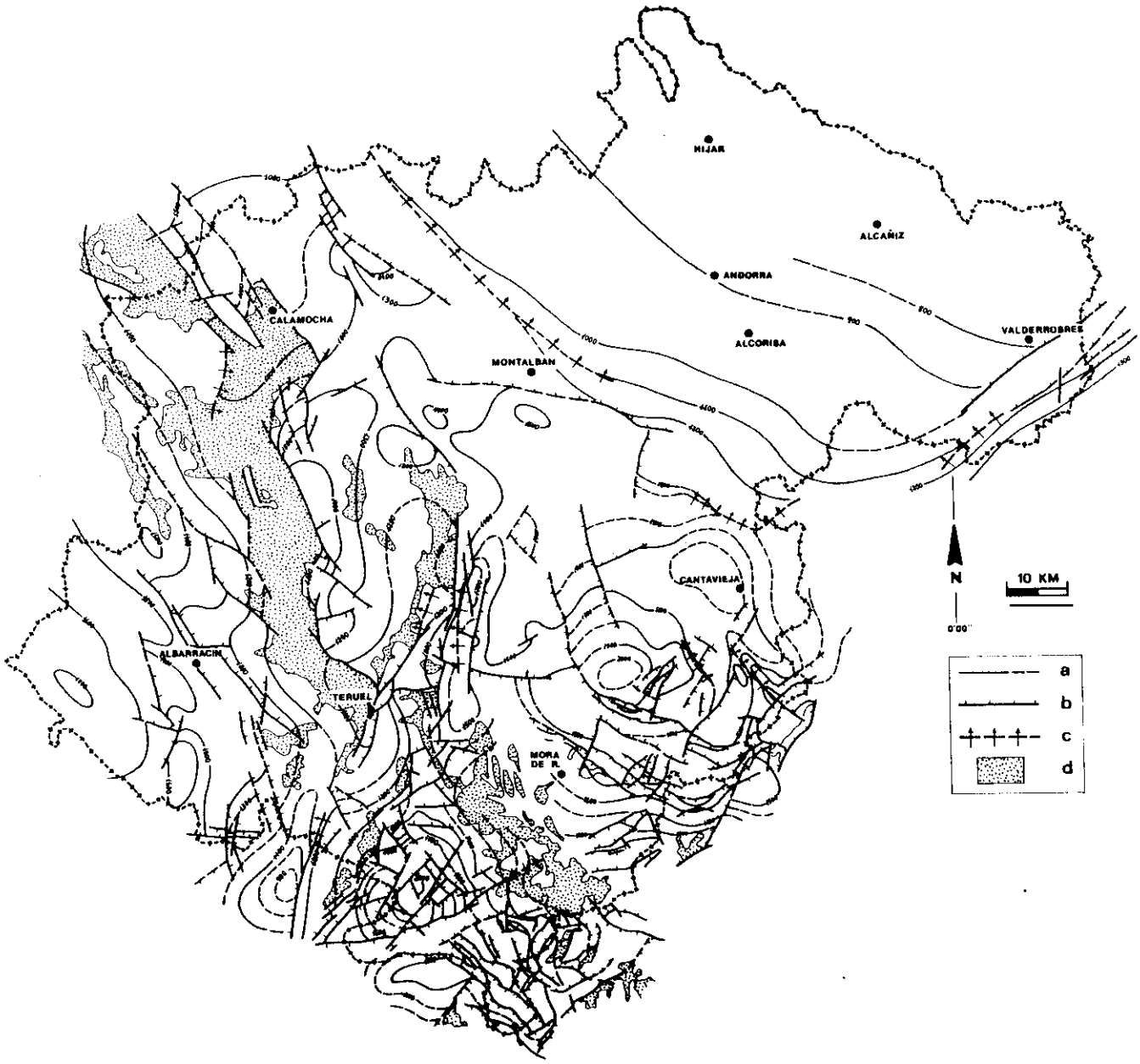
Un segundo aspecto restrictivo es el del **carácter de penillanura** que señaló inicialmente Solé. Este término ha sido sustituido por el menos comprometido de "superficie de erosión fundamental" (Peña et al., 1984), que, por el contrario, resulta extraordinariamente impreciso.

Una gran duda surge entonces: ¿implica esta superficie de erosión algún tipo de horizontalidad inicial? - Aunque no se hace referencia expresa a ello, de hecho, el suponer levantamientos relativos por referencia a la cota actual, el reconocer relieves residuales, el manifestar el seguimiento al modelo de Solé, hace pensar que efectivamente la sustitución del término de penillanura por el de superficie de erosión, no implica, tal como fue formulada, la pérdida de la horizontalidad.

El sistema empleado, según el cual la diversa posición actual de las superficies culminantes expresa el grado de levantamiento y deformación post- aplanamiento que ha tenido lugar, implica, como presupuesto, el de una superficie original horizontal. (fig. 138)

Por lo tanto, parece que, en cuanto a horizontalidad, la superficie de erosión fundamental es concebida de la misma forma que la antigua penillanura finimiocena, con todas sus consecuencias.

En algunos casos, sin embargo, se encuentra explícito el presupuesto de la horizontalidad. Así en Gracia et al., 1988, se manifiesta "hay que partir del supuesto de que el plano de la superficie sea horizontal, aunque evidentemente éste presente una inclinación más acusada en las proximidades de los relieves residuales".



— Mapa de contornos estructurales de la superficie de erosión fundamental en la provincia de Teruel, deformada por procesos tectónicos posteriores a su elaboración: a: Isohipsas con equidistancia de 100 m. b: Fallas. c: Flexuras. d: Rellenos del Plioceno superior - cuaternario.

Fig. 138

Mapa de contornos estructurales de la superficie de erosión fundamental en la provincia de Teruel, según Peña Monne et al.,1984.

- En tercer y último lugar, la datación de la superficie de erosión, tradicionalmente considerada **Pontiense** (Finimiocena), es objeto de revisión, según los indicativos bioestratigráficos de la Serie Blanca, caliza terminal de colmatación en Teruel, con la que enrasa. Los trabajos de Adrover, Mein y Moissenet concluyen en fecharla **como Plioceno** Medio o Superior, con lo que habría que suponer que la superficie de erosión es también bastante posterior.

La elaboración de la superficie de erosión ha sido retrasada por lo tanto hasta tiempos más cercanos, con lo que se reduce aún más el marco temporal de los procesos tectónicos que han podido suponer el trastocamiento y desnivelación del relieve arrasado hasta la situación actual.

La coincidencia del fin de arrasamiento y el comienzo de la desnivelación, incluso en la misma zona bioestratigráfica de Mein (la 16), resulta sospechosa y hace pensar que lo que se pudo desnivelar no fue un relieve arrasado totalmente, sino sólo hasta el punto concreto en que quedó interrumpido por el levantamiento.

En definitiva, para el Sistema Ibérico se ha establecido un modelo de arrasamiento casi total, que luego experimentó una desnivelación tectónica. Sin embargo, la abundancia de relieves residuales y el retraso cronológico de la superficie de erosión constituyen puntos oscuros en el modelo, sin que la sustitución del término penillanura por el menos comprometido de superficie de erosión implique ninguna modificación sustancial del sistema.

A partir de este esquema se han reconocido en los últimos años varias superficies de aplanamiento, lo cual desemboca en situaciones muy parecidas a las de Schwenzner, que más tarde analizaremos. [3]

[3] Así Gracia et al.,1988 identifican en el sector central del Sistema Ibérico cuatro superficies de erosión: S1, S2, S3 y S4, que coinciden explícitamente con las superficies D, M3, M2 y M1 de Schwenzner y A, B, C y D de Gladfelter.

4.2.1.2. La herencia de la superficie finimiocena en el Sistema Central.

El tema de las superficies terciarias en el Sistema Central ha sido tratado recientemente en las obras de Garzón, 1984, y C. Sanz, 1988. En este último trabajo se indican cinco principales hipótesis de evolución propuestas respectivamente por:

- Schwenzner,
- Birot y Solé,
- Vaudour,
- Lázaro y Asensio Amor,
- Pedraza y Garzón.

Dada la amplitud de la revisión efectuada, no se va a realizar aquí una exposición de estas teorías, sino a establecer una reflexión básica sobre el tema.

Constituye un hecho fundamental el que, por lo general, se hayan podido diferenciar bien 4 ámbitos morfogenéticos:

- las superficies de culminación
- las rampas
- el nivel de colmatación de las cuencas sedimentarias
- los niveles aplanados por debajo de las cotas de colmatación

Por lo general, las **superficies de cumbres** son interpretadas como relieves elevados que **sobresaldrían** sobre el nivel de erosión- colmatación (Birot, 1933; Schwenzner, 1937; Solé y Birot, 1954; Lázaro y Asensio Amor, 1978, 1979; Pedraza, Garzón, C. Sanz...). Se conforma así un modelo de **arrasamiento marginal**. (fig. 139)

Sin embargo también se han presentado, aunque excepcionalmente, **teorías de arrasamiento total**, como en la Cordillera Ibérica (Solé, 1952, luego aban-

donado; Vaudour 1979 [4]). Se supone el arrasamiento total finimioceno correlativo al relleno de las cuencas, esto es, la nivelación total del territorio, que es seguida por una importante tectónica posterior que vuelve a elevar los bloques serranos hasta la posición actual, lo cual en principio correspondería al Plioceno, es decir a la fase Rodánica.

- La superficie de las "**rampas**", que muerden la cordillera de forma desigual en los bordes Norte y Sur, se interpreta como el **correlato erosivo del nivel de colmatación de las cuencas**, opinión de Schwenzner, 1937, Solé y Birot, 1954 y Vaudour, 1979, aunque para los dos primeros se trata de un proceso de pediplanación y para el último de sucesivas fases de alteración y denudación.

De cualquier forma es necesario precisar una serie de características, no siempre reconocidas:

- el especial desarrollo de estas superficies **sobre litologías** capaces **de una fácil disgregación granular** (granito, gneisses);

- el que la superficie aplanada sea una rampa **con pendiente** y no una plataforma horizontal;

- las especiales circunstancias de **anegación sedimentaria** en las cuencas vecinas, que determinan un nivel de base muy cercano;

- el alcance de este particular arrasamiento, **localizado y marginal** respecto a la elevación serrana.

- La **superficie de las cuencas sedimentarias** corresponde a un **nivel estructural** de relleno sedimentario (Solé 1966), que es terminal (no necesariamente el último) y constituye una exageración considerar el lógico retoque de modelado, como muestra de una nueva superficie de erosión (M_2 de Schwenzner).

[4] aceptado, aunque no defendido.

Los niveles planos por debajo de las cotas de colmatación de las cuencas, muchos de ellos modelados ya como rampas sobre terciario, corresponden ya al Plioceno, lo cual consideramos en un apartado posterior.

En cualquier caso el doble modelo de arrasamiento, marginal y total, puede expresarse esquemáticamente y sin referencia espacial concreta, de la siguiente forma: (fig. 131)

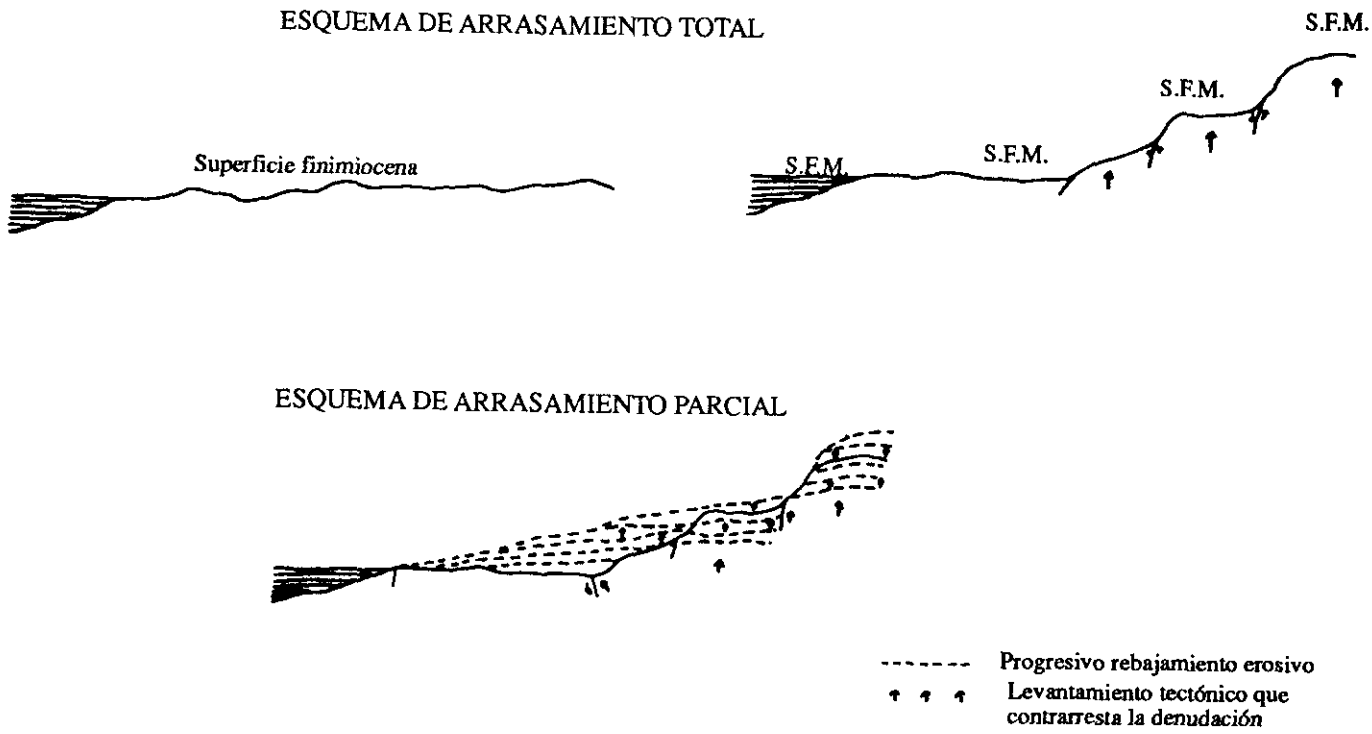


Fig. 139

4.2.2. La impronta de la morfodinámica miocena en la Paramera de Sigüenza: los modelos interpretativos de Schwenzner- Gladfelter y de Solé- Birot.

Entre el modelo de arrasamiento total del Sistema Ibérico y de arrasamiento parcial del Sistema Central, en la Paramera de Sigüenza han sido formuladas dos interpretaciones básicas, que parten de Birot, 1933, y de Schwenzner, 1937, cuyos principios fundamentales se exponen a continuación: (fig. 140)

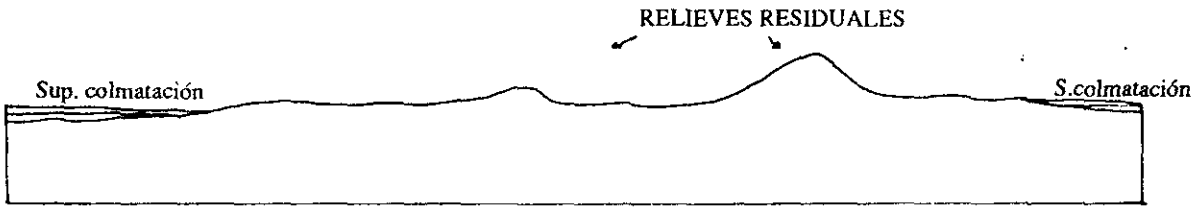
En 1933, **Birot** identifica en la Meseta de Sigüenza - sin precisar límites - una amplia superficie de erosión, que considera **penillanura finipontiense**. Esta superficie está enrasada con los materiales terciarios de la Cuenca del Tajo y mantiene algunos relieves residuales (Alto Rey, San Cristóbal, Santamera). Se trataría, por tanto, de un modelo de arrasamiento total, al modo ibérico, con la salvedad que ha quedado congelado, **sin importantes trastocamientos tectónicos posteriores**.

En 1937, **Schwenzner** identifica, en lugar de una superficie de erosión finimiocena con inselberge, **4 escalones** que se encajan de **forma cíclica** (modelo aplicado a la totalidad del S. Central), aunque la superficie del escalón finimioceno M_3 se encuentra ampliamente extendida. La **excepción** a este modelo es la **Sierra de Pela**, a la que considera un sector de la superficie finimiocena elevada por movimientos tectónicos posteriores. El mérito fundamental de reconocer aquí un relieve escalonado resulta luego enturbiado por su explicación genética dentro de un modelo cíclico, que hoy suele considerarse teóricamente insostenible (C. Sanz, 1988).

Por lo demás el modelo de arrasamiento total de Birot, 1933, fue confirmado en la obra de Solé y Birot, 1954, y la concepción de Schwenzner ha sido reafirmada por Gladfelter, con cartografía detallada.

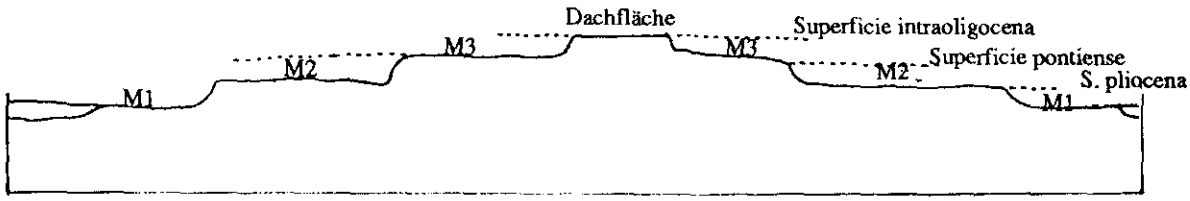
Estas consideraciones las podemos expresar gráficamente en los siguientes esquemas: (fig. 140)

PENILLANURA FINIPONTIENSE



Birot 1933

MODELO POLICÍCLICO



Schwenzner 1937

Fig. 140

4.2.3. Análisis de la impronta morfodinámica miocena en la Paramera de Sigüenza.

Cualquier consideración acerca del modelo morfogenético de la superficie finimiocena pasa antes por el análisis de las presuntas manifestaciones conservadas de dicha superficie:

a) **relieves prominentes** que se supone que sobresalieron del nivel de colmatación miocena;

b) **rampas de enlace**, superficies que muestran una inclinación generalizada desde los relieves prominentes hacia estos niveles de colmatación y una configuración aplanada;

c) superficies llanas, auténticamente enrasadas con el nivel de colmatación, a las que podemos referirnos como **superficies de equiplanación basal**;

d) **paleorrelieves** fosilizados por el Mioceno, que aunque no crean auténticas morfologías, nos informan del carácter de la dinámica morfogenética previa y coetánea al proceso de relleno mioceno. En ocasiones se manifiestan como relieves exhumados;

e) **plataformas estructurales** sobre los estratos culminantes miocenos, donde la escasa deformación tectónica y degradación morfológica inducen a considerarlas ante todo como manifestaciones dinámicas finimiocenas. Dado que han sido interpretadas por algunos autores como superficies pliocenas, las trataremos posteriormente, después de haber revisado las características del Plioceno.

4.2.3.1. Los relieves prominentes.

Los relieves que sobresalen de forma marcada sobre el resto de las morfologías se encuentran en la periferia de la Paramera de Sigüenza: la Sierra de Alto Rey,

la de La Bodera y la de Ayllón y, ya en la Cuenca del Duero, la de la Sierra de Pradales.

En la **Sierra de Alto Rey y La Bodera** la prominencia orográfica traduce claramente la gran resistencia de las **cuarcitas ordovícicas,** que forman enhiestos crestones, de los que proceden los derrubios miocenos (y luego pliocenos) que tapizan en diverso grado las laderas. La posibilidad de que estos niveles culminantes constituyeran parte del arrasamiento que afectó a la base no parece probable, por la fiel relación del relieve y la litología y porque no se localiza una lineación tectónica clara que permita suponer un levantamiento posterior.

En la propia Paramera de Sigüenza también existen **niveles sobresalientes** sobre la superficie terciaria, aunque menos elevados, que Birot en 1933 interpretó como inselberge y Schwenzner, 1937, y Gladfelter, 1971, como testimonios de un antiguo nivel de penillanura (Dachfläche), que consideramos más adelante.

Para todos los casos señalados hemos encontrado una **explicación morfoestructural**, que induce a descartar la interpretación como meros reductos respetados por la erosión del ciclo más bajo. En efecto, comprobamos que corresponden a las **posiciones tectónicamente más elevadas de** aquellos **materiales resistentes** que aún no han sido erosionados, ya sean las propias charnelas anticlinales o los flancos de anticlinales decapitados. Esto es, las zonas más elevadas corresponden a aquellas posiciones donde los niveles litológicos resistentes, aún no desmantelados, se encuentran levantados por tectónica a cotas superiores.

Resulta, por lo tanto, un **relieve estructural**, parcialmente conforme, todavía **en proceso de desmantelamiento** y no un relieve policíclico, ni un arrasamiento desnivelado.

En este contexto resulta adecuada la reflexión del propio Solé, al afirmar que "sólo en Sierra Ministra y en los Altos de Romanillos comienza una inversión del relie-

ve con la decapitación de los anticlinales que forman estas alturas y el consiguiente modelado de brays". El hecho de que comience la inversión implica que se parte de una situación no invertida, que Solé interpreta como aplanada, pero, al estar a un nivel altitudinal mayor, se puede concebir como conforme. Se trataría por lo tanto de un relieve conforme en proceso de desmantelamiento.

Es ésta una interpretación que se se opondría a los esquemas policíclicos de Schwenzner y a los de desnivelación de penillanura de Birot y que sigue un modelo algo parecido al de Hauck en los Apalaches, aun cuando el contexto sea diferente. El planteamiento de esta hipótesis exige en primer lugar el análisis detallado de los relieves prominentes concretos y la determinación de cómo pueden ser reinterpretados en función del esquema de desmantelamiento propuesto.

En concreto hemos encontrado una explicación morfoestructural para los 7 casos de **relieves** del nivel de aplanamiento superior **(nivel A) señalados por Gladfelter**, que consideramos a continuación:

§ 1. El caso paradigmático es la culminación de **Sierra Ministra**, a 1310 m. que se encuentra efectivamente unos 100 m. por encima del nivel general del entorno. El razonamiento formulado en esta sierra es adaptado luego, con más o menos modificaciones, a otros ámbitos. (fig. 141)

La razón de esta prominencia, que Gladfelter atribuye a un residuo de escalonamiento superior, presenta un fundamento estructural.

Constituye de hecho el **cierre periclinal** NE del mayor anticlinal de la Paramera, el de Sigüenza. Efectivamente, hacia el Oeste, la superficie de referencia Keuper- Lías se encuentra a 1220 m., mientras que hacia el Este ha descendido

hasta sólo 1140 m., en sólo 1 Km.

El fundamento litológico consiste en que está constituido por **calizas resistentes del Lías**, que mantienen así una posición alta, elevada por la inclinación periclinal de los estratos.

En definitiva, la clave de la prominencia está en la posición tan elevada a la que se levantan las calizas del Lías, armadura del relieve. Esto es, Sierra Ministra no sería un resto de antigua superficie que está por erosionar, sino un sector que por su posición morfoestructural tan favorable (litología resistente elevada por tectónica) es desmantelada de una forma más tardía que la mantiene prominente y esta conclusión debe ser mantenida, aún teniendo en cuenta la posición de divisoria orográfica entre las cuencas del Tajo y del Ebro.

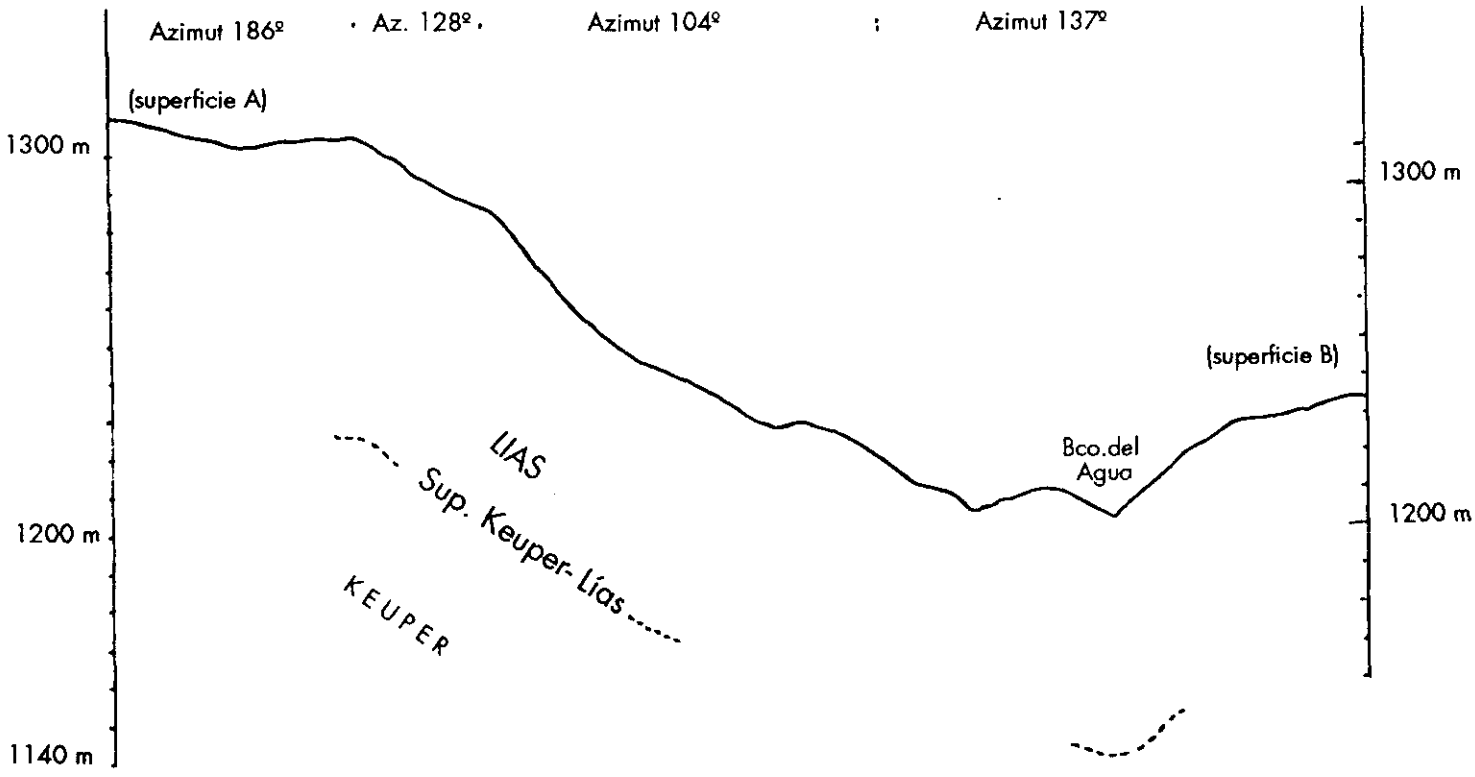


Fig. 141
Condicionamiento estructural de la superficie de Sierra Ministra.

Falta por explicar el motivo por el que la prominencia es marcada, con desniveles importantes al Este y al Oeste. El brusco escalonamiento, que se advierte al Oeste y al Este de Sierra Ministra se explica de la siguiente forma:

- **al Oeste** es el resultado del **afloramiento del Keuper** al pie de la vertiente de Sierra Ministra, donde el Arroyo de la Vega, que, de todas formas, presenta un nivel de base local elevado, a 1140 m., no ha atacado notablemente al frente de la sierra. Es, pues, una cuestión de erosión diferencial;

- **al Este**, se ha podido comprobar mediante levantamiento topográfico cómo el relieve sigue de cerca el **dorso periclinal** de la armadura liásica. Se trata por lo tanto de una vertiente estructural.

Así pues, la erosión diferencial y la morfología estructural explican los desniveles y la prominencia de Sierra Ministra. Se descarta así la explicación policíclica sustituyéndola por otra morfoestructural.

§ 2. En el **flanco Norte del anticlinal de Sigüenza** y de la localidad de Horna, Gladfelter señala un pequeño **reducto** de superficie superior (superficie A) a 1220 m., que es muy poco prominente (apenas 20 metros más que la superficie B limítrofe). (fig. 142)

Este **desnivel es** realmente **reducido** para considerar otro nivel cíclico, pero aparte de esto está también claro su **condicionamiento morfoestructural**, ya que ocupa una posición periclinal respecto al anticlinal de Sigüenza, en una situación algo parecida a la de Sierra Ministra, según se puede apreciar en el gráfico adjunto. Es probable que la erosión diferencial entre los diferentes niveles de calizas y dolomías, (difícilmente constatable en el campo), sobre series inclinadas, haya generado esta pequeña prominencia.

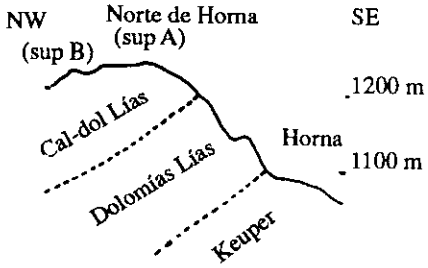
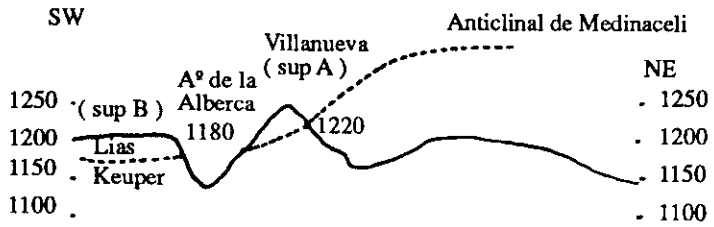


Fig. 142
La superficie A en el flanco Norte del anticlinal de Sigüenza: materiales resistentes en posición periclinal.

§3. **La elevación de Villanueva** (fig.143), a 1240 m., destaca efectivamente como cerro aislado prominente, pero resulta evidente que la razón fundamental de su elevación es la **proximidad al Anticlinal de Medinaceli**, del que constituye el flanco Sur. El afloramiento del **Lías** en Villanueva, que no aparece en la hoja geológica del IGME, lo hemos confirmado sobre el terreno.

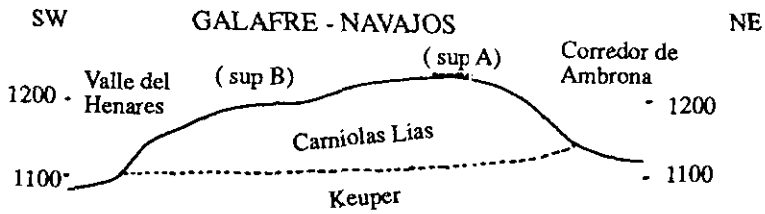
De nuevo la tectónica, la proximidad a un anticlinal (anticlinal de Medinaceli) y una litología resistente (el Lías) permiten explicar la prominencia relativa del relieve.



Azimut 47º. EH: 1/ 50.000 E.V. 1/10.000. Fte IGME

Fig. 143
La superficie A en el flanco Sur del anticlinal de Medinaceli: materiales resistentes en posición periclinal.

§ 4. **Galafre**, a 1231 m. y pico **Navajos**, 1236 m., señalados también por Gladfelter como restos del nivel de arrasamiento superior, destacan sin embargo poco en su entorno (aproximadamente a 1200 m.), aunque de todas formas corresponden a un área de **materiales liásicos elevados por tectónica** hacia el Corredor de Ambrona respecto al área sinclinal contigua al Oeste de Ventosa del Ducado (fig. 144)



Azimut 35º. EH 1/50.000 E V 1/10.000 Fte IGME

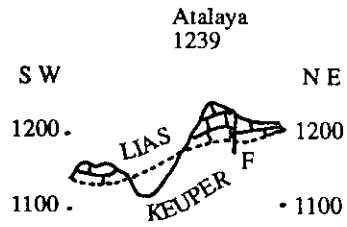
Fig. 144

La superficie A en el flanco Oeste del anticlinal del corredor de Ambrona: materiales resistentes en posición periclinal.

§ 5. **La Atalaya** (fig. 145) a 1240 m., es **otro caso de armadura liásica elevada**: corresponde a una zona de intersección de abombamientos tectónicos moderados, uno de dirección ibérica NW, continuación del anticlinal de Fuencaliente, y otro de dirección guadarrámica NE, en la prolongación del Anticlinal de Sigüenza. Estos abombamientos aparecen indicados respectivamente por la superficie de referencia Keuper-Lías, que se encuentra aquí a 1190 m., mientras que

500 m. al SE y 3 Km. al SW sólo alcanza los 1140 m.

§ 6. Ya al Sur de la Paramera de Sigüenza, **San Cristóbal**, al Norte de Algora, constituye un caso análogo de **flanco** elevado, pero esta vez sobre **calizas cretácicas**.



Azimut 42º E. H 1/50.000
EV: 1/10.000

Fig. 145
La superficie A de Atalaya en antiforme ibérico: materiales resistentes en posición elevada.

Del análisis de estos relieves podemos extraer las siguientes conclusiones:

- los relieves prominentes, que destacan en el ámbito regional, se encuentran también en la Paramera de Sigüenza, aunque bastante atenuados, y presentan en todos los casos un **fundamento morfoestructural**, primero porque coinciden con el nivel más resistente de la Paramera, el Lías (y el Cretácico en el caso del San Cristóbal), y en segundo lugar, porque **la propia situación morfoestructural determina** un desnivel, expresado en término de escalón o de **prominencia**. Este resalte es causado en la mayor parte de los casos, por **situaciones pericli-nales**, donde los estratos, en un esquema sajónico/ ibérico, en que las

desnivelaciones del zócalo se hacen patentes en la cobertera, se verticalizan de forma rápida, creando levantamientos en el relieve. También constituyen prominencias morfoestructurales los domos que se forman en el cruce de inflexiones anticlinales.

De esta forma los relieves prominentes pueden ser interpretados como sectores de ralentización en el progresivo desmantelamiento erosivo del terreno, que al adaptarse al condicionamiento morfoestructural adquieren este carácter saliente.

Al estar controlados por la litología y por la tectónica se descarta el origen policíclico: los relieves son resultado de fenómenos estructurales y no de sucesiones morfodinámicas.

Al coincidir con un mismo nivel resistente, el Lías, elevado a diferentes alturas por la tectónica (previa), cabe desechar el origen como arrasamiento desnivelado luego por tectónica: un arrasamiento habría cortado diferentes tipos de estratos y su elevación por tectónica los habría expuesto en culminación, en lugar de ser siempre el Lías el que se encuentre prominente.

Se trata, por el contrario, de formas resultantes de un **proceso de denudación escalonada,** modelo explicativo que se completará más adelante, al tratar las otras improntas finimiocenas.

4.2.3.2. Las rampas de enlace.

Consideramos a continuación las rampas finimiocenas, que enlazan los relieves prominentes con las cuencas sedimentarias y que constituyen la herencia finimiocena más extensa de la Paramera de Sigüenza.

La reconstrucción de esta superficie se puede esbozar por el método usual que consiste en considerar posiciones culminantes del relieve actual y, suponiéndolas vestigios de las antiguas superficies, unirlas mediante planos adaptados, cuya representación cartográfica corresponde a las llamadas "curvas envolventes".

Es éste un recurso arriesgado, pues no considera que entre las posiciones culminantes hayan podido existir inflexiones intermedias primitivas (se suponen todas ellas posteriores, en este caso pliocuaternarias) y, además, se parte de la superficie actual de las culminaciones, que no es la superficie original finimiocena que se trata de reconstruir despreciando por lo tanto la evolución transcurrida hasta la situación actual.

En cualquier caso, el análisis de estas superficies en la Paramera de Sigüenza muestra un esquema simple y esclarecedor: (fig. 146)

- Todo el **sector occidental** es posible concebirlo como **la rampa septentrional de los relieves prominentes de Alto Rey y la Sierra de la Bodera**.

El relieve prominente del que partiría la rampa está constituido por la Sierra de Alto Rey, con culminaciones que llegan a los 1850 metros en la actualidad. Hacia el Norte se extendería la rampa hasta enlazar con la Depresión del Duero. Sin embargo de esta superficie han quedado sólo dos importantes vestigios, por una parte la

Sierra de Pela entre 1500 y 1550 m., que constituiría hoy un sector de la rampa colgada por erosión y, por otra parte, la Rampa de Caracena, que se extiende desde los 1350 m. de los contrafuertes meridionales, hasta los 1150 m. de la Depresión del Duero.

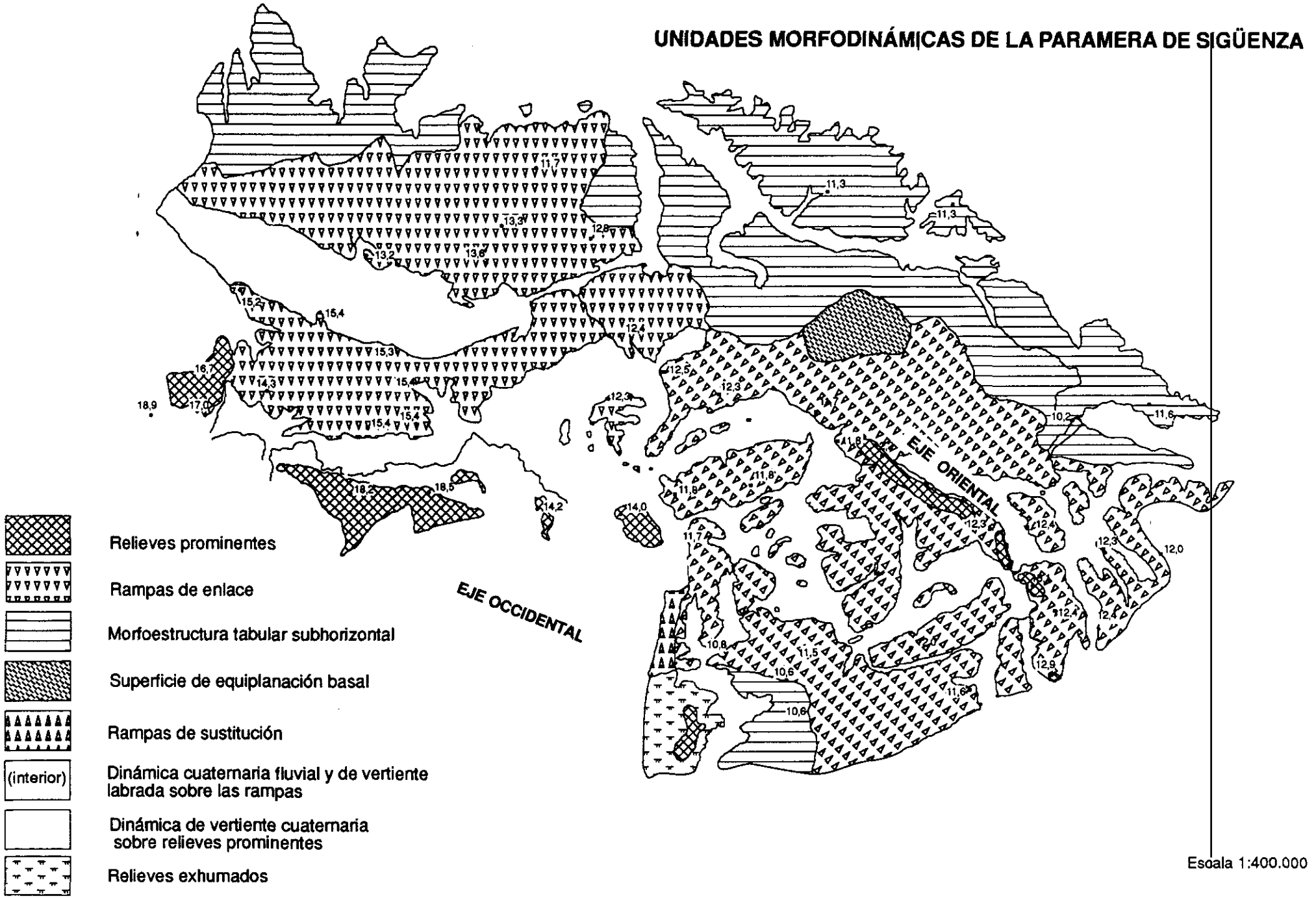
Los fragmentos de rampa que han quedado erosionados, y que por lo tanto faltan actualmente en el relieve, corresponden a la Depresión de Miedes, entre Alto Rey y la Sierra de Pela, y la Depresión de Tiermes entre Sierra de Pela y la Rampa de Caracena. La primera materializaría el tramo de los 1550-1600 m. que faltan hoy en el enlace con Alto Rey. La segunda correspondería al intervalo entre los 1400 y los 1500 m. Estos sectores de rampa, hoy desaparecidos, han podido ser erosionados con relativa facilidad, dada su litología más deleznable.

Sin embargo, algo más al Este, en la Sierra de Bulejo, con dolomías resistentes del Lías, se conserva este tramo "perdido" de rampa y así se desciende lentamente desde los 1500 m., al Suroeste, hasta los 1400 y 1300, al Noreste. En fin, más al Este, en el sector Matilla - La Bodera, los relieves prominentes son más bajos y también la rampa a su pie.

- El **sector oriental** de la Paramera de Sigüenza presenta una configuración muy diferente: en primer lugar, porque los relieves prominentes se encuentran en posición centrada en la Paramera de Sigüenza y no marginal y, en segundo lugar, por la menor elevación, resultado de un menor levantamiento tectónico, que atestiguan las superficies de estratificación mesozoica.

A partir de los núcleos prominentes descienden **sendas rampas a las cuencas del Duero/ Almazán y del Tajo**. Hasta el Duero/ Almazán, el desnivel es pequeño y la pendiente también y la morfografía de las culminaciones es además muy uniforme, al estar labrado sobre los mismos materiales del Lías.

Fig. 146


UNIDADES MORFODINÁMICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA
EJE OCCIDENTAL
EJE ORIENTAL
Relieves prominentes
Rampas de enlace
Morfoestructura tabular subhorizontal
Superficie de equiplanación basal
Rampas de sustitución
(interior)
Dinámica cuaternaria fluvial y de vertiente labrada sobre las rampas
Dinámica de vertiente cuaternaria sobre relieves prominentes
Relieves exhumados
Escala 1:400.000

Hacia el Oeste el descenso hacia la Cuenca del Tajo es más prolongado, con un nivel de colmatación más bajo y mayor diversidac litológica, lo que supone más irregularidades. A la altura de Sigüenza se advierte además un pequeño escalón, transversal al descenso, entre los 1200-1150 y los 1150-1110 m., interpretado por Gladfelter como escalón policíclico y para el que hemos encontrado una explicación morfoestructural, según se comentará más adelante.

- Entre los dos sectores occidental de Alto Rey y oriental de Sierra Ministra, se extiende un **área intermedia,** deprimida y pancla, **desde Barahona hasta Angón**. En sus extremos se dirige unívocamente hacia el Norte y hacia el Sur respectivamente, pero en su franja intermedia constituye un área de encuentro de rampas, en donde lateralmente la inclinación Norte del sector occidental da paso a la inclinación Sur del sector oriental, formando además co lado abierto entre las cuencas del Duero y del Tajo. Localmente esto genera una configuración notoriamente plana.

De toda la superficie de las rampas, centramos la atención en un sector especialmente controvertido, la Sierra de Pela, que interpretamos como un fragmento de rampa, hoy colgado.

La Sierra de Pela, rampa colgada.

Por lo significativo y discutido de la interpretación morfogenética, se analiza con mayor detalle la impronta finimiocena en la Sierra de Pela.

- Síntesis de **interpretaciones**. La extensa culminación aplanada de la Sierra de Pela ha sido considerada como una **porción de la superficie finimiocena, M_3,** con las particularidades de estar mucho más elevada (1500 m.) que otros restos de M_3, como las vecinas Cuenca del Duero (1120 m.) o Paramera de Barahona (1200 m.) y de estar además fosilizada parcialmente por materiales miocenos.

Este hecho es interpretado, en principio, por Schwenzner, 1937, e IGME, 1971, como resultado de una **desnivelación tectónica** de la misma superficie de erosión.

La interpretación de **Schwenzner** es sencilla: al comprobar que la superficie de la Sierra de Pela se sitúa "200 a 250 m. por encima del nivel general de la superficie M_3", supone, que posteriormente, por una **orogénesis postpóntica** (Rodánica). "se alzó el bloque de Pela".

Esta **misma interpretación** se deduciría de la información del mapa de síntesis geológica 1/200.000 de Sigüenza **Riba,O.y Villena,J. 1971,** que señala calizas de los Páramos en la culminación de Pela: tras la sedimentación de estos depósitos lacustres, una desnivelación posterior los habría situado a cota más elevada. Tal atribución litológica ha sido desmentida posteriormente (Adell Argiles, F., et al. 1982, Hoja geológica de Atienza).

En definitiva, en estos dos modelos la sucesión de acontecimientos es la siguiente: 1) sedimentación y arrasamiento. 2) elevación tectónica.

Pero, ya en 1954, **Solé y Birot** señalan una serie de **inconvenientes** fundamentales en el modelo de Schwenzner :

- la presencia de **material calcáreo en los conglomerados miocenos** terminales de Santibáñez de Ayllón, al Noroeste, hacia la Cuenca del Duero, lo que implica una emersión de la Sierra de Pela como área fuente durante este período.

- la **falta de una falla** que materialice la desnivelación entre la Sierra de Pela y la Cuenca del Duero, pues la única gran falla existente, la de Somolinos, indica precisamente un movimiento en sentido contrario ,en donde la Sierra de Pela aparece como bloque hundido en vez de elevado. Al respecto, cuando se hace preciso el levantamiento de la Sierra de Pela en su modelo explicativo, Solé y Birot abogan por un "movimiento de gran radio de curvatura y situación imprecisa". Anotamos, en cualquier caso, el fenómeno reseñado de que no se localiza ninguna línea tectónica clara post- colmatación que haya podido elevar la Sierra de Pela.

Las dificultades antes reseñadas desembocan, sin embargo, en el establecimiento por Solé y Birot de un **modelo** que parece **complicado y quizá imposible**: suponer en primer lugar el arrasamiento y la fosilización miocena: "topografía parcialmente arrasada e inmersión de ésta bajo las pudingas inferiores" (= conglomerados miocenos) y posteriormente una desnivelación también miocena "elevación prepontiense a 1500 m." y finalmente un nuevo arrasamiento, "superficie de erosión en estrecha relación con el nivel de colmatación pontiense", sin especificar la forma de esta relación.

La sucesión de acontecimientos consiste en definitiva en: 1. arrasamiento mioceno, 2. desnivelación, 3. arrasamiento pontiense.

- Análisis previo a la elaboración de un modelo explicativo.

Antes de proponer un modelo explicativo sobre la Sierra de Pela, analizamos tres aspectos importantes a tener en cuenta: el significado tectónico de la Sierra de Pela; el análisis regional de pendientes y el análisis de los paleorrelieves preterciarios de la cuenca de Pela. Las conclusiones obtenidas permitirán plantear después un modelo explicativo global.

- Desde el **punto de vista tectónico** la conclusión fundamental obtenida en el capítulo de morfotectónica es que la Sierra de Pela corresponde efectivamente a una **estructura sinclinal**. Para ello son contundentes las cotas de estratificación intracretácica, que alcanzan valores de 1400- 1480 m. al Sur; 1250 m. o menos en posición central; y 1300- 1400 al Norte, que dibujan claramente un sinclinal.

La Sierra de Pela se puede concebir en un esquema de bloques fallados y basculados hacia el Norte: corresponde a un **sector relativamente deprimido**, tanto respecto al bloque levantado al Norte de la falla de Somolinos, como al propio bloque que se va elevando hasta el paleozoico de Alto Rey.

Esto no impide que el Cretácico de la Sierra de Pela se halle más elevado que el existente al Norte en la Rampa de Caracena, (a 1150 m.) y que el Cretácico oriental de Atienza (a 1200 m.). En el primer caso es debido a que el bloque levantado al Norte se va hundiendo a su vez hacia la Cuenca del Duero y el afloramiento cretácico se encuentra en una posición deprimida dentro del bloque elevado. En el segundo caso, lo que ocurre es que la zona occidental se encuentra efectivamente más elevada, pero se trata de una elevación global y no específica de la Sierra de Pela, que por el contrario corresponde a un sector deprimido.

La solución tectónica no puede consistir en plantear la sierra de Pela como

un bloque tectónicamente elevado, como hizo Schwenzner en 1937 (y que ya en 1901 había designado Macpherson como horst), ni tampoco plantearlo como un movimiento de gran radio de curvatura (Birot y Solé, 1954).

El **análisis regional de pendientes** desde la Sierra de Pela (a 1500 m.) hasta la Sierra de Alto Rey, por una parte, y hasta la Depresión del Duero, por otra, presenta los siguientes datos indicativos:

- desde la Sierra de Pela hasta Alto Rey al Sur, a 1820 m., y para una distancia de 13,7 Km., resulta una pendiente de 2,4%;

- desde la Sierra de Pela hasta los contrafuertes meridionales de la Rampa de Caracena, al Norte, a 1350 y 600 m. de distancia, la pendiente media es de 2,6%;

- desde la Sierra de Pela hasta los sedimentos de calizas del Páramo, ya en la Depresión del Duero, a 1060 m. y a una distancia de 18,5 Km. la pendiente media resultante es de 2,4%.

En conclusión, aunque los valores varíen según los puntos escogidos y se trabaje con las superficies actuales como herederas de las terciarias, los análisis de éstos y otros muchos ejemplos significativos que se podían añadir indican **pendientes de 2-3%, característicos de las superficies de las rampas**, sin que sea necesario recurrir a desnivelaciones tectónicas posteriores significativas a esta escala.

Esto, aunque no lo confirma, plantea que no hay impedimento de pendiente para considerar la Sierra de Pela como un antiguo fragmento de rampa.

Adelantando el análisis efectuado de los **relieves fosilizados por los depósitos terciarios** albergados en el sinclinal de la Sierra de Pela (Cuenca de Campisábalos), aparecen, tanto para el Paleógeno como para el Mioceno, importan-

tes paleovertientes que cierran parcialmente la cuenca por el Norte e indican que esta **cuenca** mantuvo en su origen y durante mucho tiempo una **dinámica independiente**, aunque parece que quedó colmada durante el Mioceno, como ocurrió en otras muchas cuencas internas de las Cadenas Ibéricas.

- Elaboración de un **modelo explicativo**.

Las consideraciones anteriores permiten elaborar un modelo sencillo de interpretación:

A medida que se produce el levantamiento del S.Central, los materiales mesozoicos de la Sierra de Pela y sus entornos van siendo erosionados y acaban labrados en el Mioceno como **rampa en descenso** hacia la Cuenca del Duero (pendientes de 2-3%).

De forma simultánea y progresiva se produce a lo largo de la falla de Somolinos el **levantamiento del bloque Norte**, que genera al Sur un **sinclinal-graben** de estilo sajónico, que va siendo colmatado por materiales primero del Terciario Inferior y posteriormente miocenos. Esta depresión, de origen tectónico, se encuentra confinada hacia el Norte por los resistentes crestones del Cretácico Superior Calcáreo, que se adaptan al salto, como evidencian los paleorrelieves exhumados. El **relleno por los materiales terciarios llega a colmatar la cuenca**, integrándose y aunándose en la rampa circundante, y sus materiales se canalizan quizá hacia la Cuenca del Duero.

La elaboración de la extensa rampa desde Alto Rey a la Depresión del Duero es compatible con la acumulación sedimentaria local de la cuenca terciaria de Campisábalos y explica el carácter mixto de cuenca con paleorrelieves y cuenca colmada que presenta. Se trata en definitiva de dos consecuencias de un mismo proceso tectónico, que es el levantamiento de bloques Norte a lo largo de fallas. El importante levantamiento del Sistema Central es, en último término, el responsable de la creación de una rampa de enlace con la Depresión del Duero, y el levantamiento más atenuado del bloque Norte de la falla de Somolinos es el responsable, a su vez, de la formación del sinclinal-cubeta de Campisábalos.

No hay pues necesidad de acudir a ningún levantamiento de la Sierra de Pela, ni prepontiense (como postulan Solé y Birot, 1954), ni postpontiense (como indica Schwenzner, 1937). Al contrario, es el bloque Norte el que se va levantando de forma progresiva, cobijando en el sinclinal que genera al Sur la cuenca terciaria de Campisábalos, lo cual está en consonancia con el tipo de movimiento que se deduce del carácter de la falla.

La **disección cuaternaria** ha convertido, de una forma fácilmente comprensible, este fragmento de supuesta rampa en una sierra, por la excavación de los valles labrados transversalmente sobre materiales blandos, tanto al Norte, en la depresión de Tiermes, como al Sur, en la de Miedes.

4.2.3.3. Las superficies enrasadas con el relleno de las cuencas sedimentarias.

En la Paramera de Sigüenza la superficie que registra un verdadero enrasamiento con el nivel de colmatación de las cuencas miocenas ocupa una **extensión** reducida y centrada mayoritariamente en el Llano de Barahona.

En el **Llano de Barahona** la pendiente es realmente escasa, de 0,1 % a lo largo de 4 Km. Se trata de una planicie localizada por debajo del nivel de relleno terciario, por lo que seguramente sea una superficie exhumada. En cualquier caso la planitud es una característica pre- relleno y prolonga la planicie inmediata, todavía cubierta de sedimentos miocenos.

Entre los factores que deben haber influido en su elaboración, es fundamental el litológico, ya que corresponde a los **materiales más deleznables** del Jurásico superior y del Albense que se encuentran bordeados por el Lías, más resistente. De nuevo se observa cómo el esquema de material deleznable rodeado por más resistente se convierte en un factor que favorece la planitud. Además su especial situación en el **enlace** de las rampas que descenderían de Alto Rey y Sierra Ministra, implica que las bajas pendientes indicadas, son en cierta medida mínimas pendientes de canalización longitudinal.

La superficie enrasada correspondería en definitiva a una porción de terreno de litologías blandas que ha prolongado la planación del nivel de colmatación, cercano a la superficie. La expresión que traduce de forma efectiva esta morfogénesis es la de "**superficie de equiplanación basal**": esto es, derivada de la trasposición de la planitud de colmatación de la cuenca sedimentaria hacia la base de los grandes conjuntos orográficos (relieves prominentes y rampas), lo cual en la Paramera de Sigüenza sólo se realiza selectivamente sobre litologías deleznables.

Sólo al Norte del anticlinal de Miño de Medinaceli parece esbozarse otra morfología semejante, que se apoya esta vez sobre Keuper, y presenta una configuración alargada en corredor.

Es importante darse cuenta de que cuando en el contacto entre la superficie de acumulación y la superficie de erosión, ésta corresponde a una superficie de equiplanación basal, en lugar de a una superficie de aplanamiento generalizado, las deducciones sólo se pueden extrapolar a las áreas limítrofes.

Lo significativo de estas superficies enrasadas en la Paramera de Sigüenza es su carácter **excepcional**, que no hemos encontrado en otras áreas aparte de las mencionadas. Efectivamente:

- Para la **Cuenca del Tajo** se ha cartografiado el límite de colmatación mioceno siguiendo la cota 1060 m., valor indicado por Birot, 1933, que engloba la mayoría de los sedimentos miocenos, salvo los que se encuentran en posición de piedemonte (Alto Rey). Pues bién, por encima de esta línea las pendientes medias desde numerosas posiciones culminantes muestran la imposibilidad de reconocer una superficie enrasada: 6% desde la Muela de la Virgen, 20 % desde La Tabla, 12% desde la Cruz del Moroso, 3% desde la Paramera de Baides al Norte del río Dulce y 7% desde el Sur.

En los **valles del Salado, Vadillo y Henares** la curva de 1060 m. penetra en amplia ensenada, aprovechando la debilidad del Keuper por debajo del Lías, pero la posición tan baja de la cota Keuper- Lías (que en la zona más próxima es de unos 940 m. en los tres casos) indica que, para el nivel de referencia de 1060 m., la litología entonces aflorante, correspondería al Lías, con lo que parece difícil suponer que se formase una superficie enrasada al final del Mioceno, siendo **la disección de estos valles posterior**. En cualquier caso no se detecta impronta sobre el re-

lieve actual de ningún arrasamiento equiparable al del Llano de Barahona.

- Para la **Cuenca del Duero** se ha considerado el supuesto límite de colmatación miocena en un nivel de cota que varía desde los 1160 m. al Este en la Paramera de Medinaceli, 1140-m. en la Paramera de Barahona y 1120 m. en la Rampa de Caracena, en paralelo con el declive de culminación de las sierras planas del Norte (Sierra de La Mata - Hontalbilla y Bordecorex). Por encima de esta línea, las pendientes significativas presentan valores de un 2-4 % en la Paramera de Medinaceli, 2-5% en la de Barahona (5% desde la Cuesta de Paredes) y 3-5% en la Rampa de Caracena, valores que en algún caso se adaptan a las situaciones de glacis o de rampa ya comentadas, pero que en definitiva indican que aquí, por encima del supuesto límite de colmatación miocena, **tampoco se advierte la elaboración de ninguna superficie enrasada notable**.

4.2.3.4. Los paleorrelieves fosilizados por los sedimentos miocenos.

Los relieves labrados sobre materiales mesozoicos y fosilizados por la cobertera miocena muestran marcados paleovalles y paleovertientes, indicios de la peculiar evolución dinámica del área, que no se acercó a morfologías seniles, sino que consistió en la **anegación del relieve, notablemente vigoroso, bajo los materiales detríticos** que se iban acumulando en las grandes áreas endorreicas miocenas (fot. 45)

El estudio de los vestigios de estos paleorrelieves se ha efectuado a partir de la información de los mapas del IGME, que no se ha comprobado exhaustivamente en el terreno, por lo que las deducciones efectuadas descansan en gran medida sobre la fidelidad de estas observaciones. Ordenamos el análisis según el siguiente esquema:

§ 1. Borde de la cuenca del Tajo, (Paramera de Baides).

§ 1a. Cuenca del río Salado, aguas arriba de Huérmeces.

§ 1b. Cuenca del bajo Salado entre Huérmeces y el Henares.

§ 1c. Cuenca del Henares entre Moratilla y Baides.

§ 2. Borde de la Cuenca del Duero.

§ 2a. Borde de la Paramera de Barahona.

§ 2b. Borde de la Paramera de Medinaceli.

§ 3. Cuencas interiores.

§ 3a. Cuenca de Campisábalos.

§ 3b. Otros vestigios menores.

§ 1.a. Las paleoformas fosilizadas que pueden reconstruirse en el Salado, aguas arriba de Huérmeces son las siguientes: (fig 147)

- **paleovalle de Santiuste**, que coincidiría grosso modo con el actual valle del Regacho. Existen muestras de paleovertientes en ambas márgenes y, lo que es importante, incluso se conserva un proverbial afloramiento que indica un perfil transversal completo de un paleovalle previo a la sedimentación miocena, y que proporciona además información sobre el fondo del valle premioceno, que se encontraría a 940 m. La aparición al Sur, en ladera, de una cota más baja (920 m.), confirmaría que el descenso del paleovalle se produciría, como en la actualidad, en dirección Sur;

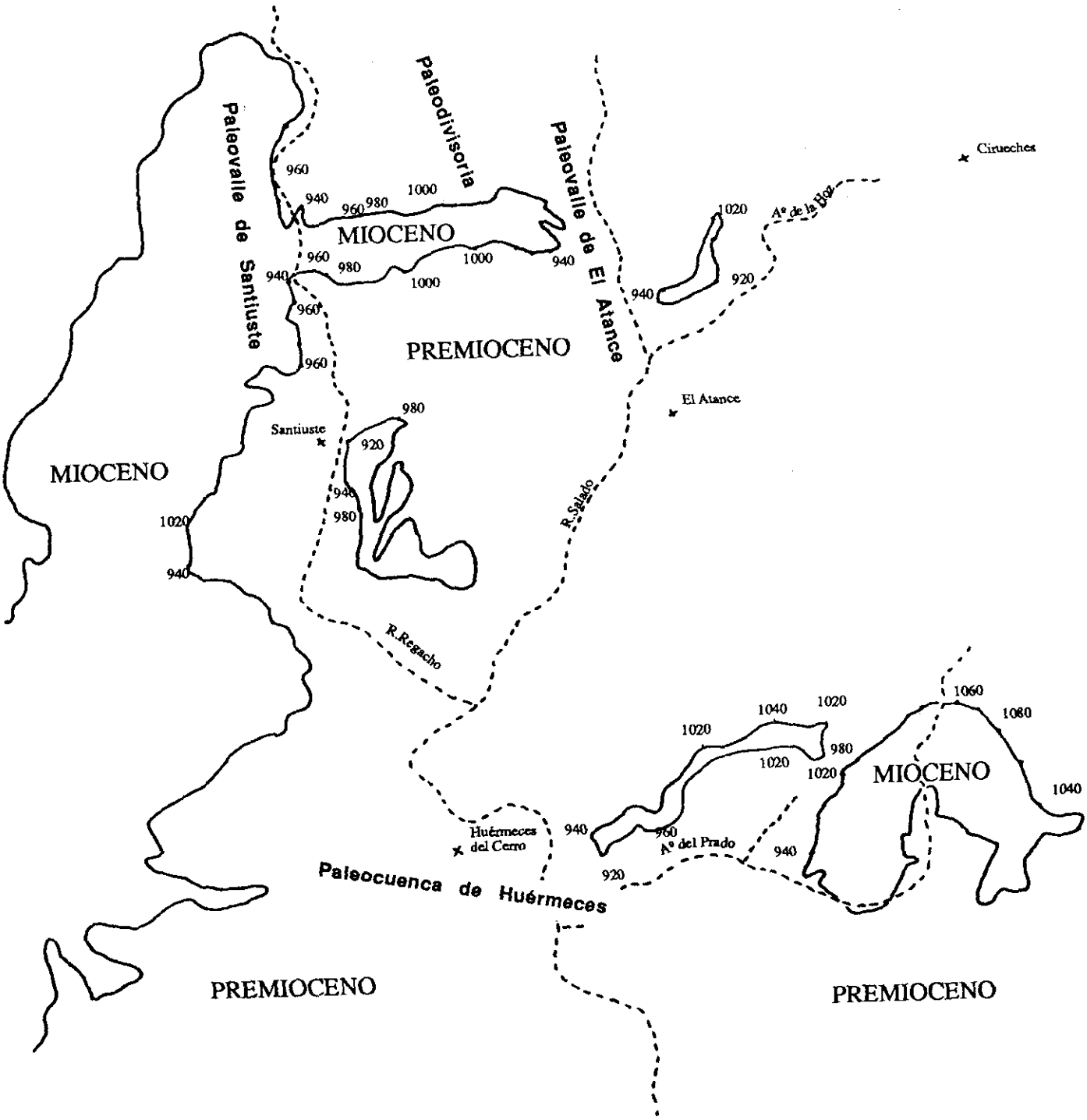
- **paleovalle de El Atance**, fácil de reconstruir a partir de los testimonios de dos paleovertientes que descienden desde el Este y desde el Oeste (La Tabla). Aunque los afloramientos no llegan al fondo, la profundización que indican es mayor que en el valle anterior;

- **paleodivisoria intermedia Santiuste- El Atance**. La prolongación del afloramiento de Santiuste hacia el Este muestra la existencia de un paleoumbral entre los antiguos valles de Santiuste y El Atance, que discurriría paralelo a la actual divisoria. Las elevadas cotas de los relieves premiocenos permiten identificar además un paleocollado a 1000 m.

En definitiva, en el Salado aguas arriba de Huérmeces se pueden definir con gran nitidez dos paleovalles y una paleodivisoria intermedia, que configuran un esquema de incisión similar al actual.

§ 1.b. En el sector del Salado, **aguas abajo de Huérmeces**, los afloramientos miocenos nos indican paleovalles que desde Este y Oeste descenderían hasta el colector principal del paleo- Salado, del que se conserva un ilustrativo testimonio. Hemos reconocido las siguientes paleomorfologías:

Fig. 147



COTAS DE AFLORAMIENTO DE LA BASE DEL MIOCENO EN EL VALLE MEDIO DEL SALADO.

- **paleocuenca de Huérmeces**. Al Sur, y en paralelo al crestón cretácico verticalizado de Peñas Altas, se extiende la paleocuenca de Huérmeces, que ya señaló Crusafont et al. en 1960: "la zona de Huérmeces, por su situación marginal continuó sufriendo erosión hasta el Pontiense". [5]

Sin embargo, el análisis de los paleorrelieves muestra cómo única ordenación posible, un descenso longitudinal en la paleocuenca hasta una posición central, próxima al actual Salado.

- Esto es lo que se observa al Oeste del Salado, en el **paleovalle del Arroyo del Negredo**, donde resulta interesante la información sobre la cota de fondo a 940 m. y también al Este del Salado en el **paleovalle** correspondiente al **Arroyo de los Prados**, que desciende más de 120 m. desde el murallón de calizas cretácicas situadas al Norte.

- Aguas abajo, el **Bco. de Valdeludíos**, con un paleorrelieve que desciende longitudinalmente desde 1020 a 890 m., indica en definitiva la influencia cercana del gran colector del antiguo Salado.

- Finalmente, aguas abajo, el afloramiento de **Peñas Heladas**, al SW de Baides, muestra directamente una paleovertiente de este gran paleovalle del Salado, que se extiende al menos entre los 880 y 1000 m., siendo la primera cifra significativa de la gran profundidad alcanzada por los paleorrelieves.

La evidencia de importantes paleovalles en la cuenca del Salado, al Norte y al Sur de Huérmeces, plantea el problema de la relación de ambos sectores, separados por el murallón de calizas cretácicas de Peñas Altas. La localización de las máximas profundidades de incisión de la paleocuenca de Huérmeces, justo al pie del actual portillo del Salado, induce a pensar que también constituyó un boquete de relieve premioceno, produciéndose así el enlace aguas arriba con el paleovalle de El

[5] 1960 CRUSAFONT,M.; MELÉNDEZ TRUYOLS,J. El yacimiento de vértebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara). Est.Geol., 16: 243- 254. (pag 252)

Atance, siendo más difícil dilucidar si también existía conexión con el paleovalle de Santiuste o, si por el contrario, éste drenaba por el Oeste al área que luego constituirá la Rampa de Angón, atravesando por ahí el murallón calcáreo.

§ 1.3. En el sector del **Henares**, (fig. 148) el afloramiento mioceno, masivo y no desmembrado como en el Salado, no permite apreciar con tanta claridad los paleorrelieves, aunque de todas formas se puede reconocer:

- Un importante **paleoescarpe** que alcanza los 150 m., en el límite occidental del Cretácico verticalizado, en que se materializa el desnivel tectónico **entre el Sistema Ibérico y la Cuenca del Tajo**. Fue señalado en 1954 por Solé y Birot; "los conglomerados rojos (miocenos) vienen a apoyarse contra un gran escarpe de las calizas cretácicas, orientadas Norte- Sur." Por encima del escarpe, los materiales cretácicos presentan un paleorrelieve movido, aunque moderado (20- 50 m.) y diferenciado según la resistencia de los materiales.

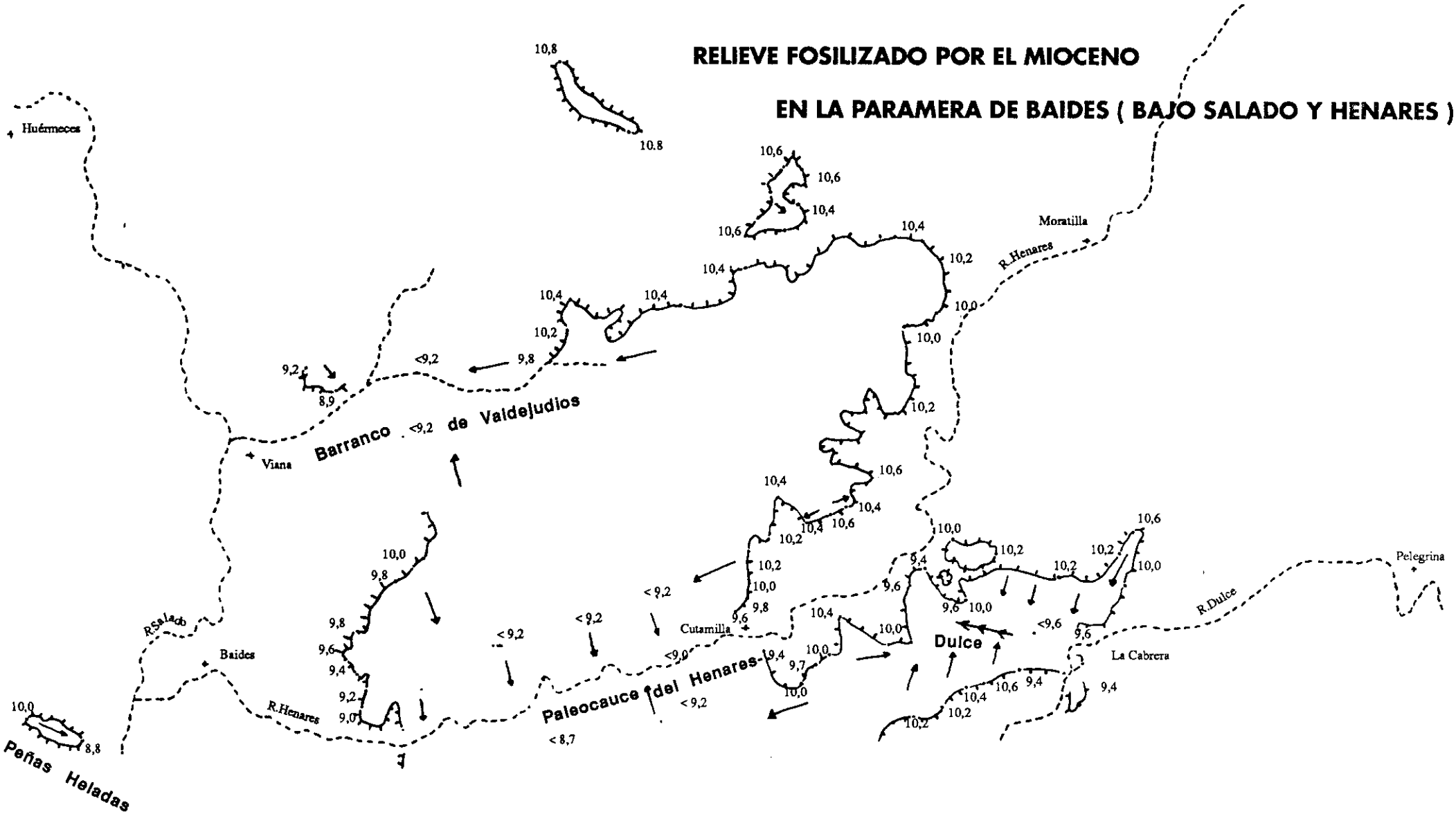
- Al pie del escarpe se dibuja una **paleocuenca en torno al Henares, entre Cutamilla y Baides**, que destaca unos 100 m. más deprimida que una divisoria que corre en paralelo al Norte. Las incisiones de las barranqueras que actualmente desembocan en el Henares, indican que se trataba de una paleocuenca ancha.

Se plantea como problema la relación que haya podido tener esta paleocuenca premiocena con el tramo actual del Henares, entre Baides y Cutamilla, teniendo en cuenta, que entremedias ocurrió un episodio de relleno sedimentario. Pero incluso entonces, existe la posibilidad de que la configuración canalizada entre tímidos paleorrelieves sobresalientes perpetuase el área como zona de concentración y evacuación de drenaje.

- Aguas arriba de Cutamilla, sobre el murallón cretácico, no existen testimonios que indiquen si existió o no un paleocurso prernioceno que siguiese al actual Henares (tramo Moratilla- Cutamilla). El constreñimiento que implica la actual garganta del río hace difícil suponer un paleocauce que hubiese tenido el mismo emplazamiento que el actual. Por el contrario, existen pequeños indicios de un paleocauce que siguiese el murallón calcáreo en paralelo por el Este.

RELIEVE FOSILIZADO POR EL MIOCENO

EN LA PARAMERA DE BAIDES (BAJO SALADO Y HENARES)



Paleovertiente

Paleovalle

Premioceno

Mioceno

Límite de afloramiento de los materiales miocenos

Escala 1:50.000

Fuente IGME

Cotas en Hm.

Fig. 148

§ 2. El paleorrelieve premioceno al **borde de la Cuenca del Duero se presenta variado**: en la Paramera de Barahona los afloramientos describen una amplia rampa, que desciende suavemente hacia el Norte. Por el contrario, en la Paramera de Medinaceli el declive es más acusado y se realiza además mediante una serie de incisiones longitudinales, que superan los 100 m. de desnivel.

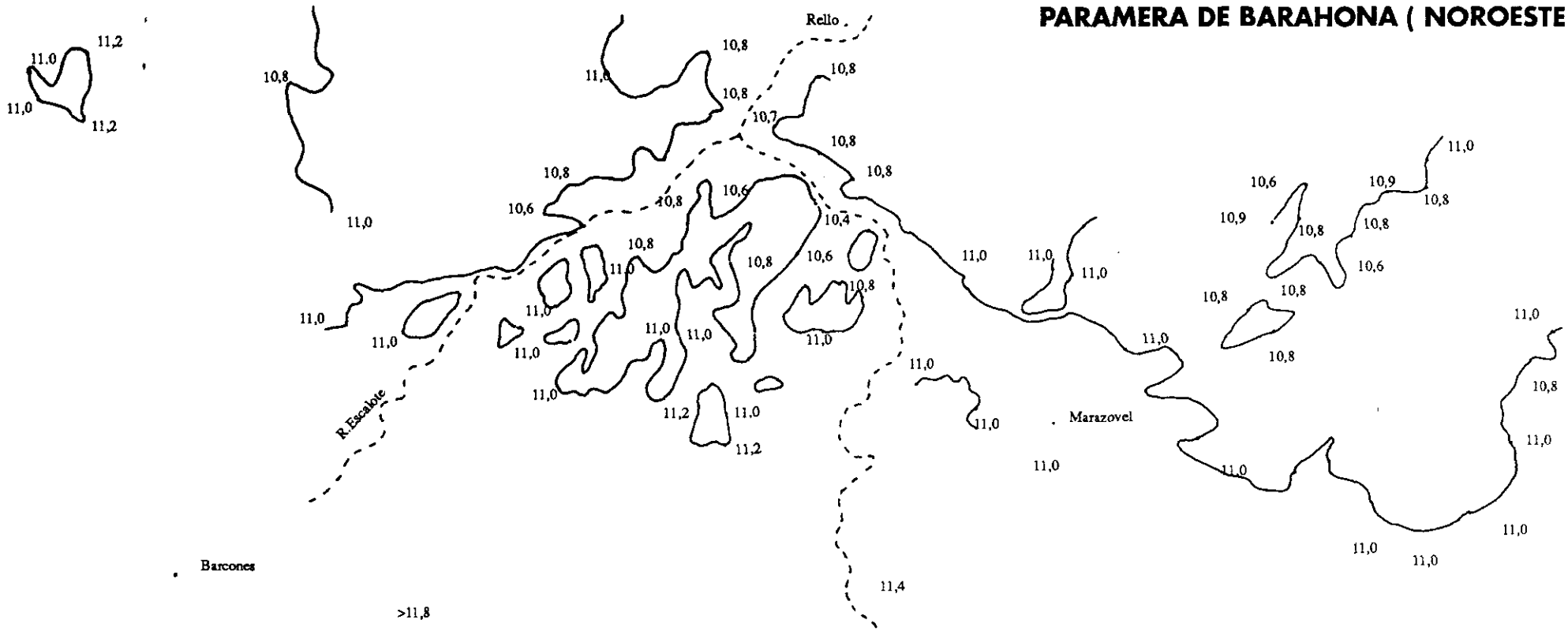
§ 2.1. Efectivamente, en la **Paramera de Barahona** (fig. 149 y 150) el sector premioceno exhumado actualmente muestra una **suave rampa** con pendientes de 1-2%, que van descendiendo progresivamente desde 1120 m. a 1100 m. y a 1080 m., en un frente de más de 25 Km. Esto indica que la planitud actual tiene unos orígenes muy antiguos, que se remontan al menos al relieve pre- relleno mioceno, característica que subyace en los sucesivos aplanamientos finimiocenos, plioceno, pleistoceno y actual que siguieron.

Además de esta morfología fundamental, es posible reconocer en áreas al NE de **Pinilla** y hasta Bordecorex, fragmentos de **paleovertientes de 25%** de pendiente que descienden de 1120-1080 m. a 1040 m. hacia el Norte. Afortunadamente, la incisión del fondo ha puesto de manifiesto 4 pequeños retazos de estos relieves, insuficientes sin embargo para esbozar una ordenación, pero que indican, en definitiva, el límite septentrional de la rampa.

Aparte de esto, en la superficie de la rampa se esbozan dos **paleoincisiones**, una algo al Sur de Rello sobre el Escalote y otra en torno al Arroyo de la la Hocecilla, sin que pueda deducirse poco más que un paleorrelieve de unos 40 m. de desnivel.

PALEORRELIEVE FOSILIZADO POR EL MIOCENO

PARAMERA DE BARAHONA (NOROESTE)



Escala 1:50.000
Fte IGME

Fig. 149

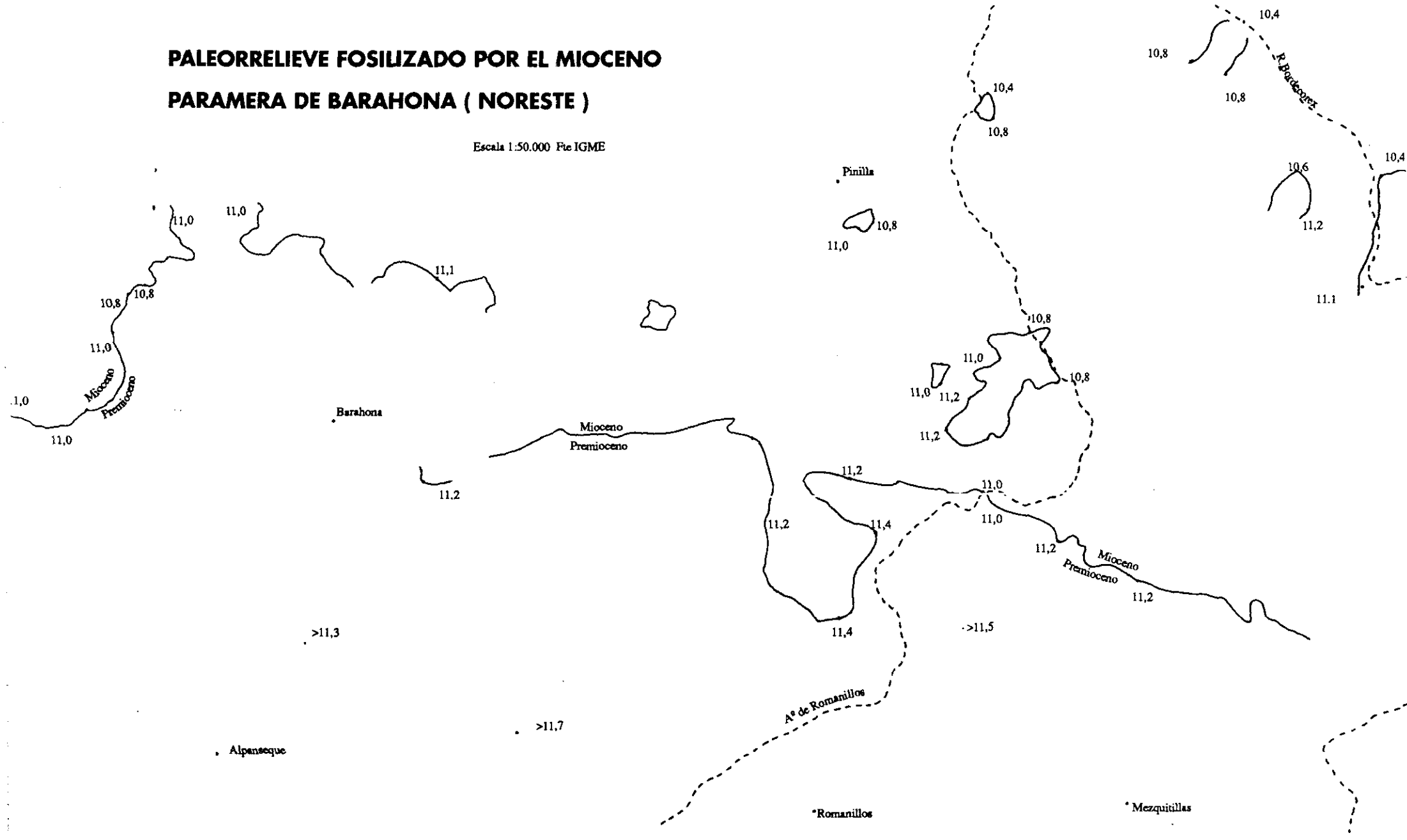

PALEORRELIEVE FOSILIZADO POR EL MIOCENO
PARAMERA DE BARAHONA (NORESTE)
Escala 1:50.000 Fte IGME
Pinilla
Barahona
Alpanseque
Romanillos
Mezquitillas
Mioceno
Premioceno
A° de Romanillos
R.Badecorez
11,0
10,8
10,4
10,6
11,2
11,1
11,4
>11,3
>11,5
>11,7

Fig. 150

§ 2.b. En la **Paramera de Medinaceli** el paleorrelieve de la cuenca "es **excesivamente enérgico**, en parte un paleorrelieve tectónico, como puede deducirse hoy en las zonas de exhumación", Sánchez de la Torre, 1963.

Se advierte (fig 151) en efecto un descenso generalizado hacia la Cuenca de Almazán, desde 1140-1180 m. en culminación hasta los 1000 m. junto a Jubera y los 900 m. junto a Somaén. Las cotas de incisión del Arroyo Valladar sobre el relleno mioceno, indican que la profundización se acrecienta hacia el Norte.

Este descenso generalizado se realiza además con importantes incisiones. Sánchez de la Torre localizó en el área oriental contigua a ésta, tres grandes '**valles**" **miocenos**: Sagides, Los Colgadillos y Chaorna. En la propia Paramera de Medinaceli podemos reconocer los siguientes:

- el **paleovalle del río Blanco** está muy bien definido por un afloramiento en paleovertiente en su margen izquierda y por las profundidades a las que se llega por la otra margen, con cotas manifiestamente menores que otras situadas en posición más avanzada de declive, lo cual indica necesariamente un paleovalle;

- en el **Arroyo Rando** existe la confirmación directa de la cota de fondo, que permite determinar paleovertientes de 20 % de pendiente;

- aunque con menos testimonios, también es posible deducir la existencia de paleovalles algo al Oeste del anterior, en el Arroyo Lomeda y al Este, en el Arroyo Salobar de Arenales.

Todos estos paleorrelieves se pueden detectar fácilmente gracias a la configuración fragmentaria de los afloramientos miocenos, pero cuando hacia el Norte comienza ya el afloramiento continuo del Mioceno de la Cuenca del Duero, las topogra-

fías se ocultan bajo el relleno. De todas formas, a lo largo de la línea marginal, se localiza una serie de paleoformas de interés:

- destacan ante todo dos **paleovalles muy marcados:** uno de ellos se encuentra en el actual **Arroyo de la Cárcel**, aguas abajo de Yuba, profundamente incidido, más de 100 m. desde las vertientes más próximas, que cuentan al menos con 20% de pendiente, alcanzándose en el fondo los 960 m. Sin embargo, resulta imposible seguir la trayectoria del paleovalle aguas abajo y muy difícil hacerlo aguas arriba.

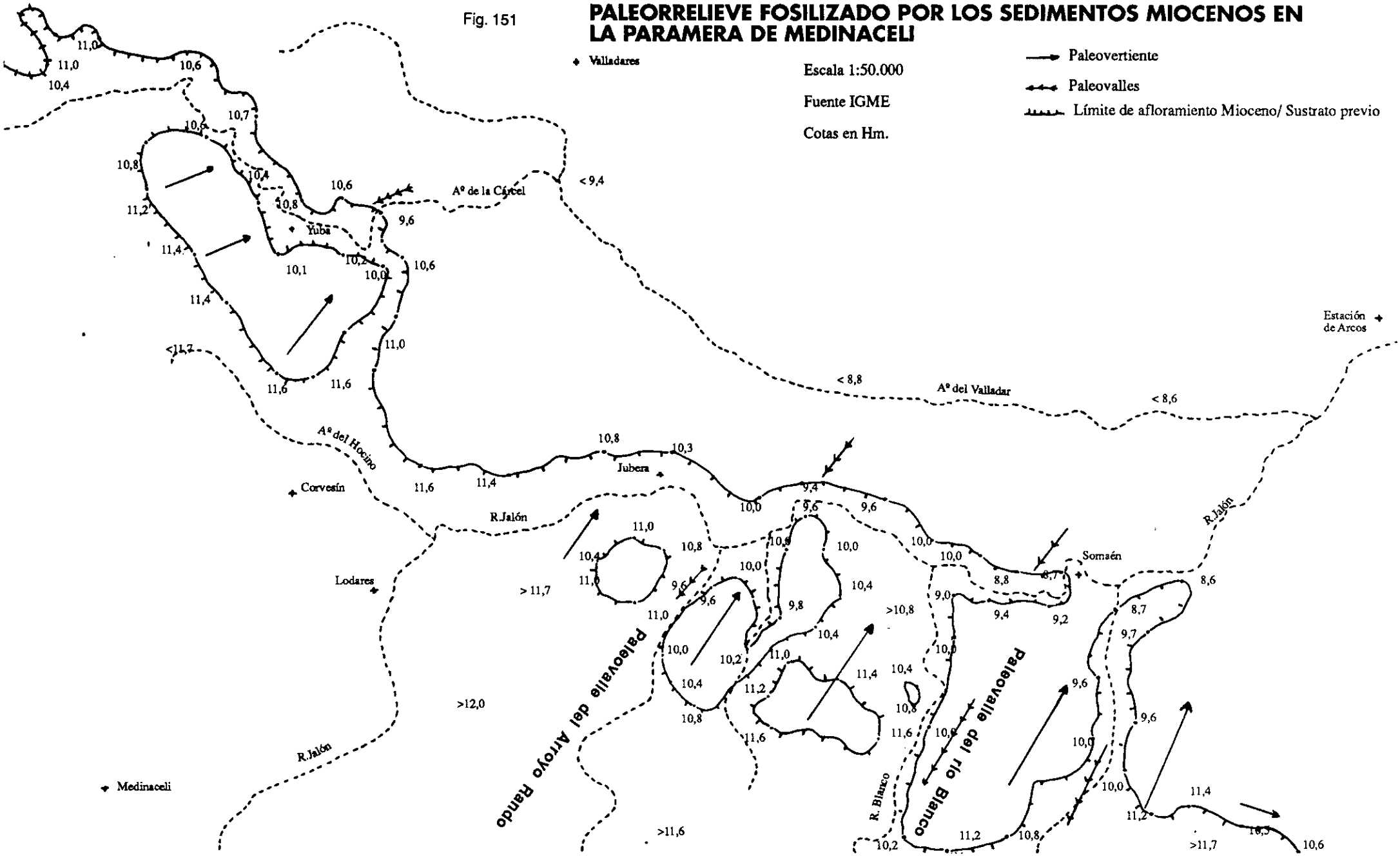
- El segundo paleorrelieve marcado se encuentra en el fondo del Jalón, **junto a Somaén**. Como no tiene sentido la existencia de un paleovalle pre-relleno siguiendo al actual Jalón (tramo Lodares- Somaén), lo más lógico es suponer que se trate de un fragmento de paleovalle transversal del actual Blanco, que sí presenta una marcada incisión.

Otras tres incisiones menores se pueden observar a lo largo del límite continuo del afloramiento mioceno: uno al Norte, en la prolongación del tramo del Aº de la Cárcel de Blocona; otro segundo justo al Norte de Jubera; y un tercero al NW del apeadero de Jubera, que pudiera corresponder a la continuación de los arroyos Rando y Lorneda, al otro lado de la actual garganta del Jalón.

En definitiva, en la Paramera de Medinaceli, a diferencia de la de Barahona, la configuración del reborde de la Cuenca de Almazán se presenta movida y marcada por incisiones vigorosas.

Fig. 151

PALEORRELIEVE FOSILIZADO POR LOS SEDIMENTOS MIOCENOS EN LA PARAMERA DE MEDINACELI



§ 3.a. La **Cuenca de Campisábalos**, el gran afloramiento mioceno del interior de la Paramera de Sigüenza, proporciona valiosa información sobre el relieve pre- relleno. El nivel más generalizado se sitúa entre los 1360 y 1400 m., pero se localizan **dos paleoelevaciones** notables en el extremo Este, en torno a la **cumbre del Portillo,** donde puede seguirse una paleovertiente nítida de 100 m. de desnivel hasta alcanzar los 1520 m., y al Centro, justo **al Sur del Pico Bordega,** que alcanza allí la cota de 1480 m.

De todas formas, el resto del perímetro mioceno indica un relieve poco movido, que presenta una ligera inflexión alineada en sentido transversal, en una franja desde Peralejos a Campisábalos (1360 m.).

§ 3.b. Otros reductos de afloramientos miocenos del interior de la Paramera destacados en los modernos mapas geológicos del IGME, Adell Argiles, F., et al. 1982, resultan problemáticos:

- en la Depresión de Miedes, al Oeste de la propia localidad, los materiales a 1140 m., se hallan 140 m. por debajo de la culminación inmediata lo que indicaría un paleorrelieve marcado. [6]

- asimismo el afloramiento al Oeste de Barcones (de 1140-1160 m.) se encuentra 40 metros por debajo de la culminación próxima.

Si bien resultaría muy arriesgado establecer con estos datos una red de paleoconexiones fluviales, lo significativo es que la erosión diferencial entre el Keuper y el Lías constituiría una característica tan antigua que alejaría aún más la idea de arrasamiento total.

[6] Una cuestión previa importante es la certeza de que efectivamente sean miocenos. La apariencia es la de depósitos Cuaternarios (A. Guerra Zaballos) o en cualquier caso sin pruebas suficientes para considerarlos miocenos.

En conclusión, los casos analizados muestran cómo durante el Mioceno un **paleorrelieve marcado** va siendo anegado por la acumulación sedimentaria del borde de las cuencas del Tajo, Duero y Campisábalos, indicando un proceso de evolución del relieve muy diferente al que se supone en la elaboración de una penillanura, donde **en lugar de completarse el rebajamiento erosivo hasta el nivel de base, se produce** significativamente **un ascenso** de éste, o lo que es lo mismo: "la transgresión pontiense sobre el borde de la cuenca... fue debida a la elevación del nivel de las aguas desplazadas de la cuenca por los materiales que la están rellenando", Sánchez de la Torre, 1963. La rapidez de este proceso no permite la erosión de las vertientes, que en vez de degradarse lentamente, quedan fosilizadas con sus formas vigorosas.

En cualquier caso, la **situación difiere espacialmente**, ya que, mientras que en algunos sectores es un relieve extraordinariamente vigoroso (Cuenca del Salado, Huérmeces, Paramera de Medinaceli), en otros, los sedimentos miocenos fosilizan un relieve aplanado (Paramera de Barahona).

4.2.4. Discusión de los modelos interpretativos propuestos.

El análisis y las sucesivas conclusiones obtenidas sobre la dinámica finimiocena en la Paramera de Sigüenza, permiten abordar ya de una forma crítica los dos modelos fundamentales de evolución del relieve que han sido propuestos:

a.) el del escalonamiento policíclico de Schwenzner- Gladfelter.

b.) el de la penillanura de Birot- Solé.

Tras la discusión estableceremos una conclusión sobre la impronta de la dinámica finimiocena en la Paramera de Sigüenza.

4.2.4.1. Las dificultades en la concepción policíclica de Schwenzner- Gladfelter.

La concepción policíclica, elaborada en 1937 por **Schwenzner** y readaptada en 1971 por **Gladfelter**, constituye el último esquema que explica las superficies planas en la Paramera de Sigüenza. El respeto y admiración hacia estos trabajos crece conforme nos adentramos en su estudio, lo cual es independiente de que señalemos unas dificultades de tipo teórico general y luego otras derivadas de los casos concretos de relieves a los que ha sido aplicado,

Desde un punto de vista **teórico**, aunque Schwenzner se refería a "superficies de aplanamiento, sin mayor calificación", en realidad consideraba que se habrían desarrollado por procesos de pedimentación (opinión de Gladfelter, 1971, y C. Sanz, 1988), que suponen el progresivo retroceso en paralelo de la vertiente, que se va ajustando al nuevo nivel de base. Pero para que esto se produzca, se requieren los siguientes condiciones:

- una desnivelación tectónica repentina, que cree el escarpe inicial, que luego, por retroceso en paralelo, generase los escalones cíclicos, que en definitiva, son la traducción espacial de aquéllos. Parece, por el contrario, que **los movimien-**

tos tectónicos son lentos y continuados, de forma que la erosión remontante resuelve de forma gradual y distribuida el desnivel tectónico que se va generando.

- además el modelo policíclico parte del supuesto de que la erosión depende fundamentalmente de la pendiente y que no cesa hasta que el desnivel haya desaparecido, cuando en realidad parece que a nivel general los **procesos de erosión** están **relacionados** ante todo **con condiciones morfoclimáticas** de diferente capacidad hidrodinámica (caudal /carga) **y litológicas,** de menor o mayor resistencia del roquedo.

Dificultades sobre el terreno.

Además de las objecciones teóricas ya señaladas, el análisis de los **casos concretos** resulta significativo. Para ello se puede tomar como base de análisis la cartografía de los niveles escalonados realizada por Gladfelter en la cuenca del Alto Henares. En este mapa están indicados, con detalle y precisión, todos los fragmentos llanos de la zona que son asignados a diferentes niveles cíclicos.

Prescindimos de considerar aquellos casos en que los límites de los niveles cíclicos coinciden con cambios litológicos, pues en ellos la influencia de la erosión diferencial resulta evidente. Centramos el análisis, por el contrario, en escalonamientos que se producen sobre litologías homogéneas.

Como ya se trató anteriormente el contacto de la superficie finimiocena (nivel B) con los relieves prominentes (nivel superior A), vamos a considerar aquí el límite inferior de la superficie finimiocena B con el siguiente nivel C de Gladfelter, numerando los casos, hasta el 17. (fig. 152)

Fig. 152 LÍNEAS LÍMITE DE SUPERFICIES CÍCLICAS SEGÚN GLADFELTER Y EXPLICACIONES ALTERNATIVAS



Base cartográfica: Gladfelter 1971

-- N -- Existe una explicación tectónica o de planoadaptación analizada con detalle (N= Número de referencia)

——— Traduce la erosión diferencial entre Keuper y Lías

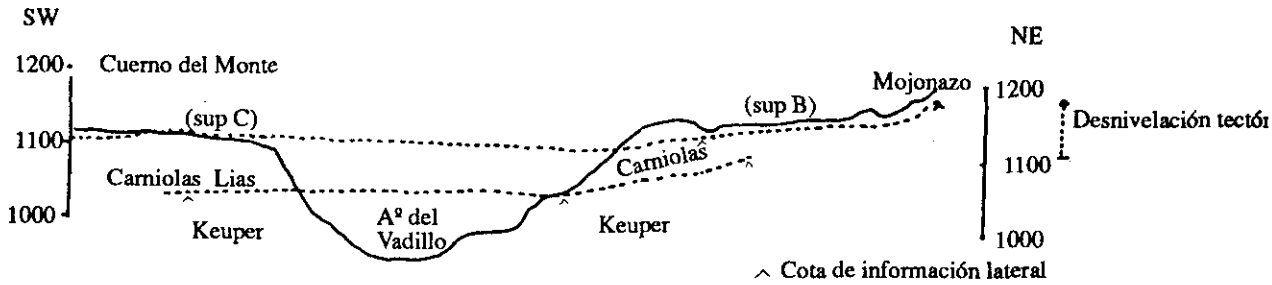
..... Resultado indirecto del retroceso en cabecera de la resistencia diferencial Keuper-Lías

—•—•— Traducción de la erosión diferencial entre el (Dogger+ Cretácico deleznable) y el Lías

—·—·— Traducción de la erosión diferencial entre (Albense + Cretácico margoso deleznable) y Cretácico Superior calcáreo resistente

Los casos en los que el escalonamiento de niveles presenta un fundamento de **desnivelación tectónica** son:

§1. En ambas laderas del valle del **Arroyo del Vadillo** (fig. 153) las cotas de la superficie de estratificación supra- retiense muestran una clara **desnivelación tectónica**: al Sur y Oeste (Cuerno del Monte) están situadas a 1100 m., mientras que al Norte y Este (Mojonazo) se elevan hasta 1140 y 1180 m. La topografía sigue grosso modo esta desnivelación. El que se haya erosionado el tramo intermedio correspondiente al Arroyo del Vadillo explica quizá la impresión que puede producir de dos superficies escalonadas.



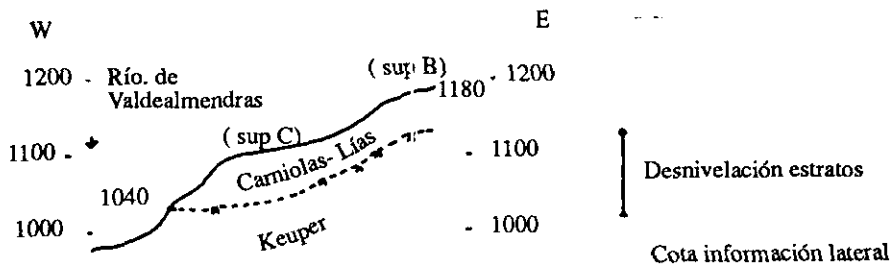
E H: 1/50.000 E.V: 1/10.000

Fig. 153

Enlace de la superficie C y la superficie B. La desnivelación de la superficie del terreno corre pareja al ascenso tectónico. Gladfelter- Schwenzner interpretan este desnivel como resultado de dos niveles cíclicos de erosión. Parece responder sin embargo a la distinta altura a la que la tectónica ha colocado a una misma litología.

§ 2. Otro tanto ocurre en **El Carrascal**, (fig. 154) al Norte de Valdealmendras. Se puede observar aquí cómo la superficie de estratificación Keuper-Lias se eleva desde 1040 m. al Oeste a 1120 m. al Este. El relieve sigue en paralelo desde 1100 m. hasta 1180 m., directamente, sin interrupciones.

Fig. 154



E V: 1/10.000 EH:1/50.000 Fte IGME

§ 3. En **El Cerro**, (fig. 155) entre el valle del Salado y Torre de Valdealmendras, al Sur de Villacorza, la situación es similar y la superficie estratificación Keuper-Lías se va elevando de 1050 a 1100 m. en el mismo sentido que la superficie topográfica, que lo hace de 1100 m. (nivel C) a 1170 m. (nivel B).

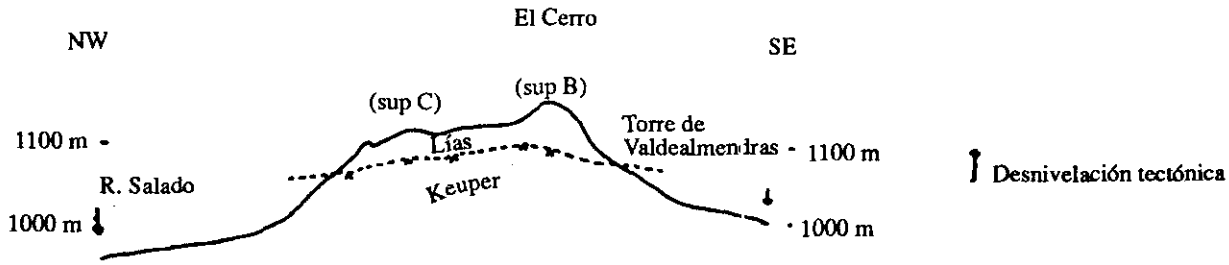
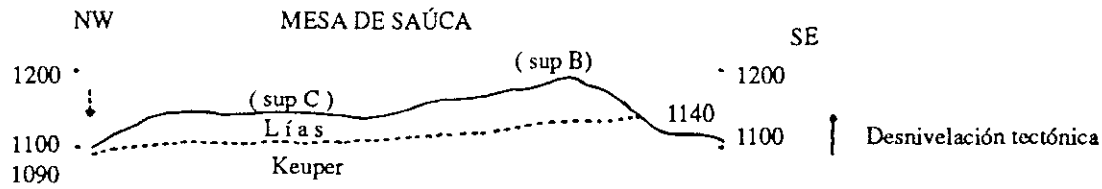


Fig. 155 EH: 1/50.000 EV: 1/10.000 Fte IGME

§ 4. Al **Oeste de la Mesa de Saúca** (fig. 156) se produce una situación análoga de elevación tectónica de los materiales, aunque aquí el espesor del Lías que ha sido respetado por la erosión es mucho menor. Efectivamente la superficie de estratificación Keuper-Lías pasa de 1100 m. al Oeste hasta 1140 m. al Este, mientras que la superficie topográfica alcanza valores de 1130 y 1180 m. respectivamente.



EH: 1/50.000 E.V:1/10.000 Fte IGME

Señalamos a continuación un grupo de escalonamientos, donde los rellanos más elevados se sitúan en proximidad a los anticlinales, poniendo así claramente de manifiesto la desnivelación tectónica.

§ 5. A este tipo corresponde el **flanco Norte**, liásico, **del anticlinal de Medinaceli**. (fig. 157). El relieve sigue el descenso tectónico, aunque de forma atenuada, y así pasa desde 1200 m. en las inmediaciones del anticlinal (atribuido a B)

hasta 1170 m. (atribuido a C). La superficie de referencia Keuper- Lías, a su vez, baja de 1170 m. hasta 1120 m., junto al Arroyo de las Suertes.

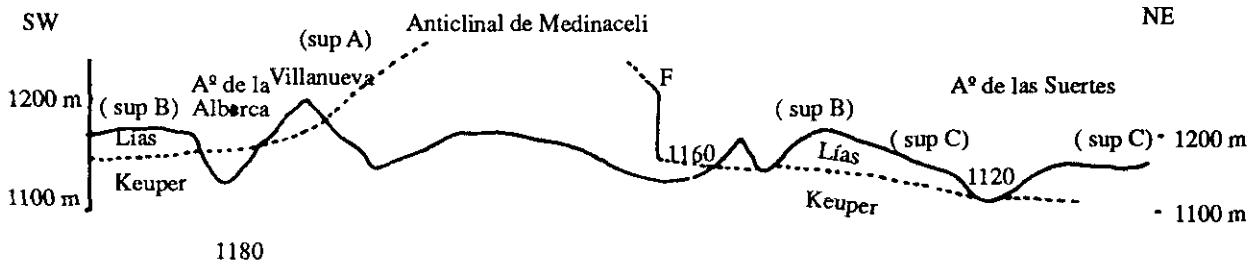


Fig. 157

§ 6. Donde la situación se presenta con extraordinaria claridad es en el **flanco Oeste del Anticlinal de Alpedroches**: la diferencia entre los escalones B (1230- 1250 m.) y C (1140 m.) traduce la desnivelación tectónica que nos indica la superficie de referencia supraliásica (Formación Cortes de Tajuña -Formación Cuevas Labradas), que desciende de 1220 m. al Oeste a 1120 m. al Este (fig.158).

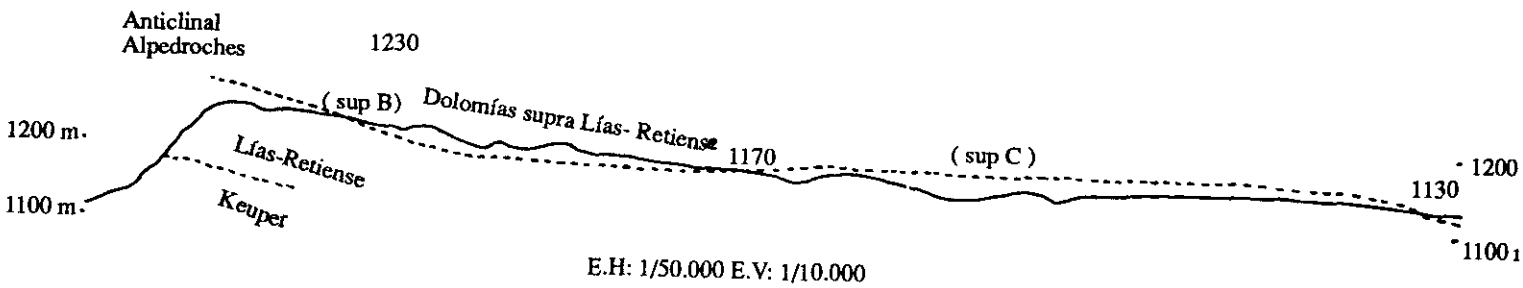


Fig. 158

§ 7. **Al NE del anticlinal de Sigüenza** los dos niveles topográficos señalados por Gladfelter se distinguen con claridad: uno más bajo, en posición central, es atribuido al nivel de planación C y los dos marginales, más elevados, al B (fig. 159)

La explicación del desnivel y de la disposición parece sin embargo tectónica, aunque de forma compleja: la clave estriba en el efecto conjunto de: la disposición monoclinal del flanco, con buzamiento hacia el NW; una compartimentación transversal del flanco en tres bloques bloques, estando el central tectónicamente más elevado; un esquema de disección general que desciende hacia el NW, hacia el Henares, en el mismo sentido de buzamiento y el efecto diferencial entre Keuper y Lías.

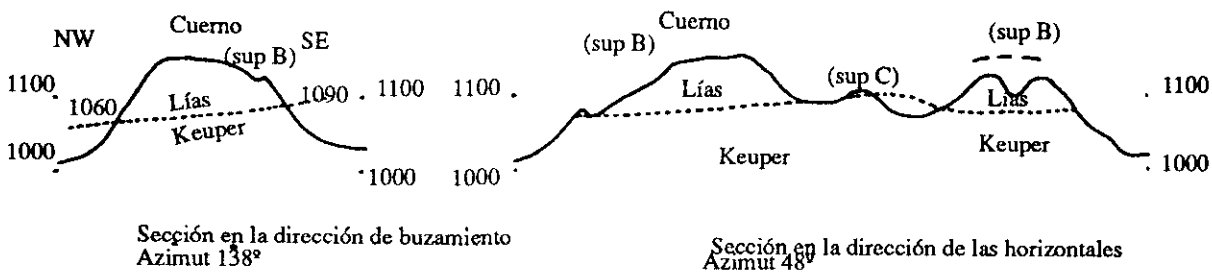
La disposición más elevada del bloque central implica una posición retrasada en los niveles resistentes del Lías en el sentido del buzamiento, hacia el NW y por lo tanto más cercana al Henares, mientras que es más adelantada en los bloques laterales.

La intersección de esta situación con la disección general hacia el NW, hacia el valle del Henares, implica que el nivel resistente del Lías es cortado a cota más baja en el centro (nivel C a 1120 m.) y más elevada en los laterales (superficie B a 1149 - 1160 m.).

De esta forma, el bloque central es, a la vez, más bajo y más retrasado (nivel atribuido al C), mientras los laterales son más altos y elevados (atribuido al B) , configurando en conjunto una forma arqueada con el sector central más bajo.

Fig. 159

NE ANTICLINAL DE SIGÜENZA E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte. IGME



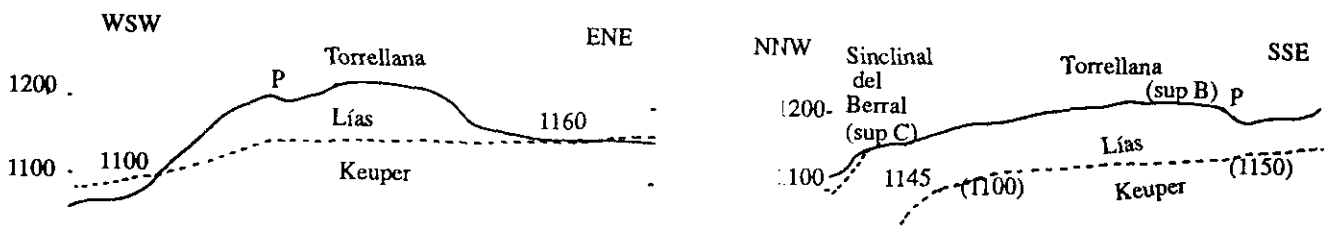
Sección en la dirección de buzamiento
Azimut 138º

Sección en la dirección de las horizontales
Azimut 48º

En resumen, la diferenciación de los dos niveles erosivos corresponde a distintas posiciones del estrato resistente del Lías, más c menos avanzado hacia el interior del anticlinal, en una pendiente general de descenso hacia el Henares. Se trata en definitiva de formas de degradación, de evolución condicionada y no parecen testimonios cíclicos.

Cerramos el grupo de escalonamientos que obedecen a desnivelaciones tectónicas con los casos en los que se cruzan dos direcciones de abombamiento.

§ 8. Esto ocurre en **Torrellana** (fig 160) que corresponde a un bloque elevado en dirección ibérica (la superficie de referencia Keuper- Lías desciende desde 1180 hasta 1040 m. al Este, Sur de Tobes), interrumpido por un sinclinal transversal de dirección guadarrámica de El Berral. El descenso tectónico se expresa también en el relieve, pues se pasa de una superficie llana de 1220 m. , donde se localiza el nivel B, a otra de 1140-1160 m., donde se localiza el nivel C.



E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte. IGME

Fig. 160

§ 9. **Al Norte del mismo sinclinal de El Berral** se produce una situación análoga y el terreno vuelve a estar elevado tectónicamente (fig. 161). Las mayores altitudes se alcanzan en la zona oriental en la proximidad del anticlinal de Romanillos (Loma del Mojonazo), reflejándose de forma muy ilustrativa cómo el juego de la tectónica y la litología influyen sobre el relieve :

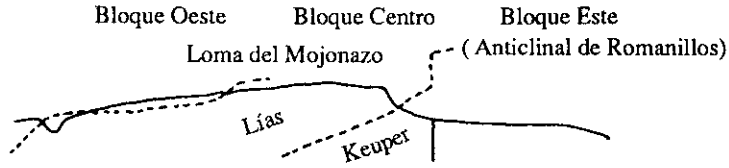
Se reconocen tres pequeños bloques tectónicos, progresivamente elevados hacia el Este:

- en el oriental el Lías ha desaparecido, aflorando los materiales subyacentes, más débiles, por lo que la superficie se encuentra a un nivel topográfico bajo (anticlinal de Romanillos), bloque Este.

- en el occidental, la posición de capa resistente del Lías es más baja y por lo tanto también lo es la topografía (atribuido al nivel C), bloque Oeste.

- es en el bloque intermedio, que corresponde a la Loma del Mojonazo, donde el Lías, más acorde en cota con el nivel de disección general (ni excesivamente elevado para ser erosionado ni excesivamente deprimido para no sobresalir), crea la mayor elevación (fragmento considerado como B), bloque Centro.

Fig. 161



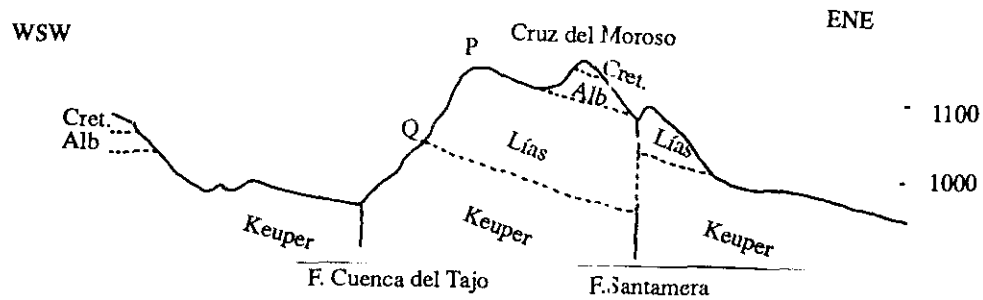
E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte. IGME

§ 10. El caso quizá más complejo de todos se sitúa en la **Cruz del Moroso**. (fig. 162). Se localiza esta elevación en una astilla tectónica de reemplazo de dirección ibérica, esto es, se encuentra entre dos fallas terminales, una oriental, que se prolonga hacia el Norte (falla de Santamera- Somolinos) y otra occidental hacia el Sur (falla límite de la Cuenca del Tajo y el Sistema Ibérico). Ambas fallas presentan el labio oriental levantado respecto al occidental. Esto implica que la astilla tectónica de la Cruz del Moroso se encuentra elevada tectónicamente por dos lados, occidental y septentrional, lo cual se refleja en la topografía.

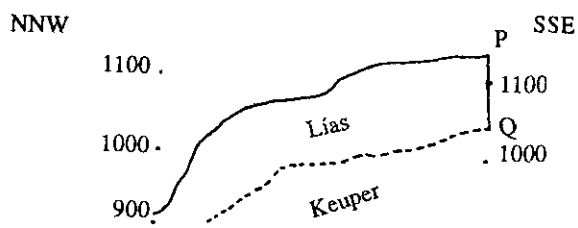
Pero además, la elevación de la Cruz del Moroso se encuentra en la prolongación del anticlinal de El Atance de dirección guadarrámica, que lo eleva también tectónicamente respecto a los materiales situados más al Sur.

Un tercer factor, la aparición de un nivel blando intermedio, el Albense, le da un carácter local escalonado y prominente a la culminación.

Fig. 162



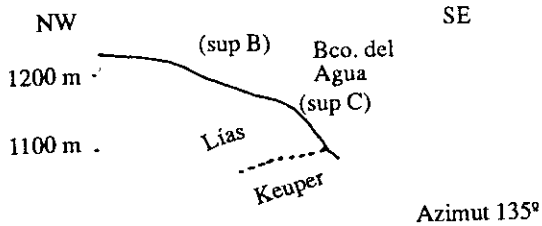
E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte. IGME



En bastantes casos la pretendida superficie cíclica C no es más que un nivel rebajado de transición entre la superficie culminante y la ladera marcada que conduce al valle, morfología que evoluciona en plano y es característica de rocas calcáreas y que hemos designado como "**superficies de planoadaptación marginal**", que siempre se sitúan en el tránsito a valles, hacia donde presentan un ligero incremento de pendiente.

§ 11. De esta forma interpretamos la superficie de descenso de la Mesa de Sierra Ministra hacia el **Bco. del Agua**, (fig. 163) donde la pretendida superficie C aparece inclinada y sin quiebro brusco repecto a la culminación.

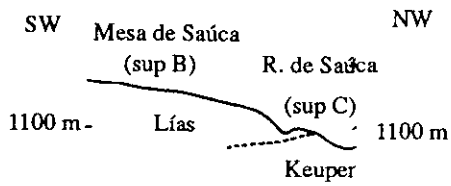
Fig. 163



E.H. 1/50.000
E.V. 1/10.000
Fte IGME

§ 12. Análogamente **junto a Saúca** (fig. 164) se advierte esta disposición de ladera de planoadaptación en un sector donde Gladfelter reconoce que ha sido más difícil la determinación de niveles cíclicos.

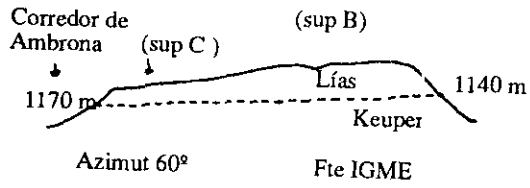
Fig. 164



E.H. 1/50.000
E.V. 1/10.000
Fte IGME

§ 13. En el **corredor de Ambrona** (fig. 165) encontramos la misma disposición y resulta significativo que la superficie superior se alargue en paralelo a dicho corredor, indicando, en definitiva, la influencia de la dinámica reciente y no la de un ciclo anterior.

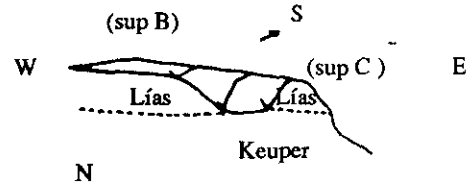
Fig. 165



E.H. 1/50.000
E.V. 1/10.000
Fte IGME

§ 14. Al **Norte de Mojares** (fig. 166) la superficie de planoadaptación, al ser atacada desde el escarpe principal y desde una barranquera situada en paralelo, adquiere una disposición de resalte disecado, que ha sido considerado como nivel cíclico inferior C.

Fig. 166

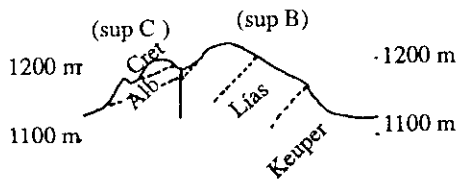


E.H. 1/50.000
E.V. 1/10.000
Fte IGME

§ 15. Análogamente en los **isleos** de materiales resistentes con base deleznable las culminaciones corresponden a **superficies de planoadaptación**, que se van rebajando de forma lenta y progresiva, aunque a **mayor velocidad global** que formaciones más continuas no recortadas, pues son atacadas desde todas las direcciones en redondo. El desnivel entre estas culminaciones de los isleos y las cumbres aplanadas de las superficies continuas ha sido interpretado como el resultado, el vestigio, de un escalonamiento cíclico.

Este efecto se advierte, aunque tímidamente, en la **Loma del Cerrajón**, (fig. 167) a 1200 m., 20 metros menos que las superficies circundantes y que de todas formas ha sido señalada como perteneciente a dos niveles cíclicos diferentes. (B y C).

Fig. 167



E.H. 1/50.000
E.V. 1/10.000
Fte IGME

Loma del Cerrajón

§ 16. Finalmente planteamos el caso de la **Muela de la Virgen**, en donde las dos superficies B (calizas cretácicas resistentes) al Oeste y C (dolomías liásicas también resistentes) al Este, formaban probablemente tramos de una paleovertiente. [7] (fig. 168).

La incisión lateral sobre las arenas albenses intermedias supuso la fragmentación del conjunto en dos niveles diferentes (a 1170 y 1100 m. respectivamente). Como herencia de esta antigua configuración ha quedado la disposición anular del

[7] Se trata en cualquier caso de una hipótesis.

Lías en torno al Cretácico, mientras que cada uno de los niveles resistentes ha evolucionado después con cierta independencia, alomándose la culminación del sector liásico más bajo, con lo que crea una disposición desnivelada, que ha sido interpretada como perteneciente a dos niveles cíclicos independientes.

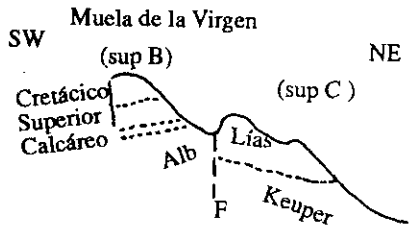


Fig. 168

E.H. 1/50.000
E.V. 1/10.000

Fte IGME

§ 17. Unicamente en la rampa de Angón no se advierte escalonamiento de relieve, aspecto que se tratará más adelante.

En **conclusión**, para el desnivel que **Gladfelter** considera resultado de un **encajamiento policíclico**, (sup B - sup C) encontramos en definitiva una interpretación variada:

- en muchos casos el desnivel topográfico coincide con una **desnivelación tectónica**, que cabe suponer, no como un levantamiento tectónico diferencial de una antigua penillanura, sino como la disposición de los niveles resistentes (Lías, Cretácico Superior Calcáreo) a distintas alturas, lo cual determina un esquema algo escalonado.

- en otras ocasiones interpretamos que, lo que Gladfelter señala como superficie inferior C, no es un vestigio de un antiguo nivel de aplanamiento general, sino la forma de evolución de un sector al irse rebajando en plano: se trata ante todo de las "**superficies de planoadaptación marginal**" y de las "**culminaciones de equilibrio somital**" muy desarrolladas en las calizas: desde los 0% de la zona de culminación, que puede ser más o menos amplia, la pendiente superficial se incrementa, al principio muy lentamente, hasta 5%; luego más rápidamente hasta un 10%; para alcanzar de forma súbita la caída de los 30 -40% de la vertiente. Es este cambio repentino el que puede dar una apariencia de desnivel cíclico, pero es el resultado de la propia dinámica de vertientes. El sector que media entre la zona que posee dinámica de culminación y la que se ha adaptado a la dinámica de vertientes, es el que hemos designado como superficie de planoadaptación marginal, expresión que creemos de bastante utilidad;

- finalmente, en el caso de la Muela de la Virgen, interpretamos que el nivel inferior constituyó un **fragmento basal de una antigua vertiente** que ha quedado seccionado por su tramo medio por una incisión transversal, a media ladera, sobre litologías deleznables del Albense.

4.2.4.2. Las dificultades en la concepción "davisiana" de Solé- Birot.

Birot en 1933 y Solé - Birot en 1954 definen el relieve de las inmediaciones de Sigüenza como un claro ejemplo de penillanura, basándose en las siguientes observaciones:

- el relieve es independiente de la estructura,
- se produce enrasamiento en el contacto de las cuencas terciarias y el sustrato mesozoico,
- constancia notable de cotas, "que se mantienen entre 1000 y 1100 m.".

Esta penillanura, de edad finimiocena, ocuparía una amplia extensión en el Sistema Ibérico y se articularía como rampa en el Sistema Central.

Las principales **dificultades** que se encuentran en este esquema propuesto de penillanura son las siguientes:

- El **aplanamiento finimioceno tiene una eficacia muy diferente en ambas sierras**: para el Sistema Central, Solé y Birot restringieron en 1954 el aplanamiento mioceno a las rampas que muerden los bloques montañosos (en 1952, Solé había dado una validez total al arrasamiento finimioceno). Sin embargo, no se ha hecho lo mismo con las superficies del Ibérico, donde el arrasamiento sería casi completo. La diferencia de comportamiento estribaría, según Solé, 1966, en un levantamiento más temprano del Sistema Ibérico que del Central, explicación que parece poco satisfactoria.

Aunque se han reconocido también montes-islas en el Sistema Ibérico, la disparidad de significado de la superficie miocena es todavía una dificultad por resolver en esta concepción.

- **Birot** consideró el área de Sigüenza como una **meseta**, forma que responde al resultado final de un ciclo de erosión, pero el análisis de la Paramera de Sigüenza y de los relieves circundantes, conduce a identificar una serie de **rampas**, que desde 1550-1220 m., se inclinan hacia la Cuenca del Tajo, 1060 m., y a la del Duero, 1120- 1160 m., y en definitiva muestra una organización de las pendientes a partir de determinados ejes y además en estas rampas es posible apreciar una ordenación escalonada (argumento en que coincide también la concepción policíclica).

Es cierto que la escala de estas rampas es regional y que en ocasiones sobre el terreno los relieves parecen segmentos llanos, sobre todo cuando están fragmentados, pero, en cualquier caso, existe un dispositivo general de rampa y no de meseta, que parece responder mejor al esquema de relieves sobresalientes en degradación que a una penillanura.

- Por otra parte, aunque **el relieve** no sea dependiente, **no es indiferente a la estructura** y se manifiesta ante todo por la distinta posición en cota de los elementos resistentes de la serie estratigráfica: hemos señalado numerosos ejemplos de escalones morfográficos, que responden a una explicación tectónica, lo que interpretamos no como un levantamiento tectónico diferenciado de la antigua penillanura, sino como indicador de la falta de un arrasamiento generalizado.

El motivo de pensar así es la **coincidencia tan notable entre la superficie de erosión finimiocena y los materiales resistentes**, liásicos al Este y del Cretácico Superior Calcáreo al Oeste. Si concibiésemos el relieve actual como resultado de movimientos más recientes post- arrasamiento (rodánicos), tendríamos que suponer que la penillanura se habría labrado sobre los mismos materiales calcáreos en posición horizontal y, por otra parte, que éstos no habrían experimentado deformación anterior durante los episodios paroxísticos sávico- estíricos de compre-

sión del interior peninsular.

- Pero donde encontramos argumentos importantes para suponer que la superficie de erosión no puede considerarse una auténtica penillanura, es en la **evolución morfogenética**. Se trata de un relieve que **inicialmente** (al final del Cretácico) **era plano** y que no fue demasiado tectonizado, ni llegó a ser demasiado más elevado que el nivel actual.

El estudio de los paleorrelieves muestra **valles** que en lugar de haberse ido ensanchando progresivamente, han sido **colmados por los acarreos** miocenos. Se trata entonces de una **evolución por anegación**, (muy diferente de las fases que se señalan en un típica penillanura), donde ha sido el nivel de base el que ha ascendido hasta la posición de casi colmatación, 1120 - 1160 m. en la Cuenca del Duero, 1060 m. en la Cuenca del Tajo, y no el relieve el que se rebajó hasta este nivel.

Para las **divisorias**, la evolución inferida es un **lento rebajamiento en plano**, desde formas aplanadas iniciales, hasta resultados aplanados (rampas sobre superficies liásicas y cretácicas) donde sólo la interposición de niveles blandos, Albense y Keuper ante todo, han permitido la erosión escalonada de "tiras " de rocas resistente. Esto muestra también una evolución muy diferente a la de una penillanura.

- El **margen de cotas** al que se encuentra la Paramera de Sigüenza es evidentemente reducido: 1050- 1250 m., (100 m. más de lo señalado Birot). Sin embargo en la zona occidental, la trayectoria morfológica de la Paramera está ligada a la de Alto Rey, 1850 m., y a la Sierra de La Bodera, 1450 m. Desniveles que no se adaptan

bien a un esquema de penillanura.

Finalmente, hemos podido comprobar cómo las **zonas realmente enrasadas**, las denominadas superficies de equiplanación basal, ocupan sólo **posiciones marginales** en las inmediaciones del nivel de colmatación (Llano de Barahona), pero su efectividad no puede extrapolarse al conjunto del territorio. [8]

[8] Salvando las circunstancias, es como si se plantease que una isla está arrasada al observar extensas playa en determinados secteres.

4.2.5. Propuesta de un nuevo modelo de interpretación.

4.2.5.1. El modelo de rampas de enlace y de superficies marginales de "equiplanación basal" como alternativa a los procesos generales de pediplanación.

La concepción clásica davisiana de la penillanura presenta un esquema de arrasamiento nivelador, fin del ciclo de erosión. Se forma así una llanura enrasada en principio a nivel del mar, aunque, en el caso del interior peninsular, se ha tomado como nivel de base más generalizado el que corresponde a la superficie de colmatación de las cuencas interiores. Es realmente una casi llanura, una penillanura, pues la horizontalidad no tiene por qué ser absoluta y es posible encontrar relieves sobresalientes, los famosos monadnocks o relieves residuales, que sobresalen por encima del nivel general.

Frente a este modelo tradicional, la investigación realizada nos ha llevado a plantear en la Paramera de Sigüenza un esquema ordenado, en el que el relieve se estructura en base a relieves prominentes y a glacis-rampas que se extienden desde las culminaciones serranas hasta enlazar con la superficie de colmatación de las cuencas.

Una primera crítica a la nueva idea propuesta puede venir del hecho de que no presenta novedad sustancial y de que, de hecho, la inclinación de las rampas, que es pequeña, se puede englobar en la subhorizontalidad de las penillanuras, que para eso tiene este prefijo de aproximación, y que, por otra parte, los relieves residuales, los monadnocks, pueden ser equiparables a los relieves prominentes.

Esta equivalencia está ciertamente justificada desde una perspectiva morfográfica: así los relieves, que desde un punto de vista davisiano se pudieran catalogar como monadnocks, resultan ser los relieves prominentes. Sin embargo la interpreta-

ción morfogenética difiere notablemente: en la noción de penillanura está inherente una génesis de tipo fluvial, y un estadio senil, mientras que en el concepto de glacis está presente la idea de una génesis de tipo areolar, con litologías a veces groseras que implican energías vigorosas. La filiación morfogenética es absolutamente distinta, pues en lugar de concebirse el relieve como el estadio final de una serie de etapas anteriores de vigor morfogenético en mengua progresiva, como correspondería a las fases de juventud y madurez, la factura areolar del relieve se concibe en una génesis de planoadaptación, donde las superficies llanas, que en principio fueron llanas, permanecieron esencialmente como llanas, adaptándose en llano a las vicisitudes de las deformaciones tectónicas.

Por eso los glacis y las relieves prominentes resultan acercamientos más adecuados a la interpretación del área.

Una vez planteadas estas referencias generales, conviene constatar su viabilidad descendiendo al análisis de algunos casos concretos, elegidos específicamente en rutas de paso por la comarca. [9] *:*

- Por la carretera N-II, procedente de Madrid, después de muchos kilómetros recorridos sobre los estratos subhorizontales de La Alcarria, se pasa de una forma insensible al Mesozoico de la Codillera Ibérica. El tránsito sólo se advierte si se observa con atención y, en lo que más se nota, es en un mayor movimiento del terreno, que significativamente no es tanto hacia arriba, como correspondería a la entrada en áreas serranas, sino hacia abajo, como es propio de una superficie con materiales diferenciados, en lugar de la homogeneidad anterior de las calizas subhorizontales. De todas formas hay que esperar algún talud cortado en el borde de la carretera para asegurarse del paso a litologías mesozoicas.

[9] Los tres casos están considerados en rutas geográficas o geológicas; así en Excursiones geológicas de los alrededores de Madrid, de F.Meléndez y en el libro A través de Castilla de A. Sabaté et al., 1981, pag. 145

De esta situación se puede concluir, en primer lugar, que el Mesozoico del Ibérico aparece enrasado efectivamente con el Neógeno de las cuencas y de esta conclusión se pasa insensiblemente a plantear una segunda: que efectivamente la superficie de erosión del Sistema Ibérico es una superficie enrasada con las cuencas terciarias, esto es, se trata claramente una superficie finimiocena; y esto nos lleva insensiblemente a un tercer razonamiento: que la misma superficie de colmatación de las cuencas terciarias, finimiocena, ocasionó el arrasamiento, y el enrasamiento del Sistema Ibérico con las cuencas terciarias.

Pero, si volvemos un poco atrás en los tres pasos del razonamiento a la primera conclusión, y la rehacemos de la siguiente forma: el **borde mesozoico** del Sistema Ibérico aparece efectivamente enrasado con el neógeno de la cuenca, ya no podremos seguir con las demás conclusiones, pues pudiera ser, (y es lo que efectivamente ocurre), que lo que acontece en el borde no tenga que ser precisamente lo mismo que hacia el interior. En el sector limítrofe de la cuenca, es lógico que la superficie del sustrato mesozoico se rebaje, aunque sólo sea porque el nivel de base está muy cercano, ahí mismo, y corresponde a lo que hemos llamado "superficie de equiplanación basal". Pero lo significativo de este hecho es que tiene un carácter reducido, que afecta sólo al sector más próximo a la cuenca y no en toda su extensión de borde. (En este sentido resulta sintomática la proximidad al borde de contacto, de la elevación del cerro San Cristóbal, donde se encuentra el repetidor de Algora).

Así, en la nacional N II, al pasar del La Alcarria al Mesozoico, podríamos "ver" el paso a de una penillanura sedimentaria a la penillanura erosiva, pero también es posible ver el paso a una "superficie de equiplanación basal".

- Tomemos en consideración un segundo caso, que localizamos en

Medinaceli. Desde el corredor del Jalón, encajado entre vigorosas paredes, es posible desviarse para subir al núcleo antiguo de Medinaceli. Allí desde el mirador existente junto al arco romano se divisan las formas amesetadas de los relieves circundantes, cortadas por la incisión fluvial cuaternaria. Lo que se ve es una superficie arrasadora que corta las montañas en plano; esta superficie sorprende por su horizontalidad dondequiera la dirección de observación y de ahí se plantea la presencia de una penillanura que arrasó los niveles culminantes y que luego fue incidida por la red fluvial: la penillanura está ahí, se ve. Ahora bien, si se le plantea a este observador que las superficies culminantes, en lugar de ser restos de una penillanura, son restos de un glacis de 2% de pendiente, la primera objección que quizá pueda hacer es la horizontalidad de miras hacia el SE, hacia el valle del Arbujuelo, lo que carece de sentido pues ésta sería aproximadamente la dirección perpendicular al descenso del glacis y sería por lo tanto horizontal. Requeriría entonces conocer la dirección de descenso de este glacis, y luego al mostrársela, lo más sensato que podría hacer, es decir que así, a simple vista, y teniendo en cuenta que se trabaja con superficies degradadas, es muy difícil decidirse por uno u otro modelo.

Desde el fondo del valle del Jalón, desde la Estación de Medinaceli, o la autovía, se divisa hacia el Norte, sobre el Alto de Valdecentenero, un perfil que corta casi geométricamente la superficie de la elevación montañosa. La asociación inmediata a tal perfección matemática es la de una superficie arrasadora, pero la persepectiva desde abajo sólo nos señala un perfil, un cantil, sin perspectiva de fondo, que también puede corresponder a la sección transversal de un glacis que desciende en la misma dirección de visión.

Efectivamente, esto refleja que la asociación más rápida de nuestra percepción es con las formas geométricas más sencillas, con una superficie plana horizontal, en vez de con una superficie plana inclinada; y en segundo lugar implica que la

perspectiva visual de observación en el campo no resulta idónea para discernir entre glacis y penillanura, cuestión que es mejor determinar sobre cartografía.

- Consideramos finalmente un tercer caso, es la travesía del cañón del río Dulce, por Pelegrina camino a Sigüenza. Antes de llegar el cañón la superficie, no alejada del borde fluvial, es bastante llana y de repente, a la vuelta de un resalte, aparece con grandiosidad la incisión tremenda del río Dulce. La mente asocia rápidamente los dos extremos, la horizontalidad de partida y la verticalidad del nuevo paisaje y se refuerza la idea de penillanura asociado a lo horizontal y de río encajado vertical. Por si fuera poco, el río describe alguna que otra sinuosidad, con lo que ya se enlaza fácilmente con la imagen del río serpenteante sobre la antigua penillanura, que se ha encajado sobre sus antiguos meandros, tal como se describe en los ejemplos davisianos.

De nuevo se presentan alternativas, que pueden "verse" también sobre el terreno. Si el día es medianamente despejado se ve Sierra Ministra al fondo,hacia el NE, y con un poco de atención se observa cómo asciende hasta ella una superficie en forma de rampa, que un buen clisímetro puede confirmar. La horizontalidad pretendida puede ser sustituida, aquí, incluso con cierto apoyo visual, por la de una superficie inclinada. Por otra parte se reacciona ante el encajamiento, que es un hecho, donde tanta importancia tiene el río, como la litología de calizas liásicas y masivas donde se está inscrito: se trata de un cañón de condicionamiento litológico-fluvial, en donde tan importante como la acción erosiva del río es el papel de las vertientes que permiten mantener la verticalidad de los paredones. No se trata de un proceso de rejuvenecimiento, sino es la forma natural de comportamiento de las calizas ante la incisión lineal y ante la dinámica de vertiente. Sin un río rebajado hasta este nivel, no habría cañones, pero sin una formación como las calizas del Lías, que

aguanten estos paredones, tampoco.

Y en cuanto a que el río forme curvas no debe haber problemas de interpretación: las curvaturas son fenómenos tanto sedimentarios como erosivos, y el río a la vez que erosiona se incurva, guiado en ocasiones por debilidades del sustrato y otras veces por la propia dinámica diferenciada, como el acercamiento de la máxima velocidad al lado externo de la curvatura ya iniciada. A escala cartográfica se advierte además que el río Dulce recorre un área tectónica deprimida, el sinclinal de Fuentemañas, de lo cual no se puede tener percepción en el terreno.

En definitiva, lo mismo que es posible "ver" un río encajado que serpenteaba sobre una antigua penillanura, podemos ver un sector de glacis que desde Sierra Ministra descendía hasta la Cuenca del Tajo y que es cortado por un cañón con un marcado control litológico de las formas.

En definitiva, en estos tres casos se ha pretendido demostrar que, lo que se ve en el terreno, está fuertemente condicionado por la imagen previa que tengamos de él; que se acude con preferencia a las imágenes más sencillas, dejando de lado otras algo más complejas; que se tiende a extrapolar configuraciones más allá del territorio visto y que en ocasiones, como ocurre en Medinaceli, la observación en el campo no sirve como criterio de discernimiento entre formas, al no constituir una escala adecuada, a pesar de lo cual, se utiliza como tal. Con estas consideraciones queda salvado un obstáculo importante para ver glacis, y no penillanuras, en el terreno.

4.2.4.2. Conclusión: caracteres del relieve finimioceno en la Paramera de Sigüenza.

En definitiva, el análisis y las consideraciones acerca de la dinámica finimiocena llevan a la conclusión de que en relación a ella se pueden diferenciar:

- **relieves prominentes**, que sobresaldrían de forma diversa, notablemente (Alto Rey), medianamente (La Bodera) y mediocremente (Sierra Ministra);

- **amplias rampas de enlace**, que arrancarían de los relieves anteriores sobresalientes. En este sentido, la Sierra de Pela es concebida como un sector de rampa, que arrancaría de Alto Rey y que ha quedado colgada por la erosión diferencial en sus márgenes (y no como un fragmento tectónicamente elevado);

- **reducidas superficies de equiplanación basal**, que son las únicas manifestaciones de verdadero enrasamiento. La elaboración de estas superficies estaría condicionada por una litología deleznable y quedaría fosilizada progresivamente por la anegación sedimentaria y el ascenso del nivel de base.

Así los diversos escalones que defienden Schwenzner, 1937, y Gladfelter, 1971, no corresponderían a la impronta policíclica espacialmente diferenciada, sino a diversos sectores de la superficie finimiocena con condicionamientos propios, sobre todo de tipo estructural (morfotectónico y morfolitológico). Todos ellos van evolucionando a través del tiempo según comprobaremos en los siguientes apartados.

Además el esquema finimioceno parece estar muy alejado de una superficie llana o casi llana, donde perezosos ríos divagantes, haciendo caso omiso a las litologías, se encargasen de distribuir los últimos reductos de finos materiales de un antiguo relieve importante, que se ha ido reduciendo a lo largo del tiempo.

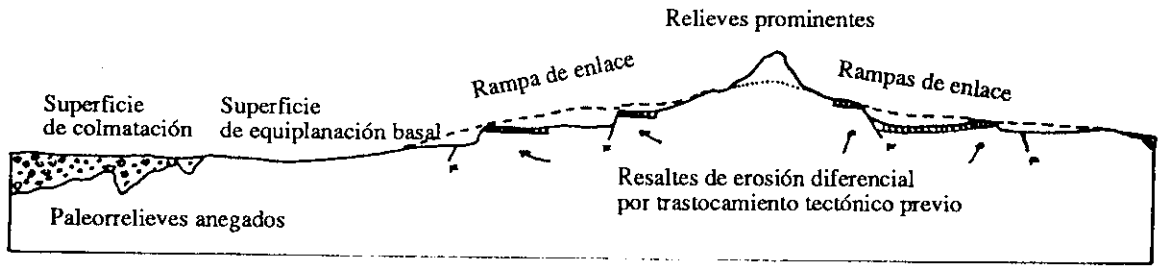
En definitiva, la impronta finimiocena corresponde a una morfología que en sus partes altas integra relieves prominentes y rampas de enlace y que, a mayor **de-**

talle, se manifiesta frecuentemente según un **esquema de denudación escalonada** y que, en el contacto con la colmatación miocena, presenta superficies de equiplanación basal, a la vez que los sedimentos miocenos fosilizan un relieve, frecuentemente vigoroso, según un proceso de anegación sedimentaria.

Esto puede expresarse mediante el siguiente esquema gráfico, que no cuenta con referencias espaciales concretas. (fig. 169)

Fig. 169

IMPRONTA FINIMIOCENA. ESQUEMA PROPUESTO



Para concebir las proporciones de relieve desmantelado hasta la superficie finimiocena, conviene realizar una inspección a la impronta de la dinámica previa (apartado siguiente), para después continuar con la evolución de los diversos sectores durante el Plioceno, Pleistoceno y Holoceno.

4.3. LA IMPRONTA DE LA MORFODINÁMICA PREMIOCENA EN EL RELIEVE DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

Determinar la configuración de los relieves previos a la superficie finimiocena resulta **difícil y arriesgado**, pero es una tarea provechosa, aunque sólo sea por concretar el campo de las posibles filiaciones morfogenéticas.

Se puede partir de la situación paleogeográfica mejor conocida del **Cretácico Superior post- Utrillas**, cuando el área se encuentra en condiciones de **plataforma marina** con altos fondos, llanuras de marea, lagoons, incluso emersiones puntuales - esto es, una situación perilitoral -, como puede deducirse de los propios materiales conservados, (Gabaldón, V., et al., 1982).

Pero a partir de esta situación del final del Cretácico (66 millones de años), el relieve experimentó en conjunto un **desmantelamiento erosivo,** que llega hasta la superficie finimiocena (13 millones de años), a la que suponemos cercana a las culminaciones del relieve actual. Los productos de esta erosión se encuentran mayoritariamente en las cuencas limítrofes, mezclados con los derrubios de otras muchas áreas denudadas.

Esto es, consideramos que durante el Mesozoico existe en la Paramera de Sigüenza una dinámica con un balance neto de acumulación, que es común a todo el Este español, mientras que en el Terciario el balance neto es erosivo, rasgo propio de los relieves que se estaban levantando.

Para este largo y oscuro periodo, evaluaremos el monto aproximado de materiales mesozoicos que debió existir por encima del relieve actual (sobre las áreas culminantes, cerca de las cuales suponemos la superficie finimiocena), para después determinar cuáles fueron las etapas y el ritmo de su desmantelamiento, en

función de la información indirecta que proporcionan los sedimentos de las cuencas y las deformaciones tectónicas.

a) El **monto de materiales mesozoicos que pudo haber existido** por encima del nivel actual resulta más fácil establecerlo sobre los propios afloramientos cretácicos. Posteriormente se realizarán deducciones más complejas a partir de los materiales jurásicos y triásicos.

Parece especialmente sencillo para la **Sierra de Pela**, donde se ha conservado hasta la última unidad cretácica marina registrada en el ámbito regional (Senoniense, unidad H, Gabaldón, V., et al. 1982), en la que se advierten ya los síntomas de la regresión finicretácica. Por lo tanto en este sector podemos suponer que el monto de materiales situados por encima de la culminación fue ínfimo: escasamente sobrepasó los 1550 m. actuales (cota de referencia relativa, no de altitud), por lo que la actual Sierra de Pela corresponde **casi a un relieve original, directo**, no derivado.

En los afloramientos calcáreos de la **Paramera de Baldes** aparece también el Senoniense, aunque incompleto, a 1150 m. en La Muela de la Virgen y a 1080 m. en la Muela de Olmeda y de Viana, más al Sur. En Adell Argiles, F., et al. 1981, (Hoja Geológica de Sigüenza) se supone para esta unidad una potencia de 100 m., de los que sólo afloran 25. Esto permite suponer que el monto de materiales cretácicos podría haber llegado aquí **a 1150-1230 m.**

Para el **resto de los afloramientos cretácicos**, donde no se conserva el Senonense, será preciso trabajar con supuestos indirectos:

- por una parte, el afloramiento de la Sierra de Pela permite establecer un patrón guía para el cálculo de la superficie somital cretácica, 125 m. por encima de la superficie de estratificación Coniacense- Senonense y 225 m. por encima del

Turonense- Coniacense;

- por otra parte, durante el Cretácico Superior se detecta un umbral sedimentario hacia el SE de la Sierra de Pela, esto es, hacia el resto de la Paramera, formándose incluso episodios de emersión (Gabaldón, V., et al. 1982). Esto se explica porque, contra lo que suele ocurrir en el resto del Mesozoico, el afloramiento de la Sierra de Pela se relaciona con una paleocuenca que procede del Norte y no, como es más frecuente del Este, hacia donde se localiza ahora el mencionado umbral.

Por eso podemos suponer que hacia el Este la acumulación sedimentaria fue más reducida, en una proporción que suponga, por ejemplo, 2/3 de los valores anteriores (80 y 180 m. respectivamente).

Según este proceder, el monto global de materiales cretácicos **podría haber llegado en Atienza a 1400-1450 m.**, lo mismo que en Ventosa del Ducado, valores intermedios entre los de la Sierra de Pela y la Muela de la Virgen, ya analizados. Utilizando el mismo razonamiento es posible suponer que en el **Llano de Barahona** los materiales cretácicos alcanzarían los **1300- 1350 m.**

La evaluación del monto de materiales mesozoicos **sobre afloramientos jurásicos** resulta más complicada. Afortunadamente podemos apoyarnos en la valiosa información del sustrato fosilizado por la transgresión de las arenas Utrillas, fundamentalmente albenses, aunque en Sigüenza pueden corresponder al Cenomanense, (Segura, 1985). Al apoyarse las facies Utrillas en discordancia sobre materiales más antiguos, se deduce que la erosión de los materiales intermedios se produjo con anterioridad a la deposición y por lo tanto no es obra del periodo erosivo terciario premioceno.

Éste ha sido un fenómeno llamativo, que ya cartografió Schröder en 1930, mostrando cómo el yacente del Cretácico estaba formado por bandas de materiales

progresivamente más antiguos hacia el Oeste: se pasa desde las calizas y dolomías del Lías a las carniolas retienses, para llegar finalmente a los propios materiales triásicos e incluso al zócalo hercínico. Esta ordenación en bandas se concretó posteriormente en una ordenación en bloques (Gabaldón, V., et al., 1982) al comprobar que, en muchos casos, el cambio del basamento pre-Utrillas se producía por una línea de falla.

En concreto, en la Paramera de Sigüenza se pude comprobar cómo la discordancia Utrillas se apoya sobre diferentes materiales:

- en el Llano de Barahona fosiliza a la vez al Pliesbachiense, al Toarciense y al Dogger;
- en Ventosa del Ducado, al Pliesbachiense y al Toarciense;
- en el Sinclinal de Fuentemañas, al Toarciense y al Dogger;
- al Oeste de la falla de Somolinos, el Albense descansa sobre el Triásico, faltando el Jurásico, (fot. 2);
- en Galve, el Cretácico discordante se apoya sobre el Ordovícico, lo que implica la erosión previa de estratos triásicos y jurásicos, que alcanzan tanta potencia en las áreas contiguas (fot. 3).

Además otros reductos, como el de Sagides en las inmediaciones orientales de la Paramera, denotan elevaciones parciales e irregulares del basamento: las arenas Utrillas descansan aquí sobre el Keuper.

En definitiva, **la sucesión estratigráfica ya estaba mermada antes de la deposición de las Arenas Utrillas**. Esta merma estratigráfica corresponde a la erosión que sigue a los movimientos precretácicos Neocimérico y Aústrico, cuya eficacia es difícil de diferenciar en este área, pues no se encuentran testimonios del episodio detrítico intermedio, el Wealdense, ni llegó la transgresión subsi-

guiente Aptiense, que quedó muy alejada al Este.

Esto implica que la desaparición de los elementos Jurásico Inferior y Medio por encima del Lías se produce ya en el Mesozoico, y no durante el Terciario. Teniendo esto en cuenta, el **monto de materiales mesozoicos** que pudo existir sobre las plataformas liásicas de la Paramera de Barahona y Medinaceli y sobre la mayor parte de Sierra Ministra, **alcanzaría los 1400-1500 m. aproximadamente**, esto es, poco más que sobre las áreas vecinas donde se conservan materiales cretácicos.

El problema se presenta mucho más complejo **sobre los anticlinales triásicos**. Aquí el espesor de materiales erosionados es sustancialmente mayor. Así sobre el Anticlinal de la Guijarrosa se puede establecer el siguiente cálculo aproximado, (de techo a base):

- 250 m. de Cretácico,
- 200 m. de Lías pre- Utrillas,
- 50 m. de Keuper,
- 50 m. de Muschelkalk,
- 25 m. adicionales de Buntsandstein.

Esto es, los materiales desaparecidos se encuentran 500-600 m. por encima del nivel actual, lo que supone **llegar a los 1700- 1800 m.**, 200- 300 m. por encima de las áreas liásicas circundantes, **valores máximos** calculados suponiendo que la totalidad del movimiento del anticlinal sea terciario. Schröder en 1930 ya indicó un abombamiento inicial neocimérico y en este caso parte del levantamiento pudo haber sido erosionado antes de la fase Utrillas, que habría descansado en discordancia sobre materiales más antiguos.

El que los anticlinales triásicos, las áreas tectónicas más elevadas, hayan sido

también las más rebajadas, hasta situarse al mismo nivel que las circundantes, puede interpretarse desde la óptica morfolitológica, como el caso en que un área de litología poco resistente evoluciona dependiendo del entorno, esto es, se trata de un sector, donde una vez eliminado el obstáculo del Lías, los materiales débiles del Keuper, o moderadamente resistentes del Buntsandstein y Muschelkalk, se van rebajando sólo y a medida que lo hagan las áreas liásicas circundantes.

Esta explicación constituye la forma natural de evolución de un núcleo de materiales más deleznables rodeados por otros más resistentes, sin que sea necesario plantear un arrasamiento como penillanura.

b) La otra cara, aspecto, del análisis es el **desmantelamiento erosivo**. Hay que reconocer que la panorámica resulta muy diferente si atendemos preferentemente a las deducciones de la tectónica o a las derivadas de la estratigrafía.

Según la información tectónica, las grandes deformaciones se registran tardíamente en el Terciario: final del Oligoceno e inicio del Mioceno. Todo el Paleoceno, el Eoceno y mayor parte del Oligoceno (Paleógeno en definitiva) se han definido generalmente como concordantes, (Palacios, 1890; Schröder, 1930, Crusafont et al., 1960), aunque en algunos casos se señale discordancia menor, Gladfelter, 1971. En cualquier caso las grandes deformaciones tectónicas afectan ante todo a materiales hasta el Oligoceno Superior (fase sávica), de una forma notable a los conglomerados oligo- mioceno (fase estírica) y poco al resto del Mioceno, que se considera postparoxístico.

De todas formas, los materiales paleógenos que descansan discordantemente sobre el sinclinal de la **Sierra de Pela** indican, en definitiva, que **el plegamiento sinforme empezó muy pronto**, que es anterior o coetáneo al

Paleógeno (correspondería a las fases Pirenaicas).

Es más, como el sinclinal de la Sierra de Pela es el resultado, en definitiva del movimiento de un bloque al Norte, deduciremos que al menos **la elevación de alguno de los anticlinales** se inició también en una **época muy temprana.**

Por otra parte, si atendemos a los **datos estratigráficos**, el carácter endorreico o continental que poseen los depósitos terciarios de las cuencas limítrofes constituye una valiosa fuente informativa sobre el desmantelamiento del territorio, aunque a nivel global de un sector más amplio de las cadenas Central e Ibérica. De esta forma podemos recoger los siguientes valores de potencias en las inmediaciones de la Paramera de Sigüenza:

- yesos del Cretácico final- Paleoceno-Eoceno Inferior, postlarámicos y prepirenaicos... de 60 a 100 m.;
- calizas margosas del Eoceno Medio hasta el Oligoceno Superior, postpirenaicos y presávicos...150 m.;
- conglomerados del Oligoceno Superior- Mioceno Inferior, postsávicos y preestíricos.. 30 m.;
- conglomerados y calizas miocenas postestíricos... 120 m.

Deducir a partir de estos datos el ritmo de denudación en la Paramera de Sigüenza sería impensable, pero estas consideraciones nos sitúan en la perspectiva de suponer que **el ciclo postestírico,** y aún postsávico, sólo **eliminó una porción** que seguramente fue menos de la mitad **del monto de materiales mesozoicos** acumulados.

Esto supone que, si bien parece demostrado que durante el **Eoceno y gran parte del Oligoceno** los relieves no debieron ser enérgicos, sí que experi-

mentaron una **continua deformación**. Así Crusafont et al., 1960, indican que en las fases lagunares del Eoceno "la existencia de frecuentes tramos detríticos, demuestran que los relieves recién originados (Sistema Ibérico), estuvieron sometidos a una intensa erosión "..."después del Ludiense (Eoceno), la sedimentación se hizo continental, por desaparición del régimen lacustre, si bien la intensidad de la erosión no cedió por lo menos en la primera mitad del Oligoceno".

Por otra parte los movimientos sávicos y estíricos, aunque más intensos en cuanto a deformación tectónica, no ocasionaron más que la denudación de unos 50 o 100 metros en la Paramera occidental y no más de 100- 250 m. en la oriental.

Esto implica que la **herencia de las superficies aplanadas y poco enérgicas pudiera proceder de mucho antes** y que la tendencia a la planitud llegaría incluso a enlazar con la sedimentación cretácica, lo que supondría una perspectiva de planitud notablemente lejana.

En definitiva, las principales conclusiones a las que podemos llegar en este apartado de relieve premioceno, son las siguientes:

- el **monto de materiales mesozoicos** acumulados **por encima del nivel actual del relieve** fue seguramente **variado**, pudiéndose estimar en unos 50-100 m. al Oeste, 200 m. sobre la Paramera de Baides, sólo un poco más, unos 250 m.., sobre las zonas liásicas y con menos certeza hasta 550 m. sobre los anticlinales triásicos (que han sido más fácilmente erosionados por su relativa debilidad tectónica).

- la **denudación** de estos materiales **previa al Mioceno**, que pudiera deducirse muy pequeña, según las deformaciones tectónicas registradas, sin embargo, gracias fundamentalmente a la información de la discordancia albense, **bien pudiera haber sobrepasado la mitad de monto de los materiales meso-**

zoicos evacuados durante el Terciario, que de esta forma no se puede estimar excesivo.

Si durante el Paleoceno- Eoceno y Oligoceno el relieve sobre la Paramera no llegó a ser muy elevado, tampoco lo fue excesivamente durante el fin del Oligoceno ni en el Mioceno. Esto es compatible, independiente, de que en el borde de las cuencas se forme un relieve tectónico más vigoroso, como el que señala Sánchez de la Torre en 1963.

Esto supone que el carácter básicamente aplanado **se hereda desde antiguo**, carácter que, con un criterio amplio, se podría prolongar quizá hasta el Cretácico, enlazando entonces con la paleogeografía nítidamente aplanada durante el Mesozoico.

Esto apoya además la idea de que el escaso relieve de la superficie finimiocena en la Paramera Oriental se debe fundamentalmente a que **fue poco elevada** más que a que fuese muy erosionada.

Por otra parte queda claro que cualquier superficie de erosión precretácica, como por ejemplo la pretriásica, no se manifiesta en el relieve actual más que de forma exhumada o, indirectamente, por un contacto brusco de litologías de diferente resistencia.

4.4. LA IMPRONTA DE LA MORFODINÁMICA PLIOCENA.

Entre la situación finimiocena, que ya quedó definida por el final de la agradación generalizada con la coetánea consolidación de las rampas y la disección fluvial del Cuaternario, que será considerada en el próximo apartado, se interpone una fase con una serie de procesos morfogenéticos específicos, cuyas manifestaciones más notables en la Paramera de Sigüenza parecen ser el endorreísmo y la dinámica macroareolar.

Esta fase arrancaría de la propia situación finimiocena y su finalización sería gradual en el espacio, existiendo aún áreas de la Paramera que se encuentran hoy en estas condiciones dinámicas.

De todas formas, el desarrollo de esta situación intermedia debió ser mayor durante el Plioceno y el Pleistoceno Antiguo y Medio. Bastará presentar aquí las características generales del Plioceno para comprender el marco espacial en que se desarrollan estos procesos característicos.

4.4.1. La interpretación de la morfodinámica pliocena en los sistemas montañosos y cuencas que enmarcan la Paramera.

El Plioceno del interior de España se perfila hoy como un período donde **coexisten dos tendencias dinámicas muy diferentes**:

- una, ligada al pasado, corresponde a la **continuación del relleno** mioceno de las cuencas y al consiguiente perfeccionamiento de las superficies aplanadas en las áreas marginales a ellas;

- otra, que se desarrollará después ampliamente en el Cuaternario, consiste en el **inicio de la incisión fluvial**, disección que se combina con un modelado

de glacis, que constituye su correlato areolar. Esta doble tendencia morfogenética se desarrolló coetáneamente en diferentes áreas, aunque progresivamente la disección fue ganando espacio.

El relleno de las cuencas prosiguió diferencialmente durante el Plioceno en la medida y hasta tanto las distintas áreas iban siendo alcanzadas por el avenamiento exterior. De esta forma pueden ser compatibles las deducciones de Moissenet, 1982, y Mein, 1983, sobre la colmatación en el Plioceno Superior de determinadas cuencas del Sistema Ibérico, como la de Teruel, e incluso la cuenca manchega, (Pérez González, 1982), con la datación tradicional finimiocena o del inicio del Plioceno para las cuencas del Tajo y del Duero. En definitiva, en amplias áreas que aún no habían sido drenadas hacia el exterior continúa el relleno sedimentario durante el Plioceno, cuando ya había finalizado en otras.

La continuación del relleno supone que el nivel de base se eleve, o al menos se mantenga estable, condición favorable para la formación de "**superficies aún más planas** y rebajadas que las que existían en el Mioceno", (Lemartinel, 1979; también Echevarría, 1988). Estos procesos fueron lógicamente más generalizados durante el Plioceno Inferior (Rusciniense), pero en algunas áreas se prolongaron incluso durante el Cuaternario.

Los aplanamientos, en cuanto supusieron dificultad a la escorrentía superficial, unidos a un clima suficientemente apto, crearon condiciones favorables para una **karstificación importante**. Así se observa en el yacimiento de Layna, donde restos fósiles incluidos en los sedimentos kársticos se han fechado como Plioceno Medio- Superior (Hoyos et al.,1974).

La otra gran tendencia morfodinámica característica del Plioceno es la **disección, inicialmente reducida**, respecto al desarrollo que luego adquiere en el

Cuaternario.

El carácter atenuado es, junto a las condiciones climáticas subáridas y estacionales, un factor que explica el gran desarrollo de las **morfologías areolares**. Los glacis son las formas más representativas de estas condiciones (Lázaro y Asensio Amor, 1978): glacis de erosión, de denudación y de derrame, que se van elaborando progresivamente.

En las cuencas sedimentarias es fácil diferenciar estos glacis al quedar por debajo del nivel de colmatación mioceno: son **superficies nuevas** de erosión, con o sin cobertera de acumulación, que se desarrollan de forma lenta y progresiva desde la cercana horizontalidad de la estratificación miocena.

Así en los bordes serranos se elabora, a partir de la rampa ya existente a finales del Mioceno, una nueva **rampa pliocena**, por lo que la superficie resultante puede ser considerada **poligénica** (Pedraza, 1978) o "casi poligénica" (Solé - Riba, 1954): en definitiva miocena, retocada en el Plioceno.

Sobre estas rampas o sobre los glacis aparecen depósitos pliocenos muy característicos, **formaciones heterométricas** con una matriz fuertemente alterada, sin consolidar (**fanglomerados** por tanto), que se han denominado rañas. También aparecen, según Vaudour, las formaciones de los "grandes bloques".

Se han formulado dos tipos fundamentales de **explicaciones genéticas** a estas depósitos detríticos: unas morfotectónicas y otras morfoclimáticas.

- las **morfotectónicas** las relacionan con los levantamientos rodánicos. En efecto, se han reconocido dos fases fundamentales: una al principio del período Plioceno (Iberomanchega I) y otra al comienzo del Plioceno Superior o Villafranquiense Inferior (Iberomanchega II).

- lo generalizado de los depósitos constituye un argumento importante para suponer que su origen sea **morfoclimático**: una hipótesis probable es que correspondan a crisis rexistásicas de arrastre torrencial, que sucederían a largos períodos biostásicos, donde una profunda alteración, centrada especialmente en determinadas franjas del terreno, (diaclasas por ejemplo), proporciona abundante material alterado, a la vez que los reductos sanos intermedios explicarían los grandes bloques. Se han planteado de todas formas variadas hipótesis.

Aunque los glacis sean la morfología dominante, **la incisión fluvial** constituye el motor fundamental de rebajamiento. En la disección parece que la erosión remontante desde el exterior es decisiva, pues sólo en determinadas cuencas menores se llega a una situación de rebosamiento- colmatación que pudiera desembocar en un drenaje exterior.

Los cursos fluviales se van diferenciando progresivamente en el Plioceno. Asensio Amor y Lázaro, 1978, muestran cómo aparece primero el río Henares, luego el Jarama y después el Manzanares y el Guadarrama. Han quedado como testimonio de este proceso **las terrazas más altas,** situadas por encima de los 100 m. en los grandes ríos (Alférez, 1977). En su génesis son fundamentales las variaciones de capacidad morfodinámica originadas por la fluctuaciones climáticas, que anuncian ya el Cuaternario.

Finalmente reseñamos un problema controvertido, pero decisivo por su impronta en el relieve, el relativo a la importancia morfogenética de los **movimientos rodánicos**. El que estos movimientos afectaron a los materiales del interior de España es indudable, como se deduce de los pliegues y deformaciones que se observan en las calizas de los Páramos (Vaudour, 1977) o de los movimientos que a la

larga han desnivelado estas mismas calizas en las cuencas terciarias, situándolas por ejemplo a 750 m. en la Meseta de Ocaña, mientras que en la Alcarria llegan a 1060 m. (con independencia de que la horizontalidad inicial no fuese matemática).

Pero esto no despeja **el gran interrogante** de la eficacia morfogenética de estos movimientos rodánicos, que se presentan como el correlato del alcance del arrasamiento previo pontiense: cuanto mayor se supone que ha sido éste, más importantes han debido ser aquéllos, para explicar la configuración desnivelada del Cuaternario. El dilema se convierte en la gran duda de Solé Sabarís, el mayor sintetizador de geomorfología española, y esta duda se transmite a otras muchas interpretaciones geomorfólogicas, aunque se resuelvan en algún sentido.

En efecto, Solé se manifiesta en favor de la eficacia morfogenética de los movimientos rodánicos en 1952 al realizar el análisis general del territorio español; con Riba duda en 1954 (obra de 1952) en el Sistema Ibérico y se pronuncia de forma diferente según los sectores (valle del Huerva, no; Moncayo, sí); con Birot lo rechaza en 1954 para el Sistema Central y en 1966 manifiesta las dos posiciones como verosímiles, aunque se inclina por el rechazo.

Existen además opiniones unilateralmente partidarias de la eficacia decisiva de los movimientos rodánicos (Schwenzner 1936 que los considera como reactivación; Vaudour 1979, para el que el levantamiento actual del Sistema Central sería en definitiva rodánico, Peña et al, 1984...), pero, por el contrario, también existen opiniones que postulan que, al menos para el área que cada uno analiza, los movimientos rodánicos no han tenido trascendencia morfogenética notable: así Birot en 1933 en Alto Rey, Bomer en 1954 en Calatayud y en 1978 en el reborde ibérico de la cubeta del Ebro, Lázaro Ochaíta y Asensio Amor, 1978, en el borde meridional de la Sierra de Guadarrama. Adelantamos que ésta parece ser también la impresión **en la**

Paramera de Sigüenza: los movimientos rodánicos, de indiscutible presencia, **no tienen excesiva trascendencia** sobre el conjunto del relieve. En cualquier caso es un problema clave de la Geomorfología española, aún sin resolver globalmente.

4.4.2 .Los procesos morfodinámicos pliocenos y su impronta en la Paramera de Sigüenza.

Dejamos ahora el marco estrictamente temporal del Plioceno para analizar la serie de procesos que tuvieron lugar entre la formación de las rampas y la disección cuaternaria y que, según lo adelantado, se prolongan incluso hasta la actualidad en algunos sectores de la Paramera de Sigüenza.

Como consecuencia de la actuación de la dinámica finimiocena, la mayor parte de la Paramera de Sigüenza, a excepción de los relieves prominentes, se encontraba en una situación de **escaso relieve relativo**, lo cual ocurre en las rampas, las llanuras de enrasamiento basal y en la propia superficie de acumulación terciaria.

Afortunadamente se conservan actualmente en las áreas más alejadas de la incisión fluvial morfologías, y aún procesos, que, con las precauciones oportunas, pueden ser extrapolados para ilustrar sobre la dinámica que debió actuar en aquellos tiempos.

En cualquier caso, respecto a la situación finimiocena, diferenciamos procesos continuistas, procesos de sustitución, (sólo parcialmente análogos a los finimiocenos) y finalmente nuevos procesos; todo ello previo a la disección fluvial cuaternaria, que será considerada en el siguiente apartado.

4.4.2.1. La impronta de los procesos "continuistas".

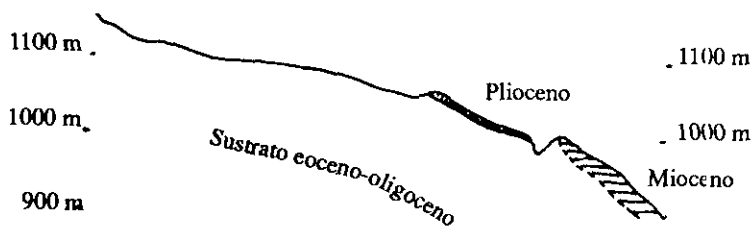
Parece adecuado abordar primero la actividad que es **continuista** respecto a la de la situación finimiocena, en una doble aspecto: primero en el sentido constructivo de **relleno de las cuencas**, y después en cuanto a la perpetuación de

las diversas superficies finimiocenas (estructurales, de equiplanación basal, prominentes...).

El fin del relleno de las cuencas, que tradicionalmente se ha considerado como finimioceno, parece prolongarse en el tiempo, adentrándose en Plioceno inferior- Rusciniense, en un grado difícil de evaluar y que no tiene por qué ser coetáneo en la Cuenca del Tajo y que en la del Duero-Almazán. En cualquier caso, la formación culminante de la Caliza de los Páramos es considerada en la cartografía geológica del área, Gabaldón, V., et al., pontiense- pliocena.

Esta misma función constructiva de la dinámica pliocena se plantea de forma problemática respecto a la **costra calcárea**, que se pudo desarrollar de forma areolar sobre las rampas y superficies finiagradación. Ésta ha sido identificada por Adell Argiles, F., et al. 1981, (hoja Geológica de Sigüenza) en la Paramera de Baides, al Sur del Monte del Moro, a 1080 m. en otro pequeño afloramiento, esto es, algo por encima o casi a nivel de la colmatación finimiocena, a 1060 m. (fig. 170-171) y en el sector oriental de El Rebollar, próximo al Arroyo de los Palancares (1040- 1080 m.; 2,5 Km. de longitud) (fig.172-173).

Fig. 170



Ladera de descenso de La Sierrezuela (Monte del Moro) hacia el Norte. Perfil a lo largo de la divisoria E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte IGME

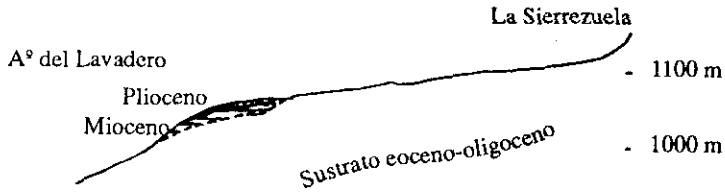


Fig. 171 Descenso desde la Sierrezuela hacia el NW
Sedimentación miocena y pliocena
Azimut 160º E.H: 1/50.000 E.V:1/10.000 Fte: IGME

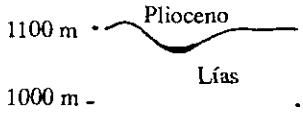


Fig. 172 Paramera Sur: Aº de los Palancares
Plioceno sobre paleorrelieve
Azimut 160º

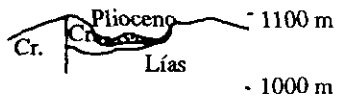


Fig. 173 Paramera Sur: Aº de los Palancares
Plioceno sobre paleorrelieve
Azimut 60º
E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte IGME

Se trata de encostramientos calcáreos de **poco espesor**, en torno a 0,5 m. Examinados en detalle, los cantos, en su gran mayoría de calizas, pero también de cuarcitas, están dispuestos de una forma muy irregular, con variedad de direcciones, diversidad muy grande de tamaños y un marcado contraste de colores, son **heterométricos, polimícticos y de estructura multidireccional**.[1]

Estas mismas formaciones las hemos encontrado a lo largo de la culminación del interfluvio de Arenillas, entre el Escalote y el Talegones. Aquí se advierte cómo aparecen al menos en dos ocasiones, separados por una capa arcillosa intermedia, y continúan en apariencia la agradación miocena. En todo caso nos ilustra cómo la antigua rampa finimiocena ha continuado como rampa pliocena y se ha conservado, aunque parcialmente, durante todo el Cuaternario, hasta la actualidad.

Un segundo aspecto que planteamos como continuista es la **conservación** en lo esencial **de las superficies estructurales**, esto es, la falta de una modificación sustancial erosiva de la situación finimiocena, tal como ha sido propuesto en ocasiones.

Schwenzner, y después Gladfelter, concibieron que amplias plataformas, como **la Sierra de la Mata**, (así como La Alcarria en la Cuenca del Tajo), constituían superficies pliocenas labradas sobre materiales finimiocenos. Sin embargo, se puede comprobar cómo la superficie culminante de aquella sierra corresponde a un mismo paquete estratigráfico, además de no excesiva potencia, que genera un relieve fundamentalmente estructural.

El que se hayan producido pequeñas deformaciones y abombamientos (dos pandos anticlinales en la Sierra de la Mata nos descubre el corte de la carretera entre Radona y Beltejar) y el que la superficie no coincida exactamente con la inicial, no parece de suficiente envergadura para considerar una nueva morfogénesis (fot.22).

[1] Aspecto "guirlache".

En definitiva, **la razón de ser de este relieve es ante todo estructural** y no morfodenudativa y el periodo decisivo es el de agradación miopliocena y no el erosivo del Plioceno. Al evaluar la importancia del retoque morfogenético de una superficie previa, el criterio no puede ser absolutamente estricto, pues, según esto, todas las superficies serían holocenas, ya que tienen su último modelado en la actualidad.

Análogo planteamiento puede establecerse respecto a las áreas de enrasamiento, que se han denominado **superficies de equiplanación basal.**

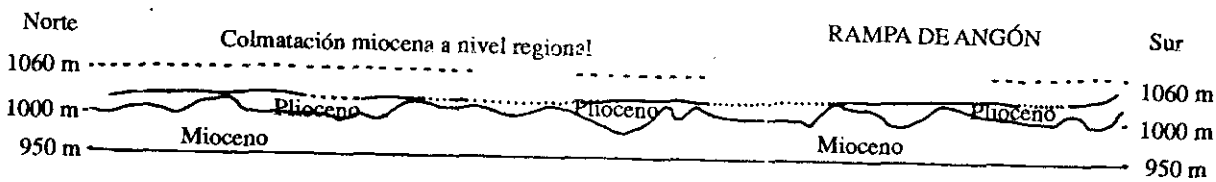
El Llano de Barahona es ejemplar al respecto: ya habíamos comprobado cómo la consecución de la planitud es en todo caso finimiocena (finiagradación) y seguramente anterior, pues los materiales miocenos enrasan con el sustrato premioceno; sin embargo Gladfelter lo señala como superficie nueva de erosión, pliocena, lo cual tiene la misma (o menor) justificación que si la consideramos cuaternaria, pues el retoque respecto a la situación de finiagradación es mínimo y el Cuaternario ha supuesto aún mayores modificaciones (fot. 23).

Por otra parte, es una suerte que algunas formaciones pliocenas den testimonio de la **continuidad de los relieves prominentes**: estos se encuentran ampliamente extendidos al Sur de Alto Rey y La Bodera, aunque en la propia Paramera de Sigüenza sólo se presentan en La Serrezuela (Paramera de Baides), donde señalan una paleovertiente superpuesta a su vez sobre otra paleovertiente miocena. Lo significativo es que los materiales pliocenos se sitúen por encima de los miocenos y no encajados en ellos, lo que proporciona un excelente ejemplo de la continuidad de los procesos.

4.4.2.2. La impronta de los procesos de sustitución.

Además de esta morfogénesis continuista, se pueden determinar en la Paramera otras morfologías claramente atribuibles al Plioceno, pero labradas con una dinámica muy semejante a la finimiocena: se trata de las **rampas de sustitución**.

En el área de relleno sedimentario mioceno es donde resulta más fácil detectar la nueva impronta pliocena y diferenciarla de las anteriores superficies finimiocenas, esto es, cuando se forman rampas **rebajadas respecto al nivel de colmatación mioceno**. En este sentido, **la rampa de Angón** (fig. 174) sí que puede considerarse como ejemplo de rampa nueva. Presenta una gran continuidad, 8 Km. de longitud, situándose con pendiente muy suave (0,4%), 60 m. por debajo del nivel de referencia de la colmatación miocena (1040 a 1000 m.).



Perfil compuesto a partir de perfiles proyectados ortogonalmente sobre un plano de referencia
E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte IGME

Fig. 174 La Rampa de Angón, rampa pliocena de sustitución de la rampa miocena.

Pero además es importante la aparición de un nuevo tipo de materiales, muy característicos, **fanglomerados de enormes bloques** de cuarcitas, pizarras o gneisses, con ejes que superan los 50 cm. de eje mayor y llegan hasta los 80 cm. Lo excepcional en la granulometría respecto a la seriación miocena, permite considerarlo como el resultado de una crisis morfoclimática que acabase con una larga situación de biostasia: una fase rexistásica pliocena (fot. 47 y 48).

Paradójicamente, la rampa fue datada como pontiense por Gladfelter, pero la cartografía geológica posterior, (Adell Argiles, F., et al. 1981, Hoja Geológica de Sigüenza), la posición altitudinal menor y la apariencia de los depósitos permite considerar esta superficie como pliocena. La génesis de esta rampa es fácilmente comprensible a partir de la superficie estratigráfica miocena: se trataría de una **rampa de sustitución**, que se adapta a un nuevo nivel de base, ligeramente más incidido por erosión superficial.

Aparte de esta actividad continuista, el análisis de los casos particulares lleva a la conclusión general de que durante el Plioceno se va a desarrollar una forma peculiar de evolución del relieve. Falto de una pendiente suficiente, al no haber sido alcanzada por la incisión fluvial, la organización del drenaje de la Paramera de Sigüenza se organizaba de una **forma endorreica**: el agua se estanca y percola en profundidad, lo cual se ve favorecido por la abundancia de calizas. Esta evolución puede seguirse con diferente grado de certeza: los sectores más evidentes corresponden a aquellos casos donde el endorreismo aún persiste, pero aparte de ellos, la organización endorreica se puede aplicar con diversa seguridad a un amplio área, que cubre casi la totalidad de la Paramera.

Plantear la existencia del endorreísmo como mecanismo morfodinámico du-

rante el Villafranquiense y aún el Rusciniense es una suposición, que aunque lógica, sólo cuenta el apoyo del yacimiento de Layna, inmediato a la Paramera y fechado como Plioceno Medio y Superior. Pero indudablemente es un mecanismo muy probable en un área de poca pendiente, como la que resultó a consecuencia de la situación finimiocena.

La perspectiva se amplía notablemente si consideramos que las **muestras de endorreísmo actual** presentan carácter relicto, regresivo y que constituye la herencia de las situaciones finimiocenas. En la Paramera de Sigüenza destacan tres grandes y representativos sectores endorreicos, funcionales en la actualidad en diverso grado, que centrarán primeramente la atención: el de la depresión de Conquezuela, el del altiplano de Villaseca, y el del altiplano de Barahona

La **depresión de Conquezuela** está labrada sobre materiales del Keuper, entre rocas resistentes del Lías. Actualmente la depresión es mayoritariamente exorreica y drena hacia el Bordecorex, para lo cual se ha excavado una zanja de drenaje que profundiza unos 4 m. y se ha provisto al río, desde la salida de la depresión hasta Yelo, de unos muros ininterrumpidos de contención marginal.

Sin embargo, en las fotografías aéreas de 1954 se dibujaba aún la laguna de Conquezuela, que llegaba a tener 1 Km. de longitud, y un ribete alrededor de terrenos sin cultivar para prevenir crecidas eventuales, además de otro lagunazo importante junto al ferrocarril. Hoy están cultivados y no se distinguen sobre el terreno más que por el color gris negruzco del sustrato, que contrasta vivamente con las tonalidades rojizas de las áreas limítrofes, lo que indica condiciones de encharcamiento y de putrefacción anaerobia de las plantas.

Sin embargo una laguna sigue aún funcional, la **laguna de La Sima** de

300 metros de longitud, que cuenta con un sumidero u "ojo", depresión marcada en el terreno que drena las aguas en profundidad. Ésta ocupa una significativa posición marginal, pues aunque está sobre las margas yesíferas del Keuper, se encuentra adosada al borde Sur calcáreo de la depresión. (fot. 24).

Este **modelo de dolina marginal de contacto litológico** resulta extraordinariamente frecuente. Cabe pensar que la situación marginal de contacto morfolitológico reúne condiciones especialmente favorables para su desarrollo: las calizas, en este caso del Lías, proporcionan los conductos de evacuación, mientras que las margas dan una respuesta rápida de rebajamiento del terreno, organizando a su vez un sistema de drenaje superficial en el entorno.

La cuenca hidrográfica de esta Laguna de la Sima, y la de otras menores contiguas hacia el Este, reconvertidas en cultivos, impiden en definitiva que las tres grandes cuencas hidrográficas del Ebro, Duero y Tajo lleguen a confluir.

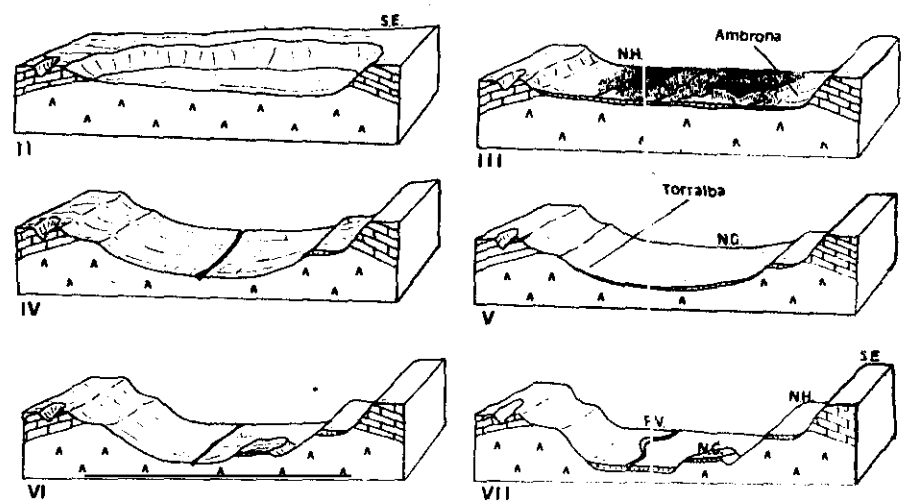
La depresión de Conquezuela presenta el interés añadido de albergar el **yacimiento paleontológico de Ambrona**. Hoy es un yacimiento colgado y marginal en un valle que ha sido excavado por la incisión fluvial posterior del Arroyo de la Mentirosa, afluente del Jalón. (fig. 175). Y aunque hoy ya no es endorreico, se puede considerar comouna **antigua dolina marginal** de contacto litológico, similar a la del Ojo, anteriormente comentada y a varias más del entorno, siempre en posición periférica. La marginalidad es hacia el lado Noreste de la depresión y el motivo de que haya podido conservarse es el estar a resguardo de la acción erosiva del arroyo por la interposición parcial de materiales del Lías.

Este yacimiento de Ambrona resulta importante por dos motivos: porque proporciona una referencia cronológica y porque se encuentra al mismo nivel que la superficie de Conquezuela.

La referencia cronológica se basa en los restos de Elephas antiquus, que corresponden al Pleistoceno Medio, esto es al Mindel y ante todo al Riss, en un intervalo aproximado entre 500.000 y 100.000 años.

Al situarse a una cota similar a la del nivel general de la depresión de Conquezuela, se puede considerar como referencia previa a la disección fluvial en este sector. Esto implica que en el Pleistoceno Medio el endorreísmo ya había alcanzado el nivel de disección de la superficie de Conquezuela, que corresponde a un estado ya avanzado y consolidado.

Plantear la referencia cronológica de Ambrona como nivel previo a la disección fluvial resulta lógico, pero también arriesgado. Existen dos inconvenientes fundamentales: uno el hecho señalado del carácter de dolina marginal, y por lo tanto de evolución independiente que pudiera tener Ambrona respecto al sector de la superficie de Conquezuela seccionado por el Aº de la Mentirosa (afluente del Jalón), pues en definitiva el exorreismo aún sigue ganando terreno de una forma gradual progresiva y en segundo lugar la existencia del yacimiento de Torralba, 20 m. por debajo, al que se le ha dado una datación coetánea, lo cual ha obligado pensar en depósitos removidos. El caso es que no existe certeza de cuándo alcanzó el exorreismo del río Jalón a este sector.



Evolución geomorfológica sobre un corte idealizado del valle del Aº de la Mentirosa, SE, superficie de erosión. N.H., nivel de hombreras. N.G., nivel de glacis. F.V., fondo de valle actual. Se señala la posición de los yacimientos de Torralba y Ambrona.

Fig. 175. Evolución del valle del Arroyo de la Mentirosa según C. Agudo y E. Serrano.

Otras referencias sobre el endorreísmo actual nos ilustran sobreun procesoque debió estar más extendido durante el Plioceno:

Todo el **Altiplano de Villaseca** está drenado según un sistema endorreico en torno a cubetas de disolución, que albergan puntos de infiltración. Por su configuración destacan dos grandes depresiones, que funcionan como pequeños poljes, el Llano del Blanco y el Valle Largo (fot. 40). La orientación, NE- SW, es opuesta a la de toda la red hidrográfica del entorno, que es NW- SE. Coincide por el contrario con la dirección de las fallas guadarrámicas de las inmediaciones, que afectan a la estructura de fondo.

Sólo rectificaciones antrópicas consiguieron una evacuación exorreica parcial. Para ello fue preciso excavar una larga zanja que se encuentra a un nivel algo superior al del punto de infiltración, y que sólo es funcional cuando en éste se produce acumulación y subida del nivel de agua. De esta forma, el sistema de Villaseca fue evacuado hacia el Aº de Sayona, aunque las protestas de los agricultores aguas abajo han obligado al cierre del sistema, recobrando así la organización endorreica natural que poseía en principio. Además el "ojo" de infiltración natural se agrandó, reforzándolo con un talud anular, para evitar la inundación de las zonas limítrofes (fot. 41)

La profundidad de estas cubetas es grande y la proporción de área ocupada por las depresiones puede llegar a superar un 50% de la que drena en ella, lo que nos indica un estadio de evolución avanzado.

En el **Altiplano de Barahona**, la red de drenaje cuaternaria se dirige bien hacia el Oeste, al Escalote, o hacia el Este, al Torete, pero aún se conserva un curso en posición central, que desciende lentamente con un 1% de pendiente y que va a empotrarse contra las calizas del Páramo que lo cierran por el Norte, al pie de las cua-

les formaba unas **lagunas centrales, hoy desaparecidas**, que aún se conservan en la memoria de la población.

Este mismo carácter endorreico es el que prevalece en todo el sector Norte de Barahona que drena en la llamada **Laguna del Ojo**, mientras que el sector NE hace lo mismo en la **Laguna del Sauquillo**.

Los tres últimos ejemplos ilustran sobre una situación morfoestructural que favorece el endorreísmo: la aparición de la capa de calizas del Páramo, que sólo se encuentra suavemente inclinada hacia las cuencas terciarias respectivas.

Asimismo, en la cabecera del valle de Romanillos, la depresión de **Navarredonda** presenta dos ojos, en una situación también cisimétrica y desplazada hacia el borde Norte. Este esquema de sumideros múltiples resulta significativo y parece compatible con la aparente unidad del fondo superficial de la depresión.

Además de éstos focos de infiltración, infinidad de pequeñas dolinas, funcionales o ya desmanteladas por la red exterior, salpican la Paramera. Muchas de ellas están cultivadas al ser reductos productivos en medio de la esterilidad de las calizas, y aún otras son aprovechadas como apriscos naturales.

Aunque con menos frecuencia, pequeñas depresiones endorreicas se encuentran también en la Sierra de Bulejo y en la Paramera de Baides, donde destaca el **Monte de las Lagunas**, al Sur de Cercadillo. Presenta esta dolina un fondo prácticamente plano, que enmascara una masa de material fino con gran cantidad de cantos, de origen coluvial. La matriz que engloba los cantos forma una pasta arcillosa, de color ocre- amarillento, que contrasta vivamente con la masa rojiza de meteorización del Mesozoico circundante.

Esto nos dibuja en definitiva un cuadro con **presencia activa del endo-**

rreísmo, y donde además existe la certeza de que en otros sectores se ha perdido recientemente.

Por eso resulta lógico plantear la hipótesis de que este **endorreísmo pudo ser el origen de otras muchas depresiones** de la Paramera de Sigüenza. En algún caso es posible encontrar algún apoyo morfográfico, como en el Llano de Radona, donde los cursos que acceden, el Torote y el Bordecorex, tienen dirección NE y se empotran contra las calizas del Páramo, mientras que el desagüe actual se realiza lateralmente en dirección NW. La situación presentaría analogía con la zona central del Llano de Barahona ya considerada.

Este origen endorreico podría plantearse también como **hipótesis en otras importantes depresiones** de la Paramera de Sigüenza, como son:

- la Depresión de Tiermes, cerrada por los contrafuertes de la Rampa de Caracena, y la Vega de Retortillo;

- las depresiones del Cinturón de Atienza- Sigüenza: la del Alto Dulce, en la del Henares en torno a Alcuneza, especialmente la del Salado de Valderas, que presenta una ordenación de relieve transversa al drenaje fluvial actual; la de La Riba, la de Paredes, donde aún se conservan restos de lagunas, y la de Madrigal;

- la depresión de Valdealmendras, de forma redondeada muy significativa;

- las de la Depresión de Miedes: la del Alto Cañamares, la del Alto Bornova y quizá incluso la de Galve y la de Cantalojas;

- en la Paramera de Baides, quizá la depresión de El Atance y la del Guadarral, donde existe un amplio nivel llano, con grandes cantos, que queda colgado por la incisión actual del Salado (analogía con Ambrona);

- en la Paramera de Barahona, el valle de Ventosa y Olmedillas;

- en la Paramera de Medinaceli la configuración de los valles en dirección NW-SE apunta hacia una configuración endorreica, que luego pudiera haber sido captu-

rada por el curso transverso del Jalón. La continuidad de los valles al Norte y al Sur del tramo oblicuo del Jalón resulta manifiesta, y las vertientes parecen prolongarse a ambos lados, sin hacer sospechar del valle oblicuo (tanto en el valle de Azcamellas como en el del Arbujuelo). Por el contario el enlace entre los valles resulta más entorpecida por relieves y es menos nítida. Puede plantearse la suposición de que la evolución de los valles en torno a centros de inmersión endorreicos fuese previa a la llegada del Jalón. De esta forma el Valle del Arbujuelo o el de Azcamellas tendría el mismo origen que la Depresión de Conquezuela, en la que pervive parcialmente el endorreismo.

La supuesta configuración endorreica de amplios sectores de la Paramera constituye además la posible solución al problema de determinar la hipotética red de circulación que hubiera podido quedar desmantelada por las evidentes capturas fluviales que se reconocen en la Paramera. Se salva así el principal escollo que consiste en la alta cota de los conductos de salida (actuales collados) de conexión a una posible red, aspecto que no es preciso tener en cuenta en el caso de que las capturas se hayan producido sobre situaciones endorreicas. (fot. 25)

En contraste es baja la cota de muchos collados que enlazan diferentes depresiones, lo que parece apuntar a un modelo de cuencas interconectadas, quizá con múltiples focos de infiltración.

En definitiva, la situación finimiocena de escasez de pendiente propició el endorreísmo, que es probable que estuviera ampliamente extendido. Las cuencas de disolución no sólo se labraron sobre las calizas, sino que se desarrollaron sobre el Keuper en base a sumideros laterales como el de La Sima, el de Navarredonda o el que parece que existió en Ambrona, que organizaron a su vez la escorrentía superficial circundante. En muchos casos las cuencas llegaron a enlazarse en superficie,

aunque mantuviesen sumideros múltiples, llegando a producir rosarios de cuencas enlazadas.

Posteriormente, en el Cuaternario, la incisión fluvial llegó a capturar progresivamente muchas de estas cuencas. La actividad humana reciente parece responsable de la desecación de bastantes focos endorreicos, ante la insalubridad que generan las zonas pantanosas, como reconoce Castel a propósito de la laguna de Madrigal, "más bien convendría procurar su desecación, pues en los pueblos inmediatos he oído lamentarse de la dañosa influencia de aquellas aguas encharcadas y corrompidas tienen en el desarrollo con carácter endémico de fiebres intermitentes" a la vez que atestigua su funcionalidad endorreica "apenas pude permanecer un corto rato en sus orillas, a causa del mal olor producido por la descomposición pútrida de las materias vegetales y animales que en ella existen". [3]

4.4.2.3. La impronta de los nuevos procesos de incisión.

Sobre la **actividad fluvial pliocena** en la Paramera de Sigüenza no se ha citado ningún ejemplo en la bibliografía. Los afloramientos cartografiados en Adell Argiles, F., et al. 1981, hoja geológica de Sigüenza, como pliocenos resultan **problemáticos** en la siguiente medida:

Los afloramientos de la Cuenca del Regacho se encuentran a cotas muy bajas, que alcanzan el fondo de los cursos actuales en el Aº de la Calvilla (0 a +20 m.), y en la margen derecha del propio Regacho (+20 a + 40 m.). Hemos encontrado otro afloramiento, con las mismas características "pliocenas", junto a la unión del Regacho y Salado (a +10 y +40 m. respectivamente), (fig. 176), (fot. 49).

[3] pág 367 inf., 37 sup. 1880-82 CASTEL,C. Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Mapa Geol. España, 7: 334 - 395.

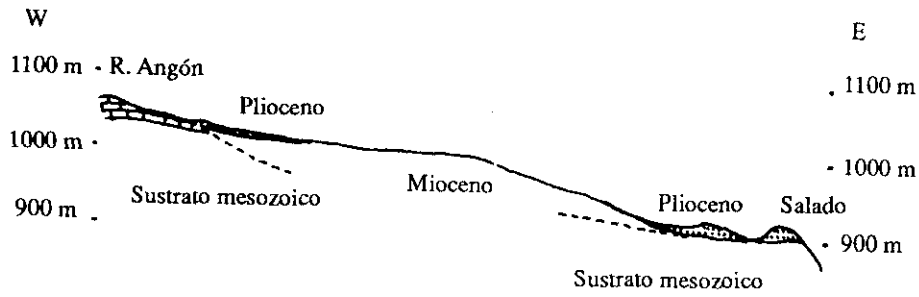


Fig. 176 E.H: 1/50.000 E.V:1/10.000 Fte: IGME
Descenso desde la Rampa de Angón al valle del Salado

Estos materiales presentan el aspecto de ser de origen plioceno, pero removido y que ha llegado allí, posteriormente, durante el Cuaternario. Tal suposición está avalada, no sólo por haberlos encontrado a una cota inusitadamente baja, (por ejemplo en la terraza inferior del Aº de la Calvilla), sino también porque algunos grandes bloques se encuentran en las vertientes y a lo largo de las barranqueras, dando una manifestación directa del proceso. Por ello la datación como Plioceno sería en definitiva errónea.

La posibilidad de que estos afloramientos pudieran ser los testimonios de una primitiva incisión fluvial no considerada hasta ahora y por ello se situasen a nivel más bajo que depósitos posteriores cuaternarios parece entonces desechable, aparte de no encuadrar en un esquema de progresiva profundización fluvial.

La dinámica fluvial que pudiese existir es probable que fuese muy diferente. Correspondería a lo que se podrían llamar **ríos de rampa**, de los que quedan pocos ejemplos. En el Llano de Barahona se puede seguir uno de los cursos que, con pendiente de un 1% desciende hasta los centros de infiltración. No tiene en absoluto marcada la línea de vaguada y las suaves laderas llegan con pendientes de un 2% al fondo. Las planas vaguadas están interrumpidas por cercados y muchas veces son hileras de acumulación de depósitos, que constituyen cintas productivas entre

el páramo calcáreo circundante. A diferencia de los cursos posteriores cuaternarios, presenta a veces difluencias hacia abajo. El curso está repleto de piedras de origen fundamentalmente coluvial, que a veces se amontonan formando un pavimento, lo que indica la importante influencia de la dinámica areolar.

Un aspecto similar poco pronunciado, largo y sinuoso presentan otros cursos exorreicos como el Aº de la Obceca, en la Paramera de Baides, o el río de Alpanseque, en la de Barahona; sin embargo, al irse transformando hacia abajo en un curso incidido de tipo cuaternario, reflejan esta circunstancia con la excavación de unos 40 cm. sobre la última llanura aluvial.

En definitiva, aunque estos cursos no tengan por qué ser pliocenos, nos ilustran cómo debió ser el drenaje plioceno, apenas incidido sobre la superficie de las rampas.

Estos ríos de rampa presentan gran analogía con la extensa red de largos cursos meandriformes, de escasa pendiente y sólo levemente encajados en las calizas culminantes de La Alcarria y La Mancha- Campo de Montiel, donde se llaman "cañadas", (J. Muñoz Jiménez y D. Palacios Estremera, 1991).

Su carácter meandriforme y su poco vigor erosivo contrastan vivamente con la dinámica mucho más agresiva de los cursos fundamentales, respecto a los cuales aparece colgados.

Han sido interpretados como calcos de epigénesis a partir de una cobertera detrítica deleznable finirelleno, hoy desaparecida en amplios sectores, pero cuya existencia es posible deducirla a partir de los restos encontrados en lugares como la Mesa de Ocaña o en reductos aislados de La Mancha.

Pero incluso en las áreas que ya han sido alcanzadas por el drenaje exterior,

la influencia del modelado plano se vuelve a hacer presente, influyendo sobre la dinámica de los cursos, que con frecuencia divagaban y serpenteaban.

Así sobre las fotografías aéreas de 1954, se observa cómo los cursos fluyen serpenteantes sobre los aluviones, por ejemplo en Alpanseque o aguas arriba de Romanillos, dejando una cinta improductiva de inundación, en un mundo tradicionalmente ávido de terrenos de labranza. (Esta situación ha cambiado totalmente tras la Concentración Parcelaria, que ha llevado aparejado la excavación artificial de prácticamente todos los cursos y arroyos de la zona).

En **conclusión**, entre el final de la anegación en las cuencas sedimentarias y la elaboración de las rampas, se extiende un período, que desde un punto de vista morfogenético se caracteriza por el condicionamiento general de la escasa pendiente. Esto se traduce por un predominio de los sistemas areolares que generan rampas de sustitución y, ante todo, por el establecimiento de un sistema endorreico, del que quedan aún manifestaciones, y que puede extrapolarse también a modo de hipótesis a la mayor parte de las depresiones que constituyen la Paramera de Sigüenza. Junto a ello perdura el efecto de la continuidad y la conservación sobre la superficie de colmatación de los Páramos (Sierra de la Mata), cuyas mínimas dislocaciones y deformaciones no parecen suficientes para deducir una nueva superficie; una continuidad que puede apreciarse sobre las superficies de equiplanación basal, sobre las rampas de enlace, en forma de costras calcáreas, y sobre los relieves prominentes.

Del nuevo proceso, la incisión fluvial, los únicos datos que existen son materiales con disposición aluvial y de apariencia pliocena que parecen sin embargo remociones cuaternarias y no resulta adecuado plantearlos como testimonios de una primitiva disección fluvial. Por el contrario, es mucho más probable que la red fluvial

se organizase a modo de cursos de rampa, de ínfimas pendientes, que se conservan tanto en el Llano de Barahona, como en la Paramera de Baides, aunque aquí modificados por la incisión cuaternaria.

4.5. LA IMPRONTA DE LA MORFODINÁMICA CUATERNARIA

4.5.1. La impronta morfodinámica del Cuaternario en el interior de la Península.

La impronta morfogenética de los procesos cuaternarios resulta muy distinta a la de períodos anteriores. En primer lugar, porque es reciente y en consecuencia su **eficacia superficial es amplia y extensa**, en segundo lugar por su corta duración, de sólo 2 millones de años, lo que implica **escasa potencia de las formaciones sedimentarias.**

La propia naturaleza de los depósitos cuaternarios también resulta distinta, en parte debido a que se conservan manifestaciones sedimentarias transitorias, como los **depósitos de vertiente**, de los que apenas existen vestigios en otros períodos, que preservan casi exclusivamente las acumulaciones finales de las cuencas sedimentarias.

Pero además de esto, la peculiaridad intrínseca del morfoclima cuaternario es muy marcada. El hecho clave y distintivo son las **fluctuaciones climáticas**: aunque "los vestigios más antiguos datan del Plioceno Superior" (M.J. Ibáñez,1983) [4], "el hecho fundamental que preside toda la historia de la Era Cuaternaria es la sucesión alternante de períodos fríos y cálidos" (Solé 1952) y ésto por los siguientes motivos:

- durante los períodos fríos se van a generar morfologías glaciares en sectores localizados en altitud y **periglaciares** en amplias zonas de la Península, (Fränzle, etc.);

- durante los períodos cálidos se producirán, entre otros procesos, **alteraciones y rubefacciones**;

- el hecho mismo de la fluctuación climática implica fases morfogenéticas de

[4] M.J. Ibáñez, 1983, pp. 173.

disección y de acumulación, que se traducen en la formación tanto de **terrazas fluviales** como de **glacis encajados**, sus correlatos areolares: "glacis y terrazas son formas típicas del Pleistoceno- Holoceno", (M.J. Ibáñez, 1983). [5];

- esta alternancia de tendencias no impide y se superpone al hecho de que el proceso más trascendente del Cuaternario sea, sin duda, la progresiva **incisión de los ríos**, en una profundidad que, aunque muy variable, puede estimarse para el interior peninsular y por lo general, entre 100 y 250 metros.

De todas estas cuestiones, la génesis de las terrazas y el periglaciarismo son temas en los que se han experimentado notables cambios de interpretación, que en bastantes casos no conllevan una opinión unánime. Por ese motivo resulta interesante señalar los puntos claves de estas cuestiones, que puedan servir de marco de orientación para el análisis en la Paramera de Sigüenza.

4.5.1.1. La dinámica fluvial y el modelado de las terrazas.

Abordamos como primer problema el **número de terrazas fluviales** diferenciadas en los ríos del interior peninsular. Una revisión bibliográfica nos indica una cantidad muy **variable,** dependiendo de la evolución particular del área, pero también del criterio selectivo del analista para agrupar y diferenciar niveles y subniveles (desde 20 en el río Carrión hasta 4 en otros muchos ríos). La visión conjunta tan dispar llega a proporcionar una apariencia casi aleatoria.

De todas formas, la bibliografía es ya suficientemente abundante para que, realizando las adaptaciones oportunas, se puedan reconocer en general **cinco niveles fundamentales** de terrazas, alguna de las cuales puede estar desdoblada

[5] M.J. Ibáñez, 1983, pp. 173.

o no aparecer y que, tomando como modelo patrón a Peña, 1983, se pueden designar como inferior, baja, media, alta y superior. Por encima de estos cinco niveles se sitúan las terrazas pliocenas, con lo que en total son seis los grupos diferenciados. Como las altitudes relativas varían según la dinámica y el tramo del curso fluvial considerado, lo más cómodo es plantear unos niveles de referencia generales y fáciles de recordar. Estos niveles podrían determinar los siguientes terrazas:

- Pliocenas, a más de 100 m. hasta 200 m.
- Superiores, a 100 m. o un poco menos.
- Altas, a unos 50 m.
- Medias, a unos 25-30 m.
- Bajas, a unos 10-15 m.
- Inferiores, a unos 2-5 m., (subactuales).

Este u otros esquemas que se pudieran acordar implican numerosas adaptaciones en la terminología altitudinal utilizada por diferentes autores, pero es la única forma de mantener un entendimiento terminológico.

Un segundo problema relativo a las terrazas, es su **génesis**, que ha sido reinterpretada de forma radical Las concepciones glacioeustáticas clásicas de la primera mitad de siglo, que planteaban la alternante dinámica erosión/ sedimentación de los ríos como una consecuencia de los períodos regresivos y transgresivos del Cuaternario, comenzaron a ponerse en duda en los años 40 y hoy parecen ya desterradas: "las influencias eustáticas sólo se dejan sentir en la proximidad de los litorales e incluso allí están lejos de ser generales" (Tricart, 1977). [6]

La génesis de las terrazas se explica actualmente como consecuencia ante todo de la alternancia de situaciones morfogenéticas de **biostasia y** de **rexistasia**, que encajan precisamente de manera opuesta: serían los momentos

[6] Tricart, 1977, p. 200.

más fríos los que generan una desprotección, una intensa dinámica de vertientes y la sedimentación en los ríos, mientras que en los períodos biostásicos se produciría la incisión sobre las terrazas.

Así pues el **relleno aluvial** se considera **resultado de condiciones rexistásicas** frías en que, como es sabido, las vertientes desprotegidas proporcionan muchos materiales, que el río es incapaz de transportar y que por lo tanto deposita, sobre todo al inicio del período, en que se descubren y arrastran los materiales alterados anteriormente. Por el contrario las **fases de incisión** corresponden a **estados biostásicos**, donde la protección de las vertientes disminuye el aporte de carga y la capacidad morfogenética del río le permite, no sólo transportar, sino también erosionar.

Sin embargo, la simple pero frecuente formulación sedimentación= rexistasia y erosión = biostasia, puede conducir a error, si no se los considera como **resultados netos**. En efecto, lo que se produce durante los períodos rexistásicos es una dinámica muy activa con una erosión importante y que proporciona abundante material grueso de difícil evacuación, que queda depositado en las partes bajas y en las terrazas. Durante los períodos biostásicos, la dinámica es más tranquila y constante y la meteorización progresa hacia texturas más finas, que son evacuadas fácilmente.

Un problema que se plantea al respecto es la **relación de los fríos cuaternarios con condiciones húmedas o secas**. El régimen pluviométrico parece que sigue aproximadamente el desplazamiento climático en latitud. Esto implica que la relación frío/ humedad varía regionalmente, así mientras que en Centro-Europa los períodos fríos se asocian a la aridez, en la Europa Mediterránea parece probable la asociación frío- húmedo y cálido- seco, lo cual se apoya en el supuesto de que, durante las épocas frías, la extensión de los anticiclones fríos boreales hacia

Centroeuropa intensificaría el paso de los frentes ciclónicos lluviosos por las áreas mediterráneas (Tricart), con lo que España sería así un elemento de transición entre los glaciares centro y noreuropeos (fríos) y los pluviales norteafricanos coetáneos (húmedos). Es de suponer además que el enfriamiento llevaría consigo el desplazamiento hacia el Sur de la corriente en chorro y también del anticiclón de las Azores, auténtico gestor de la aridez peninsular, que ya hoy son sensibles a los desplazamientos estacionales.

Esta intensificación de la lluvias tiene un efecto morfogenético acelerador tanto en biostasia como en rexistasia, ya que en los períodos biostásicos la lluvia incrementa la capacidad de transporte y el caudal de los ríos, lo cual favorece su incisión, pero también en rexistasia, sobre unas vertientes ya desprotegidas por el frío, las precipitaciones intensificarían la capacidad denudativa del medio, favoreciendo la agradación en los ríos.

Por el contario, la aridez de los períodos cálidos no parece total. Hay que tener en cuenta que un periodo subárido como el actual es capaz de mantener de forma natural una cobertera vegetal continua, como parecen indicar las referencias históricas y los estudios de vegetación potencial.

Un tercer problema referido a las terrazas, que se puede considerar abierto y sin solucionar, es el de **la datación de los diferentes niveles de terrazas,** incluso para una misma cuenca hidrográfica.

Planteamos como ya salvado el problema de la determinación del número de terrazas, por la referencia a un patrón guía, como el modelo ya indicado de Peña, 1983, con los 5 niveles de terrazas para el Cuaternario: superior, alta, media, baja e inferior.

De la adaptación de los diferentes niveles de terrazas a esta guía común, se

puede concluir, que no existen problemas de datación para las siguientes terrazas:

- las inferiores, que se consideran siempre holocenas;
- las bajas, würmienses;
- las superiores, Cuaternario Antiguo= Villafranquiense Superior.

Los niveles discutidos son los de la terraza media y alta. Al respecto se presentan **tres soluciones**:

- una que podemos llamar "**directa**", más sencilla, la de Riba, 1957, Vaudour 1969, que las consideran respectivamente Riss y Mindel, de tal forma que cada terraza coincide con uno de los máximos glaciares;
- una de cronología "**antigua**" , Gladfelter 1971, Alférez 1977, que datan las terrazas media y alta como Mindel y Günz, faltando en estos esquemas la manifestación morfogenética del Riss, lo cual plantean problemáticamente;
- una de cronología "**reciente**", que considera que estas terrazas son Würm inicial y Riss, faltando por lo tanto los depósitos del Mindel (M.J. Ibáñez, 1977, Peña, 1983).

4.5.1.2. El periglaciarismo.

El descubrimiento, progresivo, de las manifestaciones periglaciares en España ha sido relativamente reciente, si bien es cierto que el **periglaciarismo** cuaternario del interior de España corresponde a la variedad "**mediterránea**" (Tricart), que tiene un carácter marginal. El límite inferior de extensión del ámbito periglaciar para el interior de España durante el Würm lo estableció Fränzle (1959) en torno a los 700 m., incluyendo así la práctica totalidad de la Depresión del Duero, la zona oriental de la Cuenca del Tajo y excluyendo el centro de la Depresión del Ebro.

El límite superior coincidiría con el de las nieves perpetuas y el glaciarismo y se localiza para el Sistema Central a 1900 m. La Paramera de Sigüenza se incluye claramente en este ámbito periglaciar.

Entre los procesos integrantes del periglaciarismo, la **gelifracción** ha sido considerada como la más efectiva en el interior de España (Tricart, 1957) y, aunque en altura se han detectado formaciones de macrogelifracción, ríos de bloques (Gutiérrez Elorza, 1977, Pellicer, 1980), canales de avalancha (Peña, 1983) y vertientes de bloques con cursos de canalización (C.Sanz, 1988), lo más característico son las **escalas centimétricas**, que producen numerosos gelifractos en multitud de vertientes: estos resultan llamativos cuando están sueltos, formando pedreras, canchales o screes, conos de derrubios a pie de escarpes rocosos, o las más pequeñas pedrerillas (C. Sanz, 1988), que no han continuado fragmentándose hasta fracciones más finas de limos por falta de humedad generalizada y continua (Tricart).

Sin embargo, las manifestaciones más extensas corresponden a aquellos casos en que la gelifracción se combina con otros procesos:

- con la solifluxión, se forman "**derrubios asistidos por fenómenos de solifluxión**", Peña, 1983, esto es, desde bloques ordenados que caen por gravedad (escombros gravitatorios de González Martín, 1936) a grezées litées (Asensio Amor, 1974), derrubios ordenados que han podido deslizarse sobre suelo helado;

- además la gelifracción proporciona una inmensidad de clastos, que forman **brechas de vertiente**, Gladfelter, 1971, mantos de derrubios, Arnáez Vadillo, 1987, o coluviones de pedrerillas, C. Sanz, 1988, formaciones en definitiva de carácter poligénico;

- finalmente los procesos de gelifracción están en la base de formaciones de **carácter torrencial**, T. Bullón, 1977, con una selección mediocre de material que caracteriza los ámbitos serranos.

La **gelifluxión** sigue en importancia a la gelifracción en el modelado periglaciar cuaternario del interior de España (coladas, bancos y lóbulos de solifluxión, cicatrices de arranque), aunque existen también otros procesos de solifluxión no periglaciares.

Los procesos de **gelifturbación** tienen ante todo un valor testimonial: no son importantes por la envergadura del modelado, sino por la especificidad de su génesis. Así han sido citados:

- polígonos de piedra, generalmente degradados o incompletos ("son difíciles de reconocer debido al elevado estado de degradación") [7] ;
- suelos estriados y círculos de piedra;
- cuñas (Badorrey et al. 1970) y guirnaldas;
- involuciones (Gladfelter, 1971).

Se han señalado además, de forma más **problemática**, morfologías clasificadas como periglaciares, en las que actúan también otros condicionamientos, como:

- **vertientes regularizadas** y cóncavo-convexas. Aunque se hayan podido crear en condiciones de periglaciarismo, parecen sin embargo formas polizonales de evolución en determinadas litologías, que permiten el establecimiento de vertientes en equilibrio;

- **valles en fondo plano** o en cuna, resultado de una dinámica muy activa de evolución de vertientes, que la dinámica fluvial no puede evacuar (C. Sanz, 1986). Parece, sin embargo, una forma de convergencia que puede aparecer cuando se produce una disposición de materiales blandos impermeables bajo otros resistentes (sería el caso de los señalados por Fränzle, 1959, en Rello, al Norte de la Paramera de Barahona), Badorrey et al., 1970, en la Paramera de Molina;

[7] Peña Monne,J.L. et al. p.42.

- valles **disimétricos**, que también pueder producirse por otras causas (condicionantes tectónicos, efecto Bauer...);

- **nichetes de nivación**, que en ocasiones se encuentran en el límite morfogenético de evolución a las cuencas de recepción fluvial.

A nivel de microformas se han citado fenómenos de **eolización** y otras morfologías menores, como setas y columnas, que, aunque generados por procesos de hielo/deshielo, son formas de convergencia no específicas de la acción periglaciar.

4.5.2. La impronta morfodinámica del Cuaternario en la Paramera de Sigüenza

La moderada altitud relativa de la Paramera de Sigüenza no permite diferenciar pisos morfoclimáticos. Desde un punto de vista geomorfológico todo el área se incluye en un **mismo nivel altitudinal**.

Pero, todo lo contrario a uniformidad, lo característico de este nivel es la **simultaneidad de procesos diferentes**, que explica que se le haya calificado de nivel poco definido y ambiguo, (Arnáez Vadillo, 1987). Por una parte, actúan los procesos característicos de los medios templados y, por otra, los periglaciares, aunque atenuados, en los que la marginalidad en latitud se ve compensada parcialmente por el efecto intrazonal de la altitud, en un estadio de transición previo a la alta montaña.

A este nivel podemos calificarlo de **crio- templado mediterráneo**, por debajo de lo que se ha considerado a escala peninsular como piso crionival. Incluiría la montaña media y los altiplanos, tan frecuentes en el interior peninsular.

Al ser casi omnipresentes las manifestaciones morfogenéticas del Cuaternario, no resulta fácil su sistematización. Sin embargo se puede partir de la acción fundamental de la incisión de los ríos, lo que permite diferenciar dos grandes conjuntos:

- áreas de **valles**, determinados por la incisión de los ríos, especialmente los del Sorbe, Bornova, Cañamares, Salado, Henares y Dulce, de la Cuenca del Tajo; el del Jalón y todos sus arroyos de cabecera, en la del Ebro, y los del Pedro, Escalote y Torete medio y bajo, en la del Duero.

- áreas donde se preservan bien las **morfologías heredadas** del Plioceno y Mioceno, las rampas, las superficies de equiplanación basal y los relieves

prominentes. Se localizan, ante todo en la Paramera de Barahona y en la Mesa de Villaseca (Paramera de Medinaceli) y sólo de forma recortada en las divisorias y en los interfluvios aplanados de la Paramera de Baides, la Sierra de Pela, la Sierra de la Mata y la Rampa de Caracena entre los ríos citados. Estas morfologías y procesos ya han sido considerados en el apartado anterior.

El enlace entre estas dos unidades es gradual, aunque relativamente rápido y se realiza según dos modalidades básicas: areolar, a través de la superficies de planoadaptación y lineal.

Las **superficies de planoadaptación marginal**, confundidas con niveles cíclicos de erosión en la interpretación policíclica constituyen franjas de escasa pendiente en el paso de las superficies aplanadas a las vertientes. Hemos medido en numerosas ocasiones las pendientes de estas superficies, que llegan a conservarse planas y sin ruptura hasta un umbral de pendiente de un 5% aproximadamente.

La segunda modalidad de tránsito entre los dos ámbitos de valles y morfologías heredadas es a través de cursos lineales, que sólo excepcionalmente consisten en una profundización rápida, aunque gradual, de los cursos de rampa, siendo lo más generalizado el **desarrollo de barranqueras**. Estas descienden de forma lenta y continua, con trazado ligeramente sinuoso hasta el fondo del río, con una pendiente general de un 10% y manteniendo un valor casi constante en las laderas subregladas, esto es, ensanchándose y abriéndose en una medida similar a la que profundizan.

4.5.2.1. El modelado de los valles.

De todos los procesos que han afectado al relieve durante el Cuaternario, el de **mayor trascendencia** es sin duda la **profundización de los valles, ligada ante todo al exorreismo**.

El labrado de los valles se inició previamente en torno a los numerosos centros endorreicos plio- pleistocenos, pero el exorreismo cuaternario supuso el establecimiento de una red continuada y mucho más incidida.

Planteamos en primer lugar la forma cómo pudo producirse este exorreismo, para considerar después cuestiones adicionales respecto a la envergadura de la incisión y a las transformaciones globales que resultaron.

La red hidrográfica externa debió **capturar** progresivamente **los focos endorreicos plio- pleistocenos**. Aún hoy pueden considerarse continuación de este proceso las capturas del Llano del Blanco por la cabecera del Arroyo Sayona, la laguna de Conquezuela respecto al Bordecorex o la dolina de Navarredonda por el Arroyo de Romanillos. Así la situación de partida y la analogía con procesos que aún perduran en la actualidad permiten suponer este modelo de evolución.

En estas condiciones resulta lógico pensar que la presencia de los centros endorreicos condicionó la forma de captura. Parece ilusorio considerar que, sin más, la erosión regresiva de los límites exteriores de las cuencas hidrográficas llegase "por azar" a alcanzar las cubetas endorreicas. Todo lo contrario, estas cubetas parecen haber sido capturadas siempre por sectores morfoestructurales favorables (fallas, sinclinales, estructuras paralelas). En todo caso el proceso de captura se realiza-

ría de una forma más eficaz cuando estuviese controlado por una corriente de agua que llegase superficialmente desde las cuencas endorreicas, al principio ocasionalmente y luego de una forma más continuada, por **cursos emisarios de enlace**, que resolverían un proceso de **rebosamiento superficial**, en que el sistema endorreico se mostrase insuficiente para asegurar la evacuación de las aguas (y sedimentos). Una vez establecida la conexión, la propia dinámica erosiva del curso aumentaría su efectividad. Así el elemento que va a ser capturado condiciona inicialmente el trazado y el modelo de captura. Esta captura por emisario desde cuenca endorreica resulta bien diferente a la que se produce por erosión regresiva y retroceso del desnivel marginal.

Esta incapacidad de infiltración y el consiguiente rebosamiento pudo generarse durante el Cuaternario, no sólo por el supuesto aumento de las precipitaciones ya considerado, sino por las condiciones rexistásicas de las fases paroxísticas glaciares y el consiguiente deslizamiento masivo de materiales por las vertientes (de lo que hay numerosas muestras por toda la Paramera) que obstaculizaron los fondos, a la vez que los materiales arcillosos residuales dificultaban en mayor medida la infiltración.

Las primeras etapas dinámicas de este exorreismo por rebosamiento pudieron consistir fundamentalmente en **anchos canales de evacuación de finos**, de escasa pendiente, sin cursos permanentes definidos, con numerosos encharcamientos y que, en los frecuentes casos en los que la incisión se produce sobre calizas, se verían apoyados por disolución sobre el fondo rocoso. El arroyo de La Dehesa emisario del Altiplano de Campisábalos podría recordar en ciertos aspectos estos supuestos cursos.

De esta manera los cursos emisarios de enlace de las cuencas endorreicas adoptan forzados itinerarios, poco naturales (como es el introducirse sobre rocas re-

sistentes) y es lógico pensar que Birot, en su concepción los considerarse como el calco en profundidad de la libre y perezosa circulación sobre una antigua penillanura.

Este modelo de captura por rebosamiento de la cuenca endorreica es posible aplicarlo a muchos sectores de la Paramera de Sigüenza, que analizamos puntualmente:

Un caso muy revelador es el del último tramo del río Bordecorex/Torete, que parte de la **laguna de Conquezuela** como río emisario, cargado de sedimentos, sin ningún tipo de incisión natural (lo que precisamente ha obligado a excavar algunos tramos artificialmente), aprovechando una fractura transversa. Parece ser el arquetipo de una captura natural en ciernes según el esquema de desbordamiento, donde la escasa pendiente y energía del curso capturador evidencia su falta de potencial erosivo.

Otro caso que parece significativo es la forma cómo **el Henares abandona su vega alta**, (la de Sigüenza) camino del valle de Moratilla. Existen dos vías posibles: una, por donde discurre actualmente el río, encajado en las potentes dolomías del Lías, sin dejar apenas espacio para el ferrocarril, que se tiene que introducir por túneles, y la carretera, que tiene que ascender por la ladera. El segundo camino es relativamente ancho, al desarrollarse íntegramente sobre Keuper tapizado por coluviones del Cuaternario (parece haber sido el acceso tradicional a Sigüenza para evitar las angosturas del otro trazado), y sin embargo presenta un collado intermedio de elevada cota. Morfoestructuralmente corresponde a un sector anticlinal.

En una situación clásica de erosión regresiva el trazado elegido hubiera sido el segundo, el del anticlinal, ya que las margas del Keuper presentan un carácter mucho más deleznable y fácil a la erosión.

El primer trazado presenta sin embargo las ventajas de una roca calcárea,

que aunque resistente, es permeable, y garantiza una circulación de agua, que de forma subterránea o subaérea puede aliviar los excedentes de la depresión. Resulta la opción preferible desde la perspectiva de las capturas condicionadas desde arriba.

Esta elección tortuosa y caprichosa del río tiene la apariencia de un trazado sinuoso, calco en profundidad de la circulación de un curso serpenteante que discurre perezoso por la penillanura, sin estar condicionado por la tectónica. Pero se ve claramente que no es necesariamente así y que bien pudiera corresponder a una captura controlada aguas arriba.

Dos casos análogos, aunque menos desarrollados, los encontramos en la **vega del alto Dulce**, que, en lugar de abandonar su depresión por un anticlinal, lo hace lateralmente por un camino mucho más complicado en las calizas; y en el **valle del Pelegrina**, que en su parte inferior se aleja del eje anticlinal para infiltrarse, un poco más al Sur, en las calizas resistentes inclinadas por un gancheamiento de falla.

La disposición sinclinal parece guiar la garganta de salida del valle del Salado /Vadillo en Cirueches y otros ejemplos permiten suponer que la opción sinclinal en las calizas es un conducto preferente al drenaje (fot. 43). A su vez el claro condicionamiento de una importante falla parece guiar la captura del Arroyo de Fuente Arenaza en La Pereda (fot. 16)

Parecen, pues, las fallas, los gancheamientos y las estructuras sinclinales de las calizas las opciones preferidas para la instalación de estos emisarios de enlace, que guiaron la erosión regresiva y el exorreismo.

Un caso mucho más complejo, por la envergadura y la multiplicidad de las capturas, es el que se debió producir en la Depresión de Miedes. Partimos del su-

puesto de una antigua circulación que recorrería en sentido longitudinal, ortoclinal, la Depresión de Miedes y que fue capturada por la acción remontante de los ríos que avanzaron desde la Cuenca del Tajo. A este hipotético curso es posible referirse como **"paleo- Miedes"** (fig. 177).

El proceso de captura ya fue señalado por A. López Gómez, 1966 y por C. Saénz García en 1958. Así el primero plantea respecto a los ríos Sorbe, Cañamares y Bornova "sus cabeceras retrocedían al Norte, rebasando la sierra de Alto Rey y labrando valles periféricos septentrionales, ganados así para la cuenca del Tajo, a expensas de la del Duero". [8]

La vinculación del curso del paleo- Miedes con la Cuenca del Duero se haría a lo largo del Escalote. Esta posibilidad cuenta con el apoyo de la continuidad y con la dificultad de la elevada cota del collado de la cabecera del Escalote, a 1150 m., por lo que se ha de suponer que si existió dejó de ser pronto funcional. Quizá el Paleo-Miedes diera paso a un sistema endorreico, seguramente de foco múltiple.

Una serie de argumentos permiten avalar la hipótesis de captura del paleo Miedes por los afluentes del Tajo, a diferencia de otras posibles morfogénesis, como la sobreimposición. En primer lugar el cambio brusco en la dirección de los ríos tras el supuesto codo de captura, aunque esta incurvación podría explicarse también como la adecuación del tramo alto de los ríos al control estructural ortoclinal.

Más convincente parece la disimetría de valle del Bornova respecto, y aguas arriba, al punto de incurvación de salida del río. El gran desarrollo que tiene hacia el Oeste, en relación al menguado tramo oriental, hace pensar en la incidencia transversal de un río capturador (el actual) sobre el antiguo trazado.

Otro argumento que apoya esta evolución por captura es la baja cota de los collados que comunican las sucesivas cuencas y que permiten reconstruir la conti-

[8] López Gómez,A. La casa rural y los pueblos en la Serranía de Atienza. Est. Geográficos, 104: pág. 353.

CAPTURAS FLUVIALES EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA

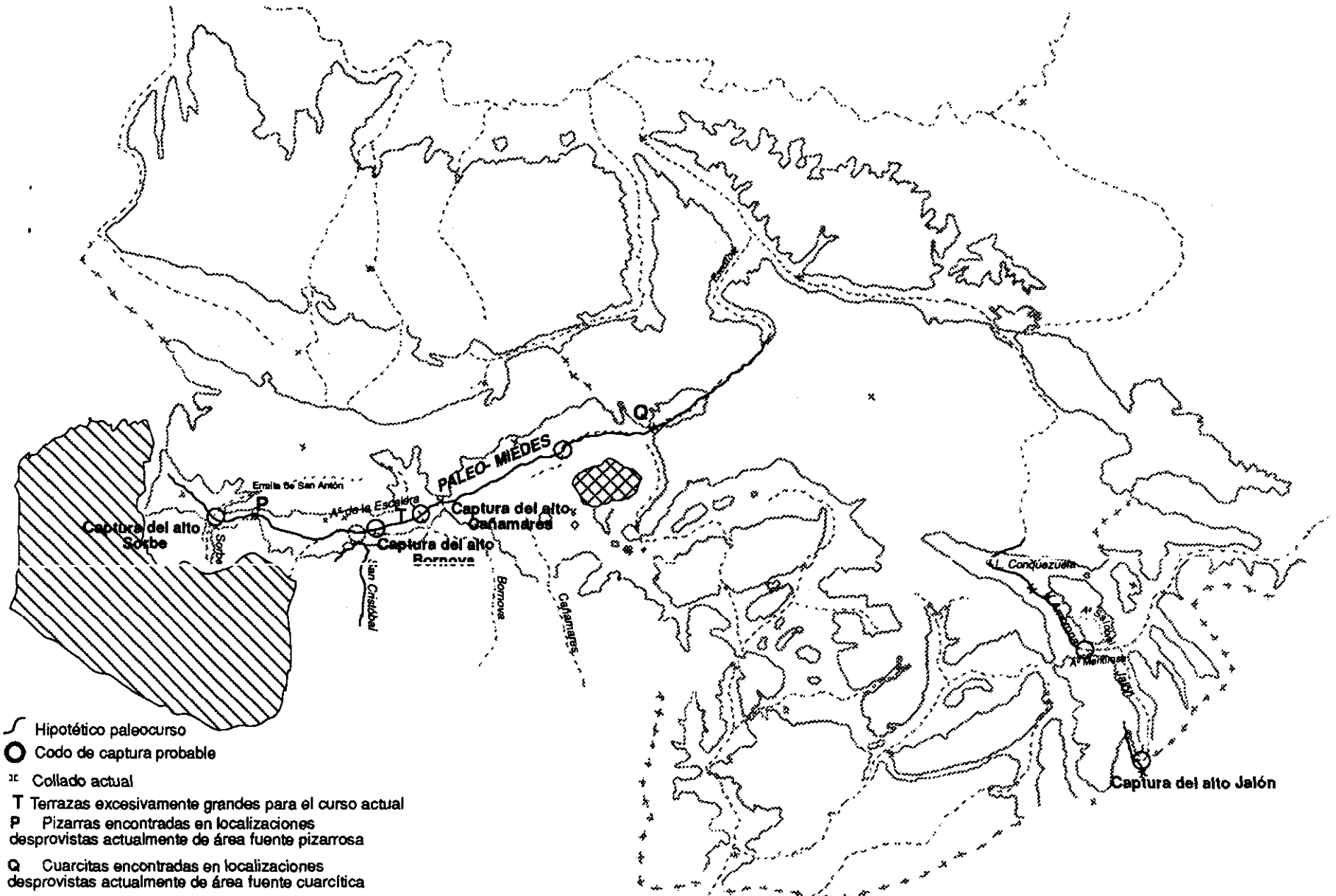


Fig. 177

nuidad de la hipotética depresión (endorreica). Estos collados son los del Sorbe/ Bornova, Bornova/ Cañamares y Cañamares/ Escalote.

Por lo demás, el río de San Cristóbal parece encontrase actualmente en una situación previa a la captura fluvial completa, cuando ya ha capturado a cursos de la vertiente Norte de la Sierra de Alto Rey, pero todavía no ha alcanzado el fondo de la depresión. Marcaría una fase previa, intermedia, en la evolución hacia la captura, que ya habrían superado el Sorbe, el Bornova y el Cañamares.

La compartimentación de la cuenca del paleo- Miedes en las subcuencas diferenciadas del Cañamares, Bornova y Sorbe pudo estar favorecida por los potentes aportes coluviales transversales procedentes de Alto Rey.

Aparte de estos argumentos morfográficos, se han buscado pruebas sedimentológicas, que permitan comprobar estos interpretaciones. Aunque no son totalmente concluyentes, apoyan aún más la posibilidad de una captura por parte de los ríos del Sur.

Resulta decisiva la presencia de litologías indicativas, cuarcitas y pizarras, que no se encuentran en el área de alimentación de los ríos actuales y que sí se podrían explicar reconstruyendo el antiguo trazado. Estas han sido encontradas interestratificadas en los collados entre el Sorbe y el Bornova (al Norte de la Ermita de San Antón).

Se encuentran también casos como el del Aº de la Escalera, con depósitos de enorme potencia en el supuesto valle muerto, que no guarda relación con la débil dinámica actual del arroyo que ahora lo drena y que sí tendría explicación como resultado de depósitos de un antiguo curso de mayor envergadura (quizá endorreico).

En definitiva existen numerosos indicios, tanto en la lógica de la evolución morfogenética, en las características morfológicas, como en las pruebas litológicas, que apuntan hacia un proceso de captura fluvial, sin que sin embargo sean suficien-

tes para descartar un margen de duda.

Las verdaderas capturas de carácter fluvial, de río respecto a río, parecen ser mucho menos frecuentes en la Paramera, y tratarse de reajustes menores: cabe citar por ejemplo, la cabecera del Alto Jalón, que parece haber sido tomada por este río a un afluente del Tajuña. Esta circunstancia se explica en definitiva porque en la Paramera de Sigüenza no se produce fundamentalmente el avance de unas cuencas exorreicas sobre otras, sino la de todas sobres las cuencas endorreicas.

Un segundo tipo de génesis de los valles fluviales desarrollados sobre el sustrato mesozoico en los sectores marginales de las cuencas sedimentarias terciarias es la **epigénesis por sobreimposición** a partir de los materiales miocenos. Esto resulta innegable en gargantas como las del Henares en Cutamilla, la del Salado en Huérmeces y la del Dulce en La Cabrera, en los sectores bajos del Aº de Fuente Arenaza, Tielmes y Caracena en la Rampa de Caracena,pues en las mismas laderas se aprecia cómo el Mioceno fosiliza en discordancia las barras calcáreas mesozoicas verticalizadas. Otros ejemplos muy significativos se encuentran en los confines septentrionales de la Rampa de Caracena, donde destaca la elevación del castillo de Gormaz, en la que se encaja el Duero (fot. 17).

El proceso implica en definitiva que, tras la remoción de una capa de materiales miocenos no demasiado potente, al continuar la profundización fluvial, se forman importantes tajos sobre el sustrato calcáreo mesozoico.

En los cursos fluviales que circulan sobre los materiales miocenos, se plantea la **relación** que pudo existir **con los paleorrelieves premiocenos** considerados en el capítulo anterior. Esta relación se presenta diversa: así el tramo obli-

cuo del Jalón parece no tener ningún precedente premioceno; sin embargo sí que se puede relacionar con un antigua dirección de drenaje premiocena el tramo bajo del Henares, Cutamilla- Baides, que luego enlazaría con un importante paleorrelieve con el Dulce en La Cabrera, generando así una alineación hidrográfica más continuada que la actual. En esta coincidencia hay que pensar en el condicionamiento morfoestructural del sinclinorio de Fuentemañas, entre el anticlinal de Sigüenza al Norte y el anticlinal de Alcolea del Pinar, al Sur.

Una cuestión adicional a plantear es la **envergadura** de esta incisión cuaternaria. La proximidad de las cuencas terciarias permite obtener una referencia orientativa, pues a partir de la superficie de las rampas pliocenas, sólo algo más rebajada que el supuesto nivel de colmatación finimioceno de las cuencas, se puede calcular una incisión fluvial, que en la cuenca del Duero alcanza los 150 m., en la del Tajo unos 200 m. y en la del Jalón unos 250 m. En el ámbito mesozoico serrano la situación es más complicada, pues no se conoce con exactitud, ni cuál era el nivel de los valles al final del Plioceno, ni cuánto se han rebajado, entre tanto, las divisorias.

De esta manera, los valores de incisión se sitúan en torno, o algo por debajo, de los 0,1 mm./año, que puede considerarse como una denudación fuerte.

Respecto a la situación finimiocena y pliocena, la incisión de los valles supone en conjunto una **acentuación del carácter estructural del relieve**, fundamentalmente a través de la erosión diferencial entre elevaciones sobre rocas resistentes y valles sobre rocas débiles.

Esto nos conduce en definitiva a concebir que los resultados de la incisión están **fuertemente mediatizados por la litología** a través del comportamiento relativo de la dinámica de vertiente y de la dinámica fluvial. Cuando la roca es resis-

tente, (dolomías del Lías y del Cretácico) se forman **cañones** (río Dulce desde Jodra a Pelegrina, río Henares de Sigüenza a Baides, río Salado en Santamera y Cirueches, río Talegones, ríos Escalote y Torete). Cuando la roca es deleznable, (Keuper, Albense y yesos Paleógenos) la incisión del fondo prosigue lentamente, controlada por un escollo litológico resistente aguas abajo, mientras las vertientes inmediatas, más débiles, reaccionan con relativa rapidez creando un perfil transversal rebajado y valles abiertos, las "**campiñas**" de la Paramera (las múltiples depresiones del cinturón de Sigüenza- Atienza en el Henares y Salado, la vega de Pelegrina en el Dulce, la vega de Retortillo en el Talegones, entre las principales). Estas morfologías son las que en su mapa Schwenzner interpretó como nivel policíclico M_1 de una forma que parece totalmente errónea. Sin embargo Gladfelter, aunque sigue en general a Schwenzner, difiere de él en este punto. En el apartado anterior señalamos como hipótesis probable que la incisión de estas campiñas ya estuviera preparada por un sistema endorreico previo.

Así pues, cañones y terrazas son dos formas de respuesta de un mismo proceso fundamental, que es la incisión de los ríos y la formación de valles. Existe, pues, un fortísimo condicionante por parte del roquedo, como ya se ha puesto de manifiesto en el capítulo de morfolitología.

La incisión fluvial cuaternaria supone en definitiva la conservación de los antiguos ejes divisorios finimiocenos- pliocenos de las cuarcitas de alto Rey y de las calizas de Sierra Ministra como relieves prominentes, pero **no han sido respetados como divisorias hidrográficas**, generando así una llamativa situación, en que la dinámica más activa del Sorbe, Bornova y Cañamares sobrepasa la antigua divisoria en Alto Rey y en La Bodera y la del Jalón lo hace, parcialmente, en Sierra Ministra.

Lo que parece probable es que la captura no siempre se realizó a costa de una red hidrográfica diferente, sino de unidades endorreicas, que tuvieron al principio del Cuaternario mucha mayor extensión superficial.

El principal efecto de este gran proceso de formación de valles consiste en el desmantelamiento de materiales, por lo que quedan **pocos testimonios** que puedan ser analizados. Paradójicamente la mayor información disponible sobre los procesos de incisión de los valles lo proporcionan las manifestaciones de tendencia inversa, de agradación y acumulación. De todas formas consideramos primeramente los depósitos de carácter lineal y posteriormente los correspondientes a las vertientes.

4.5.2.2. El modelado de las terrazas.

El estudio de las terrazas en la Paramera de Sigüenza contaba, antes de la realización de este trabajo, con el precedente de la obra de Gladfelter, centrada especialmente en el análisis de las terrazas fluviales, hasta el punto que el área de estudio coincide con una cuenca hidrográfica, (en este caso, la del Alto Henares). [9] *En los otros sectores de la Paramera de Sigüenza están en marcha los trabajos de Antonio Guerra Zaballos, que analiza las terrazas de la Cuenca del Duero y de Carlos Agudo que lo hace con el Alto Jalón, con lo que el recubrimiento del estudio de las terrazas resulta casi total.*

Ante esta perspectiva, lo más juicioso nos ha parecido plantear únicamente una referencia general sobre las terrazas de la Paramera de Sigüenza, centrada en dos aspectos fundamentales, por una parte el carácter tan marginal, tan especial y poco "ortodoxo" de las terrazas del área respecto a los paradigmas clásicos y por otra plantear el problema de la interpretación cronológica, teniendo en cuenta la precaución con que hay que referir la información altitudinal y litológica de estos niveles aluviales.

El **carácter marginal** de las terrazas de la Paramera de Sigüenza está sustentado en primer lugar por el predominio de morfologías especiales, que no coinciden con el modelo puro de terrazas aluviales, por lo que se pueden designar como "**paraterrazas**" (gradas travertínicas, terrazas rocosas y escalones aterrazados) y en segundo lugar por la gran frecuencia con la que la dinámica de vertientes influye y condiciona la dinámica y la morfología de las terrazas.

Consideramos cada uno de los tres tipos de paraterrazas:

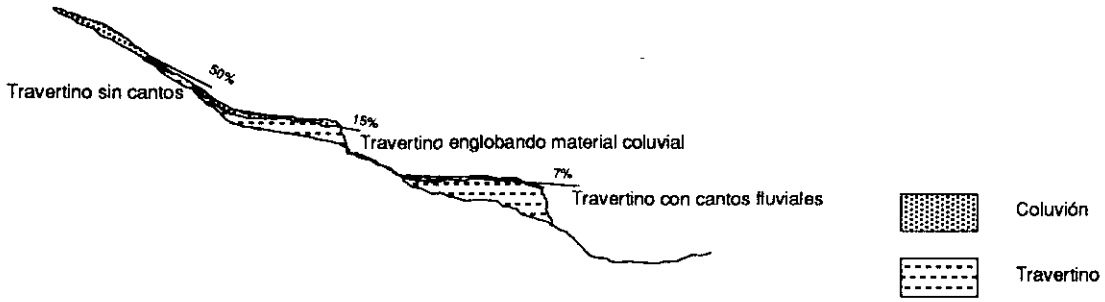
[9] En la cuenca del Henares, la disposición relativa de las terrazas, que señala Gladfelter se ajusta al esquema general de los ríos peninsulares, aunque las altitudes sobre el nivel actual sean lógicamente algo reducidas, dada la situación de cabecera de la red: así en el **fondo del valle** se encuentran depósitos en torno a los 5 m. (5-7 m.), la **terraza baja** en torno a los 10 m. (6-12 m.), la **terraza media** en torno a los 25 (18-35 m.) y la **alta** en torno a los 45 (40-50 m.). Las cotas obtenidas, 5 m., 10 m., 25 m. y 45 m., guardan proporción con los 7, 15, 30 y 50 m. que se pueden señalar como medias más generalizadas de los grandes ríos españoles, multiplicando por un coeficiente de 1,3 aproximadamente.

- a) Las **gradas travertínicas**. (fig. 178) (fot.27). Se trata de niveles escalonados generados por la resistencia de material travertínico cementante, en donde los cantos poseen origen aluvial (al menos en parte), mientras que la precipitación calcárea procede de la vertiente y alcanza los materiales de acumulación fluvial.

Un ejemplo de este tipo de terrazas se encuentra en la misma depresión de Moratilla, en la margen derecha del Henares; allí se nota claramente cómo los travertinos presentan un sector más elevado, descendiendo con importante pendiente (de 50%, esto es claramente adaptados a la pendiente Keuper-Lías), para después suavizarse en un segundo tramo de 15% y finalmente terminar en un tercer y largo tramo de 7%. Este seguimiento indica que se trata de una precipitación de vertiente que llega al glacis de enlace y termina en el fondo del valle.

El contenido de estos travertinos resulta no menos significativo. En el sector alto no engloban ningún tipo de canto, presentándose la caliza pura, en el segundo sector aparecen bloques de calizas de más de 20 cm. de L, lo que indica claramente que se trata de material coluvial, y finalmente en el tercer sector diferenciado aparecen ya englobadas cuarcitas, de procedencia necesariamente alóctona (aspecto de cuarcitas del Buntsandstein en un medio local de Lías y Keuper), lo que indicarían inequívocamente un origen aluvial. Además resulta significativo que debajo de ese nivel aparezca una pequeña capa de arcillas negras, que indica encharcamiento de fondo de depresión (como en Conquezuela).

Las frecuentes intercalaciones de travertinos forman un armazón interno resistente, sin el cual hubieran desaparecido gran parte de los depósitos, y crean una morfología escalonada de falsas terrazas, donde el frente no deriva de la entalladura fluvial, ni la culminación corresponde con certeza a un antiguo lecho, sino que se trata de un caso de acción erosiva diferencial entre los niveles calcáreos travertínicos y las más débiles formaciones detríticas restantes.



Perfil tipo en Moratilla de Henares, Paramera de Baides. Vertiente Norte del Henares.

Fig. 178

Gradas travertínicas. El travertino genera el escalonamiento "aterrazado".

- b) Las "**terrazas rocosas**" (fig. 179) corresponden a morfologías escalonadas que el río moldeó sobre roca madre y no sobre los propios materiales aluviales. Se presentan con relativa frecuencia en la Paramera sobre el Keuper y sobre el Albense. En definitiva, de los dos procesos implicados en la génesis de las terrazas aluviales, la sedimentación y la erosión, sólo esta última está presente.

En otros casos, los materiales que forman las terrazas son cuaternarios, aunque no aluviales: así pueden aparecer aterrazados los materiales de los **fondos de las depresiones** (endorreicas), lo que tampoco se puede considerar como de origen puramente aluvial. Este será el caso de la depresión del Guadarral y, al parecer también, el del yacimiento paleontológico de Ambrona.

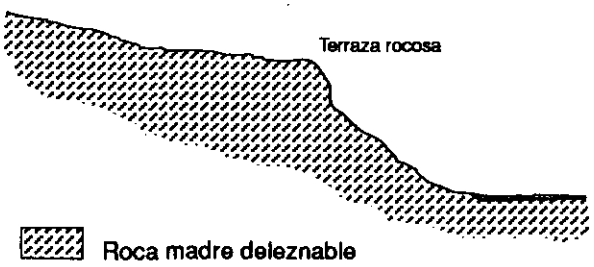


Fig. 179

Terraza rocosa

También es frecuente que los materiales aterrazados sean **coluviales**, labrados por la acción fluvial en forma escalonada. Esto se encuentra bien representado en Torralba, (Aºde La Mentirosa) donde numerosas morfologías disecadas a modo de terrazas, están formadas por elementos coluviales, como la que sustenta el depósito de agua de la localidad. A diferencia de las verdaderas terrazas presentan una clara pendiente en sentido transversal al valle, que puede llegar a un 10%. Se trata en definitiva de una morfología de coluviones escalonados o de **coluviones-terrazas**, término análogo al de glacis- terrazas, más extendido. (fig. 180).

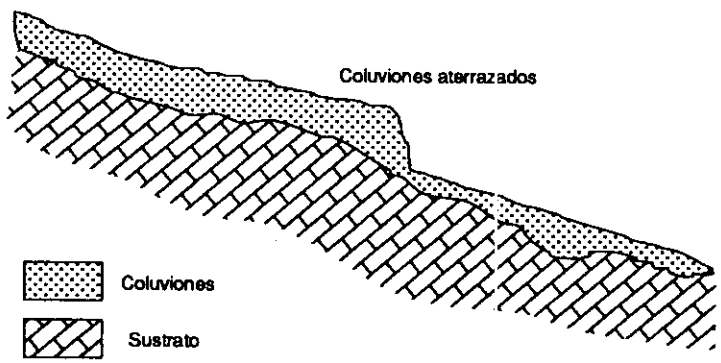


Fig. 180 **Coluviones aterrazados**

- c) Más frecuente es todavía que el valle esté modelado en base a "**escalones aterrazados**". (fig. 181). Entonces son los dispositivos diferenciales de la litología los que crean un esquema escalonado en la vertiente y los depósitos aluviales (claramente identificados por su carácter alóctono) se limitan a instalarse sobre un relieve ya escalonado, que corresponde al sector más bajo de la vertiente. En algunos casos cabe pensar que estos materiales hayan podido se transportados por los cursos en períodos de crecidas, pero, dada la poca envergadura de los cursos en los que se produce, lo más probable es que se trate de morfologías exhumadas, primero cubiertas de material aluvial y luego puestas al descubierto por una erosión

posterior.

Estos relieves escalonados, que se suceden a lo largo de toda la vertiente, pero que cobran un especial significado en la parte baja al estar recubiertos de material aluvial, se producen en la siguientes condiciones:

- sobre niveles areniscosos o conglomeráticos del Terciario detrítico que contrastan con las arcillas intercaladas, como puede verse a lo largo del Torote o del Escalote;
- sobre niveles de areniscas del Buntsandstein, en el Aº de la Virgen junto a Cantalojas;
- incluso sobre niveles especialmente resistentes de yesos se forman escalonamientos menores en el Keuper. (Al Oeste de Baides).

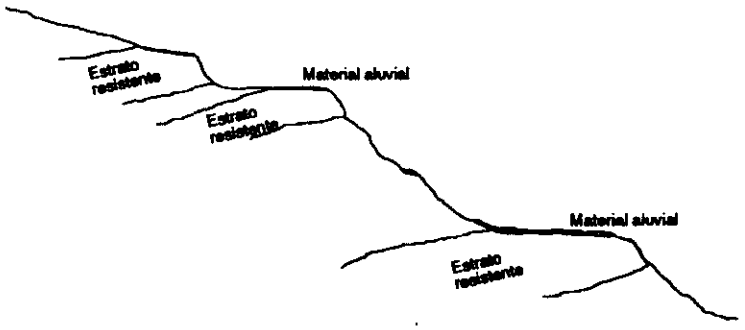


Fig. 181 **Modelado tipo de escalones aterrazados**

Una característica notable, que acrecienta aún más el carácter marginal de las terrazas de la Paramera de Sigüenza es que éstas, a pesar de ser fenómenos fluviales, se ven condicionados e **influidos en gran medida por la dinámica de vertiente.**

Un primer aspecto de este condicionamiento es el **extraordinario desarrollo de las morfologías coluviales** frente a las aluviales. Los coluviones lle-

gan en muchos casos al fondo de los valles (fot. 4) y en ocasiones sólo respetan y dan cabida a una mínima franja o cinta aluvial, que constituye el lecho del río y que por lo tanto es holocena, con lo que están ausentes las manifestaciones de terrazas pleistocenas. Esta perspectiva es importante, pues nos conduce en definitiva a la imagen de un territorio que evoluciona fundamentalmente por dinámica de vertiente, y en el que los ríos, con retraso, apenas van evacuando. Este retraso explica el predominio de los sedimentos coluviales.

Así se explican **los escasos restos de terrazas aluviales** en la Paramera de Sigüenza. En muchos valles no existen evidencias de terrazas: tal es el caso del Jalón en Medinaceli, o en Benamira, o de sus afluentes el Aº de la Mentirosa en Torralba (existen allí paraterrazas), el Aº del Salobral, o el valle del Arbujuelo; tampoco aparecen en el Torote de Fuentelgemés ni de Caltojar, donde tampoco se distinguen en el Escalote, ni en Berlanga, ni en el Bordecorex en Yelo, ni en el Talegones en Cabreriza, ni en el Aº de Fuente Arenaza. En todas estas localidades los coluviones llegan al fondo del valle, por el que discurre el curso sobre su lecho holoceno.

Esto es, aunque las terrazas tengan un indudable valor testimonial, lo cierto es que **no han dejado una impronta morfográfica** y paisajística notable en la Paramera de Sigüenza. Apenas cabría citar algunas excepciones como la ya citada del Aº de las Escaleras, afluente del Bornova, en la Depresión de Miedes, el valle del Caracena

Pero, aun en las terrazas aluviales, se hace patente el condicionamiento de la dinámica de vertiente, sobre todo en los grandes cantos o bloques, inmersos en los depósitos aluviales y que apenas difieren por su granulometría y morfometría, a veces brechoidea, de los coluviones de los que proceden. En el ejemplo paradig-

mático del Tajo en Toledo o el Ebro en Caspe, se establece un fuerte contraste entre los materiales de vertiente, que obedecen fundamentalmente a condiciones locales y los aterrazamientos producidos por el río principal, cuya dinámica sólo se entiende a nivel regional. Sin embargo, aquí en la Paramera, es frecuente que la forma de avance de los materiales a lo largo de las vaguadas, con circulación esporádica, difiera poco de la que actúa en las vertientes de forma superficial. De esta manera los derrubios de vertientes coalescen y se imbrican en numerosas ocasiones con los de las vaguadas.

En este contexto, la diferenciación de los materiales según el tipo de litología y el área fuente de procedencia se convierte en el método más eficaz para discernir la génesis de depósitos existentes, con preferencia a criterios granulométricos y morfométricos, que son decisivos en otros ámbitos.

Además de la marginalidad, un segundo aspecto importante en la caracterización de las terrazas de la Paramera de Sigüenza es el **problema** que se presenta en el establecimiento de una **secuencia cronológica**, y que deriva de la falta una correspondencia entre litologías y secuencias temporales e incluso entre niveles altitudinales y cronológicos, por lo que las deducciones consiguientes sobre la génesis y la cronología de las terrazas han de ser consideradas con gran precaución. Consideremos cada uno de estos aspectos:

-) problema de especificidad litológica. **Todas las terrazas presentan análogos tipos de materiales**: margas, (que parecen indicar condiciones de cierta protección de las vertientes), gravas y conglomerados, coluviales o aluviales, y concentraciones de carbonato cálcico. En cuanto al color, sólo es destacable la tonalidad más rojiza de la terraza media. Esta opinión es compartida en diferentes ámbitos

por numerosos autores, M.J.Ibáñez, Vaudour, Gómez Amelia, etc.. En definitiva la diferenciación litológica no puede servir como guía base para el establecimiento de una secuencia cronológica.

-) problema de correspondencia cronológica de la altura de las terrazas. **La altitud relativa** de las terrazas sobre el fondo aluvial, que es el método tradicionalmente utilizado para la datación de las terrazas, presenta también sorpresas. Al respecto resulta muy significativo comprobar que los cantos de la última glaciación, los únicos datados por C 14 en la Paramera, se sitúan indistintamente en algunos sectores en la terraza baja y en otros en la inferior, lo cual pone en tela de juicio el significado temporal estricto de las altitudes relativas de las terrazas. [10]

-) problemas de interpretación genética. Ante esta situación, lo que cabe es una observación paciente de la litología y estructura de las diversas terrazas, para confeccionar series locales que se puedan después correlacionar. Al ser sólo parcialmente satisfactoria la correlación, se deduce que **la caracterización de las terrazas es local**,está en función ante todo de la dinámica de vertientes imperante y se encuentra fuertemente supeditada al sustrato por el que transcurre, pues depende más de las condiciones espaciales que de las variaciones temporales. Así Gladfelter comprueba por dataciones radiométricas cómo los depósitos coetáneos son litológicamente diversos en distintas partes del río: así las margas de Mandayona y las arenas de Baides... En definitiva la variedad litológica es muy grande y depende de la diversidad de las áreas fuente, lo cual queda reforzado por la falta de selección de los materiales del río en su tramo alto.

De todas formas, sí es posible señalar algunos niveles sedimentarios bien diferenciados. Así, sobre las columnas confeccionadas por Gladfelter para la terraza

[10] Gladfelter, 1971, p. 167.

media, cabría reconocer **5 o 6 episodios de materiales gruesos**, separados por materiales limosos arcillosos o margosos, de forma análoga a los niveles de gravas A, B, C y D que Butzer reconoció en Torralba. [11]

Estas series más gruesas es preciso relacionarlas con **fases rexistásicas**: esto es, la dinámica morfoclimática de las vertientes controla la granulometría de los depósitos fluviales, con independencia del estado hidrodinámico que tenga el río. Si existe granulometría más gruesa en las terrazas, es porque las vertientes lo proporcionan, y no se relaciona con un cambio sustancial en la dinámica del río. Conviene insistir en esto, pues no aparece considerado en bastantes obras y tratados de sedimentología fluvial.

Sobre el origen de los períodos de agradación, parece confirmarse aquí también la **asociación de la agradación en las terrazas con períodos fríos de rexistasia**. Gladfelter lo confirma en la zona con el testimonio de involuciones en la terraza media, producidas en condiciones de congelación. Por otra parte no encuentra problema en establecer la coetaneidad entre la dinámica rexistásica fría y las precipitaciones de carbonatos, insertos en las terrazas, argumentando que durante los períodos fríos continúa el régimen de sequía estacional y así se combina la mayor capacidad de disolución de las aguas frías, con la mayor precipitación de las estaciones secas.

-) problemas cronológicos de contexto. Con todas estas referencias sobre las terrazas en la Paramera de Sigüenza se llega a una conclusión problemática: en la cuenca del Henares, estudiada por Gladfelter, 1971 y 1972, se identificaron **4 niveles de terrazas**, a las que se ha denominado alta, media, baja y fondo de valle, que en otros lugares se suele designar como inferior. Faltarían por lo tanto las llamadas superiores, por encima de la alta (además de la pliocena), sin que podamos aña-

[11] Gladfelter, 1971, p. 165.

dir algo más al respecto.

El **gran problema** que plantea Gladfelter es **cronológico**: él confirma por dataciones de Carbono 14, que la terraza inferior es sin duda Holocena y la baja, a 10 m., Würm, pero la de 25 metros, la media, la considera Mindel y la alta Günz, con lo que propugna el modelo que hemos llamado "antiguo" en la datación, donde faltan los materiales correspondientes al Riss. En definitiva, considera Mindel a la terraza media, que en la Cuenca del Tajo se ha fechado generalmente como Riss (modelo directo) y que en la Cuenca del Ebro, M.J. Ibáñez la consideró mucho más reciente, como estadio inicial del Würm. El fundamento de la atribución Mindel a la terraza media es la impresionante analogía con los depósitos que Butzer, en Torralba (depósitos de cuenca endorreica, ya del Jalón) por yacimientos fosilíferos, considera también Mindel. La única excepción a un origen climático lo constituye **la última terraza**, de edad holocena, a la que nos referiremos en el próximo apartado.

4.5.2.3. La dinámica de vertientes y las acciones periglaciares.

Las vertientes de la Paramera de Sigüenza han sido modeladas por diferentes procesos pleistocenos que superponen y condicionan sus efectos de forma variada y selectiva. Para considerar esta acción en síntesis, como resultado global de los procesos individuales, conviene establecer una tipología morfogenética de las vertientes.

En resumen pueden diferenciarse en la Paramera de Sigüenza **4 tipos básicos de vertientes**, cada uno de ellos con variedades. El más frecuente es el de los coluviones empastados, al que le siguen las vertientes con intercalaciones rocosas, las vertientes regladas y los paredones rocosos.

- a) En la Paramera de Sigüenza el morfotipo de vertiente más extendido es sin lugar a dudas la vertiente de **coluviones empastados**, que se desarrolla sobre todo en el ámbito morfolitológico Keuper-Lías. Corresponde a brechas de vertiente sin consolidar donde aparecen empastados gran cantidad de cantos (y bloques) de tamaños muy variados, parcialmente gelifractados, entre material fino sin consolidar.

Esta heterogeneidad tan grande de materiales sólo cabe explicarla por la sucesión de situaciones de roca al descubierto, con una enorme producción de material grueso, y de roca cubierta provista de una capa de alteración, en que se genera el material fino que lo envuelve.

El cambiante clima cuaternario favorecería tal situación con la sucesión de períodos rexistásicos y biostásicos, pero también hay que pensar en la posibilidad, tal como ocurre en la actualidad, de producción simultánea con zonas protegidas y desprotegidas de materiales gruesos y finos.

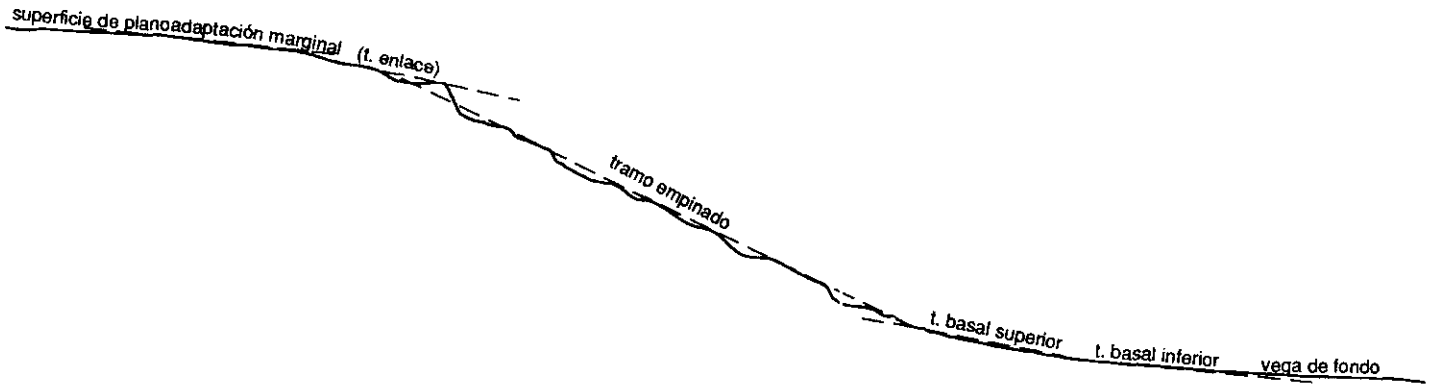


Fig. 182 Perfil y tramos tipo en una vertiente de coluviones empastados

Las mediciones efectuadas permiten sintetizar una **serie de tramos tipo**, que de arriba a abajo corresponden a: (fig. 182).

- tramo **de planoadaptación somital**, que constituye el enlace de la superficie culminante con el resto de la vertiente. Presenta una sección transversal siempre en plano, y un aumento progresivo de pendiente hacia abajo hasta alcanzar valores de un 10%. Todo ello cubierto de material coluvial.

La vertiente se acentúa entonces rápidamente, a veces con ángulo marcado, donde puede asomar la roca madre, otras mediante una rápida aceleración de pendiente, y en ocasiones mediante un tramo **intermedio de enlace** de un 20% para llegar al sector siguiente;

- el tramo **empinado**, de mayor pendiente, frecuentemente entre 35% y 50%, es donde se localiza en profundidad el cambio de materiales resistentes a deleznables, lo cual es visible sólo en determinados lugares, pues, lo más normal es que esté cubierto por material coluvial;

- por debajo se extiende el tramo **basal superior**, con una pendiente de un 15-20%, ya sobre materiales blandos, pero cubierto por coluviones procedentes de arriba;

- a continuación el tramo **basal inferior**, de pendiente cóncava, y que comienza con un valor aproximado de un 10% y va disminuyendo hasta sólo un 2%,

valor con que ya suele contar la parte alta de la vega de fondo.

- la **vega de fondo** es un elemento muy generalizado en torno a los ríos de la Paramera, aún en los más pequeños. Presenta pendiente transversal de un 2% y frecuentes intercalaciones en el material aluvial de granulometrías groseras procedente de la vertiente. Sólo en determinados lechos, fuertemente incididos no hay material aluvial, como es el Aº de la Cárcel en el tramo próximo a Yuba.

Así pues en esta ladera de coluviones empastados se diferencian el tramo de planoadaptación marginal, el tramo brusco de enlace, el tramo empinado, el tramo basal superior, el tramo basal inferior y el tramo de vega de fondo.

A partir de este modelo existen variaciones espaciales. Tal es el caso del desarrollo de la porción basal, que, al extenderse en longitud, forma un glacis basal que se extiende hasta enlazar con la llanura aluvial. Sólo en casos como en el Aº de Valladares se establece un sistema de glacis escalonados encajados, pero lo más normal en la Paramera es la ausencia de escalonamientos en la parte baja de la vertiente.

En sección transversal las vertientes de coluviones, si bien no suelen ser planas, presentan curvaturas de radio amplio, sobre todo convexas, unidas,"cosidas" lateralmente por incisiones marcadas, pero poco profundas.

En detalle, este modelo de vertiente de coluviones empastados presenta una vertiente a veces continua, donde el material fino cubre por completo los cantos, que apenas se advierten al exterior, pero en otras ocasiones, sobre todo en el tramo empinado, cuando es desmantelada la cobertera vegetal, adquiere una configuración en microescalones irregulares. (fot. 10). Cada uno de los escalones tiene al frente matas de vegetación, de romero, tomillo, lavanda y otras especies, que a

veces se presentan algo inclinadas pendiente abajo. En cualquier caso sujetan material algo más grueso, formando el borde de un escalón, que unos 20 cm. más abajo da paso a un rellano de 30 cm. hasta el escalón siguiente y así sucesivamente. Los rellanos a veces presentan inclinación lateral y convergen o divergen hacia los extremos.

En ocasiones el borde de material grueso y matorrales aparece roto, lo que permite el paso de hiladas de cantos hacia abajo, que serpentean por la vertiente, uniéndose y separándose multitud de veces.

- b) En segundo lugar, tras el modelo de coluviones empastados, sigue en importancia en la Paramera el de las interposiciones de niveles resistentes, que crean tramos de ladera con roca al descubierto. Se forman así vertientes mixtas donde alternan en diverso grado los coluviones y los escarpes rocosos. Así, si predominan las paredes rocosas, cabría hablar de **escarpes escalonados**, y si predominan los coluviones se pasa a una modalidad de vertiente de **coluviones escalonados**, dentro de los cuales una variedad a diferenciar son las que presentan un reducido escarpe somital.

Los **escarpes escalonados** son frecuentes en los frentes del Buntsandstein, en que pequeñas capas de arcillas intermedias son capaces de romper la continuidad del escarpe, compartimentándolo en diversos tramos. También se forman en determinados sectores del terciario detrítico, como en las vertientes del Talegones en Cabreriza.

La vertiente de **coluviones escalonados** se instala sobre una litología con alternancia de resistencias, pero donde predominan ahora los deleznables, de

forma que la vertiente se estructura como una vertiente de coluviones interrumpida por tramos verticalizados de la pared rocosa intermedia. Se trata de una morfología muy común en el Mioceno detrítico, que se mantiene incluso en zonas de poca pendiente, donde los escalones se espacian a modo de rellanos.

Una tercera modalidad de vertiente mixta, es la que presenta el **escarpe somital**, sobre materiales resistentes, mientras que en **la inferior se desarrolla como vertiente coluvial** (30-40 % de pendiente), que da paso hacia abajo a un glacis basal, en dos tramos de pendiente progresivamente menor. Es característico de la sucesión de materiales cretácicos.

En este modelo de resaltes interpuestos, es muy significativa la presencia de **taludes de gelifractos**, al pie del escarpe, circunstancia que se puede reproducir varias veces a lo largo de la vertiente. Estos taludes de gelifractos presentan ocasionales y típicos apuntamientos coniformes hacia arriba, más o menos continuos, que alcanzan en ocasiones 60% de pendiente (Muela de Somolinos). [12] Los hemos detectado en las laderas de la Sierra de Pela, especialmente en el Pico de Grado, en la Muela de Somolinos y en la Muela de la Virgen de la Paramera de Baides, en todos los casos sobre calizas cretácicas.

Una variedad de estos escarpes somitales son los que podemos designar como **acastillados**, peñazos puntuales, aislados por la erosión, y quebrados en planta, mojones rocosos, que cortan la mayor regularidad de la vertientes circundantes. Son característicos del Lías. Estos relieves se suelen conocer como peñas, y muchas veces es tal su relevancia que reciben denominaciones propias, así el Pejiguero, la Peña Redonda y la Peña de Enmedio en el valle del Arbujuelo, la Peña de Hernando en el Alaló, entre bastantes más.

La existencia del escarpe somital por encima de una gran vertiente de coluviones genera unas condiciones propicias al deslizamiento de bloques, que pare-

[12] Lo que supone ascender y descender con precaución.

cen ser especialmente importantes durante la última glaciación Würm, en que se combinaron condiciones rexistásicas en las vertientes con un nivel de fondo de valle ya muy rebajado. Prueba de ello son las moles de bloques de hasta 30 m., fosilizadas por coluviones, que interrumpen casi por el centro el valle del Arbujuelo en la Paramera de Medinaceli.

En el mismo valle del Arbujuelo, en la vertiente izquierda, se localiza un gran **desprendimiento de bloques en masa**, que forma un gran lengua de unos 200 m. de anchura y 400 m. de longitud, y un gran "argayo" de bloques en disposición caótica, que se extienden desde la misma culminación de la vertiente, donde se encuentran grandes bloques rotados, recorriendo casi toda la ladera. (fot. 37 y 37bis).

En el relleno neógeno de la Cuenca del Tajo, y con carácter menos espectacular, los grandes cantos y bloques de atribución pliocena, contenidos en el nivel superior, no caen, sino se van deslizando a lo largo de la vertiente, fundamentalmente arcillosa, por lo que algunos se encuentran a media ladera, otros muchos quedan atrapados en las incisiones menores y gran parte de ellos llegan al fondo de la vaguada principal. Se trata en cualquier caso de un deslizamiento individual. Este proceso parece responsable de que se hayan datado como pliocenos los depósitos cuaternarios que contienen estos grandes bloques, (Adell Argiles, F., et al. 1981, hoja geológica de Sigüenza).

-. c) Un tercer modelo de vertiente, mucho menos frecuente en la Paramera, pero de gran espectacularidad es la de las **vertientes regladas**, donde los materiales resultado de la meteorización de la roca cubren por completo la ladera, desde la culminación hasta la base. Los valores medidos oscilan entre 30% y 40%, aunque quizá puedan ser superiores en otros casos. Parecen asociados a condiciones de

uniformidad litológica en la vertiente:

- en ocasiones, como en el Terciario de La Riba de Escalote, toda la ladera del Terciario detrítico es modelada como una vertiente reglada, sólo finamente moldeada en microescalones, reflejando las pequeñas variaciones litológicas, mientras que las calizas del Páramo han quedado relegadas a coronillas de culminación (fot. 19);

- más impresionante resulta cuando esta vertiente reglada está cubierta por una capa de gelifractos que se desplazan y extienden desde la culminación a la base, como en la cara del monte "Lutero" que da a Bordecorex. Presenta entonces unos surcos efímeros, a modo de arañazos, que según testimonios, se modifican actualmente en las tormentas;

- pero en ocasiones la vertiente resulta reglada porque el sector superior resistente rectilíneo se prolonga hacia abajo por una superficie de coluviones hasta la base de la vertiente (medido 30% al Norte de Benamira). En este caso la capacidad de generar vertientes regladas del estrato superior se continúa por un perfil de agradación en la base.

Es posible hacer referencia aquí a vertientes con un tramo reglado, cubierto de masas de roca fracturada, los **pedregales**. Se localizan sobre litologías determinadas, que les imprimen un carácter particular:

- sobre las **andesitas** pérmicas de Alpedroches, en la ladera Este, se desarrolla un impresionante pedregal de **clastos** que llegan a 50 cm. de longitud y a 20-30 cm. de altura, con forma subgeométrica, en donde los planos de corte traducen de una manera extraordinaria el diaclasado. (fot. 31). Apenas existe material fino (que sí que se encuentra en la misma litología, vertiente Oeste, por lo es de suponer que ha sido evacuado). En este sentido parece decisiva la pendiente de un 50%, selecti-

va, pues implica la evacuación inmediata de los materiales finos por lavado de lluvia, a la vez que resulta insuficiente para provocar la caída o el rodamiento de los materiales gruesos.

- en las **cuarcitas** de Villaspardas, al Sur de la Depresión de Miedes, (ya en el ámbito paleozoico) se forma un gran canchal, con bloques de extraodinarias dimensiones. Sólo aflora en el extremo superior (apenas los últimos 10 m.) de una larga ladera reglada en que el canchal aparece totalmente cubierto por material fino y vegetación arbórea. Esto plantea el problema de la génesis del material fino que empasta los grandes canchos. La sucesión de procesos parece ser la siguiente:

1.- situación rexistásica, que deja la roca al descubierto, lo que permite un proceso de macrogelifracción vigoroso;

2.- empastamiento de la roca por materiales finos, como se advierte en la parte baja de la ladera;

3.- lavado de materiales finos, que deja al descubierto los grandes bloques de la parte superior.

- sobre las **calizas del Muschelkalk**, la gelifracción actúa de forma muy diferente, desgajando multitud de lajas, estrechas y finas, que se agolpan en la vertiente y se quiebran al pisar. Aquí la gelifracción actúa explotando la estructura tableada del roquedo. Se trata en definitiva de lanchares.

-d) Un cuarto modelo de vertiente, muy espectacular, pero poco frecuente en la Paramera es el de los **paredones rocosos**, en donde la evacuación de materiales meteorizados es continua, dejando la roca madre al descubierto de forma permanente.

Las paredes rocosas se localizan en contadas ubicaciones, siempre sobre roca calcárea y con un pequeño talud basal:

Un tipo de paredones tiene un control estructural marcado. Corresponde a **estratos verticalizados** del Cretácico Superior, que se adaptan a un salto de falla en vertical. Tal es el caso de Santamera (fot. 44),de Peñas Altas junto a Huérmeces o de los estratos verticalizados que desde el Sistema Ibérico dan paso a la Depresión del Tajo, o incluso del Cretácico de Berlanga y de La Pereda en la Rampa de Caracena.

Un segundo tipo obedece a la acción erosiva de un río, que sea capaz de mantener una evacuación eficaz, sobre un roquedo resistente y suficientemente masivo para formar paredones verticales, a la vez que sensible a la incisión lineal. Estas condiciones sólo las cumple en la Paramera el Lías. En este caso, la verticalidad estructural del caso anterior se ve sustituida por la masividad, las condiciones del roquedo y la existencia de un curso dinámico. Seguramente hay quien los catalogaría como grandiosas manifestaciones de la acción fluvial, pero es preferible considerarlos como **cañones litológico-fluviales**. Por eso estos paredones jurásicos tampoco son excesivamente frecuentes en la Paramera, localizándose en el cañon del Dulce, aguas arriba de Pelegrina y en el cañón del Henares en las inmediaciones de Moratilla.

En estos paredones calcáreos, el proceso dominante es lógicamente el **desprendimiento de bloques,** caída de derrubios, que es una consecuencia directa de la creciente excavación cuaternaria. Inmensos bolos o galgas salpican los inclinados paredones. Resulta especialmente significativa la existencia de enormes masas ya rotadas, pero todavía sin desprender, en Peñas Altas, aguas arriba de Huérmeces en la Paramera de Baides. Áreas de desprendimientos de bloques se encuentran también al Norte de la Sierra de Pela y en Santamera.

Los elementos de **carácter lineal** se integran también como **modeladores de las vertientes**:

- en las áreas más empinadas, la fuerte pendiente posibilita la instalación de líneas de incisión poco marcadas, que salvan de forma canalizada el desnivel de la pendiente, los **rigoles**;

- pero en ocasiones los rigoles evolucionan gradualmente hacia **barrancos**. Se puede establecer un criterio de diferenciación, comparando la pendiente transversal y la longitudinal: cuando la pendiente longitudinal es menor se hablaría de rigoles, cuando es mayor ya son barrancos. Los barrancos suelen terminar en conos de deyección de planta triangular, que interfieren y modifican la dinámica aluvial que circula por la base;

- el sistema de **acarcavamiento** también está presente en la Paramera. Sin embargo, como parece resultado de un desencadenamiento antrópico, se tratará en el capítulo siguiente, relativo a procesos actuales.

Finalmente resulta interesante detenerse en un tipo de depósito que aunque se presenta en la Paramera asociado a una morfología fluvial, implica procesos de vertiente generalizados: se trata de las **acumulaciones eólicas**. Éstas han sido ampliamente detectadas en Tierra de Pinares de la Cuenca del Duero, en puntos de la Cuenca del Tajo y en localidades como Escorihuela en el Sistema Ibérico. También se encuentran en la Paramera de Sigüenza, concretamente en la Depresión de Tiermes, al Sur de Sierra de Pela, albergadas en un pequeño valle fluvial y recortadas como terrazas (fot. 14). Presentan una tonalidad clara, blanquecina, que contrasta enormemente con las areniscas rojizas sobre las que se asienta.

Forman un gran depósito, de unos 10 m. de altura. El origen de estas formaciones se relaciona ante todo con el periglaciarismo, siguiendo la génesis planteada para el loess de Centro- Europa, pero no todas las opiniones coinciden y así se han explicado también como consecuencia de una situación simplemente árida, sin que fuese necesario un ambiente periglaciar, (Brunnacker, 1969).

4.6. LA IMPRONTA MORFOLÓGICA DE LOS PROCESOS ACTUALES.

4.6.1. El marco general en el interior de España

La situación morfodinámica actual de las áreas del interior de España está condicionada por dos circunstancias fundamentales:

- por una parte, el carácter de **período postglacial**, que en la óptica geológica cuaternaria se presenta inmediato a los paroxismos fríos würmienses de hace sólo 20.000 años. Desde un punto de vista morfodinámico, esto implica una **tendencia a la biostasia**, que parece desarrollarse ya a partir del comienzo del Finiglaciar (en los interestadiales de Bölling y Alleröd), en torno a los 11 000 a.C., lo que implica una tendencia a la mayor tranquilidad dinámica, y en ese sentido se puede afirmar: "los procesos actuales son escasos", Peña, 1983 [13] . Esta biostasia supone sobre los cursos fluviales un balance globalmente favorable a la disección.

- por otra parte, la **intervención humana**, cuya influencia, aunque reciente, ocasiona ante todo el desmantelamiento de la cobertera vegetal en amplias zonas del interior de España: "un nuevo factor interviene en la morfogénesis, la deforestación", Vita Finzi, 1969. No hace falta sino hacer referencia a la imagen tan sentida en la literatura de "los campos infinitos", "las tierras desparramadas"o "el árbol sólo. Un perfil sólo sobre las tierras largas, mudo.", M. Alonso Alcalde. [14]

La situación de la España mayoritariamente cubierta de bosque, no sólo se encuentra en la famosa cita de Estrabón, sino que es confirmada por investigaciones recientes como las de Abelló de la Torre, 1988, que sintetiza, como principales causas de la deforestación, la seguridad ante las invasiones, el predominio de la ganadería sobre la agricultura, la construcción naval y las consecuencias de la política de

[13] Peña Monne, 1983, pág. 115

[14] M. Alonso Alcalde. Hoguera viva. 1948, pág. 48 y ss.Valladolid.

Desamortización, todo ello unido a una situación climática o de sustrato que dificulta la regeneración natural.

En conjunto, estos dos factores se articulan como una recuperación biostásica, trastocada por la intervención humana.

A nivel de suelos la recuperación edáfica, lógica consecuencia de la fase biostática postwürmiense, supuso para el interior de España la evolución, a través de rendsinas y rankers, hacia las diversas variedades climácicas de los suelos pardos. Sin embargo esta tendencia apareció interrumpida en muchas áreas serranas por la deforestación antrópica y la consiguiente erosión, que se tradujo por la regresión hacia suelos más elementales y esqueléticos, la profusión de regosuelos y de afloramientos de roca sana y por la formación de horizontes truncados.

4.6.2. Los procesos actuales en la Paramera de Sigüenza.

En la Paramera de Sigüenza la dinámica actual implica un variado número de procesos. Su funcionalidad resulta evidente de muy distinta forma, ya que mientras que algunos dejan una marcada impronta en el relieve, en otros casos sólo es posible deducir la funcionalidad del proceso mediante pruebas indirectas. Desde esta perspectiva de la impronta en el relieve, se puede establecer una sencilla clasificación de procesos y formas asociadas, reconociendo cuatro grupos fundamentales: uno primero de procesos manifiestamente evidentes (megafánicos), otro donde es preciso hacer inferencias de detalles y manifestaciones secundarias (mesofánicos), un tercer grupo cuya eficacia sólo se manifiesta en detalles (microfánicos) y finalmente un último grupo, donde la eficacia sólo es posible deducirla a partir de mediciones o análisis (criptofánicos). Como es evidente el grado de impronta en el relieve no está relacionado directamente con el grado de funcionalidad del proceso.

4.6.2.1. Procesos que dejan una fuerte impronta en el relieve.

El proceso de acarcavamiento, la caída de bloques y las modificaciones de origen antrópico son sin duda los procesos que dejan una marcada impronta morfogenética en el relieve.

La **caída de derrubios** parece un proceso funcional, continuación de la cuaternaria. Esto es lo que se deduce de las numerosas caras frescas de desplazamiento reciente (por ejemplo en el Bordecorex, al Oeste de Yelo o en Alcolea de las Peñas, en los frentes estructurales de las cuestas de la Serrota de La Riba o de la Depresión de Tiermes, fot. 13), de los bloques dispuestos en posiciones muy inestables y de que bloques inmensos se encuentren insertos al pie de los escarpes entre los materiales de la vega aluvial, como ocurre en Peñas Altas, al Norte de Huérmeces.

En definitiva parece que existen sectores donde el desnivel y el condicionamiento morfoestructural hacen que la evolución natural de las vertientes sea por desprendimiento de bloques. Esta afirmación se contradice con las observaciones de otras áreas, como en la Conca de Tremp, Peña, según el cual "la evolución de las cornisas, ha quedado en la actualidad y ya en épocas históricas, totalmente frenada".

Otro aspecto de gran impronta en el relieve, muy llamativo, son los **acarcavamientos**. Como en otras áreas del interior de España, en la Paramera de Sigüenza tiene un carácter localizado sobre litologías deleznables, en el Albense (arenas) y en el Pérmico (arcillas), siendo significativo que no se hayan producido en el Keuper (margas).

Se trata de un **proceso funcional**. Estas agresivas y bellas formas de disección parecen progresar a gran velocidad y sólo un decidido empeño de repobla-

ción forestal ha podido frenar una evolución edáfica y agrícolamente peligrosa. El carácter reciente de estas cárcavas y barranqueras se deduce precisamente de su reducida extensión, unido a la rapidez con que progresan.

Por otra parte su formación parece resultado de la deforestación antrópica ya que nunca se producen sobre vertientes fitoestabilizadas. En definitiva, un proceso que se opone a la natural recuperación biostásica postglaciar.

En todo caso se trata de acarcavamientos asociados a situaciones de contraste de resistencia litológica, de materiales de naturaleza débil al abrigo de otros más resistentes, lo que se traduce por fuertes pendientes, que son las que propician el acarcavamiento. Se trata por tanto de un tipo especial de **acarcavamiento** de génesis **estructural.** En cierta medida se puede suponer que esta es la razón por la que se producen acarcavamientos en los menguados afloramientos del Albense y del Pérmico, protegidos por el Cretácico Superior Calcáreo y el Buntsandstein respectivamente, mientras que no se producen en el Keuper, donde los afloramientos más amplios originan con frecuencia condiciones de control basal, y moderada pendiente, que no favorecen la incisión.

Este control estructural explica la morfología de muchas cárcavas y barranqueras, como las que se encuentran al Oeste de Alpedroches, en que la incisión, al alcanzar el nivel del material resistente, en vez de proseguir hacia arriba se ramifica hacia los lados, adquiriendo así una típica **disposición en T**, o en el caso de que el buzamiento favorezca más un sentido que otro, adquiere una **disposición transversal dismétrica** (en gamma, Γ).

Además del propio contraste litológico de materiales, se produce un segundo tipo de diferenciación decisiva entre la propia debilidad de la roca madre y la pro-

tección formada por el **material coluvial resistente** que tapiza las vertientes: así el contraste entre el Pérmico y las cuarcitas procedentes del Buntsandstein; entre el Albense y los fragmentos de calizas del Cretácico Superior. El desmantelamiento de esta capa protectora es crucial y crea una situación muy favorable, que se traduce de forma casi inmediata en acarcavamiento.

Se desarrollan así cárcavas puntuales que seccionan la vertiente y descubren la estructuración en bandas policromas del sustrato: franjas blancas, rojas, amarillas, rosadas violetas o naranjas, ocultas en otras partes por los coluviones uniformes y grisáceos.

En cualquier caso se desarrollan morfologías características como son: **cuchillas alargadas** entre sucesivos ejes de acarcavamiento; **planos reglados que truncan las divisorias** al pie de las conducciones principales y que evolucionan por un mero discurrir por gravedad; pequeñas variaciones en la resistencia de los materiales se traducen respectivamente por prominencias rocosas o por rebajamientos en los collados.

Estas y otras morfologías quedan reflejadas en el mapa topográfico a escala 1/1000 de las cárcavas del Barranco de Valhondo, al Norte de Atienza, sobre materiales pérmicos levantado por A. Rota, E. Palacios y J.L. Peña de la E.U.I.T. Topográfica de Madrid, 1992.

Como impronta morfogenética específica de los momentos actuales destacan las manifestaciones del propio quehacer humano, en una larga relación de intensidad creciente que afecta a una región, que es por el contrario cada vez más pobre, vacía y despoblada.

En este sentido las principales manifestaciones morfogenéticas son las **canteras**. En la Paramera de Sigüenza se extraen ante todo las andesitas del Pérmico

(al Sur de Alpedroches, al Sur de La Miñosa) y las dolomías del Muschelkalk (en Fuencaliente, en la Paramera de Medinaceli y en las proximidades de Blocona). Donde el efecto extractivo resulta más destructivo es en la búsqueda de material cuarcítico sobre los derrubios aluviales y coluviales, que proceden del Buntsandstein y se han ido concentrando al evacuarse el material fino. Estos materiales han sido removidos y levantados, quedando como único testimonio, las raíces de algunos pinos colgadas medio metro sobre el nivel excavado. (fot. 34).

Las pistas forestales ocasionan trastocamientos morfológicos, como los buenos ejemplos de slumping en las proximidades de Atienza sobre pizarras paleozoicas y, en contraste, la autovía de Aragón destruye el relieve, pero nos descubre bellos cortes de terreno. Las cuarcitas, utilizadas como firme en las pistas rurales alteran la distribución de los materiales, e impiden establecer deducciones de antiguos movimientos naturales.

La canalización de los cursos trastoca completamente la dinámica natural de los ríos y arroyos, destruye el endorreísmo de las lagunas, pero en cualquier caso el efecto de mayor trascendencia de la intervención antrópica ha sido el decisivo proceso de **deforestación**, que ha transformado completamente la dinámica, favoreciendo los procesos de lavado y que ha dado un vuelco a la imagen del paisaje, dejando aflorar la roca madre en multitud de ocasiones, ensanchando los horizontes y realzando los rasgos estructurales del relieve y explicando así la connotación estéril y dura que se suele asociar al mundo devastado de la paramera

4.6.2.2. Procesos que dejan una impronta de tipo medio en el relieve.

Una serie de procesos presentan una funcionalidad que sólo se percibe con un cuidadosa observación y en el relieve su impronta puede ser calificada de tipo

medio. Destacan ante todo la gelifracción como proceso de meteorización, el lavado de materiales finos como proceso de evacuación de materiales y la última y generalizada incisión lineal sobre el lecho actual de ríos y arroyos.

De las fases frías se prolonga un **periglaciarismo,** atenuado respecto al desarrollado durante el Pleistoceno, pero de gran impronta en el relieve. Si se ha establecido el límite actual del periglaciarismo español en 1900- 2300 m., estos procesos se incluirían en un área que denominaríamos de "periglaciarismo **marginal**". Esta marginalidad se expresa además por depender en gran medida de la aptitud de la litología a la gelivación y de la ubicación topográfica en cuanto a orientación de vertiente.

La **funcionalidad actual** de la **gelifracción** en la Paramera de Sigüenza ha sido **puesta en duda** por Gladfelter, para el cual (en teoría) "es cuestionable si ocurre la gelifracción, ya que las temperaturas invernales son insuficientes para una importante expansión de los cristales de hielo" y sin embargo (en la práctica) señala cómo la acción del hielo ha producido la destrucción de una carretera en dos inviernos.

La gelifracción actual es un proceso **innegable** sobre roca sana y litología favorable (calizas ante todo). Esto se puede **comprobar**, por ejemplo en el cantil de la Muela de la Virgen, o en el Aº de la Calvilla, aguas arriba del puerto de la Ermita de San Antón, o en tantos otros sitios, [15] donde se encuentran fragmentos de roca fracturados, pero no desprendidos, algunos de los cuales se pueden arrancar con la mano y volverlos a ajustarlos perfectamente y otros totalmente desgajados, a la espera de ser evacuados por algún empuje. La diferente dificultad en separarlos indica que los fragmentos rocosos se encuentran en distintos estadios de fracturación;

[15] incluso en las vecinas cuarcitas ordovícicas, se explotan las líneas de fractura (como al Este de Riofrío del Llano)

bordes frescos de desprendimiento indican también lo reciente del proceso. En cualquier caso se trata de un proceso claramente funcional. (fot. 39).

Esta microgelifracción, se encuentra especialmente desarrollada **junto al cantil de salientes rocosos**. Los clastos están cortados según planos subverticales, que luego se prolongan por otros quebrados e irregulares hasta el borde. Esto permite suponer que el proceso fundamental consiste en la apertura de un plano vertical, que luego produce la rotura del clasto por expansión hacia el lado de la roca donde no encuentra resistencia.

Esto explica la diversidad de formas y la abundancia de cantos poco aplanados, homométricos, donde la forma resultante guarda relación, ante todo, con el espaciamiento de las diaclasas.

En ocasiones el desprendimiento de la pedrerilla genera, al pie de la roca de procedencia, una **acumulación de clastos sueltos** y móviles, que se asientan sobre análogos depósitos cuaternarios estabilizados y cubiertos parcialmente por vegetación.

En cualquier caso estas comprobaciones resuelven la posición dubitativa de Gladfelter, inclinándola favorablemente hacia la eficacia actual de la gelifracción. Así pues, parece que en la actualidad sólo existen impedimentos litológicos para la gelifracción.

Otro aspecto interesante de la morfogénesis es la **congelación de la roca embebida en agua**: así las arcillas aluviales de los lechos, plásticas y moldeables en condiciones normales, se hacen duras y resistentes incluso al martillo. Resulta entonces curioso comprobar el tránsito bastante brusco entre un sector que permanece helado y otro ya descongelado por insolación.

Un tipo de proceso con una eficacia global aún mayor en el relieve es la **eva-**

cuación de material fino, que en principio se desarrolla de forma superficial en las vertientes y luego se va canalizando poco a poco y acaba formando la carga en suspensión de los ríos.

Las manifestaciones de este proceso se traducen de forma muy diferente en sus diversas fases. Como meteorización inicial de la roca, en forma de **disgregación granular**, se advierte desigualmente según litologías. Se encuentra especialmente desarrollada sobre areniscas del Buntsandstein, calizas arenosas del Jurásico y en las arenas algo endurecidas del Albense.

La funcionalidad actual del proceso puede comprobarse por doquier: una forma sencilla es la facilidad con que se desprenden los granos de arenas de muchos sectores de roca madre, debilitados por la meteorización. Los granos de la superficie se desprenden a veces al tacto y es sólo necesaria una pequeña presión para conseguir ahondar algunos milímetros.

Los alveolos y canalizaciones labrados sobre construcciones, como los sillares de la base del castillo de Sigüenza nos dan una prueba de la eficacia del proceso a nivel histórico. Aquí presentan una alineación vertical, en el camino del flujo del agua que resbala por la superficie y encuentra en el pedestal la posición más resguardada de los rayos de sol. Comprobaciones análogas sobre granitos los señala en M. Valenzuela, 1977, referidos a construcciones de la sierra madrileña.

La eficaz contribución de la vegetación a la disgregación granular se puede comprobar al arrancar un pequeño fragmento de musgo sobre una pared desnuda. Se descubre un mínimo reducto de roca alterada, de material terroso, que, al ser levantado, deja una pequeña oquedad diferenciada del resto de la roca. El moteado de reductos con vegetación entre roca desnuda se convierte así en un ámbito de extraordinario vigor morfogenético: por una parte las núcleos de vegetación aceleran la meteorización, y por otra parte, el contexto rexistásico de la roca garantiza una

rápida evacuación, circunstancias favorables que no se encuentran reunidas cuando la roca se encuentra sólo cubierta o desnuda

En los interfluvios y **divisorias** se produce un **lavado generalizado**, incluso en las culminaciones planas de mayor amplitud y donde las pendientes son mínimas (en lo alto de Sierra Ministra, de la Sierra de Pela, de la Sierra de los Llanos, de la Paramera de Barahona, del Altiplano de Villaseca, etc...) lo que se traduce por la aparición de multitud de cantos en superficie o, llegado el caso, pavimentos de roca madre. Se trata de una situación de degradación, que sigue a una situación biostásica con mayor cantidad de material fino, como lo demuestra el brusco contraste de áreas con y sin arbolado.

En las **vertientes** este arrastre superficial de materiales finos **se acentúa** aún más en superficie, lo que explica la frecuencia con la que se encuentran cantos y materiales gruesos en la ladera.

Así durante una tormenta (observada en Pálmaces) se puede comprobar la actuación impetuosa de la arroyada laminar que barre por completo la superficie, remueve y renueva los sedimentos y altera la localización de los depósitos en los diversos tramos de las vertientes y arroyos, de una forma muy compleja.

Normalmente esta lavado, al producirse de forma superficial, **no deja testimonios** y hay que acudir a **pruebas indirectas**, como briznas de vegetación sobresaliendo sobre la superficie general, que han conservado localmente lo que en otros sectores ha sido barrido por la erosión (fot. 35).

La aceleración de este proceso parece muy importante en tiempos recientes, como parecen indicar testimonios de una valla construida transversalmente a una vaguada, (Altiplano de Villaseca) que ha actuado como represamiento natural, acumulando gran cantidad de materiales finos tras ella (fot. 42).

Pero en algunos casos el arrastre de los materiales finos se concreta en pequeñas vaguadas, alargadas y con frecuentes interrupciones de materiales finos arenoso- limosos que podrían llamarse "**fineras**" y que parecen tener un carácter transitorio, donde los materiales son parcialmente removidos en los períodos de agua.

Sin embargo la consecuencia más notable de este proceso de lavado de materiales finos es la **reptación en las laderas**. Faltos de vegetación y con las elevadas pendientes que caracterizan la Paramera, el lavado de material fino cementante provoca que los bloques y gelifractos de las brechas de vertiente, generados ampliamente en el Cuaternario, se desplacen y rueden ladera abajo, contenidos de trecho en trecho por rodales de vegetación, que arremolinan por encima concentraciones de pedrerilla apenas contenidas, prueba adicional de un proceso **totalmente funcional**. Basta un recorrido a pie, para darse cuenta de la gran cantidad de bloques, cantos, gravas y gravillas que caen y se deslizan por la vertiente, de forma que cada paso constituye un desplazamiento de material. Transitar es movilizar. Es éste un mecanismo eficaz, pero insuficientemente resaltado en el funcionamiento de la dinámica rexistásica.

El mayor o menor lavado del material fino permite establecer una tipología de tres situaciones básicas de vertiente, que se irán considerando sucesivamente:

- Cuando la intensidad del lavado de material fino es grande, se genera lo que podríamos llamar **pavimentos rocosos**, o enlosados de piedras, donde los fragmentos rocosos, muy abundantes, llegan a cubrir la superficie inferior, sin dejar aparecer la masa de meteorización, que se limita al fondo de las incisiones. Los cantos se tambalean o se quiebran al pisar y presentan formas cortantes y bases aplanadas. Es la situación extrema característica de las fases de rexistasia.

- Sin embargo si aún predominan los materiales finos meteorizados, tapizan la superficie y cubren los fragmentos rocosos, que sólo se perciben ocasionalmente o en algún corte, formando lo que podríamos llamar **superficies enmascaradas**. De esta forma los efectos de la gelifracción, herencia de una fase más fría, quedan ocultos por una meteorización posterior. Una cómoda prueba de evaluación de la profundidad de la meteorización está en las grietas de desecación, que alcanzan 20 cm.

- Podemos reconocer sin embargo un tercer tipo, intermedio entre los anteriores de gelifractos y material fino, que presenta gran extensión superficial. Corresponde a los casos en las que los cantos, desde menos de 1 cm. hasta 2 dm., forman un moteado irregular sobre la superficie general del sustrato meteorizado, situación que podemos designar como **superficies moteadas.** La franja de meteorización suele ser poco potente: en numerosas ocasiones la roca sana se encuentra a sólo 2 a 3 cm. por debajo de la superficie. Aunque interrumpida por los escollos pétreos, parece mantener una planitud constante e interrelacionada, reflejando una evolución global de conjunto. Resulta significativo que, en casos como en La Tabla, las superficies enmascaradas se localicen en zonas de arbolado (encinar), sobre la misma litología y similar topografía a la que presentan superficies moteadas, estando desarboladas. Esto permite concebir estas superficies moteadas como morfologías degradadas, resultado de la rexistasia antrópica y el consiguiente lavado de material fino.

Los materiales finos, arrastrados por el lavado, se estancan temporalmente en las **vegas aluviales**, situándose a un nivel próximo al del río actual. En la Paramera de Sigüenza se le ha dado a estas morfologías el nombre de terraza-cam-

piña (Gladfelter, 1971).

En cualquier caso la ambivalencia de la dinámica actual implica que se produzcan tanto procesos de agradación como de incisión fluvial. Las formas de agradación, denominadas de relleno reciente, han sido fechadas de una forma general en el ámbito mediterráneo como históricas, del 0- 400 d.C. a 1600-1900 y atribuidas a la deforestación antrópica, (Vita Finzi, 1969).

Pero, además, se han reconocido en otros casos orígenes naturales, como el nivel de agradación algo más alto (unos 7 m.) de la Depresión del Ebro, datado del año 1000 a.C., (Peña, 1983), que se ha relacionado con la situación rexistásica que resulta de un pequeño enfriamiento en el paso del Subboreal al Subatlántico, corroborado, por otra parte, en el avance de los glaciares. El origen de este nivel aluvial sería pues natural y se explicaría, al igual que el resto de los depósitos cuaternarios, como producto de la rexistasia fría.

Pero en la Paramera de Sigüenza la vega aluvial debe ser interpretada como una morfología que se va labrando a lo largo del tiempo, como una estado transitorio de los materiales en su discurrir desde las vertientes hasta su evacuación por los ríos. En este sentido, las dataciones de C 14 que proporciona Gladfelter permiten deducir que no hay unas fases determinadas de agradación, sino que aparecen numerosos episodios que enlazan desde el último paroxismo glaciar hasta la actualidad.

Por otra parte el proceso actual de **incisión fluvial** parece manifestarse de una forma extendida en la mencionada vega aluvial de muchos ríos y arroyos, en la que se advierte una excavación de medio metro aproximadamente. Sin embargo este proceso sólo es observable de forma natural en cursos excepcionales, (Aº de La Obceca, curso alto del Bordecorex) ya que la mayoría de los ríos de la Paramera, incluso los más pequeños arroyos, se encuentra modificada por la excavación huma-

na, que suele profundizar un par de metros. La necesidad de excavación es, por otra parte, una muestra de que durante las crecidas la vega aluvial se convierte en el lecho natural del río.

Cabría apuntar como posible explicación de esta incisión una recuperación natural de la vegetación en relación con la gran crisis del pastoreo de montaña, que en otras regiones se ve favorecida además por un incremento de las derivaciones y de los embalsamientos, que retienen la carga de los ríos.

Lo cierto es que la última oleada incisiva no ha alcanzado la cabecera de todos los ríos, y comienza de forma relativamente brusca, de manera que aguas arriba el curso circula al mismo nivel que su vega aluvial. Este fenómeno se puede observar de forma patentes en algunos cursos, como el de Valdillón, aguas abajo de Villacádima o el Aº de las Dehesas, aguas abajo de Campisábalos (fot. 6).

4.6.2.3. Procesos que producen una impronta de detalle.

Un tercer grupo de procesos presenta manifestaciones evidentes, pero producidas a nivel de detalle, por lo cual conviene considerarlos en un grupo aparte, (microfánicos). Se trata de los procesos de solifluxión y de sufusión.

La **sufusión** se manifiesta localmente sobre el Mioceno detrítico del Sureste de la Paramera de Baides. Allí las vaguadas adquieren un extraño perfil longitudinal: por tres o cuatro veces, el curso, incidido apenas un par de decímetros, da paso aguas arriba a una pequeña hondonada redondeada, en forma de herradura, bordeada por un escalón (fot. 50).

Este perfil parece corresponder al resultado de la sufusión, análogo a las manifestaciones registradas en otras áreas, como la Depresión del Ebro. Seguramente la intercalación de niveles arcillosos impermeables contribuye a crear una superficie interna de deslizamiento de los materiales.

Otro proceso se resuelve sólo a nivel de microformas es la **solifluxión**, cuya impronta puede observarse en algunas vertientes margosas, areniscosas o de calizas meteorizadas. La funcionalidad actual del proceso queda patente al modificar la cobertera herbácea y además porque algunos depósitos implicados contienen restos de tejas (NE del castillo de Sigüenza).

Las morfologías resultantes consisten en pequeñas hondonadas de arranque, con pendiente más acusada aguas arriba (20- 40%) y contrapendiente más tendida aguas abajo (3- 10 %). Esta contrapendiente indica que no se trata de un caso de simple gravedad o arrastre y que es necesario un empapamiento en agua que disminuya la cohesión de la roca y permita un desplazamiento ladera abajo.

En ocasiones la solifluxión se estructura en una serie de pequeños movimientos de masas, donde son frecuentes las interrupciones y los desdoblamientos laterales. En otros sectores se produce un festoneado de césped, que coincide con pequeños abombamientos de la vertiente.

El empapamiento de la vertiente parece resultado de una situación meteorológica de lluvias persistentes, que se suceden durante varios días. Es éste un elemento del clima mediterráneo- continental del interior de España de gran trascendencia morfológica: el paso de frentes ciclónicos prolongados, (especialmente las perturbaciones del SW, asociadas a inflexiones acentuadas del Jet Stream en altura), que provocan lluvias continuas durante 3 a 7 días, suficientes para empapar el suelo, pero que, salvo los máximos de Noviembre, no se reflejan en las precipitaciones medias mensuales.

Así en un intervalo de 30 años, los datos pluviométricos de la estación de Sigüenza señalan cuatro períodos de lluvia especialmente copiosa que corresponden a: (precipitaciones acumuladas)

- 132 mm. (5 días de Noviembre)
- 104 mm. (4 días de Noviembre)
- 101 mm. (10 días de Marzo)
- 91 mm. (3 días de Noviembre)

Con una menor intensidad se han localizado los períodos con más de 40 mm de precipitación, integrados por días con más de 10 mm., consecutivos o unidos por otros de al menos 3 mm. En los 30 años mencionados se produjeron 23 de estos períodos. Sólo mostraron estacionalidad los valores mayores, pues en conjunto correspondieron a 10 meses diferentes.

4.6.2.4. Procesos funcionales que apenas dejan impronta en el relieve.

Consideramos, finalmente, los procesos que, aunque eficaces, dejan poca huella sobre el relieve ("criptofánicos"). Destacan en este sentido los procesos de disolución de sales en las margas yesíferas del Keuper y la disolución de las calizas, donde las pequeñas evidencias que dejan, sólo son una mínima proporción de un proceso actualmente funcional.

La **disolución de los yesos** deja escasa impronta sobre el relieve al producirse de forma homométrica en los materiales del Keuper. Sin embargo, los análisis de aguas en ríos y manantiales que proceden de estos terrenos, y en menor medida de los conglomerados miocenos, atestiguan coeficientes de disolución 5 a 10 veces superiores a los normales (en torno a 0,1 g/l), Castells y de la Concha, 1959.

La trascendencia de este proceso se pone de manifiesto indirectamente en las salinas que salpican la Paramera, ante todo las de Imón, pero también las de Olmeda, Riendas, Santamera, Valdealmendras, Alcuneza y Medinaceli.

El contenido en sales determina a la vez la toponimia de los cursos fluviales: el Salado, cuyas aguas tienen efectivamente un sabor salobre (probadas, por ejemplo, en Huérmeces) y por oposición el Dulce, que por el contrario tiene un sabor calcáreo, por su mayor contenido en bicarbonato cálcico disuelto; también esta idea parece estar en el origen del nombre del Salón (Xalón y Jalón) según C. Sáenz García y M. Arenillas. [16]

Lo significativo de este proceso es la falta de trascendencia morfológica, pues en ningún lugar se advierten microformas de disolución, ni siquiera con el carácter efímero de los karst yesíferos.

En la **disolución kárstica** la impronta resultante refleja sólo en una porción

[16] Arenillas Parra,M.A.; Sáenz Ridruejo, C. 1987. Los ríos. E. Alianza., p.287.

muy pequeña la eficacia del proceso.

Para la constatación de la disolución basta con acudir a los datos de bicarbonato cálcico disuelto en los ríos y manantiales de la Paramera. Si, como parece establecido a nivel mundial, e incluso en España (J.López Martínez, 1984), la disolución de la caliza se relaciona fundamentalmente con la precipitación, el área cuenta con la limitación de las lluvias escasas, que no alcanzan los 500 mm. anuales, registrando valores inferiores a los 300 mm. en la Llanura de Barahona (según Capel Molina, 1981).

Las manifestaciones del proceso resultan poco visibles, aunque es muy significativo que muchas morfologías de disolución se encuentren sobre las caras vueltas de los cantos rodados, lo que se reconoce de inmediato por la coloración más rojiza y meteorizada y la forma más aplanada de la antigua base. En efecto, las caras inferiores de los cantos van adquiriendo formas aplanadas o ligeramente deprimidas por el centro y cuando, por la circunstancia que sea, se dan la vuelta, el canto se encuentra con una circulación cerrada, al menos en parte, que, al no permitir la rápida evacuación del agua, parece estar en el origen de la forma de disolución.

Pero además existen manifestaciones de detalle que muestran una eficacia notable de la disolución, como puede ser el bajorrelieve de 1 mm. de profundidad de una huella de jabalí (encontrado al caminar sobre el interfluvio Sayona-Arbujuelo).

De todos modos, estas microformas no reflejan más que parcialmente la eficacia del proceso. El motivo debe estar en que la disolución se realiza ante todo en flujos subterráneos, herencia en gran parte de la situación endorreica pliopleistocena y, por otra parte, se produce por debajo de la capa de alteración o de forma superficial y no canalizada, con lo que no deja impronta.

En conclusión, a pesar de las reducidas manifestaciones superficiales gene-

radas, el proceso de disolución calcárea parece actualmente importante en la Paramera de Sigüenza.

De la **precipitación calcárea** existen comprobaciones en el propio área, como las del río Dulce, donde S. Ordóñez y M.A. García del Cura, 1977, señalan precipitaciones calcáreas sobre acequias que consideran debidas fundamentalmente a la acción de determinadas bacterias. Pero en la Paramera son aplicables cientos de referencias de otros macizos calcáreos españoles, pues las condiciones climáticas e hidrogeológicas son análogas: travertinos formados a partir de fuentes abiertas en fechas conocidas, obstrucciones de conducciones y de tuberías, plásticos y utensilios humanos englobados en la masa calcárea precipitada. El hecho de la precipitación calcárea queda fuera de duda.

4.6.2.5. Conclusión general sobre la funcionalidad de los procesos actuales.

El lavado de materiales finos, la gelifracción, la caída de bloques, los acarcavamientos, la sufusión y toda la serie de procesos considerados determinan en definitiva una **activa dinámica**, especialmente **de vertiente**. Sobre las laderas se aprecian señales de actividad completamente generalizada, a pesar de que apenas dejen testimonios, por el carácter superficial con que se producen.

Sin embargo la impresión general que se obtiene de las referencias bibliográficas es la de una serie de vertientes casi estabilizacas: "los procesos de vertiente han perdido la importancia que tuvieron y se limitan a mecanismos menores de erosión y transporte", (Peña, 1983). [17]

En definitiva, la revisión de la funcionalidad de los procesos actuantes en la actualidad destruye cualquier sensación de morfogénesis paralizada que pudiera su-

[17] Peña Monne, 1983, p. 115

ponerse, incluso en una zona con tan poco relieve relativo como la de las parameras, aunque su impronta sobre el relieve no sea siempre notoria.

5. CONCLUSIÓN

5.1. PLANTEAMIENTO PREVIO.

Si en principio se han señalado una serie de unidades morfotectónicas, si luego se han considerado ámbitos morfolitológicos y además varias sectores morfodinámicos, todos ellos independientes, resulta tarea difícil definir además unidades sintéticas de relieve.

Se podría jerarquizar, con los necesarios acoplamientos, estas diferentes unidades según alguna prioridad establecida. Y así, en numerosas ocasiones se ha primado el marco morfoestructural, cuando no son las propias unidades tectónicas las que fundamentan las geomorfológicas.

Un acercamiento aún mejor a la referencia sintética del relieve consistiría en plantear como criterio fundamental la morfogénesis del relieve. Se trataría entonces de determinar porciones de terreno con un grado afín de explicación del relieve. Es esta una aproximación explicativa, de indudable valor en sí.

Sin embargo hemos optado por una tercera solución, completa y sencilla, al percatarnos de que es en la propia organización, particular y concreta de la morfografía donde se resuelve la superposición de los factores y además exactamente en la medida en que es preciso haberlos calibrado. Las unidades quedan así definidas por su morfografía, que constituye la síntesis de resultados de todos los factores que han intervenido en su configuración. De ello concluiremos que las **unidades morfográficas** deben ser finalmente **las unidades geomorfológicas**.

Y, si algunas veces nos resistimos a asociar contextos tectónicos diferentes en una misma unidad de relieve, es porque pensamos según una forma tectónica y no morfológica. Pensamos de una forma factorial y no sintética. Para un análisis de

factores morfogenéticos específicos ya contamos con las distintas unidades distinguidas anteriormente.

La morfografía actual es en cualquier caso la conclusión, el resultado final hasta la fecha de la actuación conjunta y recíproca de los diversos factores. Así un relieve será en mayor o menor medida morfotectónico, morfolitológico o morfodinámico según el resultado de plantear cada una de estas consideraciones morfogenéticas específicas se acople mejor o peor a la articulación morfográfico- geomorfológica.

Desde esta perspectiva el análisis morfográfico determina cuáles son las unidades de relieve: **el estudio sintético del relieve indica la razón de ser de estas unidades determinadas**. De esta forma las unidades morfográficas se convierten en unidades geomorfológicas.

El objetivo de este capítulo, es, pues, la explicación conjunta del relieve, integrando y jerarquizando la impronta de los diversos factores estudiados, en cada una de las unidades definidas y descritas al comienzo.

5.2. LAS GRANDES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA Y SU ARTICULACIÓN ESPACIAL.

Las unidades geomorfológicas distinguidas en la Paramera de Sigüenza, coinciden, según lo expuesto, con las morfográficas.

La consideración geomorfológica de estas unidades permite, no obstante, plantear una primera articulación basada en los factores morfogenéticos fundamentales, entresacados de un condicionamiento mucho más complejo y preciso, según se podrá comprobar en un análisis pormenorizado.

Así es posible diferenciar inicialmente entre los **relieves deprimidos**, que corresponden a litologías deleznables, mayoritariamente margas y arcillas y las **áreas elevadas**, que se asocian a litologías resistentes, calizas y dolomías ante todo. El **factor morfolitológico** es por lo tanto decisivo en esta primera consideración.

Lo significativo de la Paramera es que esta diferenciación se puede asociar a otra **dualidad de origen morfodinámico**, ya que las porciones elevadas corresponden a herencias poco alteradas de una morfogénesis finimiocena, mientras que los relieves deprimidos han sido labor fundamental de una dinámica posterior esencialmente cuaternaria y fluvial, que se ha traducido en general por una **acentuación del carácter estructural** del relieve, guiado por el férreo condicionamiento de la litología.

Las excepciones más importantes a esta correspondencia entre morfografía y litología son los cañones y las hoces, que pueden ser concebidos como disconformidades morfolitológicas, esto es, como situaciones donde los cursos fluviales se instalan en roquedos que no son favorables a la incisión, lo cual se manifiesta en la resistencia de las vertientes y paredones que enmarcan la vaguada incidida. Pero aún en estos casos subyace cierta influencia estructural, funclamentalmente como paleocon-

dicionamiento morfogenético, en esquemas de autosobreimposición.

En la planitud de las elevaciones serranas es posible descubrir cierta ordenación de pendientes relacionada con los condicionamientos morfogenéticos de la dinámica finimiocena.

Aparecen así los **relieves tabulares** relativamente sencillos de las antiguas cuencas sedimentarias miocenas que forman las sierras de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata, (donde habría que pensar en un factor clave de tipo morfoestructural); pero son más significativas aún las **rampas heredadas** de los antiguos relieves finimiocenos, que hoy aparecen mayoritariamente colgadas (factor morfodinámico). El esquema puro de rampa colgada se desarrolla en el Macizo de Pela, mientras que la Rampa de Caracena y las Parameras de Barahona, Medinaceli y Baides, con una amplia extensión de rampa a la que aparecen soldados relieves tabulares, presentan una configuración de relieve mixto rampa- tabular.

Los **relieves prominentes**, cabecera de las rampas, apenas destacan en la Paramera de Sigüenza y ello debido a un motivo diferente en el sector occidental y oriental: al Oeste conforman morfologías claramente elevadas, como son los de la Sierra de Alto Rey y la Sierra de La Bodera, que precisamente debido a este carácter especial no se pueden incluir en la Paramera de Sigüenza, constituyendo relieves externos, aunque relacionados morfogenéticamente. En el sector oriental, por el contrario, los relieves son menos prominentes y pasan desapercibidos en una primera aproximación, ante todo en la Paramera de Barahona y algo menos en Sierra Ministra.

Por otra parte las tres grandes depresiones de esta Paramera de Sigüenza presentan en común la **falta de unidad hidrográfica**: la Depresión de Tiermes se encuentra compartimentada en cuatro grandes cuencas fluviales: la del río Pedro, la

del Caracena, la del Tielmes y la del Talegones. La Depresión de Miedes se encuentra repartida entre el Sorbe, el Bornova y el Cañamares y el Cinturón de Atienza-Sigüenza lo drenan los sucesivos afluentes del Salado, Henares y Dulce.

Pero esta diferenciación constituye un fenómeno subordinado a la unidad de las depresiones como hecho morfográfico (y también morfoestructural). En la discusión precientífica de si los ríos circulaban por los valles o los valles se formaban en torno a los ríos, (calificada, quizá, injustamente por Horacio Capel como bizantina), la preponderancia del condicionamiento estructural frente al fluvial permite concluir que en la Paramera de Sigüenza la mayoría de los valles están condicionados por la relativa facilidad litológica que se ofrece a la disección fluvial, versión actualizada de que son los ríos los que circulan por los valles. Sin embargo, aunque es la solución mayoritaria, no es la única y existen casos contrarios, como las hoces y los cañones mencionados.

La diferencia fundamental entre las distintas depresiones radica en el condicionamiento de la tectónica: el esquema de macrobloques occidental da lugar a unas depresiones alargadas y continuas, como son la de Tiermes y la de Miedes; el esquema de bloques más complejo del sector central hace que el Cinturón de Atienza-Sigüenza sea más quebrado y anguloso. A su vez, entre las depresiones de Tiermes y de Miedes existen diferencias menores, pero quizá la más llamativa sea el drenaje longitudinal de los extremos de la depresión de Tiermes, circunstancia que no se encuentra en la de Miedes, donde todos los cursos presentan exorreismo transverso.

De esta forma se puede estructurar la Paramera de Sigüenza en tres grandes conjuntos morfogenéticos: los retazos colgados de las rampas de enlace, las depresiones de erosión diferencial y los relieves tabulares.

5.2.1. Retazos colgados de las rampas de enlace.

5.2.1.1. La Rampa de Caracena.

El asunto primordial que requiere explicación es su carácter de rampa. La génesis de esta superficie resulta a la vez más compleja e ilustrativa que en otros sectores, porque se ve afectada por la presencia de una cobertera neógena.

La morfología actual corresponde a una **rampa colgada** por sus dos extremos: queda colgada por la base, donde adquiere un modelado de hombrera hemitabular, como por la culminación, donde falta la conexión con los supuestos relieves de cabecera de rampa, por la interposición de la depresión de Tiermes, que suponemos labrada con posterioridad. Sin embargo la adecuación morfográfica de cotas y pendientes y la presencia de materiales de naturaleza cuarcítica en posiciones culminantes de la rampa sólo pueden explicarse por la ausencia primitiva de las depresiones intermedias.

Esta rampa colgada presenta además dos sectores morfogenéticamente distintos que cabría limitar según una línea dispuesta perpendicularmente al descenso de la rampa, que discurre aproximadamente al Sur de Madruédano en el valle del Aº de Fuente Arenaza, en el santuario de la Virgen en el valle del río Caracena, y en Hoz de Abajo junto al río Tielmes.

Por debajo de esta línea se extiende una rampa **modelada predominantemente en la cobertera miocena** que cubrió el sustrato. Los grandes paleorrelieves internos visibles de cerca de 200 m., (al Sur de Madruédano, en La Perera, en Hoz de Abajo, etc... o mucho más abajo y al Norte, en Berlanga), atestiguan, como en otros sectores de borde de cuenca, que la sedimentación miocena consistió en un proceso rápido de **anegación sedimentaria** que, como en otras partes análogas de la Paramera, no dejó tiempo para un aplanamiento completo del sustrato.

Por encima de la mencionada línea se extiende un sector superior, de distinto origen, ya que corresponde ante todo una **rampa parcialmente exhumada** que fue también fosilizada por la cobertera miocena, aunque aquí el relleno alcanzó mucha menor potencia, con un cubrimiento de tipo "epandage". En este sector de rampa por encima del nivel de anegación generalizado, sí que hubo tiempo suficiente para que el sustrato se adaptase, aunque no totalmente, al aplanamiento, por lo que quedó modelado ya como rampa de erosión. A pesar de ello, los materiales miocenos acabaron cubriéndola en alguna medida, perpetuando así la morfología de rampa.

Requiere por su parte explicación el que la rampa se encuentre algo por encima del nivel aparente de colmatación de las cuencas miocenas, que se produce en torno a 1100 m. (en la Muela de Fresno de Caracena al Norte o junto a Rello al Este) unido a que además se pueda comprobar cartográfica y visualmente, cómo los niveles de calizas disminuyen su potencia hacia el Sur, acuñándose ostensiblemente.

Estos hechos apuntan a que existía ya un paleorrelieve premioceno que explicaría el acuñamiento de las calizas y a que los materiales miocenos del sector superior de la rampa, (progresivamente reducido en extensión según avanzaba el anegamiento sedimentario), podrían haberse situado originalmente a una cota sensiblemente superior a la del nivel de colmatación, como corresponde a la esencia de la rampa de epandage.

Esto no excluye, pero tampoco implica necesariamente, levantamientos postmiocenos, difíciles de determinar.

Las profundas **gargantas** de los ríos Caracena, Tielmes y Aº de Fuente Arenaza, que hienden por completo la superficie de la rampa desde su misma cabecera, constituyen un segundo elemento significativo de interpretación.

El caso del Aº de Fuente Arenaza, que nace en la misma culminación de la rampa, puede resultar significativo, por cuanto indica condiciones de génesis simplemente por erosión regresiva de cabecera. Sin embargo en los otros dos cursos, del Caracena y del Tielmes, que nacen en la Depresión de Tiermes, situada al Sur, se presenta el dilema de su génesis.

La presencia de cavidades en la base de las calizas de la vertiente Sur de la rampa encarada a la Depresión de Tiermes, labradas además sobre estratos de buzamiento Norte, permite formular la suposición de que a partir de la rampa pliocena, las depresiones se iniciaron como cuencas endorreicas con drenaje subterráneo, probablemente de foco múltiple, y que fueron los excedentes de agua en las depresiones durante períodos más lluviosos los que guiaron el avenamiento, que se canalizó de forma dispar: en el sector occidental de forma ortoclinal relativamente sencilla por las cuestas de Liceras, (Aº de Pozo Moreno); en el sector central, con dispositivo cataclinal, atravesando el umbral de la barrera calcárea culminante de la Rampa de Caracena, que inicialmente debió estar poco levantada, y en el sector oriental, donde el levantamiento resulta mayor, disponiéndose de nuevo en sentido ortoclinal, lo que supuso atravesar aguas abajo las calizas del Lías, con una dispositivo fluvial de río divagante. (y aparencia de curso sinuoso de rampa) que progresivamente fue incidiendo (caso del Talegones).

En cualquier caso la incisión de las gargantas del Tielmes y del Caracena se vio favorecida por la profundización hasta el nivel deleznable del Albense, lo que supuso potenciar al río con facilidades para la erosión diferencial. Una manifestación de este fenómeno es la provisión de arena albense que otorga el nombre al Arroyo de Fuente Arenaza.

Los **oteros del sector SE** de la rampa (el Cerro de San Cristóbal, el Castillo de Mondregón de Madruédano, el Otero de Sauquillo, el Otero de Modamio, así como El Ramo de Abanco) son interpretados como **relieves monoclinales** dispuestos hacia el Norte y hacia el Sur de un abombamiento transversal que sigue aproximadamente el eje Madruédano- Modamio- Sauquillo

Barras transversales atravesadas por los ríos por portillos, como la de La Perera; ejes orográficos transversales como El Gallo, y depresiones también transversales resultan fundamentalmente de la **erosión diferencial** de los relieves cretácicos (exhumados), donde cobra especial importancia morfogenética la diferencia entre el deleznable Albense de base y las resistentes calizas del Cretácico superior.

Finalmente el frente de la rampa Norte, así como los cerros y muelas, como el de Recuerda, que salpican la llanura Norte son interpretados como resultado de la erosión diferencial de morfoestructuras **tabulares**.

5.2.1.2. El Macizo de Pela.

El carácter serrano de Pela tiene un indudable **fundamento morfolitológico**. Constituye un ejemplo más de la fundamental oposición litológica de calizas/ dolomías frente a margas/ arcillas, que es el rasgo básico de gran cantidad de relieves de la mitad Este de España (importancia que quizá no haya sido reconocida de forma suficiente), de la misma forma que al Oeste peninsular es la alternancia de cuarcitas y pizarras paleozoicas la que constituye la gran clave de explicación del relieve.

Así valdrían, por ejemplo, los términos de Barrére, 1951, al referirse a las sierras oscenses: "los vigorosos contrastes de dureza entre las calizas cretácicas, compactas, duras y permeables y los materiales débiles y friables del Triásico, han permitido a la erosión diferencial poner en evidencia formas de relieve, directamente heredadas de las estructuras."

Esta altitud relativa del Macizo de Pela no se explica como consecuencia directa de la tectónica. No se trata de un horst, sino, al contrario, de un sinclinal con un flanco Norte muy verticalizado.

El **carácter alineado** deriva también de la **estructura**. Lo de menos es que se trate de sinclinales o anticlinales. Esto depende en cualquier caso de la altura del nivel general de denudación respecto a los estratos resistentes. Así, al Oeste de la falla de Somolinos el Macizo de Pela corresponde claramente un sinclinal, formando un relieve invertido, mientras que hacia el Este se forma un anticlinal que finaliza en un flanco levantado hacia el Norte con lo que se dibuja así un relieve parcialmente conforme.

La **disposición masiva** es otra de las características del Macizo de Pela, ya que solo se encuentra incidida en el hondón de Somolinos. Tal masividad se explica por la permeabilidad de las **calizas**, que dificultan la circulación superficial, pero ade-

más porque la red de drenaje superficial mantiene una organización longitudinal centrípeta, con lo que las zonas exteriores, a pesar de la fragilidad que supone tener un basamento débil, no se presentan incididas.

También influye en la masividad la localización del Macizo de Pela en la **divisoria entre el Tajo y el Duero**, lo que supone una menor capacidad erosiva de los ríos, ya que el menor caudal de las cabeceras no se ve compensado por una acentuación de las pendientes, como ocurre sin embargo en otros relieves serranos como Alto Rey o la Sierra de Ayllón.

La **planitud de cumbres** tiene una explicación a la vez de herencia morfodinámica y de comportamiento morfolitológico.

En el Macizo de Pela nos encontramos en una situación privilegiada al conservarse lo que serían posiciones muy cercanas a la última capa cretácica de la que se tiene referencia en el registro sedimentario. A partir de una estratigrafía inicialmente plana, a través de supuestas morfologías de carácter aplanado, la planitud de la superficie miocena **se ha heredado** en sus rasgos básicos hasta la actualidad. Este aplanamiento no implica horizontalidad: por el contrario, el conjunto de Pela responde en la reconstrucción de la dinámica finimiocena a un sector de rampa.

Tal planitud pude considerarse también como una **forma de evolución de las calizas**. La dinámica de vertientes en las rocas calcáreas produce el progresivo rebajamiento de la roca en plano fundamentalmente por infiltración subterránea, requiriéndose umbrales elevados para que se produzca la concentración de las aguas. Entonces se generan gargantas y cañones vertiginosos. Como tal forma de evolución no es sostenible la interpretación de las superficies planas como restos de penillanura.

En cualquier caso, y unido al carácter serrano anteriormente comentado, el

Macizo de Pela correspondería a un retazo de rampa colgada.

La **doble alineación marginal** tiene también una explicación tectónica, traduciendo directamente la estructura sinclinal disimétrica, con un flanco verticalizado al Norte y más tendido al Sur. Al Este, sobre Jurásico, el doble murallón refleja, por el contrario el contraste entre el flanco verticalizado al Norte, similar a la anterior y una formación anticlinal paralela al Sur.

Planteamos las explicaciones morfogenéticas de los principales relieves del Macizo de Pela, prescindiendo de las características comunes ya enunciadas.

a). La Sierra de Pela

El **murallón Norte** de la Sierra de Pela constituye la traducción directa del brusco **contraste litológico** que se crea como resultado del movimiento de la falla de Somolinos, acrecentada por el hecho de que los estratos del labio Sur mantienen una posición verticalizada.

El espolón prominente de **Pico Bordega** constituye también un caso excepcional, al ser el único **resto del bloque elevado** al Norte de la falla de Somolinos que se integra en el conjunto de Pela. Por eso no es de extrañar que constituya la máxima elevación, a pesar de estar aislado en una posición muy propicia a la denudación. Es el único reducto de cobertera jurásica del labio Norte inmediata a la falla que ha podido conservarse, afortunadamente.

b). La Sierra de Los Llanos.

La **planitud de cumbres** aparece acentuada respecto a las consideraciones generales ya efectuadas por el **escaso buzamiento** de las series cretácicas en el flanco Sur tendido del sinclinal que forma el Macizo de Pela.

La depresión longitudinal media es resultado, en definitiva, de la conformación sinclinal del conjunto de Pela, que implica necesariamente la concentración de las aguas en posición central. Esta posición ha trasladado su eje al Sur, a la Sierra de Los Llanos, facilitada por la sobreimposición en la antigua cobertera terciaria. En cualquier caso la traslación al Sur se ve favorecida, porque es en esta dirección por donde se produce la evacuación definitiva hacia la Depresión de Miedes y la ulterior salida por el Sorbe.

La orientación de los afluentes de este eje longitudinal tampoco es aleatoria. Al Sur, los pequeños valles oblicuos, de dirección NW, siguen una dirección tectónica secundaria que se reconoce también en el buzamiento de los estratos. Al Norte corren hacia el Sur, según la pendiente general del Altiplano de Campisábalos.

c). El Altiplano de Campisábalos.

La **planitud** del altiplano deriva en el fondo de un hecho estructural: se trata de una **cuenca sedimentaria terciaria**, sin apenas basculamiento. Aunque la correspondencia no es total, pues parte de los sedimentos terciarios se encuentran en la culminación serrana de Pela y no en el altiplano relativamente deprimido.

Pero además es preciso considerar la importancia morfogenética de la debilidad de los materiales margosos eocenos de la base del Terciario, en contraposición a las calizas cretácicas circundantes más resistentes. Cualquier rebajamiento sobre estas calizas se traduce por una respuesta rápida en las margas, lo que desemboca en la formación de una topografía plana. Sólo la reducida potencia de las margas bajo la potente serie conglomerática miocena, explica el que la planicie se reduzca a una estrecha banda.

El estar rodeado por murallones calcáreos resistentes es lo que explica, a su vez, la posibilidad de que la llanura haya podido conservarse en posiciones tan eleva-

das, con lo que la planicie pasa a ser altiplano.

El carácter intramontañoso obedece en definitiva a que la cuenca terciaria ocupa el **eje deprimido del sinclinal- graben** del conjunto de Pela. Los relieves entre los que se encuentra acunada, que sobresalen parcialmente por el Norte y claramente por el Sur son los flancos del mencionado sinclinal.

Más difícil de explicar es la inclinación general de la cuenca hacia el Sur. Sobre todo si tenemos en cuenta la proximidad de la Depresión de Tiermes, excavada hasta 1160 m. al Norte, mientras que, hacia el Sur, la Depresión del Sorbe está mucho más alejada y más alta, a 1300 m. Puede ser decisivo al respecto, el que las margas eocenas queden al descubierto hacia el Sur, mientras que aún permanezcan fosilizadas por conglomerados miocenos en el sector Norte.

d). La Sierra de Bulejo.

El **rebajamiento hacia el Este** de la Sierra está en consonancia con el descenso tectónico en la misma dirección. Éste se produce a través de una serie de escalones. La superficie finimiocena también experimenta un declive en la misma dirección, lo que interpretamos, no como que fuera previamente arrasada en la horizontal y posteriormente desnivelada, sino que la superficie finimiocena constituía una rampa en declive, que se apoyaba sobre los materiales liásicos situados a diferentes alturas por una tectónica anterior.

Los **ceños** del frente Sur, son simples compartimentaciones del frente calcáreo por incisiones de importante tajo, que se apoyan en fallas perpendiculares a los estratos, por los que penetra hacia la sierra el desmantelamiento erosivo de la depresión de Miedes.

Las fallas, de desplazamiento dextral aparente, determinan bloques cada vez

más avanzados hacia el Sur. Este efecto queda contrarrestado por el grado de incisión, que avanza de Oeste a Este, y por lo tanto los diversos bloques quedan cortados a una cota menor y en consecuencia atrasada anaclinalmente.

Al Este de la Sierra de Bulejo, la morfología de depresiones labradas sobre el Keuper y enlazadas por gargantas en el Lías, constituyen una manifestación de tipo morfolitológico, donde también influye el progresivo hundimiento de los bloques hacia el Este, de manera que los materiales del Keuper y del Lías, alternan aflorando en los sectores orientales y occidentales de cada bloque.

e). La Ensenada de Somolinos.

La explicación del anómalo hondón de Somolinos resulta compleja. La clave está en el carácter de bloque relativamente hundido. Esto es excepcional, pues lo común es que los bloques se dispongan en un hundimiento escalonado hacia el Este, de forma que cualquier bloque oriental se encuentra más hundido que los inmediatos occidentales.

En principio, para una serie de buzamiento Norte, esto implica un adelantamiento en sentido anaclinal, como se puede comprobar en El Pico y La Muela, ceños salientes que enmarcan el hondón.

La implicación morfogenética del bloque hundido es sin embargo otra, de carácter indirecto: las aguas que precipitan sobre este bloque y que se infiltran en la roca calcárea encuentran al Este y al Oeste un doble obstáculo de materiales impermeables que impiden el drenaje subterráneo, lo que obliga a que la circulación de las aguas se oriente hacia el Sur, formando surgencias como la que alimenta la Laguna de Somolinos (que está en una vertiente anaclinal, lo cual es raro). Una vez iniciada la orientación de la escorrentía hacia el Sur, puede proseguir con notable éxito, ya que

supone un acortamiento del recorrido y de la pendiente respecto a las circulaciones longitudinales hacia el Este y el Oeste.

Un segundo factor que interviene es la situación de la ensenada de Somolinos próxima a la efluencia del Bornova de la Depresión de Miedes. Esto indudablemente acelera la pendiente y con ello la eficacia fluvial, pero podemos precisar que, por sí sola, tal situación no puede constituir la explicación del hondón. Tal es el caso del Sorbe y del Cañamares cuando inciden sobre la Depresión de Miedes: en ninguno de los dos casos hay modificación del frente montañoso que prolongue el recorrido aguas abajo de los ríos.

5.2.1.3. La Paramera de Barahona.

La Paramera de Barahona constituye una amplia superficie elevada a 1100-1250 m. La **razón** de ser de su carácter prominente es en definitiva **tectónica**, elevada respecto a las Cuencas del Duero y del Tajo, como indican repetidamente la cota superior de todas las superficies de estratificación mesozoicas. Este levantamiento fue ante todo **pre- sedimentación miocena**, como podemos concluir del hecho que los sedimentos miocenos que la fosilizan parcialmente, estén situados a una cota tan sólo un poco superior a los de la cuenca del Duero.

El **relativo movimiento**, que lo define como paramera y no como páramo, es consecuencia de la **diversidad litológica** (calizas, margas y areniscas).

El carácter **moderado** del relieve, es la **herencia de la rampa** finimiocena poco alterada. El que no se lleguen a producir los desniveles marcados de áreas occidentales o meridionales, es debido sobre todo a que los materiales débiles se encuentran rodeados por otros más resistentes en una situación de marcado **control periférico externo**. Solo en la medida en que estas litologías envolventes hayan sido incididas por los ríos, podrán ser evacuados también los materiales débiles aguas arriba, para crear un relieve diferencialmente acusado. En fin, también influye el que en la **cuenca del Duero**, hacia donde drena la paramera de Barahona, el nivel de base sea más alto y la **erosión menos vigorosa** que en la del Tajo.

Tras estas consideraciones generales, tratamos las principales formas de relieve: el espinazo central, el llano septentrional de Barahona y el área oriental de movimiento moderado.

El **espinazo central** responde a un condicionamiento tectónico: se trata de

la concatenación de sectores donde el armazón liásico está tectónicamente más elevado, los cuales consisten fundamentalmente en flancos periclinales. Así se suceden desde el oeste, el Cerro de San Jorge (flanco periclinal del anticlinal de Alpedroches), los Altos de Paredes (flanco Norte del anticlinal de La Riba), a continuación el anticlinal de la Sierra de Torrellana y el flanco Oeste del Anticlinal de Miño. Este espinazo central se prolonga hacia el Sur por Sierra Ministra, que también será interpretado como flanco periclinal.

Al Norte, en el **Llano de Barahona**, se advierten dos tipos de superficies: una estructural horizontal sobre materiales terciarios, recortada muy poco por debajo de la colmatación, lo cual explica su acusada planitud. Junto a ella se ha generado, localmente, una superficie de enrasamiento basal, desarrollada ante un nivel de base mioceno que iba ascendiendo por colmatación. De todas formas esta superficie no es amplia y sólo se desarrolla sobre litologías deleznables.

Este tipo de superficie constituye el único vestigio de auténtico arrasamiento, de lo que se ha denominado superficie de equiplanación basal. Sus características no se pueden extrapolar al interior de la cadena, que queda enlazado, pero no enrasado con este nivel. (En las sierras oscenses, Barrére, 1959, señala una superficie de arrasamiento parcial, desarrollada sobre el frente montañoso, especialmente sobre litologías débiles y que enrasa con las pudingas miocenas).

En cualquier caso hemos mostrado que la topografía actual hereda una tradición aplanada: el relieve previo fosilizado por los sedimentos miocenos, era aplanado; también lo será durante la colmatación miocena, en su posterior evolución pliocena y, en fin, este carácter ha perdurado hasta la actualidad.

El **sector oriental** moderadamente accidentado es el de los pequeños reductos anticlinales, alineado según estructuras W- E, pero poco diferenciado por su inserción en el armazón liásico.

5.2.1.4. Sierra Ministra.

La configuración serrana es un fenómeno que tiene una **explicación morfolitológica** simple, como masa liásica resistente localizada entre afloramientos del Keuper al Oeste y al Este (valles de cabecera del Henares y Jalón). Pero además de eso, es importante la **herencia como eje divisorio de las rampas finimiocenas**, que se ha mantenido hasta la actualidad.

Los sectores prominentes, destacados hasta 1300 m. sobre la superficie más amplia en torno a 1200, no los interpretamos como una penillanura desnivelada tectónicamente, ni como resto de dos aplanamientos cíclicos diferentes, sino como resultado de que el armazón liásico sobre el que se asientan, se encuentra previa y diferencialmente elevado por tectónica en posición periclinal. Así los picos Ministra y San Sebastián son los flancos periclinales del Anticlinal de Sigüenza y del de Alcolea del Pinar respectivamente.

En definitiva se trata de un modelo donde la planitud de las culminaciones responde a una característica morfolitológica de las calizas liásicas y el escalonamiento de las superficies a la distinta posición tectónica original de carácter periclinal.

5.2.1.5. La Paramera de Medinaceli.

En la Paramera de Medinaceli los espigones están labrados en su práctica totalidad sobre materiales **resistentes** del **Lías** y los **valles** sobre los débiles del **Keuper** (a excepción del pequeño bloque de Fuencaliente, donde afloran Buntsandstein y Muschelkalk).

Esta correspondencia morfolitológica y la disposición alargada podría hacernos pensar en un esquema morfotectónico invertido, de anticlinales desventrados del Keuper y sinclinales colgados del Lías en un planteamiento donde subyace la idea de penillanura. Tal es la interpretación que parece deducirse de la cartografía del IGME (Bascones Alvira et al., 1981, Hoja Maranchón).

Aunque la observación de las formas tectónicas, anticlinales y sinclinales resulta difícil sobre el terreno, la información que proporcionan las superficies de estratificación de las vertientes, muestra que no siempre se produce el pretendido modelo morfoestructural.

Tampoco se trata de un relieve tabular sin más, donde sólo sea la diferencia de resistencia la que juegue un papel importante en la morfología con desprecio de las direcciones tectónicas, esto es, parece evidente que existe un control tectónico en el relieve.

Este **condicionamiento tectónico** se manifiesta de forma **diversa**, pues mientras que en algunos sectores, sobre todo los próximos al curso principal del Jalón, aparece clara la equivalencia inversa propuesta, en otros ocurre precisamente todo lo contrario en un esquema conforme de relieve. El establecimiento de valles sobre sinclinales tiene una fundamentación sólida, en primer lugar porque los sinclinales son las vías de concentración de las aguas subterráneas en condiciones en las que se superpone un roquedo permeable sobre otro impermeable. En segundo

lugar porque los sinclinales también son ejes favorables para la circulación cuando existe una superposición de litologías deleznables sobre resistentes (en este caso grupo Ablanquejo sobre Lías) que ha podido heredarse por autosobreimposición.

El **tramo oblicuo del Jalón** entre Fuencaliente y Salinas de Medinaceli se escapa al condicionamiento tectónico de los pliegues. Pero en este caso, y según indican las cotas de estratificación, coincide con el levantamiento de un bloque hacia el Norte, que se realiza por una falla también oblicua en la misma dirección que el valle. Es lógico suponer que esta falla ha guiado la orientación de drenaje y que los materiales impermeables del Keuper supusieron un freno a la circulación subterránea de aguas procedentes del Sur, que discurrían siguiendo la pendiente estructural.

La diferente configuración de los valles al Sur o al Norte de este tramo oblicuo, traduce en definitiva una situación respectivamente cataclinal y anaclinal.

En condición **cataclinal**, se configuran los **valles estrechos y alargados** del Sur entre espigones continuos y amesetados. La erosión regresiva progresa hacia arriba siguiendo niveles estratigráficos similares, también ascendentes.

Por el contrario los valles del Norte se producen en condiciones **anaclinales**. Los valles resultan **cortos**, alcanzándose pronto un collado rebajado en cabecera, los espigones son empinados y la boca del valle es abierta y ancha.

Finalmente, en el extremo Sur, la **mesa de Villaseca**, aparece un valiosísimo ejemplo de organización del relieve previa al desmantelamiento del Lías y a la aparición del Keuper y **previo** también **a la incisión fluvial cuaternaria**. El relieve está estructurado en cubetas endorreicas y la circulación de agua es fundamentalmente subterránea (son estructuras sinclinales las más favorables a ello). El topónimo de Villaseca puede ser una muestra ilustrativa de la falta de escorrentía superficial.

5.2.1.6. La Paramera de Baides.

La Paramera de Baides presenta dentro del conjunto de la Paramera de Sigüenza un extraordinario desarrollo de las **gargantas** que seccionan las superficies culminantes aplanadas y que resultan además de génesis controvertida.

Las **gargantas** características implican una dinámica fluvial rápida, acompañada de una dinámica de vertientes diferencialmente muy lenta. Esto hace que solo se desarrollen sobre roquedo resistente. La explicación inmediata es, pues, de tipo morfolitológico. Sin embargo, y sobre esta base, cabe diferenciar dos tipos fundamentales de génesis:

- En determinadas gargantas, como las del Henares en Cutamilla, la del Salado del Huérmeces y la del Dulce en La Cabrera, es innegable el origen por **sobreimposición** a partir de una cobertera de materiales miocenos. En las inmediaciones laterales se aprecia cómo estos materiales están fosilizando barras calcáreas verticalizadas.

Esta génesis es propia de áreas marginales de las cuencas terciarias: tras la remoción de una capa de materiales miocenos no demasiado potente, al continuar la profundización fluvial, se forman importantes tajos sobre el sustrato calcáreo mesozoico.

- El problema se plantea de diferente forma en aquellas gargantas, en las que los interfluvios mesozoicos alcanzan un nivel bastante por encima del mioceno, lo cual hace descartar la sobreimposición.

Podría pensarse en casos como el Dulce, que abandona un amplio valle en Estriégana, para introducirse encañonado por las tortuosas gargantas del Lías, se tratase del calco en profundidad de la libre y perezosa circulación meandriforme sobre una antigua penillanura.

Sin embargo, es interesante observar cómo en todas estas gargantas existe

un importante **condicionamiento tectónico**, que si no se produce a escala detallada, sí afecta al recorrido general del río. Así:

- la garganta del río Dulce recorre el sinclinorio de Fuentemañas, entre el anticlinal de Sigüenza al Norte y el anticlinal de Alcolea del Pinar al Sur.

- en el Henares de Moratilla también se produce un condicionamiento tectónico y la garganta se localiza en una franja tectónica deprimida con orientación general NE.

- en el Vadillo de Cirueches, las cotas del Keuper-Lías nos muestran que la brecha erosiva coincide con una inflexión sinclinal.

Podríamos pensar entonces, que en estos tres casos es la disposición tectónica **sinforme** la que ha favorecido la instalación fluvial y que, al incidir sobre materiales resistentes, los ríos han labrado gargantas. La acumulación de aguas en cabecera y la imperiosa necesidad de que se produzca escorrentía, implica conductos de evacuación por los caminos más deprimidos, esto es los de los sinclinales.

Esta tendencia sinforme de la escorrentía, cuando se produce sobre materiales resistentes, correrá el peligro, por su menor éxito erosivo, de verse superado por otro curso más eficaz. Sin embargo la situación tenderá a perpetuarse más de lo que se pudiera imaginar, pues el tramo aguas arriba, débil, siempre irá a remolque del resistente aguas abajo, y la situación sólo se puede alterar por capturas de otras redes. Por otra parte, ya no hay problema en concebir los meandros encajados como una forma de evolución típica de la litología calcodolomítica, sin que en ningún caso pretendamos ver en ellas la herencia de formas seniles que discurriesen por la supuesta penillanura. Es la propia dureza de la roca la que acentúa y perpetúa las sinuosidades del río.

En definitiva estas gargantas parecen corresponder no a calcos en profundidad de la libre y perezosa circulación fluvial sobre una antigua penillanura, sino a la

propia evolución fluvial sobre rocas calcáreas instalada por imperativo de su configuración tectónica sinclinal.

Las **amplias vallonadas** que alternan con las gargantas (p.ej. en Pelegrina) indican en definitiva un **condicionamiento morfolitológico**. Estas amplias depresiones se desarrollan sobre el Keuper, sobre los yesos del Maestrichense, o en menor medida sobre las formaciones calcomargosas del Eoceno. Lo que no parece adecuado es considerarlas como rellanos cíclicos, M1, de Schwenzner o superficie D, de Gladfelter. En ningún caso parece tan claro que se trata de manifestaciones morfolitológicas.

Las **muelas** son formas de relieve ligadas a litologías cretácicas y a una compartimentación estructural acentuada. Algunas corresponden efectivamente a pandos sinclinales, pero también se forman sobre anticlinales, con bellas formas parcialmente desventradas (Muela de Viana).

El que afloren anticlinales o sinclinales está condicionado por la diferente posición avanzada o retrasada de las calizas cretácicas en la serie de bloques de inclinación Norte en que está compartimentado el terreno.

Finalmente señalamos los macizos abarrancados de la Serrezuela de Huérmeces al SE., donde la incisión fluvial ha recortado radialmente un complejo de materiales calcomargosos del Paleógeno. El esquema del relieve resulta "paraconforme", en el sentido de que los valles se disponen sin referencia obligada a la estructura tectónica y sin embargo los interfluvios se recortan estructuralmente en vertientes más abruptas y en otras más tendidas, según la resistencia y la diferente ordenación tectónica de los materiales.

5.2.2. Las depresiones de erosión diferencial.

5.2.2.1. La Depresión de Tiermes.

Su carácter **deprimido** se debe fundamentalmente a que constituye un área **litológicamente deleznable**, entre limítrofes resistentes. Se trata de rocas que corresponden a un Buntsandstein en facies occidental, arcillosa; a un Muschelkalk poco calcáreo y muy detrítico y al Keuper margoso. Por el contrario los contrafuertes que lo limitan están constituidos por las resistentes dolomías del Lías, al Norte, y por el potente Cretácico Superior calcáreo, al Sur.

Es posible que esta debilidad diferencial fuera aprovechada por las líneas de incisión miocenas, según habría que deducir de los paleorrelieves de Ligos (Schwenzner, 1937), pero el vaciado litológico fundamental corresponde a la acción cuaternaria.

El carácter **alargado** se explica por **control tectónico**: los materiales del Trías, ya considerados, afloran en el sector más levantado de un bloque basculado hacia el Norte: de ahí que se localicen en disposición alargada siguiendo de forma aproximada la dirección de los estratos perpendicular al basculamiento.

El **arqueamiento** hacia el Sur tiene de nuevo una **explicación tectónica**: es el resultado de una doble dirección tectónica, que en este área es la NW, guiada por la falla de Somolinos, y la ENE, producida por la falla del Norte de Pela. Estas dos direcciones enlazan de forma curvada, en arco. El relieve traduce la disposición de los materiales débiles, controlado a su vez por fallas.

La disimetría de los bordes de la depresión, con vertientes más levantadas hacia el Norte que hacia el Sur, es el resultado, en definitiva, de la rampa finimiocena, que desciende de Alto Rey (1800 m.) a la Depresión del Duero (1150 m). El intervalo erosionado resolvería suavemente el desnivel actual de uno a otro margen, (corres-

pondería al intervalo de 1400 a 1500 m.).

Lo que no hay que pensar, como pudiera sugerirnos una primera impresión, es que la vertiente Sur está elevada por tectónica (por ejemplo, Macpherson, 1901), pues precisamente corresponde a un bloque hundido.

El **carácter movido** del fondo de la depresión tiene un origen **morfolitológico**. Se trata de un variado conjunto de materiales, que aunque débiles en conjunto, muestran diferencias, alternando conglomerados más resistentes entre areniscas, isleos liásicos sobre el Keuper y sectores pérmicos especialmente deleznables entre el Buntsandstein.

Los relieves más característicos de cada uno de los sectores, occidental, central y oriental presentan una diferente explicación morfoestructural de fondo:

- En el sector occidental los característicos **ejes dismétricos** responden en lo esencial a un **modelo en cuesta** con un control estructural muy fuerte. Los dos ejes fundamentales se corresponden con los referidos niveles más resistentes de materiales conglomeráticos (eje de Las Majadas y de La Mata de San Pedro) y arrancan de la Sierra de Pela, donde forman contrafuertes basales.

El por qué se ha instalado en este área una red fluvial cataclinal está en relación con la adecuación en la dirección de las estructuras respecto a la pendiente general hacia el Duero. En cuanto se abre una línea de debilidad litológica, estas líneas canalizan el drenaje desde el Sur, aun cuando no se siga estrictamente la línea de máxima pendiente.

En el sector central, los característicos mogotes aislados, o en hilera, se explican porque la incisión remontante del curso del Caracena o del Tielmes hacia el Sur se entrecruza con las diferentes barras resistentes de materiales triásico formando lineaciones cortadas, a veces con tal frecuencia que dan lugar a mogotes aislados.

- En el sector oriental, tanto la vega de Retortillo, como la garganta del Talegones presentan un condicionamiento morfoestructural básico.

La vega de Retortillo manifiesta la respuesta rápida y condicionada del rebajamiento sobre las márgenes del Keuper, que permite desarrollarse una ancha superficie plana, controlada aguas abajo por una litología resistente como la del Lías.

La garganta del río Talegones, incidida sobre las carniolas y calizas liásicas, denota la dinámica diferencial de un curso de alimentación alóctona frente a la resistencia de las vertientes. Sólo en la parte más baja se han producido tímidos tajos afluentes, que recortan algunos cerros o morros en las inmediaciones del río.

5.2.2.2. La Depresión de Miedes.

La disposición alargada y el arqueamiento, con un tramo W- E y otro NE, constituyen rasgos morfotectónicos ya comentados, comunes a toda la Paramera occidental. Enmarcada entre las Sierras de Pela y de Alto Rey, la disposición de corredor longitudinal intraserrano es frecuente en otros sectores del Sistema Central.

La **estrechez** de la depresión es uno de los rasgos específicos, que contrasta con otros corredores longitudinales del Sistema Central bastante más anchos. Sin embargo, desde un punto de vista tectónico, la dimensión del graben- sinclinal donde se ubica, con una decena de Km. de anchura, es similar al de otras depresiones, como el Valle del Lozoya, el de Amblés o la Depresión del Alto Alberche-Tormes. Sin embargo sólo un sector del graben-sinclinal se manifiesta como depresión, estando ocupado el sector Norte por las calizas de la Sierra de Pela.

Así en último término el carácter diferencial de la Depresión de Miedes está condicionado por la situación en un sector oriental donde los mares mesozoicos depositaron importantes paquetes de sedimentos de diferente resistencia y que han generado en el espacio del graben, y por erosión diferencial, una sierra y una depresión, lógicamente más estrecha. Se interpone pues, un factor morfolitológico. [1]

Los fondos irregulares de la depresión son otra consecuencia de la heterogeneidad litológica. La generalizada situación de ámbito costero durante el Mesozoico, hace que las variaciones litológicas sean grandes y el movimiento orográfico consecuente en la actualidad, también.

[1] Supongamos por un momento que, como al Oeste, en el Sistema Central, el material fuese más homogéneo (granitos y gneisses). Entonces se formaría seguramente un ancho valle-graben en lo que ahora es Sierra de Pela- Depresión de Miedes, encerrado entre los relieves prominentes de Alto Rey al Sur y los que serían también elevados, aunque más moderados de la Depresión de Tiermes- Rampa de Caracena al Norte.

El descenso progresivo hacia el Este del fondo de la depresión sigue de hecho un declive tectónico que se produce en la misma dirección.

La **compartimentación hidrográfica** en las cuencas del Cañamares, del Bornova y del Sorbe parece corresponder, más que a un esquema de antecedencia, a la progresiva **captura** por la erosión remontante de los cursos del Tajo sobre un antiguo cauce que circulase por la Depresión de Miedes y que probablemente evacuase por el Escalote. Esto se apoya en consideraciones morfográficas y sedimentarias. Entre las primeras destaca la disimetría de la cuenca del Bornova, la brusca torsión de efluencia del Cañamares y la situación del río Cristóbal, que parece reflejar una situación previa a la captura. Entre las sedimentarias encontramos la inadecuación de la potente incisión del Aº de las Escaleras a la envergadura del curso; la presencia de litologías en áreas donde con la situación hidrográfica actual no puede explicarse la llegada natural de estos materiales, como las pizarras y cuarcitas en el collado entre el Sorbe y el Bornova (Ermita de San Antón), las pizarras entre el Bornova y Cañamares, y las pizarras y cuarcitas entre el Cañamares y el Escalote.

5.2.2.3. El Surco de Atienza- Sigüenza.

Corredores, serrotas y muelas constituyen las tres formas de relieve fundamentales de esta unidad. Buscaremos sucesivamente la explicación geomorfológica de cada una de ellas.

Los **corredores** están estrechamente asociados al **Keuper**. Son de fondo plano, tal como es lógico en una disposición de control basal en que las margas prolongan rápidamente el lento rebajamiento de las rocas calcáreas.

Son alargados en cuanto los afloramientos del Keuper adquieren una posición en hilera al rodear los núcleos anticlinales. En este sentido interesa constatar la continuidad de este largo cíngulo deprimido, que es seguido por las principales vías de comunicación comarcales.

El **trazado quebrado** del rosario de depresiones traduce los bruscos cambios en la orientación de los estratos de los **flancos anticlinales**: el flanco Este del anticlinal de Alpedroches, los flancos Norte y Este del anticlinal de La Riba y los flancos Norte y Este del anticlinal de Sigüenza. El que los corredores se asocien expresamente con los flancos septentrional y oriental de los anticlinales se debe a la disposición de los bloques tectónicos, con la esquina SW más levantada. (También existe un corredor, aún más estrecho, al Sur del Anticlinal de Sigüenza.)

El rosario de corredores presenta **collados intermedios rebajados**, que permiten suponer una antigua red de drenaje, donde es posible reconstruir hipotéticos recorridos que han resultado interrumpidos por capturas tangenciales:

- la del alto Alcolea, continuado por el Salado queda de manifiesto por el amplio valle del Aº de la Carderada, desproporcionado para la envergadura del curso que lo drena.

- la del alto Henares, prolongándose por el Vadillo. La disposición orográfica parece reproducir un caso semejante, aunque de menor nitidez.

Las **serrotas** corresponden con bastante exactitud con **núcleos de tegumento** anticlinal. Esto explica ya el carácter alargado que poseen.

La **culminación redondeada** de las serrotas es una característica morfolitológica propia de las areniscas más o menos conglomeráticas que lo forman.

La **isoaltitud** en culminación con la extraordinaria coincidencia de las cotas del anticlinal de Sigüenza a 1200 m., puede tentar a suponer que el relieve procede en definitiva de una penillanura perfecta. Sin embargo hay que tener en cuenta que, a pesar de la separación a la que se encuentran, poseen un nivel similar de elevación tectónica, por lo que es lógico que hereden una topografía horizontal; se encuentran en un área de debilidad inserta en el Lías resistente y se alinean en posición aproximadamente perpendicular al sentido de descenso de las rampas finimiocenas.

La **doble alineación marginal**, que comprende por una parte la charnela y el flanco Sur y por otra parte el flanco Norte, es una manifestación de las líneas de debilidad internas que posee el roquedo.

La **disimetría de la alineación septentrional** traduce claramente un relieve en cuesta. Sin embargo en ocasiones la disimetría llega ser invertida, en el sentido que el dorso, que adolece de una progresiva y muy rápida disminución de resistencia de los materiales, se dispone con una pendiente más acusada que el propio frente. ("contracuestas").

Respecto a los cerros y poyatos del cinturón encontramos en los los cuatro conjuntos fundamentales diferenciados claves de tipo morfoestructural:

Los cerros aislados del Oeste de Atienza, se explican según tres condiciona-

mientos morfolitológicos fundamentales:

- elevaciones troncocónicas prominentes formadas por materiales andesíticos del Pérmico, sobresaliendo entre las lutitas de la misma edad;

- grandes cerrones, esta vez aplastados y de mayor radio de curvatura, constituidos por los materiales algo más resistentes del Buntsandstein sobre las mismas lutitas pérmicas (los picozos);

- capas cretácicas que resaltan sobre las margas del Keuper y las arenas albenses formando cerros enhiestos de techo plano, que culminan en escarpes roqueros, entre los que destaca el del propio castillo de Atienza y el del vecino Cerro del Padrastro.

Las alineaciones alargadas del valle del Alcolea constituyen simples manifestaciones del Lías sobre Keuper, que quedan en ocasiones troceadas, formando edificios redondeados (Sierra Mediana, Sierra Gorda).

Lo curioso es la situación de estas elevaciones liásicas entre una doble depresión del Keuper: al Sur, la lógica depresión ortoclinal del flanco Norte del anticlinal de La Riba; al Norte, una nueva depresión del Keuper, se localiza a lo largo de un eje sinclinal, sobre lo que habría sido línea de concentración de aguas infiltradas en las calizas. Estos valles- sinclinales son muy significativos como hemos comprobado en la Paramera de Medinaceli y en la de Baides.

En la actualidad el valle- sinclinal de Madrigal, ha perdido funcionalidad a favor del valle ortoclinal de Cincovillas, más próximo a la efluencia del Alcolea.

El conjunto de elevaciones del valle del Salado, de estructura reticular, es también resultado del juego del Keuper y del Lías: la explicación que se traduce en la cartografía del IGME, es la de cruce de una disposición hidrográfica dirigida hacia el

SW, con una estructura, que por el contrario se orienta en dirección NW, con lo que resulta un cuadriculado de isleos, a veces con disposiciones alargadas (Montellano, Sierra de Bujalcayado, Loma de las Herrerías, Castil Viejo...). En esta configuración resulta clave el sinclinal del barranco de Cirueches, que ha favorecido la canalización hidrográfica hacia el Oeste.

Finalmente las muelas del Alto Henares, aguas arriba de Sigüenza, presentan una explicación similar a la del valle de Alcolea, por la disposición alargada de los montículos salientes, formados por Lías entre Keuper (Los Calares y El Otero) y porque nos encontramos también una valle ortoclinal y un valle de herencia sinclinal, que aquí es por el contrario más activo, al estar recorrido por el propio Henares.

En conclusión parece que los cerrones y poyatos del surco de Sigüenza-Atienza son manifestaciones morfolitológicas o morfotectónicas, sin que existan evidencias de que correspondan a distintos episodios cíclicos, como señalan Schwenzner y Gladfelter.

5.2.3. Los relieves subtabulares.

5.2.3.1. Las sierras planas de Bordecorex, Hontalbilla y la Mata.

La disposición tabular, rasgo más significativo de esta unidad geomorfológica, tiene una explicación estructural sencilla. Se trata de una típica morfología tabular de páramo, tan frecuente en la Depresión del Duero, creada por la disposición horizontal de los estratos y la resistencia diferencial de las calizas de culminación y las margas y arcillas de base.

Es necesario remarcar que corresponde a un relieve estructural. Esto se opone a la interpretación de Schwenzner y Gladfelter, que las consideran superficies de aplanamiento, de edad pliocena. En su momento llegamos a la conclusión, de que, como es lógico, la superficie estructural no ha permanecido intacta (sería entonces un fenómeno asombroso). Lo que ocurre es que el grado de rebajamiento es mínimo y queda inserto en el mismo paquete estratigráfico. En definitiva, no es lo suficientemente importante para considerar una nueva superficie de aplanamiento, pues según este proceder prácticamente todas las formas serían subactuales.

La dirección NW que presentan las sierras se debe explicar por la posición marginal respecto a la Cuenca del Almazán, también con dirección NW. La progresiva incurvación de todas ellas, desde una orientación claramente NW al Este a WNW al Oeste corre paralela al entronque entre la Cuenca de Almazán y la Cuenca del Duero.

La disposición serrana queda conformada simplemente como sector aún intacto entre otros deprimidos, ya erosionados: al Este la propia Depresión de Almazán y al SW el valle del río Escalote- Torete.

En este sentido, el relieve es similar al de otras sierras reconocidas como tales en las grandes depresiones españolas, pudiéndose contar como significativas la

Sierra de Alcubierre en la Depresión del Ebro, los Montes Torozos en la del Duero o los Montes de Oca en el Corredor de la Bureba.

La individualización y articulación de las diferentes sierras, con formas muchas veces caprichosas, está causada por la homogeneidad litológica y estructural del terreno, en cuanto implica que no hay alineaciones de especial resistencia. Entonces, la incisión de una barranquera sobre la vertiente, una vez que se destaca respecto a las restantes, puede seguir retrocediendo, cada vez con mayor ventaja, sin encontar ningún impedimento especial a su evolución regresiva.

5.3. SÍNTESIS DEL MODELO DE EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

El inicio de la evolución morfogenética de la Paramera de Sigüenza se remonta como mucho al final del Paleógeno. Esto significa que el relieve anterior, aunque indudablemente condiciona la evolución consiguiente, no se encuadra en la perspectiva del relieve actual de la Paramera de Sigüenza.

La relativa juventud de éste, como la de otros muchos relieves hispanos, implica que, en definitiva, su historia geomorfológica se inicia ya en las postrimerías de la evolución geológica conocida y en un lapso de tiempo en donde las referencias paleogenéticas son escasas, al no ser ya válidas las deducciones paleogeográficas obtenidas a partir de la mayor parte de las rocas.

El primer proceso que se orienta hacia lo que luego serán características esenciales de la Paramera de Sigüenza pudiera ser la **diferenciación de los sectores elevados serranos** frente a los sectores deprimidos de las cuencas terciarias. Al parecer, y en relación a los sistemas Ibérico y Central, la diferenciación de altitudes se fue forjando de una forma paulatina y continuada a lo largo del Oligoceno-Mioceno - para el Sistema Central comenzaría en el Oligoceno Superior, (fase castellana)-, y aunque existen opiniones en contra, parece ser que los relieves continuaron permanentemente como prominentes, incluso al final del Mioceno.

Tras una numerosa sucesión de interpretaciones morfogenéticas, ya comentadas, es posible concluir que el **levantamiento de estas cadenas** parece resultado tanto de una situación compresiva inicial, como de una fase distensiva post- compresiva posterior, iniciada esta última a partir del Mioceno Superior. Para el Sistema Central el levantamiento compresivo inicial puede ser concebido como el resultado de una franja de terreno atrapada entre sistemas de fallas sinestrales. Si el desplaza-

miento se hubiese producido a lo largo de una única falla contínua, los resultados morfológicos no hubiesen sido especialmente peculiares, pero, al generarse en un sistema imbricado de fallas paralelas, se crea en la banda intermedia una situación compresiva, el engrosamiento de las raíces corticales hacia abajo y la elevación de horst, con diseño romboidal. La propia situación entre fallas y el astillamiento consiguiente del Sistema Central habrían tendido a perpetuar la cadena como franja de contínua elevación, por donde se liberan más fácilmente los esfuerzos compresivos.

Esta compresión parece que ha actuado en España hasta el Mioceno Medio. Sin embargo la consiguiente situación distensiva post- compresiva desarrollada a partir del Mioceno Superior se traduce por la elevación de las raíces comprimidas, ahora liberadas, y el consiguiente levantamiento del relieve. [2]

En el Sistema Ibérico la fase compresiva afecta a una cuenca sedimentaria de materiales menos rígidos, ubicada en una depresión de estiramiento cortical. La consiguiente fase distensiva genera levantamiento de las raíces y consecuentemente elevación del relieve, de forma análoga al Sistema Central.

En definitiva, ya sea en situación compresiva o distensiva postcompresiva, parece ser que el relieve asciende de una forma contínua y prolongada.

Este levantamiento del relieve se traduce inmediatamente en erosión y consiguiente transporte de materiales a las regiones circundantes relativamente deprimidas. Por compensación isostática la erosión contribuye a perpetuar los levantamientos en las sierras, a la vez que **las cuencas** que soportan la carga sedimentaria se van perfilando como **áreas de hundimiento**. Seguramente un cierto movimiento de masa de la astenosfera en época distensiva ha podido acentuar la diferenciación entre sierras y cuencas.

[2] Se puede utilizar el símil, algo tosco, del balón oprimido en el agua que sube al liberarse la fuerza opresora.

Las cuencas terciarias parece ser que presentaron en principio cierta independencia, y que sólo al final del Mioceno, a consecuencia de la anegación generalizada, se alcanzó una amplia extensión en ambas mesetas.

La sedimentación miocénica ha sido estudiada en las cuenca del Tajo y del Duero- Almazán, determinándose en los sectores limítrofes una sucesión de amplios abanicos aluviales que transportarían materiales hacia las cuencas sedimentarias.

En este contexto mioceno resulta fundamental en el relieve de la Paramera el **carácter endorreico** de las cuencas. La ancestral disposición del relieve del Macizo Hespérico con las costas orientadas hacia el Este quedó interrumpida por el levantamiento del Sistema Ibérico y esto generó un sistema de sedimentación confinada.

Esta situación endorreica está en la base de un proceso clave de **anegación sedimentaria**, en que los materiales invadieron los terrenos circundantes, cubriendo y fosilizando paleorrelieves en ocasiones algo vigorosos, (muy alejados de la concepción evolutiva de la penillanura davisiana).

Esta anegación, ligada al endorreísmo y al confinamiento, llega a un grado máximo, que puede ser referido como **situación finimiocena**, en la que impera un sistema de dinámica aplanadora peculiar donde juega un papel fundamental el **glacis o rampa**, como enlace entre unos relieves cada vez menos prominentes y un nivel de base cada vez más elevado.

En esta situación finimiocena se perfilan con nitidez elementos claves de la Paramera de Sigüenza: los relieves prominentes de culminación, los glacis de enlace, las superficies de equiplanación basal y las cuencas sedimentarias en contacto con las anteriores.

En la Paramera de Sigüenza los sectores prominentes se asocian con áreas

levantadas por tectónica, pero dentro de ellas resaltan las de litología resistente, y basta citar el ejemplo de Alto Rey, cuyas culminaciones siguen estrechamente los afloramientos de cuarcitas ordovícicas, a la vez que un hipotético estrato cretácico se situaría a más de 1850 m. de altitud, cuando se encuentra a 1500 m. en la vecina Sierra de Pela y a 1200 m. en la Paramera de Baides.

En el contacto entre estas elevaciones y las cuencas limítrofes se fueron labrando durante el Mioceno glacis o rampas de enlace. La génesis de los glacis requiere situaciones en las que se difumine la separación entre vertientes y vaguadas, de forma que toda la superficie actúe con una dinámica superficial, areolar. Evidentemente las condiciones de endorreísmo y la consiguiente anegación sedimentaria del relieve interior español resultan muy favorables para la formación de los glacis, pudiendo perpetuarse estas morfologías en la amplia gama de climas que se sucedió desde el Mioceno hasta la actualidad.

A modo de transgresión, la anegación sedimentaria no sólo favoreció la conservación del glacis, sino que localizadamente y sobre litologías deleznables como las arenas albenses, pudo provocar una eficaz rebajamiento de la superficie que se acercó a la horizontalidad perfecta, lo que hemos designado con el concepto de "superficies de equiplanación basal", interpretados diversamente en concepciones davisianas como manifestaciones perfectas de la penillanura.

Así la situación finimiocena puede definirse por la presencia de un eje central de relieves prominentes, que en la Paramera de Sigüenza no es continuo y estaría formado por la Sierra de Alto Rey, la Sierra de La Bodera, y Sierra Ministra fundamentalmente. En torno a ellos sendas rampas descendiendo hasta las cuencas terciarias del Tajo y del Duero-Almazán, que cuentan con superficies de equiplanación basal sobre litologías especialmente favorables, como las arenas albenses de Los Llanos de Barahona.

Durante el Plioceno, a la vez que perduró el sistema heredado de relieve prominente+ glacis+ superficie de equiplanación+ cuenca sedimentaria, se produce un acontecimiento de enorme trascendencia: **la apertura del endorreísmo interior peninsular al Atlántico**: este hecho ha sido atribuido a un basculamiento en bloque hacia el Oeste de las mesetas, lo cual que parece ser más una necesidad argumental que una comprobación verídica. Mucho más probable puede ser el avance regresivo de los cursos atlánticos, en el que intuimos que fue fundamental el rebosamiento de las cuencas endorreicas, quizá en relación con las condiciones menos áridas de acercamiento al Cuaternario.

Sea como fuere, la apertura exorreíca se tradujo al principio por una continuación de la dinámica anterior, que se ajustaba al rebajamiento exorreico inicialmente tímido: son los glacis de sustitución, elaborados por debajo del teórico nivel de colmatación mioceno. Como sobre estos niveles de glacis se instalan los grandes bloques, es lógico que la formación de estos grandes bloques deba que ser considerada pliocuaternaria.

Los glacis pliocenos se adaptaron también a las supuestas condiciones subáridas por lo que aparecen encostramientos calcáreos. Existen indudablemente encostramientos anteriores, miocenos, como pueden observarse en Villasayas, pero éstos, muy característicos se sitúan sobre la superficie pliocena, tanto en la rampa Norte como en la rampa Sur: recogen gran variedad de materiales, y presentan una típica disposición heteróclita, de aspecto "guirlache".

La llegada del exorreismo a la Paramera de Sigüenza fue gradual. En tanto que no la alcanzaba, podemos suponer dos formas fundamentales de escorrentía: por una parte el **endorreísmo** organizado en multitud de cuencas y sumideros, que pudieron orientar el drenaje interno, en los que posiblemente jugó un papel impor-

tante el modelo de "dolina marginal de contacto litológico", donde las calizas proporcionan los conductos de evacuación, mientras que margas o arcillas deleznables dan una respuesta rápida de rebajamiento del terreno, organizando a su vez un sistema de drenaje superficial en el entorno. Por otra parte, los rebosamientos internos que no podían ser filtrados generaban multitud de lagunas y lagunazos, como los de Conquezuela y los excesos de agua se organizaban como vagos cursos que surcaban en forma perezosa y serpenteante las rampas y glacis de sustitución (los supuestos **ríos de rampa**).

En el **Cuaternario** las dos coordenadas fundamentales que modifican la trayectoria del relieve son el **avance incontenible de la dinámica fluvial** que alcanza unos 150-250 m. de profundización y la aparición de situaciones rexistásicas ligadas al periglaciarismo.

Sobre la dinámica de vertientes estos dos fenómenos, coetáneos o alternantes en el tiempo, se van a traducir por una aceleración sin parangón: pues, por una parte, las vertientes presentan condiciones excepcionalmente adecuadas para su progresiva degradación, generando infinidad de cantos y, por otra, existe un mecanismo fluvial capaz de evacuar gran parte de la gran cantidad de materiales depositados en el fondo de los valles. En la Paramera de Sigüenza en relación a otras áreas, se acentúa aún más el papel de la dinámica de vertientes respecto a la incisión fluvial, generando lo que se puede considerar como "paraterrazas", no estrictamente fluviales: así en ocasiones los ríos se limitan a dar la forma aterrazada a materiales coluviales, (coluviones- terraza), o en depósitos de antiguos lagos; en otras ocasiones las formas aterrazadas son resultado de la resistencia de un travertino de vertiente que fija materiales, bien de vertiente, bien de carácter aluvial (gradas travertínicas); y finalmente los casos extremos de escasa actuación fluvial son aquellos en los que los cur-

sos fluviales simplemente dejan sus huellas sobre terrazas que ya han elaborado las vertientes por erosión diferencial.

El periglaciarismo se manifiesta en la Paramera de Sigüenza por un recubrimiento generalizado de clastos, que adoptan ante todo la forma de coluviones empastados, y con carácter más local por conos y taludes de gelifractos.

Sobre las constantes cuaternarias de la incisión fluvial, la importante dinámica de vertientes y los reductos del proceder anterior finimioceno- plioceno, la **dinámica actual**, u holocena ve aparecer la incidencia de dos nuevos procesos decisivos y de efectos en parte contrapuestos: por una parte la recuperación biostásica y edáfica que sigue a la mejoría climática postglacial y por otra parte la intervención humana, generadora de una "rexistasia antrópica", muy acentuada en la paramera, con todas las secuelas morfodinámicas que ello conlleva. A esto se le añade una importante y obvia actuación directa: canteras, construcciones, autovías...

Pero aun quedándonos en las transformaciones del relieve de carácter estrictamente natural, la imagen actual en este área de relieve relativamente vigoroso, es de funcionalidad activa, muy lejos de una dinámica casi- muerta del relieve, que se deduce de referencias de otros áreas.

Lo que ocurre es que las manifestaciones de muchos de estos procesos no pueden observarse más que parcialmente o en detalle, y sólo es posible establecer deducciones y evaluaciones indirectas: es el caso la disgregación granular de las areniscas; la disolución y precipitación localizada de las calizas; los procesos de lavado de materiales y de coluviones empastados; los innegables procesos de gelifracción y de solifluxión; la caída de derrubios, funcional en muchos sectores; los acarcavamientos que se extienden a velocidad progresiva,....

Hay experiencias de la evolución del relieve que sólo se sienten al haberlas

padecido, como el descarnamiento de las vertientes :ras una tormenta veraniega en el Pérmico de Pálmaces, o el estado de las vertientes encespedadas durante el paso de situaciones borrascosas prolongadas. Finalmente hay procesos que sólo se pueden deducir por comparación entre sectores, como la diferente situación del suelo en condiciones de arbolado (rendsina desarrollada) y el carácter esquelético o inexistente de éste en la zona limítrofe sin protección vegetal, siendo análogas las condiciones litológicas y de pendiente. [3]

Todo ello lleva a la conclusión de que un lugar como la Paramera de Sigüenza, que en principio se podía pensar como relativamente inerte, puede ser considerado por el contrario, como un ámbito de dinámica activa, entendida a escala geomorfológica.

[3] Comprobación personal en La Tabla (Paramera de Baides).

BIBLIOGRAFÍA

1. ORGANIZACIÓN DE LA BIBLIOGRAFÍA

La bibliografía consta de dos partes:

a) - la base fundamental de la bibliografía se estructura **por temas** y dentro de cada tema las obras se ordenan **cronologicamente.** Esto permite obtener una secuencia de la evolución del tratamiento bibliográfico y de los focos de interés que se van sucediendo en el tiempo.

La adscripción de las obras a los diferentes temas se ha realizado según su contenido fundamental, que generalmente coincide con el título y sólo cuando se observa un desfase manifiesto, se ha indicado expresamente, diferenciándolo mediante letras cursivas.

Este mismo contenido fundamental ha servido como criterio para evitar la repetición de una misma obra en tantos apartados como exigiría el rigor del seguimiento temático (así cuestiones generales en obras regionales, cuestiones estratigráficas, tectónicas o geológicas en obras geomorfológicas, o viceversa, etc...). Este aspecto ha de ser tomado en cuenta para realizar cualquier seguimiento temático.

Sin embargo en un reducido número de casos no ha habido más remedio que duplicar la referencia de una obra en dos o más listados temáticos. Para ello se ha conservado la clave numérica del tema considerado principal y se ha indicado entre paréntesis en los otros listados.

Se pretende así crear "**cuerpos bibliográficos**", que ofrezcan una panorámica de las contribuciones que se han sucedido en el tratamiento temático. En fin, esto puede llegar a proporcionar una sensación emotiva sobre el empeño investigador y el enriquecimiento de conocimientos, que crece y se perfila con tantas aportaciones.

La selección de los temas se ha realizado atendiendo a ciertos " focos temáticos" que traten cuestiones relacionadas con la Geomorfología de la Paramera de Sigüenza. Están ordenados según proximidad al asunto central, así figuran en primer lugar los as-

pectos geomorfológicos; luego los tectónicos, de gran significado morfogenético; los geológicos en general; los estratigráficos y otros temas relacionados con el mundo físico de la Paramera.

En el orden espacial además de a la propia Paramera de Sigüenza se hace referencia a las áreas marco del Sistema Central, el Sistema Ibérico y las Depresiones del Tajo y del Duero- Almazán, y en ocasiones a la globalidad de la Meseta o del interior peninsular.

En esta perspectiva se ha prescindido de incluir bibliografía del glaciarismo, aspecto que no tiene incidencia en la Paramera; se han separado de resto de cuestiones geomorfológicas los estudios de periglaciarismo, muy atentos a consideraciones temáticas específicas; se han considerado los estudios geológicos locales del Sistema Ibérico mesozoico, pero no los del Sistema Central paleozoico; por afinidad temática se ha unido Geomorfología y Cuaternario en las Depresiones del Tajo y Duero, así como Terciario y Geología general. Asimismo se han seleccionado unos temas problemáticos generales como son las superficies de erosión del interior peninsular, la raña y los procesos actuales.

b)- en una segunda parte de la bibliografía, se establece una sucinta relación de **obras clasificadas alfabéticamente según autor**, que permite mediante clave numérica, localizar la reseña bibliográfica completa en la primera parte.

2. ORGANIZACIÓN TEMÁTICA DE LA BIBLIOGRAFÍA

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS

1. Paramera de Sigüenza.
2. Sistema Central (exc. glaciarismo y periglaciarismo).
3. Sistema Central.- Periglaciarismo.
4. Sistema Ibérico.- Sectores.
5. Sistema Ibérico.- Periglaciarismo.
6. Cuenca del Tajo. Geomorfología y Cuaternario.
7. Cuenca del Duero. Geomorfología y Cuaternario.
8. Mesetas. (Selección).
9. Interior peninsular.- Superficies de erosión.
10. Procesos actuales del interior peninsular.

ESTUDIOS TECTÓNICOS

11. Paramera de Sigüenza.
12. Sistema Central.
13. Sistema Ibérico.
14. Cuencas terciarias del Tajo y Duero.

ESTUDIOS GEOLÓGICOS GENERALES

15. Paramera de Sigüenza.
16. Sistema Central.- Conjunto.
17. Sistema Central.- Sector oriental .
18. Sistema Ibérico.- Conjunto / Rama castellana.
19. Sistema Ibérico.- Sectores.

ESTUDIOS ESTRATIGRÁFICOS Y PALEOGEOGRÁFICOS

20. Permo- Trias. Paramera de Sigüenza y área contexto.
21. Jurásico. idem.
22. Cretácico. idem.

ESTUDIOS ESTRATIGÁFICOS Y GEOLÓGICOS GENERALES

23. Terciario de la Paramera de Sigüenza.
24. Terciario general de las Mesetas.
25. Terciario de la Cuenca del Tajo.
26. Terciario de la Cuenca del Duero.
27. Terciario. Cubetas interiores de la Cordillera Ibérica.
28. La raña.

OTROS ESTUDIOS SOBRE LA PARAMERA DE SIGÜENZA Y EL ÁREA CONTEXTO.

29. Estudios mineralógicos.
30. Estudios paleontológicos.
31. Estudios climáticos.
32. Estudios hidrológicos e hidrogeológicos.
33. Estudios biogeográficos y de vegetación.

34. Estudios arqueológicos.
35. Estudios geográficos y generales.

OBRAS DE OTROS TEMAS MENCIONADOS EN EL TRABAJO

36. Otras obras mencionadas en el trabajo.

INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA Y FOTOGRÁFICA

37. Cartografía. Paramera de Sigüenza y área contexto.
38. Fotografía aérea. Paramera de Sigüenza.

Si se considera como base las **unidades espaciales**, la ordenación quedaría así:

PARAMERA DE SIGÜENZA

1. Estudios geomorfológicos.
11. Estudios tectónicos.
15. Estudios geológicos.
20. Estudios del Permo- Trías (compartido).
21. Estudios del Jurásico (compartido).
22. Estudios del Cretácico (compartido).
23. Estudios del Terciario.
29. Estudios mineralógicos.
30. Estudios paleontológicos.
31. Estudios climáticos.
32. Estudios hidrológicos.
33. Estudios biogeográficos y de vegetación.
34. Estudios arqueológicos.
35. Estudios geográficos y generales.

SISTEMA CENTRAL

2. Estudios geomorfológicos (exc. glaciarismo y periglaciarismo).
3. Estudios de periglaciarismo.
12. Estudios tectónicos.
16/17 . Estudios geológicos: 16.Conjunto. 17. Secto· oriental.

SISTEMA IBÉRICO

5. Estudios geomorfológicos (excepto glaciarismo y periglaciarismo).
6. Estudios de periglaciarismo.
13. Estudios tectónicos.
18/19 . Estudios geológicos. 18.Conjunto o Rama Castellana.19.Sectores
20. Estudios del Permo- Trías (compartido).
21. Estudios del Jurásico (compartido).
22. Estudios del Cretácico (compartido).
27. Estudios Cubetas Terciarias Interiores.

DEPRESIÓN DEL DUERO- ALMAZÁN

8. Estudios Geomorfológicos y Cuaternario.
14. Estudios tectónicos (compartido).
26. Estudios del Terciario y Geológicos.

DEPRESIÓN DEL TAJO

7. Estudios Geomorfológicos y Cuaternario.
14. Estudios tectónicos (compartido).
25. Estudios del Terciario y Geológicos.

MESETAS/ INTERIOR DE ESPAÑA

8. Estudios geomorfológicos.
9. Superficies de erosión.
10. Procesos actuales.
24. Estudios del Terciario.
28. La raña.

1. GEOMORFOLOGÍA. PARAMERA DE SIGÜENZA.

(15.1879) PALACIOS,P.
Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 6: 321-352.

1. 1933 BIROT,P.
Le relief de la Sierra de Alto Rey et de sa bordure orientale.
Bull. Assoc. Géogr. Fran., 70: 92-98. (Trad. en Est. Geográficos, 1949,36: 407-502)

1. 1965 BUTZER,K.W.
Acheulian occupation sites at Torralba and Ambrona. Spain.Their geology.
Science, 150 (3704): 1718-1722.

1. 1971 GLADFELTER,B.G.
Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares Basin.
University of Chicago Research Paper, 130, 204 p.

1. 1972 GLADFELTER,B.G.
Pleistocene terraces of the Alto Henares (Guadalajara) Spain.
Quaternary Research, 2: 473-486.

1. 1977 ORDÓÑEZ,S.; GARCÍA DEL CURA,M.A.
Calcareous tufas associated with the Middle Terrace and Campiña terrace of high Henares Basin (Central Spain) and their climatologic and geomorphological significance.
X INQUA Congress Abstract,.337 p.

1. 1989 AGUDO,C.; GONZÁLEZ,J.A;SERRANO,E.
Características geomorfológicas de los depósitos carbonáticos de origen fluvial en el río Blanco (alto Jalón).
2º Reunión de Cuaternario Ibérico

1. 1992 AGUDO,C.;SERRANO,E.
Evolución geomorfológica del valle del Arroyo de la Mentirosa (Alto Jalón, Soria).
Estudios de Geomorfología en España. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología. Murcia. SEG, p. 291-298.

2. GEOMORFOLOGÍA DEL SISTEMA CENTRAL O SECTORES (exc. Glaciarismo y Periglaciarismo)

(15.1879) PALACIOS,P.
Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. España, 6: 321-352.

2. 1880-82 CASTEL,C.
Descripción física, geognóstica, agricola y forestal de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. España, 7: 334 - 395.

2. 1915 SCHMIEDER,O.
Die Sierra de Gredos.
Mitt. Geogr. Gesel.,10: 1- 60. München (Trad. La Sierra de Gredos. Estudios Geográficos, año 1952: 421- 440 y 53: 627-653.)

2. 1928 CARANDELL,J.
Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama.
Conf. y Res. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 3: 125-131.

2. 1931 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
La Pedriza del Manzanares. Descripción geográfico- geológica.
Guías de los sitios naturales de interés nacional n.1, Sierra de Guadarrama. Junta de Parques Nacionales.

2. 1937 BIROT,P.
Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidentale.
Ann. Geogr. 46: 25-42 (Trad. C. Vidal Box en Est. Geogr., 6: 155-168, año 1945).

2. 1937 SCHWENZNER,J.E.
Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes.
Geogr. Abh. H. 3. Stuttgart.
(trad. por Vidal Box, en B. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14: 121-147).

2. 1937 VIDAL BOX,C.
Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Ávila.
Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., 36: 79-106.

2. 1937 VIDAL BOX,C.
Contribución al conocimiento del segmento occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 36: 7- 31..

2. 1942 VIDAL BOX,C.
La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 40: 117-132.

2. 1951 BIROT.P.; SOLÉ SABARÍS,L.
Sobre un rasgo morfológico paradójico de los macizos cristalinos de la Cordillera Central Ibérica.
Est. Geogr., 45: 807-813.

2. 1954 SOLÉ SABARÍS,L.; BIROT.P.
Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española.
CSIC. Inst. J. Seb. Elcano, Madrid. 87 p.

2. 1956 PEDRO, F.; SÁNCHEZ VEGA, I.
Relaciones entre la fisiografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama.
Asoc. Esp. Progr. Ciencias, 23 Congr. Coimbra.

2. 1969 DAVEAU.S.
Structure et relief de la Sierra da Estrela.
Finisterra: 31-197.

2. 1972 MARTÍNEZ DE PISÓN,E.; MUÑOZ JIMÉNEZ,J.
Observaciones sobre la morfología del alto Gredos.
Inst. Juan Sebastián Elcano. CSIC: 33, 129: 597-690.

2. 1973 PEDRAZA,J.
Estudio morfológico del extremo oriental de la cadena de San Vicente-Peña Cenicientos.
Bol. Geol. Min., 84: 1-14.

2.1973 ONTAÑÓN SÁNCHEZ, J.M.
Formaciones superficiales de la Sierra de Guadarrama.
Facultad de Ciencias. Universidad Complutense. Madrid.

2. 1973 STABLEIN,G.
Rezente und fossile Spuren der Morphodynamik in Gebirgsrandzonen des Kastilischen Scheidegebirge.
Zeitsch. Geomorph. N.F. Suppl 17: 177-194.

2.1974 ASENSIO,I.; LÁZARO,I.
Los depósitos detríticos gruesos en la cuenca del río Miraflores y su significación en los procesos geomorfológicos.
Est. Geogr. 134: 5-24.

2.1976 ASENSIO,I.; LÁZARO,I.
Estudio sedimentológico de los materiales actuales y plio-cuaternarios del borde meridional de la Sierra de Guadarrama (Bustarviejo- Valdemanco).
Est. Geogr. 145: 385-406.

2.1976 SANZ HERRAIZ,C.
La morfología de la Pedriza de Manzanares.
Est. Geogr. 145: 435-464.

2.1977 FERNÁNDEZ GARCÍA,M.P.
Estudio geomorfológico del Macizo Central de Gredos.
Fundación Juan March, Madrid.

2. 1977 LÁZARO,I.
Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario).
Est. Geol., 33 (2): 102-117.

2. 1977 LÁZARO,I.; ASENSIO,I.
Estudio geomorfológico de la zona Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español).
Est. Geol., 33 (5): 409-417.

2.1978 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; RODRÍGUEZ VIDAL,J.
Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central.
Bol. Geol y Min., 89. (2): 109-113.

2. 1978 PEDRAZA,J.
Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español).
Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid, 459 p.

2. 1979 SANZ DONAIRE,J.J.
El Corredor de Béjar.
CSIC. Inst.Geogr. Aplicada. Madrid, 195 p.

2. 1980 GARZÓN,M.G.
Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica.
Tesis doctoral. Univ. Compl. Madrid.

2. 1980 LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I
Síntesis geomorfológica del borde meridional de la Sierra de Guadarrama.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 78: 113-121.

2. 1980 PEDRAZA,J.; LÓPEZ,J.
Gredos. Geología y glaciarismo.
Obra social y cultural de la Caja Central de Ahorros y Préstamos de Ávila 31p.

2.1981 CABRA,P.
Estudio geomorfológico y de las formaciones superficiales entre la Sierra de La Cabrera y la Superficie de Mesones.
Tesis Licenciatura. Univ. Complutense.

2. 1981 PEDRAZA,J.
El borde de la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): evolución morfológica reciente.
Cuad. Geol. Ibérica, 7: 667-682.

2. 1981 SANZ HERRAIZ,C.; ARENILLAS PARRA, M.
Notas sobre la morfología de la Sierra de la Cabrera.
Anales de Geografía de la Univ.Complutense de Madrid, 1: 247-263.

2. 1982. GARZON HEYDT,M.G.; PEDRAZA GILSANZ,J.; UBANELL.A.G.
Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama).
Rev. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Madrid, 76: 475-496.

2. 1983 CENTENO,J.D.
Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español).
Tesis de Licenciatura. Univ. Compl. Madrid, 125 p

2. 1983 CENTENO, J.D.; PEDRAZA.J; ORTEGA,L.I.
Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol., 81 (3-4): 153-171.

2. 1984 PEDRAZA,J.
Domos graníticos de exhumación cuaternario en la Rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español).
Congr. Esp. de Geología , 1: 535-552.

2. 1986 MARTÍN RIDAURA.
Clasificación y análisis geomorfológico del stock granítico de la Pedriza de Manzanares el Real (Madrid).
Tesis de Licenciatura.Univ. Complutense.

2. 1986 SANZ DONAIRE,J.J.
El Corredor de Béjar.II
CSIC.Madrid.

2. 1988 BULLÓN MATA,T.
El sector occidental de la Sierra de Guadarrama.
Consejería de Política Territorial. Comunidad de Madrid.
Comprende el espacio entre el puerto de la Cruz Verde y el puerto de Navacerrada.

2. 1988 SANZ HERRAIZ,C.
El relieve del Guadarrama Oriental.
Consejería de Política Territorial. Comunidad de Madrid.

2.1989 CENTENO,J.D.
Evolución cuaternaria del relieve de la vertiente Sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe 13: 79-88.

2. 1989 PEDRAZA,J.
La morfogénesis del Sistema Central y la relación con la morfología granítica.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe 13: 31-46.

2. 1989 SANZ HERRAIZ,C.
Las formas del modelado granítico ligadas a la estructura en lajas (sheet structure).
Cuad. Lab. Xeol. Laxe 13: 69-77.

2.1990 PALOMARES,M.; TORTOSA,A.; ARRIBAS,J.
Caracterización clastométrica de los depósitos detríticos de cabecera de los arroyos del S, Central: influencia de la litología del área fuente.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 85 (1-4): 5-21.
Se considera decisiva la influencia de la litología de partida.

2. 1991 RUBIO CAMPOS,J.C
Geomorfología y Cuaternario de las Sierras del Barco y Béjar. (Sistema Central)
Ed. Universidad Complutense de Madrid. Tesis doctorales 69/91.

3. SISTEMA CENTRAL. PERIGLACIARISMO (conjunto o sectores).

3. 1959 FRÄNZLE,O.
Glaziale und periglaziale Formbildung in östlichen kastilischen Scheidegebirge Zentral-Spanien.
Bonner Geographischen Abhandlungen, Bonn, 80 p.
(trad de J. Sagredo. Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. Rev. Est. Geograficos, 151-152: 203-231, 363-418).

3. 1965 ASENSIO AMOR,I.; MARTÍNEZ GONZÁLEZ, F.
Formaciones cuatenarias en el Valle de Navacerrada.
Bol. R. Soc. Hist .Nat., 63: 113-118.

3. 1972 ASENSIO AMOR,I.; ONTAÑÓN SÁNCHEZ,J.M.
Acumulaciones periglaciares en el valle de Guarramillas (vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama).
Est. Geol.,28: 453-462.

3. 1972 VAUDOUR,J.; ASENSIO,I.
Los depósitos periglaciares del alto valle del río Navacerrada (vertiente meridional de la Sierra de Guadarrama).
Est. Geol, 28: 77-87.

3. 1973 ASENSIO AMOR,I; ONTAÑÓN SÁNCHEZ,J.M.
Observación sobre la evolución de frentes morrénicos en el alto Valle del Lozoya (Sierra de Guadarrama).
Est. Geol, 29: 559-562.

3.1974 ASENSIO AMOR,I; GONZÁLEZ,J.A.
Formas de crioturbación en altos niveles cuaternarios del valle del Jarama.
Est. Geogr. 137: 579-592.

3. 1975 ASENSIO AMOR,I. ; ONTAÑÓN SÁNCHEZ,J.M.
Evolución de surcos de escorrentía sobre vertientes periglaciares.
Est. Geol, 31: 625-627.

3. 1977 BULLÓN MATA,T.
Los fenómenos periglaciares en la Sierra de la Mujer Muerta (Sierra de Guadarrama).
V Coloquio de Geografía. Granada: 35-40.

3. 1986 ACASO DELTELL,E.; RUIZ ZAPATA,M.B.; PEDRAZA GILSANZ,J.; CENTENO CARRILLO,J.D.
Contribución al estudio del periglaciarismo en la Sierra de Gredos.
Cuadernos de Lab. Xeol. de Laxe, 10: 115-132.

3. 1986 MOLINA,E.; ARMENTEROS,I.
Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila: hipótesis sobre su génesis.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 80: 49-56.

3. 1986 PEDRAZA,J.; CENTENO,J.D.; ACASO,E.; RUBIO,J.C.
Presencia de suelos estructurales de origen periglacial en la Sierra de Gredos: círculos de piedra actuales.
Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.

3. 1987 PEDRAZA,J.; CENTENO,J.D.; ACASO,E.; RUBIO,J.C.
Círculos de piedra e hidrolacolitos actuales en el Sistema Central español.
Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA: 187-190.

4. SISTEMA IBÉRICO- GEOMORFOLOGÍA (excepto Periglaciarismo).

(2. 1880-82) CASTEL,C.
Descripción física, geológica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. de España, 7: 334-395.

4. 1893 DEREIMS,A.
Nouvelles observations sur la géographie physique du plateau de Teruel.
Ann. de Géog.,2: 315-328.

4. 1917 JIMÉNEZ DE AGUILAR,J.
Las torcas de Cuenca.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,17: 409-415.

4. 1918 CARANDELL,J.; GÓMEZ DE LLARENA,J.
El glaciarismo cuaternario en los Montes Ibéricos.
Trab. Mus. Cienc. Nat. ser. Geol.,22, 62 p.

4. 1926 ARANEGUI,P.
La Laguna de Gallocanta y la geología de sus alrededores.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 26: 419-429.

4. 1930 LAUTENSACH,H.
Cuenca und die Ciudad Encantada. Ein Baustein zur spanischen Landeskunde.
Jahrbuch. Geogr. Gesel. Hannover: 97-124.

4. 1931 PRAESENT,H.
Geologie und Morphologie der Umgebung von Soria.
Schulten-Numantia, München: 70-79.

4. 1930 LAUTENSACH,H.
Excursión morfológica de Cuenca a la Ciudad Encantada.
Publ. Soc. Geogr. Nac., ser B. 3.

4. 1933 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Caracteres geográficos-geológicos sobre el Alto Tajo.
Bol. R. Soc. Geogr. Nac., 73: 707-738.

4. 1934 BIROT,P.
A propos de quelques travaux récents sur la Chaîne Celtibérique et ses anexes.
Annales de Geogr., 43: 96-99.

4. 1941 DANTÍN CERECEDA,J.
La laguna salada de Gallocanta (Zaragoza).
Est.Geogr., 2: 269- 301.

4. 1948 CABAÑAS,F.R.
Resumen fisiográfico y geológico de la Serranía de Cuenca.
Rev. R. Acad. Cien. Fis y Nat., 42: 263- 277.

4. 1952 SOLÉ SABARÍS,L.; RIBA ARDERIÚ,O.
El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica.
Teruel, 7: 1-21.

4. 1955 BOMER,B.
Tres aspectos del contacto de los montes celtibéricos occidentales y la Cuenca del Ebro.
Est.Geogr., 59: 429-436.

4. 1956 BOMER,B.
Aspects morphologiques du bassin Calatayud- Daroca et ses bordures.
Bull.Assoc. Géogr. Franç., 261-262:186-194. (trad. Est.Geogr, 80: 393-403).

4. 1956 FERRER REGALES,M.; MENSUA FERNÁNDEZ,S.
Las ramblas del valle medio del Jiloca.
Rev. Geographica., 3 (9-12): 59-85.

(27.1957) BRINKMANN,R.
Terciario y Cuaternario antiguo de las Cadenas Celtibéricas occidentales.
Est.Geol., 13: 123-124.
Se refiere al contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión del Ebro.

4. 1959 BIROT,P.
Esquisse morphologique des Monts Celtibériques orientaux.
Bull. Comité Trav. Hist. et Scienc. Sec. Géographie, 72: 101-130.

4. 1960 GARCÍA MANRIQUE,E.
Las comarcas de Borja y Tarazona y el Somontano del Moncayo.
Inst. Geogr. Aplicada, CSIC, Zaragoza, 301 p.

4. 1963 BIROT,P.
Evolution des versants a corniche dans la sèrie miocène au sud de Teruel (Espagne).
Neue Beitr. zur Intern. Hangforsch. Edit. Hans Mortensen: 67-70. Göttingen.

4. 1966 TISCHER,G.
Datos geomorfológicos sobre la cuenca superior del río Alhama.
No.t y Com. Inst. Geol. y Min. España, 84: 55-92.
Se trata fundamentalmente de un análisis morfométrico.

4. 1968 GONZALO MORENO,A.N.
Contribución al estudio del piedemonte Ibérico riojano. Geomorfología del valle medio del Cidacos.
Est. Geogr., 110: 103-138.

4. 1971 MOISSENET,E.; GAUTIER,F.
La région de Rubielos de Mora (province de Teruel, Chaînes Ibériques). Contribution a l´etude géologique et morphologique.
Mélanges Casa Velázquez, 7: 5-26.

4. 1971 PAILHE,P.
Caractères morphologiques de la dépression d´El Pobo. (Monts Celtibériques orientaux).
Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 42: 71-82.

4. 1972 MOISSENET,E.; CANEROT,J.; PAILHE,P.
Géologie et relief dans la région de Montalbán (province de Teruel).
Mélanges de la Casa de Velázquez: 5- 50.

4. 1973 MENSUA,S.; IBÁÑEZ,M.J.
La depresión de Mas de Las Matas. Una cubeta en el contacto entre la Cuenca del Ebro y las Montañas Ibéricas.
J.M. Casas Torres. Homenaje a una labor: 191- 213. Zaragoza.

4. 1974 ADROVER,R.
Un relleno kárstico plio-pleistoceno en el Cerro de los Espejos en Sarrión (provincia de Teruel, España).
Acta Geológica Hispánica, 9 (4): 142-143.

4. 1974 PAILHE,P.
Montagnes et plateaux de la bordure orientale de la Chaîne Ibérique.
Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 45 (1): 32-52.

4. 1975 CALVO PALACIOS,J.L.
Nota sobre las relaciones de la red fluvial camerana y la tectónica del borde septentrional del Sistema Ibérico.
Berceo, 88: 93-100.

4. 1975 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA.J.L.
Karst y periglaciarismo en la Sierra de Javalambre. (provincia de Teruel)
Bol. Geol. y Min., 87 (6.: 561-572.

4. 1976 ALONSO OTERO,F.; BULLÓN MATA,T.
Evolución kárstica del sector Sureste de la Serranía de Cuenca.
Est. Geogr.,37 (145): 465-478.

4. 1976 CHUECA DIAGO,M.C.
Sierras y valles del Sistema Ibérico al NW del Jalón.
Inst. Geogr. Aplicada, CSIC, Zaragoza, 243 p.
Estudio geográfico global.

4. 1976 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA.J.L.
Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel).
Bol. Geol. y Min., 87 (6): 561- 570.

4. 1976 IBÁÑEZ MARCELLÁN,M.J.
El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico.
CSIC, 523 p. Madrid.

4. 1977 MARTÍNEZ DE PISÓN,E.; ARENILLAS,M.
La morfología glaciar del Moncayo.
Tecniterrae, 18: 1-7.

4. 1978 BOMER,B.
Le bassin de l'Ebre et les bordures montagneous. Etude Géomorphologique. (Resumen en Mediterranée, 36 (3): 96- 97.)

4. 1978 CALVO,A.; GONZÁLEZ,J.M.; GONZÁLEZ.J.; VILLENA,J.
Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta.
Tecniterrae, 21: 1-10.

4. 1978-79 PUEYO,J.J.
La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área de Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (prov. Zaragoza y Teruel).
Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 33: 5- 56.

4. 1978 YETANO,L.M.
La evolución geomorfológica del valle del Huerva.
Geographicalia, 2: 3-19.

4. 1979 BOMER,B.
Les piedemonts du Bassin de l'Ebre (Espagne).
Mediterranée, 36 (3): 19-25.
Sólo trata aquí los pirenaicos.

4. 1979 CARRILLO,L.; GISBERT,J.
Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo " wadi" en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel).
Bol. Geol y Min., 90 (4): 329-332.

4. 1979 ERASO ROMERO,A. et al.
Estudio de las torcas de Los Palancares y Cañada del Hoyo en el karst de la Serranía de Cuenca.
Kobie,9: 7-79.

4. 1979 GARCÍA RUIZ, J.M.
El glaciarismo cuaternario en la Sierra de la Demanda.
Cuadernos de Investigación Geografía e Historia, 5 (2): 3-25.

4. 1979 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; IBAÑEZ MARCELLÁN,M.J.
Los gnamas de la región de Alcañiz.
Est. Geol, 35: 193-198.

4. 1979 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.
El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín).
Teruel, 61-62: 39-46.

4. 1979 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.
El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín).
Est. Geol., 35: 651-654.

4. 1979 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.
Deslizamientos intracuaternarios de bloques en la región de Villel (provincia de Teruel).
Est. Geol., 35: 299-303.

4. 1979 HOYOS,M.; ZAZO,C.; GOY,J.L.; AGUIRRE,E.
Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud (Zaragoza).
III Reunión G.E.T.C: 149-169.

4. 1979 PAILHE,P.
Réponses de la lithologie aux sollicitations climatiques: une définition de la erosion différentielle dans la Chaîne Ibérique.
7º R.A.S.T., Lyon: 350.

4. 1979 MENSUA,S.; ALBERTO,F.; IBÁÑEZ.M.J.; YETANO,M.
Piedemonte ibérico en las comarcas de La Almunia y Cariñena y corte de la Depresión del Ebro en su sector meridional.
III Reunión G.E.T.C., primera excursión: 1-7.

4. 1980 CALATAYUD,P.; GARCÍA RUIZ,J.M.; PÉREZ LORENTE,F.
Itinerario geológico y geomorfológico por el valle del Najerilla.
Instituto de Estudios Riojanos, Logroño.

4. 1980 MAQUEDA BLASCO,A.
Estudio geomorfológico del macizo paleozoico de Aragoncillo y su cobertera sedimentaria.
Geographicalia, 5: 113-141.

4. 1980 MENSUA,S.; PELLICER,F.
El piedemonte del Moncayo: contribución al estudio de los contactos entre la Cordillera Ibérica y la depresión del Ebro.
Cuadernos de Estudios Borjanos, 2 semestre: 109-135.

4. 1980 MOISSENET,E.
Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientaux.
Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 51: 315-344.

4. 1981 BURILLO,F.; GUTIERREZ,M.; PEÑA,J.L.
El Cerro de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología.
Kalathos, 1 : 7-63. Teruel.

4. 1981 GONZALO MORENO,A.N.
El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural.
Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.

4. 1981 PAILHE,P.
Observations sur l' article d' E. Moissenet. Trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques.
Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 52 (2): 244-246.

4. 1981 MOISSENET,E.
Réponse aux observations de Pierre Pailhe: la limite mio-pliocène dans les fossés de la Chaîne Ibérique.
Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 52 (2): 246-248.

4. 1981 PEÑA,J.L.; SÁNCHEZ,M.; SIMÓN,J.L.
Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel.
Teruel 66: 31-46.

4. 1981 YETANO,L.M.
El Sistema Ibérico zaragozano.
T. Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

4. 1982 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L.
El karst en el sector centrooriental de la Cordillera Ibérica.
Actas Reunión Monográfica sobre el Karst Larra: 81-92.

4. 1982 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L.
El poljé de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón).
Actas Reunión Monográfica sobre el Karst Larra: 95-104.

4. 1982 MOISSENET,E.
Observations préliminaires sur les piémonts internes del Monts ibériques dans la région de Teruel.
Colloque Montagnes- Piémonts, Toulouse, 41 p.

4. 1982 MOISSENET,E.
Le Villafranchien de la region de Teruel (Espagne). Stratigraphie, déformations, milieux.
Actes du Coloque " le Villafranchien Méditerranéen",1: 229-254.

4. 1982 PAILHE,P.
La chaîne Ibérique et son piémont septentrional: effects respectifs de la tectonique et du climat.
Colloque Montagnes- Piémonts, Toulouse, 16 p.

4. 1982 PAILHE,P.
Pour une nouvelle définition de l´erosion differentielle: actions hydroéoliennes en Chaîne Ibérique Orientale.
Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 53 (4): 431-432.

4. 1982 PELLICER,F.; YETANO,L.M.
Geomorfología de la Comarca de Calatayud
I Encuentro de Estudios Bilbitanos. Calatayud.

4. 1982 SORIANO,A.
Investigaciones geomorfológicas en la región de Muel- Fuendetodos (prov. Zaragoza).
Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias.

4. 1983 CALVO,J.; GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L.
Morfología de vertientes y neotectónica en el Macizo de Javalambre (provincia de Teruel).
Actas VI Reunión G.E.T.C. Vigo- Santiago: 429-448. Lab. Xeol. Laxe.

4 1983 ECHEVARRÍA ARNEDO,M.T.
El valle del río Aguas Vivas. Estudio geomorfológico.
Geographicalia, 19-20: 11-94.

4.1983 GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L.
Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida. (Teruel).
Actas Reunión Grupo Trabajo Cuaternario. Vigo-Santiago: 449-462. Lab Xeol. Laxe.

4. 1983 IBÁÑEZ,M.J.; PELLICER,F.; YETANO.M.
Rasgos geomorfológicos del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro (sector aragonés).
Geographicalia, 18: 3-19.

4. 1983 LOZANO TENA,M.V.
Estudio geomorfológico de la Depresión El Pobo- Cedrillas (provincia de Teruel).
Teruel, 69: 109- 210.

4. 1983 PELLICER,F.
La depresión de Monesa: un tipo de modelado en el sector central de la Cordillera Ibérica.
VII Coloquio de Geografía,1: 249- 254. Pamplona.

4. 1983 PEÑA MONNE,J.L.
Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar, en las cercanías de Teruel.
VII Coloquio de Geografía, 1: 255-259. AGE. Salamanca.

4. 1983 SORIANO JIMÉNEZ,A.; GUITIERREZ ELORZA,M.
Notas geomorfológicas de la región Muel-Fuendetodos.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) 81 (1-2): 99-110.

4. 1984 ARNÁEZ VADILLO,J.; GARCÍA RUIZ,J.M.
Tipos de escorrentía y ritmo de evacuación de sedimentos en la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico).
Cuadernos de Investigación Geográfica, 10 (1-2), Logroño.

4. 1984 ARNÁEZ VADILLO,J.
Microformas de erosión y acumulación en pistas forestales: el ejemplo del alto valle del Cárdenas.
Cuadernos de Investigación Geográfica: 7-16.

4. 1984 BOMER,B.; RIBA.O.
Le piémont septentrional de la sierra de la Demanda (Bassin de l´Ebre, Espagne).
Montagnes et Piémonts: 175-185.

4. 1984 GARCÍA RUIZ,J.M.; ARNÁEZ VADILLO,J.
Infiltration, macrocirculation de l'eau et dynamique des versants dans la Sierra de la Demanda.(S. Ibérique, Rioja, Espagne).
Documents d´Ecologie Pyrenéene, 3-4: 445-448.

4. 1984 PAILHE,P.
La Chaîne Ibérique Orientale. Etude Géomorphologique.
Thése Doctorat Univ Bordeaux, 682 p.

4. 1984 PELLICER,F.
Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo.
Cuad. Est. Borjanos, 389 p. Borja (Zaragoza).

4. 1984 PEÑA,J.L.: GUTIERREZ,M.; IBÁÑEZ,M.L.; LOZANO,M.V.; RODRÍGUEZ.J.; SÁNCHEZ,M.; SIMÓN,J.L.; SORIANO,M.A.; YETANO,M.
Geomorfología de la provincia de Teruel.
Instituto de Estudios Turolenses 149 p.

4. 1985 GUITIERREZ,M.; PEÑA,J.L.; SÁNCHEZ,M.
Dolinas aluviales en los materiales yesíferos de Villalba Baja.
Actas I Reuniao do Quaternario Ibérico, 5 - 2: 427- 438.

4. 1985 LEMARTINEL,B.
Premières donneés sur le Quaternaire moyen de la region de la Demanda (Espagne).
Physio-Geo, 14-15: 53-60.

4. 1985 LEMARTINEL,B.
L´evolution morphologique de la Demanda et de ses piémonts durant le Neógène.
Rev. Géogr., des Pyrénées et du Sud-Ouest, 56 (4): 471-490.

4. 1985 MOISSENET,E.
Le quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne).
Physo- Geo 14/15: 61-78. Paris.

4. 1985 PELLICER,F
Modelado eokárstico de la plataforma de Los Gamellones (Torrecilla de Cameros, La Rioja).
I Coloquio Geogr. de la Rioja: 43-54.

4. 1986 LEMARTINEL,B.
Sedimentation détritique et installation du reseau hydrographique sur les piémonts nord des Monts Celtibériques occidentaux.
Bull. Assoc. Geogr. Franç., 2: 149-172.

4. 1986 ORTIGOSA,L.
Geomorfología glaciar de la Sierra Cebollera (Sistema Ibérico).
Inst. Est. Riojanos, 77 p.

4.1987 ALONSO OTERO,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A; UGARTE,F.
Sur l´evolution de trois grandes dèpressions karstiques de la Serrania de Cuenca (Espagne).
Mediterranèe, 1: 21-32.

4. 1987 ARNÁEZ VADILLO,J.
Formas y procesos de erosión en la evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda.
Cuadernos de Investigación Geográfica, 13 (1-2), Logroño.

4. 1987 ARNÁEZ VADILLO,J.
Factores de distribución de los grandes movimientos en masa en el Sistema Ibérico riojano.
Est.Geogr., 189: 535- 552.

4. 1987 GARCÍA RUIZ,J.M.; GÓMEZ VILLAR,A.; ORTIGOSA,L.
Aspectos dinámicos de un cauce fluvial en el contexto de su cuenca: el ejemplo del río Oja.
Instituto Pirenaico de Ecología. Instituto de Estudios Riojanos. Jaca-Logroño.

4.1987 GRACIA,F.J.
Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordilera Ibérica.
Cuaternario y Geomorfología, 1: 119-134.
Desde Daroca al Pobo de Dueñas.

41988 ECHEVARRÍA ARNEDO,M.T.
Geomorfología de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las Depresiones de Calatayud y de Almazán y su reborde soriano.
Tesis doctoral.

4. 1988 GARCÍA RUIZ,J.M.; ARNÁEZ,J.; ORTIGOSA,L.; GÓMEZ VILLAR,A.
Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla River Valley (Iberian Sistem, Spain).
Pirineos. Revista de Ecología de Montaña, 131: 3-24.

4. 1989 ARNÁEZ VADILLO,J.
Incisiones (cárcavas) en el nivel supraforestal de la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico).
Morfología y significación.
Cuadernos de Investigación Geográfica, 15: 7-16. Logroño.

4.1989 GÓMEZ VILLAR,A.; MARTÍNEZ CASTROVIEJO,R.
Organización espacial de sedimentos en las barras del cauce trenzado del río Oja.
Cuadernos de Investigación Geográfica, 15: 29-46. Logroño.

4.1989 GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Geomorfología de las formaciones tobáceas del valle del río Gallo en el área de Molina de Aragón.
Cuaternario y Geomorfología, 3:1-4: 63-72.

4. 1989 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L.
El karst en la Cordillera Ibérica.
El karst en España. Mon. nº4 . Sociedad Española Geomorfología. Madrid, nov 1989: 151-162.

4.1990 GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Derrubios crioclásticos y etapas frías en el área de Molina de Aragón (Guadalajara).
I Reunión Nacional de Geomorfología. 1: 169-179. Teruel.

4.1990 GRACIA PRIETO,F.J.
Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica Central).
Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.

5. GEOMORFOLOGÍA DEL SISTEMA IBÉRICO.- PERIGLACIARISMO.

5. 1962 GARCÍA-SAINZ,L.
Frostbodenformen im Idúbeda- Gebirge (Spanien).
Zeitschrift für Geomorphologie, Jun 1962: 35-50.

5. 1968 THORMES,J.B.
Glacial and periglacial features in the Urbión Mountains.
Est. Geológicos, 24: 249-258.

(6. 1970) BADORREY,T.; GUERRA,A.; PINILLA,A.
Fenómenos de periglaciarismo en paleosuelos de la Meseta Castellana.
Anales de Edafología y Agrobiología, 29: 913-940.
Referido a La Alcarria y a la Paramera de Molina de Aragón.

(4. 1977) GONZÁLEZ, J.A.; ASENSIO,I.
Contribución al estudio de acciones periglaciares en el borde SW del Sistema Ibérico. (Cifuentes- Maranchón, Guadalajara).
Coll. sur le periglaciare d´altitude du domaine mediterranéen et abords, Strasbourg. Univ. Louis Pasteur: 177-185.

5. 1977 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA MONNE,J.L.
Karst y periglaciarismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel).
Bol. Geol. y Min., 86 (6): 561-572.

5. 1977 GUTIÉRREZ ELORZA,M.;PEÑA MONNE,J.L.
Las acumulaciones periglaciares del Macizo Tremedal (Sierra de Albarracín).
Bol. Geol. y Min., 88 (2): 109-115.

5. 1980 PELLICER CORELLANO,F.
El periglaciarismo del Moncayo.
Geographicalia, 7/8: 3-24.

5. 1981 PAILHE,P.
Quelques modéles d´origine périglaciare, nivale et éclienne de la Chaîne Ibérique orientale.
Recherches Geograph. Strasbourg, 16-17: 101-105.

5. 1985 ARNÁEZ VADILLO,J.
Modelo de distribución de formas crionivales en a Sierra de San Lorenzo (Sierra de la Demanda).
Actas I Coloquio sobre Geografía de La Rioja. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.

(4.1990) GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Derrubios crioclásticos y etapas frías en el área de Molina de Aragón (Guadalajara). I Reunión Nacional de Geomorfología. 1: 169-179. Teruel.

(4.1880-82) CASTEL,C.
Descripción física, geognóstica, agricola y forestal de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. de España, 7: 334-395.

6. 1905 MACPHERSON,J.
El torno del Tajo en Toledo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 5: 100.

6. 1915 DANTÍN CERECEDA,J.
Las terrazas del valle del Henares y sus formas topográficas.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 15:301-314.
Primer estudio serio de terrazas de la Cuenca del Tajo, donde se distinguen dos niveles.

6. 1916 HERNÁNDEZ NAVARRO,L; CARANDELL,J.
Datos topológicos del Cuaternario de Castilla la Nueva.
Junta Ampl. Est. e Invest. Cient. Trab. Mus. Nac. Cien. Nat., ser. geol, n. 19.

6. 1920 PÉREZ DE BARRADAS,J.
Algunos datos sobre el cuaternario de las inmediaciones de Toledo.
Bol. R. Acad. Bellas Artes y C. Hist. de Toledo, 8/9: 229-231.

6. 1921 OBERMAIER,H.; WERNERT,P.; PÉREZ DE BARRADAS,J.
El Cuaternario de las canteras de Vallecas (Madrid)
Bol. Inst. Geol. Min. España, 42: 305-332.

6. 1922 ROMAN,F.
Les terrasses quaternaires de la haute valle du Tage.
C. R. Ac. Sci. Paris, 175: 1084-1086.

6. 1924 PÉREZ DE BARRADAS,J.
Excursiones por el Cuaternario del Jarama.
Ibérica, 535: 25-28.

6.1926 PÉREZ DE BARRADAS,J.
Estudios sobre el terreno cuaternario del valle del Manzanares (Madrid).
Ayuntamiento de Madrid, 135 p.

6. 1927 ARANEGUI,P.
Las terrazas cuaternarias del río Tajo entre Aranjuez (Madrid) y Talavera de la Reina (Toledo).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27: 285-290.
Descripción ya de 4 terrazas.

6. 1927 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ARANEGUI,P.
Las terrazas cuaternarias del río Henares en las inmediaciones de Alcalá (Madrid).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 341-343.

6. 1927 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ARANEGUI,P.
Las terrazas cuaternarias del Río Jarama en las inmediaciones de San Fernando y Torrelaguna (Madrid).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27: 310-316.

6. 1927 CARANDELL,J.
Nota acerca del cuaternario de Torrelodones.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 263-267.

6. 1929 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ARANEGUI,P.
Nuevos datos sobre las terrazas cuaternarias de los ríos Jarama y Henares.
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat, 29: 403-404.

6. 1929 ROYO GOMEZ,J.
Sobre las terrazas fluviales de Torrejón de Ardoz.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 29: 382-383.
Se rebate la nota anterior.

6. 1929 ROYO GOMEZ,J.
El torno del Tajo en Toledo.
Mem. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14: 491-502.

6. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
El meandro encajado del Tajo en torno a Toledo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 30: 116-119.

6. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de capturas durante el Plioceno al Norte de la provincia de Madrid.
Bol. R. Soc. Geogr. Nac.,70: 213-224.

6. 1930 ROYO GOMEZ,J.
El torno del Tajo en Toledo (contestación al Prof. Hernández Pacheco).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,30: 119-122.

6. 1930 ROYO GOMEZ,J.
Contestacion a las "Aclaraciones a las notas relativas al torno del Tajo en Toledo" del Sr. Hernández Pacheco,(E).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 30: 196.

6.1933 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Características geográfico- geológicas del territorio del alto Tajo.
Soc. Geogr. Nac., 31: 1-32.

6.1941 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Características fisiográficas del territorio de Madrid.
An. Cienc. Nat. Madrid: 36-47.

6. 1944 ALÍA MEDINA,M.
Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 42: 613-614.

(25. 1945) ALÍA MEDINA,M.
El Plioceno en la comarca toledana y el orgen de la región de La Sagra.
Est.Geogr., 19: 203-239.

6. 1947 ALÍA MEDINA,M.
Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de La Mancha.
Est.Geogr., 27: 313-340.

6. 1950 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Características de las terrazas del Manzanares.
Homenaje a Luis Hoyos Sainz, 2: 239-242.

6. 1955 IMPERATORI,L.
Documentos para el estudio del cuaternario madrileño. Fenómenos de crioturbación en la terraza superior del Manzanares.
Est Geol., 11:139-143.

6. 1957 RIBA,O.
Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid.
Livret- guide de l'excursion C 2, V Congr. INQUA, 55 p.

6. 1961 BENAYAS,J.; RIBA,O.
Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo.
CSIC, Instituto de Edafología. 2.Reunión de Sedimentología, Sevilla: 135- 153.

6. 1963 MARTÍN AGUADO,M.
Consideraciones sobre las terrazas del Tajo en Toledo.
Notas y Com. IGME, 71: 163-178.
Considera una nueva terraza, cinco en total.

6. 1967 ASENSIO AMOR,I.; VAUDOUR,J.
Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (valle del río Jarama).
Est. Geol., 23: 237-255.

6. 1967 ASENSIO AMOR,I ; PEDRO HERRERA,F.
Niveles cuaternarios del río Guadarrama en lasd inmediaciones del Puente del Retamar.
Bol.R. Soc. Esp. Hist. Nat. 65: 113-130.

6. 1969 GALLARDO,J.; VAUDOUR,J.
Problemas morfológicos y edafológicos de la región de Alcalá de Henares.
An. Edaf. y Agrob. 28: 63-79.

6. 1969 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; BRELL PARLADE,J.
Estudio sedimentológico de la terraza media de los ríos Manzanares, Henares y Jarama.
V.Reunión del Grupo español de Sedimentología. Pamplona.

6. 1969 VAUDOUR,J.
Donées nouvelles et hypothéses sur le Quaternaire de la region de Madrid.
Rev. Géogr. Pays. Med., 8: 79-92.

6. 1970 BADORREY,T.; GUERRA,A.; PINILLA,A.
Fenómenos de periglaciarismo en paleosuelos de la Meseta Castellana.
An. Edaf. y Agrob., 29: 913-940.
Referido a La Alcarria y la Paramera de Molina.

6. 1971 PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar).
Est. Geol., 27: 317- 324.

6. 1971 PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castille.
Tenth Intern. Tield Institute Guidebook 1971, Amer. Geol. Institute: 224-241.

6. 1971 PÉREZ MATEOS,J.; VAUDOUR,J.
Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al Sur de Madrid.
Est. Geol., 28: 201-208.

6.1973 ALÍA,M.; PORTERO,J.M.; MARTÍN ESCORZA,C.
Evolución geotectónica de la región de Ocaña durante el Neógeno y el Cuaternario.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 71: 9-20.

6. 1973 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; ASENSIO AMOR,I.
Rasgos sedimentológicos del sistema de terrazas del río Henares en la zona de Alcalá - Azuqueca.
Bol. Geol. Min., 84: 15-22.

6. 1974 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Formas de crioturbación en los altos niveles cuaternarios del valle del Jarama.
Est. Geogr., 137: 579-591.

6. 1974 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Presencia de materiales detríticos (grezes litées) en el valle del Tajuña (Carabaña- Villarejo de Salvanés).
Est. Geol., 30: 69-73.

(25.1974) DIAZ MOLINA,M.
Síntesis estratigráfica preliminar de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca).
Est. Geol., 30: 63-37.

6. 1974 GAIBAR- PUERTAS,C.
Descubrimiento de la terraza würmiense en la margen izquierda del río Manzanares: aportaciones paleoclimáticas. Nuevos restos y testimonio del madrileño prehistórico y protohistórico.
Est. Geol.,30 (2-3): 235-252.

6.1974 PÉREZ GONZÁLEZ,J.A.; VIRGILI,C.
Las terrazas travertínicas de Priego (Cuenca).
I. Centenario R. Soc. Esp. Hist. Nat., 1: 347-356.

6. 1974 VAUDOUR,J.
Recherches sur la Terra-rossa de La Alcarria (Nouvelle Castille).
Mem. et. Doc. du CNRS, 15 (2): 49-69.

6. 1975 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN, J.A.
Modelé periglaciaire dans les vallées du paramo calcaire au SE de Madrid.
Actes Symposium sur les versants en Pays mediterranées. Aix- en- Provence, 1975, CEGERM, 5: 39-42.

6. 1976 LÓPEZ VERA,F.; PEDRAZA GILSANZ,J.
Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid.
Est. Geol., 32: 499- 508.

6. 1976 PEDRAZA,J.
Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche. La Depresión de Alcalá del Fresno- Álmorox.
Bol. Geol. y Min., 87: 1-12.

6. 1977 ALFÉREZ DELGADO,F.
Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W de Toledo.
Est.Geol., 33: 223-250.

6. 1977 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Formaciones detríticas en el valle del Tajuña.
Bol. R. Soc. Geogr., 109: 7-22.

6. 1977 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I.
Glacis detríticos en el valle del Henares (Guadalajara- Alcalá de Henares).
Actas III Reunión Nacional GETC, Madrid, 1979.

6. 1977 LÁZARO OCHAITA,I.
Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno- Cuaternario).
Est. Geol., 33: 101-117.

6. 1978 GARCÍA ABBAD,F.J.
Implicaciones geomorfólogicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica.
Est.Geol. 34: 215-229.

(28. 1978) LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I.
La raña, glacis encajados y terrazas al NE de Madrid.
Est. Geol., 34: 45-51.

6. 1978 VAUDOUR,J.
Encroutéments, croutes et caparaces calcaires dans le région de Madrid.
Mediterranée.

6. 1979 ALFÉREZ DELGADO,I.
Una aproximación del límite Neógeno- Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo.
Trabajos Neógeno- Cuaternario, 9: 9-16.

6. 1979 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Niveles fluviales cuaternarios en el valle del Tajuña.
V Coloquio de Geografía. Granada.

6. 1979 GARCÍA ABBAD,F.J.
Ensayo de modelo de sistematización morfoestructural de la mitad oriental de la submeseta meridional.
Bol.Geol. y Min.: 275-284.

6. 1979 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I.
Nota preliminar sobre las terrazas del Tajo entre Almoguera y Aranjuez (Guadalajara- Madrid).
Bol. R. Soc. Geogr.

6. 1979 ORDÓÑEZ.S.; GONZÁLEZ,J.A.
Formaciones tobáceas del valle del Tajuña entre Brihuega y Masegoso (provincia de Guadalajara).
Est. Geol., 35: 205-212.

6. 1979 PÉREZ GONZÁLEZ,A.
El límite Plioceno- Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos.
Trab. Neógeno- Cuaternario. CSIC: 23-26.

6. 1979 VAUDOUR,J.
Contribution a l´étude geomorphologique d´une region mediterranéene semiaride. La Region de Madrid; alterations, sols et paleosols.
Ed. Ophrys, 389 p.

(2. 1980) LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I.
Síntesis geomorfológica del borde meridional de la Sierra de Guadarrama.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 78: 113-131.

6. 1980 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I.
Accidentes pseudotectónicos en aluviones cuaternarios del río Tajo.
II Coloquio Ibérico de Geografía. Lisboa 1980, 1: 241-251.

6. 1981 ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA, M.A.
Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña (Abadanes- Masegoso).
Actas V Reunión G.E.T.C. Sevilla: 280-293

6. 1982 PÉREZ GONZÁLEZ, A.
Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo.
Ed. Univ. Compl. de Madrid, 788 p.

6.1983 TELLO RIPA,B.; ASENSIO AMOR,I.
Contribución al estudio de las terrazas del Tajo entre Albarreal y Talavera de la Reina (Toledo).
Bol. R. Soc. Geogr. 119; 69-88.

6. 1983 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I.
Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales cuaternarias del valle del Tajo (sector Aranjuez- Toledo).
Actas VI Reunión G.E.T.C. Santiago de Compostela, año 1983: 485- 517.

6. 1983 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; LÓPEZ DE AZCONA,C.; ASENSIO AMOR,I.
Formaciones eólicas cuaternarias en el Valle del río Tajo.
Cuadernos do Laboratorio Xeol. de Laxe, 5: 605-630.

6. 1986 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Las terrazas del Tajo en el sector de Fuentidueña del Tajo (Madrid).
in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6. 1986 GONZÁLEZ MARTÍN, J.A.
Las laderas de los Páramos alcarreños.
in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6.1986 GONZÁLEZ MARTÍN, J.A.
Las manifestaciones frías mediterráneas de la cuenca baja del Tajuña, durante el Cuternario reciente.
in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6. 1986 TELLO RIPA,B.
La Mesa de Ocaña.
in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6. 1987 GALLARDO,J.; PÉREZ GONZÁLEZ,A.; BENAYAS,J.
Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle de Henares-Alto Jarama.
Bol. Geol. y Min., 98 (1): 27-39.

6. 1987 ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA,M.A.
Formaciones travertínicas y tobáceas en el valle del Tajo (sector Cifuentes-Trillo): estudio geomorfológico, petrológico y sedimentológico.
Cuaternario y Geomorfología, 1: 231-246.

6. 1988 HERRERO MATÍAS,M.
Mapa geomorfológico 1:50.000. Toledo- Sonseca.
IGN. Universidad Complutense.

6. 1990 MUÑOZ JIMÉNEZ,J.;PALACIOS ESTREMERA,D.
Significado geomorfológico de una red de canales meandriformes impresa en las altiplanicies de La Alcarria, Mesa de Ocaña y La Mancha nororiental.
Eria, 22: 97-120.

6. 1991 PALOMARES,M. SILVA,P.
Estudio textural y composicional de los depósitos arcósicos fluviales en la depresión de Prados-Guatén y su relación con la cuenca del Manzanares.
Abstracts VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Valencia.

6.1992 GARCIA,R.; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; JIMÉNEZ BALLESTA,R.
Presencia de paleosuelos en formaciones crioclásticas en los valles de la cuenca del Tajo.
II Congreso Nac. Geomorfología, Murcia, 1992.

6. 1992 MARTÍN AGUADO,M.
Origen del torno del Tajo en Toledo. Bol. Geol y Min.103: 34-56.

7. GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DEL DUERO.

7. 1892 CHUDEAU,H.
Le plateau du Soria.
Annales de Géogr.,1: 279-286.

7. 1922 PÉREZ DE PEDRO,F.
Formas de erosión en el Mioceno de La Vid (Burgos).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 22: 233-235.

7. 1928 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Modificaciones de la red fluvial en España. La captura del Duero en Numancia.
Asoc. Esp. Progreso de las Ciencias, Congr. Cádiz, 6:165-177.

7.1928 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Las terrazas cuaternarias del río Pisuerga entre Dueñas y Valladolid.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 24: 248-267.

7. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Fisiografía e Historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja
Publicaciones Univ. Valladolid, 16 p.

7. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,F
Fisiografía, Geología y Paleontología del territorio de Valladolid.
Junta Ampl. Est. e Invest. Cientif. Com. Inv. Paleont. y Preh., ser. Paleont., 9. 205 p.

7. 1931 DANTIN CERECEDA,J.
La cuenca endoreica de La Nava (Palencia).
Asoc. Esp. Progreso Ciencias. Congr. Barcelona, 3- 4: 97-100.

7.1932 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 32: 479-487.

7. 1936 SÁENZ GARCÍA,C.
Sur les terrases pliocénes et pleistocénes de Soria (Haut Duero).
C.R. Congr. Intern. Geogr.2: 629-632. Varsovia.

7. 1960 PERPILLOU,A.
La morphologie des côtes du León.
Mém. et Doc. Centre Doc. Cart. et Géogr. 4, 284 p. Paris

7. 1961 MABESOONE,J.M.
La sedimetación terciaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia).
Est.Geol.,16: 101-130

7. 1965 BRAVARD,I.
Notes morphologiques sur la Tiera de Pinares (prov. de Ségovie, Espagne).
Rév. Geogr. Alpine, 53: 245-264. Grénoble.

7. 1970 PLANS,P
La Tierra de Campos.
Inst. Geogr. Aplicada. Patronato Alonso Herrera, CSIC, 289 p.

7. 1970 LEGUEY,S.; RODRÍGUEZ,J.
Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la Cuenca del Esla.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 68: 41-56.

7. 1972 ALCALÁ DEL OLMO,L.
Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia).
Est.Geol.,28 (4-5): 345-359.

7. 1972 CASAS SAÍNZ DE AJA,J.; LEGUEY JIMÉNEZ,S.; RODRÍGUEZ MARTÍNEZ,J.
Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia).
Est. Geol., 28: 287-296.

(26.1973) GARCÍA ABAD,F.; REY SALGADO,J.
Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid.
Bol. Geol. y Min. Esp., 84 (4): 217-227.

(26.1976) ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUAYO,F.;GARCÍA DEL CURA,M.A.
Estudio geológico de las 'facies rojas' plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia).
Est. Geol., 32: 215-220.

7. 1982 MOLINA.E.; BLANCO.J.A.; MARTÍNEZ,F.J.
Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca).
I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mineros, IGME, 6 (2): 433-448.

7. 1982 PÉREZ GONZÁLEZ,A.
El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos.
I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mineros, IGME, 6 (2): 717- 740.

7. 1982 OLIVÉ,A.; PORTERO,J.M.; DEL OLMO,P.; ARAGONÉS,E.; CARRERAS,F.; MOLINA.E., GUTIERREZ ELORZA,M.
El sistema de terrazas del río Carrión.
I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mineros, IGME, 6 (2): 451-459.

7. 1986 MARTÍN SERRANO,A.
El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico.
Tesis Univ. Compl. Madrid. 517 p.

7. 1987 CANTANO,M.; MOLINA,E.
Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 82 (1-4): 87-101.

7. 1987 FERNÁNDEZ GARCÍA,M.P.
Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva. (Segovia).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 84 (1-2): 69-83.

7.1989 ECHEVARRÍA,M.T.
Notas geomorfológicas acerca del foco endorreico en la margen izquierda del río Duero aguas abajo de Soria.
Geographicalia, 26: 75-81.

7. 1991 CASCOS MARAÑA,C.S.

La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico.

Universidad de Valladolid. Colección de Geografía nº 3.

7. 1992 PALOMARES,M.; FERNÁNDEZ,P.;GARZÓN,G.

Textura y composición de los depósitos fluviales de la Depresión de Valverde del Majano (Segovia) como indicadores de los cambios morfológicos y de red de drenaje

Est. Geol. 48: 111-121.

8. OBRAS GEOMORFOLÓGICAS DEL INTERIOR DE ESPAÑA DE INTERÉS PARA EL CONOCIMIENTO DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

8. 1884 CALDERÓN,S.
Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España
Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,13:1- 50.

8. 1885 CALDERÓN,S.
Ensayo orográfico sobre la Meseta Central de España.
Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,14: 131-172.

8. 1901 MACPHERSON,J.
Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica
Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,30: 123-165.

8. 1912 DANTÍN CERECEDA,J.
Resumen fisiográfico de la Península Ibérica.
Trab. Mus. Cienc. Nat., 9, 275 p.

8. 1952 SOLÉ SABARÍS,L.
Geografía de España y Portugal. España. Geografía física.
Muntaner y Simón. Barcelona, 497 p.

8. 1955 HEMPEL,L.; HERNÁNDEZ PACHECO,F
Síntesis orográfica y orogénica de la Península Ibérica.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 53: 23- 42.

8. 1961 LAUTENSACH,H.; MEYER,E.
Iberische Meseta und Iberische Masse.
Zeitsch. Geomorph., 5: 161-180.

8. 1966 SOLÉ SABARÍS, L.
Sobre el concepto de Meseta Española y su descubrimiento.
Homenaje al Excmo.Sr. D. Amando Melón y Ruiz de Gordejuela. Inst.Est.Pirenaicos. Inst. J. Seb. Elcano. Zaragoza.

8. 1967 LAUTENSACH,H.
Geografía de España y Portugal.
Vicens Vives, Barcelona.

8. 1974 JULIVERT,M.; FONTBOTÉ,J.M.
Mapa geotectónico de la Península Ibérica y Baleares (parte española).
IGME, 113 p.

8. 1978 BROSCHE.K.U.
Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica.
Est. Geográficos, 39 (151):131-161.

8. 1982 BROSCHE,K.U.
Formas periglaciares antiguas en la Península Ibérica. Posibilidad de una consideración climática.
Est. Geográficos, 43 (166):5- 16.

9. SUPERFICIES DE EROSIÓN EN EL INTERIOR DE ESPAÑA

9.1932 HERNÁNDEZ PACHECO,F.

Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central.

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 33: 455-460.

9.1940 RIBEIRO,O.

Problemas morfológicos do Maciço Hespérico portugués.

Las Ciencias, 6: 315-336.

9.1944 VIDAL BOX,C.

La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes - Islas.

Las Ciencias, 9: 82 - 111.

9.1947 HERNÁNDEZ PACHECO,F.

Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central.

Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 17: 167-185.

Se plantea como tema fundamental la explicación de los rasgos morfológicos del relieve en función de penillanuaras y niveles erosivos.

9.1949 BIROT,P.

Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional.

Rapp.Com.Cartog. surfaces d'aplanissement. Congr. Intern. Geogr. Lisbonne: 9-116.

9.1958 SOLÉ SABARÍS,L.

Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta Española en el sector de Zamora.

Breviora Geológica Astúrica: 3-8.

Se considera el sector zamorano representativo, por la ausencia de deformaciones tectónicas.

9.1980 BRUM FERREIRA,A.

Surfaces d'aplanissement et tectonique recente dans le Nord de la Beira (Portugal).

Revue de Geologie Dynamique et de Géographie Physique, 22(1): 51-62.

9.1986 MOLINA,E.; ARMENTEROS,I.

Los arrasamientos Plio y Pleistoceno en el sector Sur- Oriental de la Cuenca del Duero.

Stud. Geol. Salmant., 22: 293-307.

9.1987 LEMARTINEL,B.

Regards acteuels sur les paleotopographies dans les Monts Celtibériques Occidentaux.

Rev. Geomorf. Dynamique, 1987, 3: 88-90.

9.1989 MOLINA,E.

Papel de las paleoalteraciones en la geomorfología del zócalo Hercínico Ibérico.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe 140,13: 47-48.

9.1988 GRACIA PRIETO,F.J.;GUITIERREZ ELORZA,M.;LERANOZ USTURIZ,B.

Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica.

Rev. Soc. Geol. España,1:135-142.

9. 1989 MARTÍN SERRANO,A.

Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia.

Cuad. Xeol. Laxe 14: 7-18.

9. 1990 GRACIA PRIETO,F.J.; NOZAL,F. ;PINEDA,A. ; WOUTERS,P.F
Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero.
Geogaceta, 7: 38-39.

10. 1959 HEMPEL,L.
Rezente und fossile Zertalungsformen im mediterranen Spanien.
Die Erde: 37-60.

10. 1973 ORDOÑEZ,S.; GARCÍA,M.A.; MARFIL,R.
Sedimentación actual: la Laguna de Pétrola (Albacete).
Est. Geol, 29: 367-372.

10.1978 BROSCHE,K.V.
Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica
Est. Geogr., 151: 131-162.

(7. 1981) ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA, M.A.
Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña (Abadanes- Masegoso).
Actas V Reunión G.E.T.C. Sevilla.: 280-293.

(5. 1984) ARNÁEZ VADILLO,J.
Microformas de erosión y acumulación en pistas forestales: el ejemplo del alto valle del Cárdenas.
Cuadernos de Investigación Geográfica: 7-16.

31.1984 FERNÁNDEZ GARCÍA,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Estudios de las heladas en la zona de Molina de Aragón (Guadalajara) y su influencia en la morfogénesis actual.
I Reunión de Estudios Regionales de Castilla La Mancha, Albacete: 71-93.

10.1984 LOPEZ MARTÍNEZ,J.
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: 127-138.

10. 1984 GUITIERREZ ELORZA,M.; RODRIGUEZ VIDAL,J.
Fenómenos de sufusión en la Depresión media del Ebro.

(3. 1986) MOLINA,E.; ARMENTEROS,E
Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila: hipótesis sobre su génesis.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 80: 49-56.

10. 1986 ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA, M.A.
Sedimentación carbonática actual y paractual en Las Lagunas de Ruidera.
Rev. Mat. y Proc. Geol. 4: 229-255.

10.1986 PEÑA,J.A. de la; MARFIL,R.
La sedimentación salina actual en las Lagunas de la Mancha: una síntesis.
Cuad. de Geología Ibérica, 10: 235-270.

(3. 1987) PEDRAZA,J.; CENTENO,J.D.; ACASO,E.; RUBIO,J.C.
Círculos de piedra e hidrolacolitos actuales en el Sistema Central español.
Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA: 187-190.

10.1988 GARCÁ RUIZ,J.M.; LASANTA,T.;SOBRÓN,I.
Problemas de evolución geomorfológica en campos abandondos: el valle de Jubera (Sistema Ibérico).
Zubia, 6: 99-114.

10.1992 ORDOÑEZ,S.;GARCIA DEL CURA,M.A.;GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Génesis actual de los carbonatos fluviales en el alto valle del río Tajo (prov. de Guadalajara)
III Congreso Geológico España. tomo I: 158-163. Salamanca, 1992.

11. ESTUDIOS TECTÓNICOS. PARAMERA DE SIGÜENZA.

11.1976 ÁLVARO,M.

Estiolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica).

Est. Geol. 31: 241-248.

11.1988 VICENTE DE MUÑOZ,G.

Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central- Cordillera Ibérica.

Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl. Madrid.

12. ESTUDIOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA CENTRAL.

(2.1942) VIDAL BOX,C.
La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 40: 117- 132.

12.1951 BIROT,P.; SOLÉ SABARÍS,L.
Sur le style des deformations du socle dans le Cordillere Centrale Ibérique.
C. R. Somm. Geol. France, 15-16: 276-277.

12.1976 ALÍA MEDINA,M.
Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano- Extremeña.
Est. Geol.,32: 229-238.

12.1976 GARZÓN,M.G.; GONZÁLEZ LODEIRO,F.; VEGAS,R.
Estudio tectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central español.
Studia Geol. Salm, 10: 7-16.

12.1977 GONZÁLEZ UBANELL,A.
Modelo de fracturación de la región Central española basado en las imágenes obtenidas por satélite.
Studia Geol. Salm., 12: 195-206.

12.1977 MARTÍN ESCORZA,C.
Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de la raña y la tectónica pliocena en la Meseta Central Española.
Tecniterrae, 20: 8-22.

12.1977 ROSALES.F.; CARBO,A.; CADAVID,S.
Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales.
Bol. Geol y Min., 88; 567-573.

12.1979 MARTÍN ESCORZA,C.
Revisión del tipo de deformación supuesto para una fase neotectónica en la zona oriental del Sistema Central.
Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 9: 17-19.

(14.1980) MARTÍN ESCORZA,C.
Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena al Este de Villacastín (Cuenca del Duero- Cordillera Central)
Est. Geol., 36 (5-6): 409-412.

12.1982 GONZÁLEZ UBANELL,A.
Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español.
Tesis Doctoral. Ed. Univ. Complutense. Madrid, 217 p.

12.1982 SUDRIES,J.
Néotectonique de bordure; l´example de la Sierra de Guadarrama Centrale.
Rev. Géog. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 53 (4): 404-414.

12.1984 MARTÍN ESCORZA,C.
Líneas, áreas y etapas en el conocimiento tectónico del Sistema Central Español.
I Congr. Esp. Geol. 5: 291-311.
Centrado en movimientos hercínicos.

12.1985 CARBO,A.; CAPOTE,R.
Estructura actual en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas.
Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis y Nat., de Madrid, 74 (4) Geología: 625-633.

12.1987 VEGAS,R.; VÁZQUEZ, J.T.; MARCOS,A.
Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español: Modelo de deformación intra-continental distribuida.
Geogaceta, 1: 24-25.

12.1987 VEGAS,R.; SURIÑACH,E.
Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el Centro de Iberia.
Geogaceta, 2: 40-42.

13. ESTUDIOS TECTÓNICOS SOBRE EL SISTEMA IBÉRICO.

13.1922 JOLY,H.
Note preliminaire sur l'allure générale des plissements de la Chaîne Celtibérique (Espagne).
C.R. Acad. Scienc., 175, (21):976-978.

13.1926 FALLOT,P.; BATALLER,J.R.
Sur l'allure d' ensamble et sur l'age des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo.
C.R. Acad. Scienc., 182: 398-400.

13.1931 STILLE,M.
Die Keltiberische Scheiteilung.
Nach. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl.,139: 157-164.

(18.1933) RICHTER,G.; TEICHMÜLLER,R.
Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math- Phys. Kl. 3F, 7: 1067- 1186.

13.1942 AITKEN,R.
The Sierra de la Demanda (Burgos, Spain): note of the tectonics of the northern margin.
Geol. Mag., 79: 33.

13.1954 JULIVERT,M.
Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud.
Arrahona:1-18. Sabadell.

(19.1960-62) RIBA,O.; RÍOS,J.M.
Observation sur la structure du secteur sudouest de la Chaîne Ibérique (Espagne).
Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 257-290.

13.1968 VILLENA,J.
Nota acerca de un cabalgamiento en la región de Tierzo-Teroleja (provincia de Guadalajara).
Acta Geológica Hispánica, 4:3-8.

13.1970 VIALLARD,P.; GRAMBAST.L.
Sur l´age post-stampien moyen du plissement majeur dans la Chaîne Ibérique.
C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1.

13.1973 ÁLVARO,M.; CAPOTE.R.,
Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España).
Est. Geol., 29: 467-478.

13.1973 GÓMEZ FERNÁNDEZ,J.J.; BABÍN VICH,R.B.
Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia).
Est. Geol., 29: 381-388.

13.1974 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEDRAZA GILSANZ,J.
Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica.
Bol. Geol y Min., 85: 269-270.

(18.1978) ÁLVARO,M.; CAPOTE,R.; VEGAS,R.
Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica.
Libro Homenaje a L. Solé Sabarís, Acta Geol. Hisp., 14: 172-177.

13.1978 PAILHE,P.
La tectogenèse d' une chaîne intracratonique; les enseignements de la géomorphologie dans la Chaîne Ibérique orientale.
6º R.A.S.T., Paris, 297 p.

13.1978 VIALLARD,P.
Tectogenèse de la Chaîne Ibèrique; relations substratum couvertures dans une tectonique polyphasée.
C.R. Acad. Scienc. Paris, 287, serie D: 1103-1106.

13.1979 CANEROT,J.
Les Ibérides: essai de synthèse structurale.
Acta Geológica Hispánica. Homenaje a L.Solé Sabarís,14: 167-171.

13.1979 GARCÍA ABBAD,F.J.
Caracteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira- Ibérica.
Est.Geol.,35: 633-643.

13.1979 VIALLARD,P.
La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinental pendant la tectogenese alpine.
C.R. Acad. Sci. Paris, 287, serie D: 65-68.

13.1980 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica.
Acta Geol. Hisp., 15 (5): 137-140.

13.1980 VIALLARD,P.
Les Ibérides (Chaînes Ibériques et Catalane). Interpretation de la fracturation majeure fini-oligocène.
C. R. Acad. Sci. Paris, 291, serie D: 873-876.

13.1981 CAPOTE,R.; GUTIÉRREZ,.M.; HERNÁNDEZ,A.; OLIVÉ,A.
Movimientos recientes de la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica).
V Reunión del G.E.T.C.: 245-257.

13.1981 MANERA BASA,A.
Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo SO de la Sierra de Altomira.
Est. Geol., 37: 233-243.

(4.1981) PEÑA,J.L.; SÁNCHEZ,M.; SIMÓN,J.L.
Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en a margen oriental de la fosa Alfambra-Teruel.
Teruel, 66: 31-46.

13.1981 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica.
Teruel, 65: 195-209.

13.1982 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental.
Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.

13.1983 CAPOTE,R.
La tectónica de la Cordillera Ibérica.
Libro Jubilar de J.M. Ríos. II. IGME.

(4.1983) GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L.
Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida. (Teruel).
Actas Reunión Grupo Trabajo Cuaternario. Vigo-Santiago: 449-462. Lab Xeol. Laxe.

13.1983 RIVAS,A.
Direcciones principales de fracturación en un sector de las Cadenas Ibéricas (zona del Embalse de Alarcón).
Rev. Mat. Proc. Geol.,1: 311-319.

13.1983 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Tectónica y neotectónica del Sistema de fosas de Teruel.
Teruel, 69: 21-98.

13.1984 MOISSENET,E.
L´evolution tectonique du fossé néogene de Teruel (Chaînes Ibériques Orientales, Provinces de Cuenca, Teruel et Valence, Espagne).
C.R. Ac. Sci. Paris, 299, ser 2: 173-178.

13.1984 MOISSENET,E.
Les dépressions tarditectoniques des Chaînes Ibériques méridionales: distension, diapirisme et dêpots néogènes associés.
C.R. Ac. Sci. Paris, 300, ser 2: 523-528.

13.1986 CASAS SAÍNZ,A.M.; SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Evolución del estado de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en un sector del borde Norte de la Cordillera Ibérica. Alcaine (Teruel).
Est. Geol., 42: 127-136.

13.1990 PÉREZ- LORENTE,F.
La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica, provincias de Soria y Zaragoza, España.)
Bol. Geol. y Min., 101 (4): 536- 559.

14. ESTUDIOS TECTÓNICOS. DEPRESIONES TERCIARIAS TAJO Y DUERO

14.1926 ROYO GÓMEZ,J.
Tectónica del terciario Continental Ibérico.
Compt. Rend. XIV Congres. Géol. Intern. Espagne, 2: 593-624. (también en Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 47: 129-168.)

14.1927 GARCÍA SIÑERIZ,J.
La investigación gravimétrica en la meseta terciaria de Madrid, Alcalá de Henares y Torrelaguna.
Min. Inst. Geol. y Min. España: 407-442.

14.1934 ROYO GÓMEZ,J.
Sobre la tectónica de los aluviones dados anteriormente como diluviales.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34: 82.
Granitos y gneises cabalgan sobre el Mioceno antes considerado diluvial.

14.1941 GARCÍA SIÑERIZ,J.
Investigación sísmica de El Pardo (Madrid).
Mem. Inst. Geol. y Min. España, 2: 503-547.

14.1960 ALÍA MEDINA,M.
Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo.
Not. y Com. IGME, 58: 125-182.
Hipótesis de tectónica superficial reflejo de la profunda. Estudio en detalle entre Alameda de la Sagra y Ciempozuelos.

14.1965 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Carácter de los plegamientos del Neógeno de la depresión del Tajo.
I Coloquio internacional sobre las obras públicas en los terrenos yesíferos.
Servicios geológicos de Obras Públicas, 5: 47-57.

14.1973 ALÍA MEDINA,M.; PORTERO,J.M.; MARTÍN ESCORZA,C.
Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 71: 9-20.

14.1975 TAMAIN,G.
Mégatectonique, linéaments et fracturation profunde dans la Meseta Ibérique.
Rev. Géograph. Phys. Géol. Dynam., 17, 375-392.

14.1976 AGUIRRE,E.; MOLINA,M.; PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española.
Miscelanea neógena. Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, 5: 7-29. CSIC.

14.1976 MARTÍN ESCORZA,C.
Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la fosa del Tajo.
Est. Geol., 32: 509- 522.

14.1976 MARTÍN ESCORZA,C.
Un ejemplo de actividad tectónica durante el Mioceno del basamento fracturado de la Fosa del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 74: 159-169.

14.1977 CADAVID,S.
Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama.
Bol. Geol. y Min.,88 (6): 494-496.

(28.1977) MARTÍN ESCORZA,C.
Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica en la Meseta Central española.
Tecniterrae, 20: 8-22.

14.1978 CAPOTE,R.; FERNÁNDEZ CASALS,M.J.
La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo.
Bol. Geol. y Min., 89 (2): 114-122.

14.1979 MARTÍN ESCORZA,C.
Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares.
Est. Geol. 35: 599-604.

14.1979 MARTÍN ESCORZA,C.
Discordancia angular intramiocena: 'fase Complutense'. (Graben de Madrid).
Tecniterrae, 17: 12-17.

14.1980 MARTÍN ESCORZA,C.
Método general de homologación de la investigación fotointerpretativa: aplicación a las fotolíneas tectónicas del graben de Madrid.
Tecniterrae 32: 6-14.

14.1980 MARTÍN ESCORZA,C.
Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid.
Est.Geol., 36: 247-253.

14.1980 MARTÍN ESCORZA,C.
Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena al E. de Villacastín (Cuenca del Duero- Cordillera Central).
Est. Geol., 36: 409-412.

14.1980 MARTÍN ESCORZA,C.
Análisis estructural de las fracturas fotodetectadas en el Alto Duero (Cuenca de Almazán).
Temas Geol. y Min. IGME, 6 (1): 391-411.

14.1982 ÁLVAREZ LOBATO,F.
Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (Provincia de Segovia).
I Reunión Geol. Cuenca del Duero, Salamanca, IGME, 1: 87-105.

14.1986 ALÍA MEDINA,M.; GONZÁLEZ UBANELL,A.
La influencia de las estructuras tectónicas basamentales en la cobertera. Zona del río Jarama.
Rev. R. Acad. Cienc. Fis. Exac. y Nat., 79 (4), Geología: 635-645.

14.1989 QUEROL MÜLLER,R.
Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo.
Escuela Técnica de Ingenieros de Minas de Madrid, 48 p.

15. ESTUDIOS GEOLÓGICOS GLOBALES DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

15.1879 PALACIOS,P.
Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara.
Bol.Com.Mapa Geol. Esp., 6: 321-352.

15.1887 QUIROGA,F.
Excursión a Sigüenza y Baides (Guadalajara)
Actas Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 12-13.

15.1892 FERNÁNDEZ,L.
Excursión geológica por el partido de Sigüenza (Guadalajara)
Actas.Soc. Esp. Hist. Nat., 31: 93-102.

15.1930 KINDELAN,V.
Explicación de la hoja 433. Atienza.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000.IGME.

15.1930 SCHRÖDER,E.
Das Grenzgebiet von Guadarrama und die Hesperischen Ketten (Zentralspanien).
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl. N. F. 76 (3): 119-180.
(traducido en Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, 4: 235-292. La zona limítrofe entre el Guadarrama y las Cadenas Hespéricas).

15.1931 MENÉNDEZ ORMAZA,J.; TAROMETTA,J.B.
Explicación de la hoja 433.Atienza.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15.1951 JORDANA,L.; KINDELAN, J.A.
Explicación de la hoja 461. Sigüenza.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15.1956 CASTELL,J.; DE LA CONCHA,S.
Explicación de la hoja 434, Barahona.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15.1956 CASTELL,J.; DE LA CONCHA,S.
Explicación de la hoja 462, Maranchón.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15.1959 CASTELL,J.; DE LA CONCHA,S.
Explicación de la hoja num. 435, Arcos de Jalón.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15.1965 SOMMER,W.
Stratigraphie und Tektonik in östlichen Guadarrama Gebirge (Spanien). Geol.Paleont. Inst. West. Wilhelms Univ. Münster, 159 p.
Comprende La Sierra de La Bodera y el Anticlinal de Riba de Santiuste

15.1966 LABRADA DÍAZ,J.F.
Estudio geológico de la región de Huérmeces.
Tesis de Licenciatura.

15.1969 ÁGUEDA VILLAR,J.
Estudio geológico de la región de Santamera, Cordillera Ibérica.
Cuadernos de Geología Ibérica, 1: 233-266.

15.1969 CORRALES ZARAUZA,I.
Estudio geológico de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Sigüenza.
Cuadernos de Geología Ibérica, 1: 267-286.

15.1971 CORCHÓN RODRÍGUEZ,F.
Estudio geológico de los alrededores de Valderromán (Soria).
Seminario de Estratigrafía, 7: 3-30.

15.1971 RIBA,O.; VILLENA,J.
Mapa geológico de España 1:200.000. Hoja nº39, Sigüenza.
IGME. Madrid.

15.1974 SAIZ DE OMEÑACA,J.
Estudio geológico de los alrededores de Madruédano (Soria).
Est.Geol., 30: 151-158.
Artículo fundamentalmente estratigráfico, de un sector de la Rampa de Caracena.

15.1975 MOP.
Autopista Madrid-Zaragoza, tramo Sigüenza- Gómara. Estudio previo de terrenos. MOP.

15.1981 ADELL ARGILES, F et al.
Hoja 462. Maranchón.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

15.1981 ADELL ARGILES, F. et al.
Hoja 461. Sigüenza.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

15.1982 ADELL ARGILES, F et al.
Hoja 433. Atienza.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

15.1982 ADELL ARGILES, F et al.
Hoja 434. Barahona.
Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

16. ESTUDIOS GEOLÓGICOS GENERALES SOBRE EL SISTEMA CENTRAL

16.1923 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica.
Asoc. Española Progreso de las Ciencias. Congreso de Salamanca, 2: 119-134.

16.1969 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ALBERDI ALONSO,M.T.; AGUIRRE ENRÍQUEZ,E.
Proceso formativo y época de la Sierra de Guadarrama.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 67: 225-237.

16.1970 BARD,J.P.; CAPDEVILLA,R.;MATTE,P.
Les grands traits stratigraphiques, tectóniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale).
C. R. Acad. Sci. Paris, D, 270: 2630-2633.

16.1972 ALÍA MEDINA,M.
Evolution Post-Hercynienne dans la Régions Centrales de la Meseta Espagnole.
IGC, 24, sec. 3: 265-272.

16.1975 LÓPEZ RUIZ,J.; APARICIO,A.; GARCÍA CACHO,L.
Metamorfismo de la Sierra de Guadarrama.
Mem. IGME.,86, 127 p..

(12.1976) ALÍA MEDINA,M.
Una megaestructura de la Meseta Ibérica. La bóveda catellano- leonesa.
Est.Geol., 32: 229-238.

16.1978 GUTIÉRREZ ELORZA,M.: RODRÍGUEZ VIDAL,J.
Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central.
Bol.Geol y Min.,89 (2): 109-113.

16.1984 PORTERO,J.M.; AZNAR,J.M.
Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo).
I. Cong. Esp. Geol., 3: 253-263.

16.1985 GONZÁLEZ CASADO,J.M.; CAPOTE,R.; CASQUET,C.
La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del Sistema Central
Rev. Mat. y Proc. Geol. 3: 227-234
Referido a estructuras hercínicas.

16.1988 APARICIO YAGÜE,A.; GARCÍA CACHO,L.
Geología del Sistema Central español.
Consejería de Política Territorial de la Comunidad de Madrid. CSIC.

(19.1877) ARÁNZAZU,J.M.
Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara.
Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., 4: 1-47.

(15.1879) PALACIOS,P.
Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 6: 321-352.

(19.1881) CASTEL,C.
Provincia de Guadalajara. Descripción geológica.
Bol. Com. Mapa Geol. Esp.,8: 157-264.

17.1965 SOMMER,W.
Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama- Gebirge
Arbeiten Geol.Paläont. Inst. Westf. Wilhelms- Universität- Münster, 1,159p.

17.1969 SCHÄFER,G.
Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien).
Münster. Forsch. Geol. Paläont., 10, 207 p.

17.1972 SOERS,E.
Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale).
Stud. Geol. Salmant., 4: 7-94.

17.1975 NAVIDAD,M.
Caracterización petrológica de los gneisses glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental).
Est. Geol. 31: 343-350.

17.1977 ARCHE,A.; CÁMARA,P.; DURANTEZ,O.
Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante- ordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey- Sierra de La Bodera.
Bol. Geol y Min., 88 (6): 501-507.

17.1978 WILLNER,A.P.
Geologischen Untersuchungen in der östlichen Sierra de Guadarrama (Zentralspanien).
Dipl. Arb. Univ. Münster. 173 p.

17.1980 GONZÁLEZ LODEIRO,F.
Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)
Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 334 p.

17.1981 BELLIDO,F. et al.
Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central.
Cuad. Geol. Ibér., 7:15-52.

18. ESTUDIOS GEOLÓGICOS GLOBALES. CONJUNTO DEL SISTEMA IBÉRICO O DE LA RAMA CASTELLANA

18.1927 JOLY,H.
Etude géologique sur la Chaîne Celtibérique, provinces de Teruel, Saragosse, Soria, Logroño. Espagne.
C. R. Congr. Géol. Intern., 2: 523-584.

18.1928 TRICALINOS,J.
Untersuchungen über den Bau der Keltiberichen Kelten des nordöstlichen Spanien.
Zeit. Deutsch. Geol. Ges.,80 : 409- -482.

18.1929 LOTZE,F.
Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundlegebirges.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl.,14 (3):' - 320

18.1931 STILLE,M.
Die Keltiberische Scheiteilung.
Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl, Fach 4, N.9.

18.1933 RICHTER,G: SCHRÖDER,E.
Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math- Phys. Kl. NF, 16 (3), 180 p.

18.1933 RICHTER,G.; TEICHMÜLLER,R.
Die Entwicklung Keltiberischen Ketten.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math- Phys. Kl. 3(7), 118 p.

(4.1934) BIROT,P.
A propos de quelques travaux récents sur la Chaîne Celtibérique et ses annexes.
Annales de Géographie, 43: 96-99.

18.1934 FALLOT,P.
Sur les conexions de la Chaîne Ibérique.
Bull. Inst. Cat. Hist. Nat., 33, Barcelona.

(19.1960-62) BRINKMANN,R.
Aperçu sur les Chaînes Ibériques de l'Espagne.
Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 291-299.

(19.1973) VIALLARD,P.
Recherches sur le cycle alpine dans la Chaîne Ibérique Sud- Occidentale.
Thése des Sciences Naturales. Université Paul Sabatier. Toulouse.

18.1975 ÁLVARO,M.; CAPOTE,R.; VEGAS.R.
Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica.
Libro Homenaje a L.Solé Sabarís, Acta Geol. Hisp., 14: 172-177.

18.1982 GABALDÓN,V. et al.
Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica.
IGME, Madrid.

19. ESTUDIOS GEOLÓGICOS SECTORIALES DEL SISTEMA IBÉRICO.

19.1867 ARÁNZAZU,J.M.
Bosquejo geológico de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. Nac.,4: 1-47.

19.1867 JACQUOT,E.
Esquisses géologiques de la Serrania de Cuenca.
Ann. des Mines, 18.

19.1873 DONAYRE,M.
Descripción geológica de la provincia de Zaragoza.
Mem. Comisión Mapa Geológico de España, 1.

19.1874 CALDERÓN,S.
Reseña geológica de la provincia de Guadalajara.
Revista de la Universidad de Madrid.

19.1874 DONAYRE,M.
Datos geológicos y números sobre la provincia de Guadalajara.
Bol.Com. Mapa. Esp., 1.

19.1877 ARÁNZAZU,J.M.
Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara.
Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., 4: 1-47.

19.1881 CASTEL,C.
Provincia de Guadalajara. Descripción geológica.
Bol. Com. Mapa Geol. Esp.,8: 157-264.

19.1890 PALACIOS,P.
Descripción física geológica y agrícola de la provincia de Soria.
Mem. Comisión Mapa Geológico de España.

19.1892 PALACIOS,P.
Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza.
Bol. Inst. Geol. y Min. España, 19: 1-112.

19.1893 DEREIMS,A.
Mapa geológico de la provincia de Teruel escala 1:500.000 (Paleozoico,Trias-Jurásico, Cretácico y Terciario)
Ann. de Géographie, 2.

19.1895 CALVO,L.
Geología de los alrededores de Albarracín.
Bol. Com .Mapa Geol. España, 20: 319-348.

19.1896 LAZARRET,A.
Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño.
Thèse, 315 p.

19.1898 DEREIMS,A.
Recherches géologiques dans le Sud de l´Aragón.
Thèse Univ Paris, 198 p.

19.1903 VICENTE,M.
Notas geológicas sobre el Moncayo.
Bol. Soc. Arag. Ciencias Naturales, 2. Zaragoza.

(20.1911) WURM,A.
Untersuchungen über dergeologischen Bau und die Trias von Aragonien.
Zeitschrift. Deutsch. Geol. Ges., 63: 83-175.

19.1917 GÓMEZ DE LA LLARENA,J.
La estratificación del Moncayo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,17: 568.

19.1917 PALACIOS,P.
Nota sobre la constitución estratigráfica del Moncayo.
Bol. Inst. Geol. y Min., España, 38: 3.

19.1918 PALACIOS,P.
La constitución estratigráfica del Moncayo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,18:101.

19.1920 ROYO GÓMEZ,J.
La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo.
Junta Ampl. Estud. e Investig. Cientif. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. ser Geol., 27, 38 p.

19.1924 SAENZ GARCÍA,C.
El pantano de La Toba y la estratigrafía de la Serranía de Cuenca.
Rev. Obras Públicas, 72.

19.1927 JOLY,H.
Etudes géologiques sur la chaîne celtibérique (prov de Teruel, Saragosse, Logroño et Soria), Espagne.
Comp. R. XIV Congr. Géol. Intern., Madrid, 2: 523-584.

19.1927 FALLOT,P.; BATALLER,J.R.
Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y del Maestrazgo.
Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, 20 (8): 225-367.

19.1930 HAHNE,K.
Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruel- Alfambra.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl. N.F. 16. 571-614.
(trad. La Cadena Celtibérica al Este de la línea Cuenca Teruel-Alfambra. Publicaciones alemanas sobre Geol. Esp., 2:7-50, Madrid 1943)

19.1930 HAHNE,K.
Stratigrapische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien).
Zeitsch. d. Deutschen Geologischen Geselschaft 79-112 (trad. Publicaciones alemanas sobre Geol. Esp., 2: 51-98).

19.1930 RICHTER,G.
Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl., N.F. 13 (3): 47-118 (trad. Las Cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, 9. Instit. Lucas Mallada).

19.1933 SCHRIEL,W.
Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes.
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl. N.F. 16 (2): 463-567.

19.1931 FALLOT,P.; BATALLER,J.R.
Observations au sujet de divers travaux récents sur le Bas Aragon et la Chaîne Ibérique.
Butl. Inst. Catal. Hist. Nat., 31: 49-59.

19.1931 NAVAS,L.
El Moncayo. Aspecto geológico.
Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza, 15: 60-75.

19.1932 AITKEN,R.
Datos geológicos sobre el Norte de la Demanda.
Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., 32: 309-310.

19.1932 RICHTER,G.
Der Graben von Morés.
Abh. Preuss. Geol. Lds. Aust., 139. Berlin.

19.1933 ALVARADO.A.
Macizo del Maestrazgo (zona Este). Algunas notas referentes a su estratificación y tectónica.
Bol. Inst. Geol. y Min. España, 53: 97- 136.

19.1934 ROYO GÓMEZ,J.
Excursión a Calatayud, Teruel, Albarracín y varios lugares de la provincia de Castellón.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34: 234-236.

19.1935 BAKX.L.A.J.
La géologie de Cascante del Río et de Valacloche.(Espagne).
Leidische Geol. Meded., 7: 157- 220.

19.1936 MARTIN,R.
Die Geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva (P. Teruel).
Leidsche Geol. Meded., 8: 55-154.

19.1942 ALMELA,A.; GARRIDO,J; RÍOS,J.M.
Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara.
Bol. R. Soc .Hist. Nat., 42: 107-128.

19.1949 RIBA ARDERIÚ,O.
Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel.
Teruel, 2: 7-88.

19.1959 RIBA,O.
Estudio geológico de la Sierra de Albarracín.
CSIC. Inst. Lucas Mallada, Inst. Est. Turolenses. mon. 16, 283 p.

19.1960-62 RIBA,O.; RÍOS,J.M.
Observation sur la structure du secteur sudouest de la Chaîne Ibérique (Espagne).
Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 257-290.

19.1960-62 BRINKMANN,R.
Aperçu sur les Chaînes Ibériques de l'Espagne.
Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr.,1: 291-299.

19.1962 HUMBERT,M.
Contribución al conocimiento geológico de la región de Arcos de las Salinas (Teruel).
Bol. IGME , 73: 418-168.

19.1964 TRURNIT,P.
Trias Mächtigkeiten der Sierra de Albarracín, Hesperischen Ketten.
N. Jb. Geol. Pal. : 541-651.

19.1965 MELENDEZ HEVIA,F.; GARRIDO MEGíAS,A.
Evolución del borde Oriental de la Meseta durante el Mesozoico y el Paleógeno. Excursión al Mesozoico-Paleógeno de la Sierra de Altomira.
Temas monográficos de A.G.G.E.P. Exc. n. 2, 165 p.

19.1966 BARTSCH,G.
Geologische Untersuchungen in den östlischen Iberischen Ketten zwischen río Jalón und der Strasse Miedes- Cobos- Cariñena (Spanien).
Tesis, Westfalische Landes Universität zu Münster, Westfalen.

19.1966 SACHER,L.
Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien).Teil 1. Stratigraphie Paläozoikum.
N.J. Geol. und Paläont., 124 (2): 151- 167.

19.1966 TRURNIT,P.
Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperischen Ketten, Spanien).
Deutsch. Geol. Ges., 115: 679-681.

19.1967 ABRIL,J.; SÁNCHEZ,L.
Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SW de la provincia de Cuenca)
Bol. Geol. y Min., 103-104: 3-17.

19.1967 SÁNCHEZ SORIA,P.; PIGNATELLI,R.
Notas geológicas de la Sierra de Altomira.
Bol. R. Soc .Esp .Hist. Nat (Geol.): 231-240.

19.1967 TRURNIT,P.
Paläozoikum und mesozoisicher Rahmen im SE Teil der Sierra del Tremedal (Hesperischen Ketten/Spanien).
N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 127.

19.1968 ALIAGA,A.
Geologische Untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten nördlich des Río Jalón.
Diss. 99 p, Münster.

19.1968 CURNELLE,R.
Etude géologique dans la Serranía de Cuenca, de Priego a Beteta (Chaînes Ibériques Occidentales. Province de Cuenca).
Thèse Université, n. 57, 187 p. Bordeaux.

19.1968 HERRANZ.P.
Nota preliminar sobre el estudio geológico del Norte de Sierra Menera (Cordillera Ibérica).
Acta Geol. Hisp., 3: 49-53.

19.1968 MONROSE,H.
Reconnaisance géologique de la région de Reznos (Soria) et de Torrelapaja (Saragosse). Espagne.
Dipl. Arb. 82 S. Bordeaux. 1968

19.1969 CANEROT,J.
Observations géologiques dans la région de Montalban, Aliaga et Alcorisa (prov. de Teruel, Espagne).
Bull. Soc. Géol. Fr., 11: 854-861.

19.1969 MELÉNDEZ HEVIA,F.
Estratigrafía y estructura del sector Norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 67: 145-160.

19.1971 PÉREZ DE AZUARA.J.A.
El borde meridional de la Cordilera Ibérica en los alrededores de Algora (Guadalajara).
Bol. Geol y Min., 82: 401-405.

19.1971 VILLENA,J.
Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica entre Molina de Aragón y Monreal (provincia de Guadalajara).
Tesis Ciencias. Granada, 290 p.

19.1971-73 MELÉNDEZ HEVIA,F.
Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas.
Tesis Ciencias. Madrid, 245 p.

(4.1972) MOISSENET,E.; CANEROT,I.; PAILHE,P.
Géologie et relief dans la région de Montalban (province de Teruel).
Mél. Casa Velázquez, 8: 5-50.

19.1973 SÁNCHEZ SORIA,P.
Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte).
Tesis Doctoral. Universidad de Madrid, 297 p.

19.1973 VIALLARD,P.
Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale.
Tesis. Doct. Sc. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 p.

19.1974 CANEROT,J.
Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibériques et Catalane (Espagne).
Thése ENADIMSA, ser.5. n.4.

19.1974 COLCHEN,M.
Géologie de la Sierra de la Demanda, Burgos, Logroño, (Espagne).
Mem. IGME, 85, 436 p.

19.1974 WEIR,H.
Erläuterungen zur Geologischen Karte des NW-Teils der Sierra del Madero (NW-Iberischen Ketten, Provinz Soria, Spanien).
Dipl-Kart., 245, 3 Abb. Univ Bochum.

19.1980 RAMOS,A.
Mapa geológico de la región de Alcolea del Pinar-Molina de Aragón.
Cuadernos de Geología Ibérica, 6: 55-72.

19.1981 ADROVER,R.; GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.
Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel.
XV Curso de Geología Práctica: 213-238. Teruel.

19. 1983 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Las grandes unidades de la cadena Ibérica centro-oriental.
XVII Curso de Geología Práctica. Teruel 1983.

20.1911 WÜRM,A.
Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien.
Zeits. Deutsch. Geol. Ges., 63: 38-175.

20.1931 RICHTER,G.
Abscherungerscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten (Nordspanien).
Geol. Rundschau, 22. (trad. Fenómenos de despegue en el Trías de la Cordillera Ibérica. Publ. Extr. Geol. Esp., 9: 51-60.).

20.1954 VIRGILI,C.
Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico.
R. Soc. Esp. Hist. Nat, (t. ext): 697-716.

20.1960-62 VIRGILI,C.
Le Trias du Nord- Est de l´Espagne.
Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 301-311.

20.1965 VIRGILI,C.
Los niveles salinos del Trías del Nordeste de España.
I Coloquio Intern. Obras Públicas en los terrenos yesíferos, 6: 1-19.

20.1969 HINKELBEIN,K.
El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín.
Teruel. Inst. Est. Turolenses CSIC., 41: 35-75.

20.1969 PINILLA,A.; ALEIXANDRE,T.; LEIVA,A.
Areniscas triásicas en el Buntsandstein de la provincia de Guadalajara.I. Atienza.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.),67: 35-70.

20.1970 PINILLA,A.; ALEIXANDRE,T.; LEIVA,A.
Areniscas triásicas en el Buntsandstein de la provincia de Guadalajara.II. Sigüenza
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 68: 73-109.

20.1970 SÁNCHEZ DE LA TORRE,L.; ÁGUEDA VILLAR,J.A.
Paleogeografía del Triásico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica.
Est.Geol.,26: 423-430.

20.1970 SÁNCHEZ,V.; MARFIL,R.; CRUZ,B.; PEÑA,J.R.
Sedimentological study of the Triasic period from the Ibérica Mountains and the Prebetic Zone.
Abstact VIII Intern. Sedimentological Congr. Heidelberg.

20.1971 BOULARD,Ch.; VIALLARD.P.
Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique.
C. R. Acad. Sc. Paris: 2441-2444.

20.1972 FREEMAN,T.
Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic) Iberian range.
Amer. Assoc. of Petroleum. Geol. Bull., 56: 434-453.

20.1973 HERNANDO,S.
El Pérmico en la región Atienza-Somolinos (provincia de Guadalajara).
Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., 84 (4): 231-235.

20.1973 MARFIL,R.; PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Estudio de las series rojas pérmicas en el sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Región de El Bosque, Alto Tajuña).
Est. Geol., 29: 83-98.

20.1973 VIRGILI,C.;HERNANDO,S.;RAMOS,A.;SOPEÑA.A.
Nota previa sobre el Pérmico y base del Buntsandstein en la Cordillera Ibérica y su enlace con el Guadarrama.
Acta Geol. Hispánica, 8 (3): 73-80.

20.1973 VIRGILI,C.; HERNANDO,S.; RAMOS,A.; SOPEÑA.A.
La sedimentation permienne au centre de l´Espagne
C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 15 (5-6): 109-112.

20.1974 SOPEÑA,A.; DOUBINGER,J.; VIRGILI,C.
El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (borde Sur del Sistema Central).
Tecniterrae, 1: 8-16.

20.1974 VIRGILI,C.; HERNANDO,S.
Datación del Trías medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza.
Seminarios de Estratigrafía. Univ. Madrid,9: 1-9.

20.1974 VIRGILI,C.; PAQUET,H.; MILLOT,G.
Alterations du subassement de la couverture permotriassique en Espagne.
Bull. Groupe Franç. Argiles, 26 (2): 277-285.

20.1975 ARCHE,A.; HERNANDO,S.; RAMOS,A.; SOPEÑA,A.; VIRGILI,C.
Distinction between basal Triasic and Permian red beds in Central Spain.
IX Congres Intern. de Sedimentologie, Nice, 5: 9-14.

20.1976 ALONSO,A.; VILAS,L.
El tránsito Triásico-Cretácico en la zona de Somolinos.
Est. Geol. 32: 525-533.

20.1976 RAMOS,A.; SOPEÑA.A.
Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara).
Est.Geol., 32: 61-76.

20.1976 RAMOS,A.; DOUBINGER,J.; VIRGILI,C.
El Pérmico Inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara).
Acta Geol. Hispánica, 11: 65-70.

20.1977 GARRIDO,A.; VILLENA.J.
El Trías germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial.
Cuad. Geol. Ibérica, 4: 37-56.

20.1977 HERNANDO COSTA,S.
Aspectos paleogeográficos del Keuper en el borde SW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Segovia,Soria y Guadalajara).
Cuad. de Geología Ibérica, 4: 385-398.

20.1977 HERNANDO,S.
Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara).
Seminarios de Estratigrafía, ser. mon. 2, 408 p.

20.1977 LUCAS,J.; GARCÍA PALACIOS,M.C.; MARFIL.R.; PEÑA,J.A.
Le bassin triassique de la branche castellane de la Chaîne Ibérique. III. Histoire.
Cuad. Geol. Ibér., 4: 369-374.

20.1977 HERNANDO,S.; DOUBINGER,J.; ADLOFF,M.C.
Datos cronoestratigráficos del Triásico Superior de la región Ayllón-Atienza Cuadernos de Geología Ibérica, 4: 399-410.

20.1977 PEÑA,J.A., de la; FONOLLA,F.,RAMOS,J.L.; MARFIL,R.
Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (prov. de Soria).
Cuad. Geol. Ibérica, 4: 123-134.

20.1979 SOPEÑA,A.
Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara.
Seminarios de Estratigrafía, ser. mon. 5, 329 p.

20.1979 RAMOS,A.
Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov de Guadalajara).
Seminarios de Estratigrafía, ser mon.6, 313 p.

20.1980 HERNANDO,S.
Mapa Geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza.
Cuadernos de Geología Ibérica, 6: 21- 54.

20.1980 HERNANDO,S.; SCHOTT,J.J.; THUIZART, R.; MONTIGNY,R.
Age des andesites et des interstratiphies de la région d'Atienza (Espagne): Etude stratigraphique, geochronologique et paleomagnetique.
Sc. Geol. Bull., 32:119-128.

20.1980 MARFIL,R.; BUENDÍA,E.
La evolución diagenética de los sedimentos detríticos del Pérmico y Triásico del sondeo de Sigüenza.
Rev. Inst. Invest. Geol. (Dip. Prov. Univ. Barcelona), 34: 59-74.

20.1981 ANCOECHEA,E.; PERNI,A.; VEGAS,R.
Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (provincia de Guadalajara).
Cuad. Geol. Ibér., 7: 421-430

20.1981 HERNÁN,F.; PERNI,A.; ANCOECHEA,E.
El vulcanismo del área de Atienza.
Est.Geol., 37: 13-26.

20.1982 VISSHER,H; BRUGMAN,W.A.; LÓPEZ GÓMEZ,J.
Nota sobre la presencia de la paliflora triásica en el supuesto Pérmico del anticlinorio de Cueva del Hierro. (Serranía de Cuenca). España.
Rev. Esp. Micropaleontología, 14: 315-322.

20.1983 ARCHE,A.; RAMOS,A.;SOPEÑA,A.
El Pérmico en la Cordillera Ibérica y en los bordes del Sistema Central.
X Congr. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero España. IGME: 421-438.

20.1983 PÉREZ-ARLUCEA,M.; SOPEÑA,A.
Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos de la Sierra de Albarracín.
Est. Geol., 39: 329-343.

20.1983 SOPEÑA,A.; VIRGILI,C.; ARCHE,A.; RAMOS,A.; HERNANDO,S.
El Triásico.
Libro jubilar de J.M. Ríos. IGME, 2: 47-63.

20.1984 ALONSO,J.J.
El Triásico del anticlinal de Sigüenza.
I Congreso Español de Geología, 1: 1-12.

20.1985 LÓPEZ,J.; ARCHE,A.; DOUBINGER,J.
Las facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (prov. de Cuenca): características sedimentológicas y asociaciones palinológicas.
Rev. Esp. de Micropaleontología.

20.1985 PÉREZ-ARLUCEA,M.; SOPEÑA,A.
Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel).
Est. Geol., 41: 207-222.

20. 1986 RAMOS,A.; SOPEÑA.A.; PÉREZ ARLUCEA,M.
Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentataion in the Norh West Iberian Range (Central Spain)
Jr. Sedim. Petrol., 56 (6): 862-875.

20.1987 GARCÍA GIL,S.; SOPEÑA.A.
Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaén.
Cuadernos Geol. Ibérica, 2: 707- 735.

20.1987 MATESANZ,J.
Estudio sedimentológico de las facies Buntsandstein en el extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (prov. Soria).
Est. Geol., 43: 79-94.

20.1988 ARACIL,E.; HERNANDO,S.
Las facies de transición del Buntsandstein al Muschelkalk entre Cuevas de Ayllón y Termancia (Provincia de Soria).
Rev. Soc. Geol. España, 1: 89-96.

20.1990 GARCÍA GIL,S.
Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica.
Ed. Universidad Complutense de Madrid.

20. 1990 PÉREZ MAZARIO,F.
Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (Borde Noreste del Sistema Central Español.
Rev. Soc. Geol. España, 3: 307-322.

20.1991 GARCÍA GIL,S.
Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NW de la Cordillera Ibérica (España).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.) 86, 1-4: 21-51.

20.1991 MÁRQUEZ ALIAGA,A.; GARCÍA GIL,S.
Paleontología y ambientes del Triásico Medio en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (prov. de Soria y Guadalajara, España).
Est. Geol., 47: 85-96.

20. 1992 LÓPEZ GÓMEZ,J. ; ARCHE MIRALLES,A.
Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica.
Est. Geol, 48: 111-121.

21.1963 ENDASA

Tournees de Géologie Stratigraphique. Le Jurassique des Chaines Celtibériques.

21.1965 MENSINK,H.

Stratigraphie und Paläogeographie des marinischen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten.

Beit. Geol. Jahrb., 44: 55-102.

21.1969 HINKELBEIN,K.

El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín.

Teruel, 41: 35-75.

21.1970 BULLARD,P.; CANEROT,J.; GAUTIER,F.; VIALLARD,P.

Le Jurassique des Chaînes Ibériques.

I Coloq. Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. Vitoria: 42.

21.1970 TINTANT,H.;VIALLARD,P.

Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca.

C. R. somm. Soc. Géol. Fran., 6: 207-208.

21.1971 SÁNCHEZ DE LA TORRE,L.; ÁGUEDA,A.; GOY,A.

El Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica.

Cuadernos de Geología Ibérica, 2: 309-320.

21.1972 MARIN,P.,TOULOUSE,D.

Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la province de Teruel (Espagne): un example du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Oliete.

Est Geol. 28: 11-118.

21.1974 BULARD,P.et al.

La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques.

C.R. Acad. Sci. Paris, 278: 2107-2110.

21.1974 DIETL,G. von.

Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Dogger, insbesonderes des Oberbajocium der westlichen Keltiberischen Ketten.

Stuttgarter Beitr. Naturkunde, ser. B, 14: 1-21.

21.1974 GOY,A.

El Lías de la mitad Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Serie B: Publicaciones de Departamentos, Fac. de Geología. Univ. Complutense. Madrid,14: 1-35. (resumido en Colpa,26: 9-11).

21.1975 HINKELBEIN,K.

Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Jura von Ostspanien.VI. Stratigraphie und Fazies im Mitteljura der zentralen Iberischen Ketten.

Neues Jahrbuch. Geol. Paläont. Abh.,148: 139-184. Stuttgart.

21.1975 SÁNCHEZ SORIA,P.

El Jurásico de la Sierra de Altomira y su corelación con los sectores suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca).

Bol. Geol. y Min., 86 (4): 379-387.

21.1976 GOY,A.; GÓMEZ.J.J.; YÉBENES,A.
El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte).I. Unidades litoestratigráficas.
Est. Geol. 32: 391-423.

21.1977 GOY.A.; YÉBENES,A.
Características, extensión y edad de la formación "Dolomías tableadas de Imón".
Cuad. Geol. bérica, 4: 375-384.

21.1978. YÉBENES,A.; GOY,A.; COMAS RENGIFO,M.S.
El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.
Grupo Esp. Mesozoico, Jurásico Cordillera Ibérica (extr. guía excursiones), 29 p.

21.1981 GÓMEZ,J.J.; GOY,A.
Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatada de la Cordillera Ibérica.
Cuad. Geol. Ibérica, 10: 83-93.

21.1981 TEMIÑO,J.
Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera, Albarracín. Provincia de Teruel.
Mem. Licenciatura.

21.1983 GOY,A.; SUÁREZ VEGA,L.C.
El Jurásico.
Libro Jubilar J.M. Ríos, 2: 62-74.

21.1989 AURELL,M; MELÉNDEZ,A.
Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica (Provincia de Teruel). Relación tectónica-sedimentación.
Rev. Soc. Geol. España, 2: 65-75.

21.1990 VARIOS
Estratigrafía del Jurásico de la Península Ibérica.
Cuadernos de Geología Ibérica, num 14.
Volumen especial dedicado al Jurásico en la Cordillera Ibérica..

22.1956 QUINTERO,I.; TRIGUEROS,E.;
La Cordillera Ibérica en el Cretácico de España.
Mem. Inst. Geol. Min., 57: 175-200.

22.1957 SÁENZ GARCÍA,C.
Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica.
An. Asoc. Prog. Ciencias, 22: 689-697.

22.1961 SAEFTEL,H.
Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España.
Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 63: 163-191.

22.1965 HINKELBEIN,K.; GEYER,O.
Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien).
Oberrhein. Geol. Abh., 14: 55-95.

22.1966 TISCHER,G.
El delta weáldico de las montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos.
Not. y Com. IGME, 81: 53- 78.

22.1969 CANEROT,J.
La question de l'Utrillas dans le Domaine Iberique (Espagne).
C. R. Somm. Soc. Géol. Fr,.:11-12.

22.1974 BRENINER,P.; WIEDMANN,J.
Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas.
I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca: 123-134.

22.1974 CORCHÓN,F.
Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna.
Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

22.1974 MELÉNDEZ,F. et al.
Síntesis del Cretácico en la zona Sur de la rama castellana de la Cordillera Ibérica.
I Symposium Cretácico Cordillera Ibérica. Cuenca.: 241-252.

22.1974 SÁNCHEZ SORIA,P.
Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira.
I Symposium Cretácico Cordillera Ibérica. Cuenca.: 157- 167.

22.1974 WIEDMANN,J.
Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas.
I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca: 135-154.

(20.1976) ALONSO,A.; VILAS,L.
El tránsito Triásico-Cretácico en la zona de Somolinos.
Est. Geol. 32: 525-533.

22.1977 ALONSO,A.; MAS,J.R.
Evolución sedimentológica de la unidad media detrítico-terrígena del Cretácico de la Sierra de Padrales (N. de la provincia de Segovia).
Est.Geol., 23 (6): 517-523.

22.1978 FLOQUET,M.
La sedimentation carbonatée au Crétacé supérieur dans la Vielle Castille (Espagne): exemple d´evolution sur une plateforme stable.
6. RAST Orsay 1978: 165.

22.1979 FLOQUET,M.
La serie carbonatée coniacien supérieur et santonien dans la région de Soria (Chaînes Ibériques septentrionales): analyse et interpretations.
Cuad. Geol. Ibérica, 5: 365-384.

22.1981 ALONSO,A.
El Cretácico en la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central).
Seminarios de Estratigrafía, mon. 7, 320 p.

22.1982 SEGURA,M.
Evolución del Cretácico medio y superior en el sector de Sigüenza- Taravilla.
Cuad. Geol. Ibérica, 8: 341-354.

22.1983 RINCÓN,R.; VILAS.L.; ARIAS,C.; GARCÍA QUINTANA,A.; MAS, J.R.; ALONSO,A.; MELÉNDEZ,R.
El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la Meseta.
Libro Jubilar J.M. Ríos, 2: 79-102.

22.1985 SEGURA.M.;CARENAS.B.; GARCIA.A.;
Albense y Cenomanense en la región Atienza- Sacecorbo (Cordillera Ibérica. Provincia de Guadalajara).
Rev. Mat. Proc. Geol., 3: 211-226.

22.1989 GARCÍA,A.; SEGURA,M.; CALONGE,A; CARENAS,B.
Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma Albiense- Cenomaniense de la Cordillera Ibérica.
Rev. Soc. Geol. España, 2: 303-333.

23. TERCIARIO DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

23.1960 CRUSAFONT,M.; MELÉNDEZ,B.; TRUYOLS,J.
El yacimiento de vertebrados de Huérmces del Cerrc. (Guadalajara).
Est.Geol., 16: 243-254.
Incluye estudio estratigráfico.

23.1963 SÁNCHEZ DE LA TORRE,L.
El borde Mioceno en Arcos de Jalón.
Est. Geol., 19: 109- 136.

(19.1877) ARÁNZAZU,J.M.
Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara.
Bol.Inst.Geol. y Min. Esp., 4: 1-47.

24.1845 EZQUERRA DEL BAYO,J.
Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España.
An. Minas, 3: 313-314.

24.1884 CALDERÓN,S.
Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios de España.
Bol. Inst. Libre de Enseñanza, 8 (182): 257-360.

24.1884 BOTELLA Y DE HORNOS,F.
Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares (réplica a S. Calderón y Arana)
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,12: 79-90.

24.1884 CALDERÓN,S.
Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares.
Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.,13: 98-109.

(9. 1885) CALDERÓN,S.
Ensayo orográfico sobre la Meseta Central de España
Actas R.Soc. Esp. Hist. Nat.,14: 131-172.

24.1914 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Régimen geográfico y climatológico de la Meseta Castellana durante el Mioceno.
Rev .R. Acad. Cienc. Exact. Fis. y Nat.

24.1922 ROYO GÓMEZ,J.
El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.
Junta Ampl. Com. Inv. Paleont. y Prehist. Mem. n.30: 7-230.

24.1926 ROYO GÓMEZ,J.
Edad de las formaciones yesíferas del Terciario Ibérico.
Bol. R. Soc .Esp. Hist. Nat.,26: 259-279.
Indica una edad variada. Defiende mayor extensión para el Mioceno, aun sin llegar a la concepción actual.

24.1928 ROYO GÓMEZ,J.
Sobre el llamado Cuaternario de la Meseta Central.
Bol. R. Soc .Esp. Hist. Nat.,28: 259.
Nota reducida, en donde se especifica que gran parte de lo considerado Cuaternario es en realidad Mioceno-Plioceno.

24.1930 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de captura durante el Plioceno al N. de la provincia de Madrid.
Bol. R. Soc. Geogr.: 213-224.

24.1943 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Observaciones respecto al Paleógeno continental Hispano.
Las Ciencias, 3: 545- 555.

24.1943 SÁENZ GARCÍA,C.
Notas y datos de Estratigrafía Española II. Verdadera edad de las manchas del pretendido Terciario marino del centro de España.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 41: 227-232.

24.1953 HERNÁNDEZ PACHECO.
Características geográfico-geológicas del Terciario del Alto Tajo.
Soc. Geogr. Nac., serie B, 31: 1- 32.

24.1954 CRUSAFONT,M.; VILLALTA,J.F.
Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana.
Vol. extr. homenaje a E. Hernández Pacheco. B. R. Soc. Esp. Hist. Nat.: 215-227.

24.1954 SÁENZ GARCÍA.C.
Nouvelle synthèse stratigraphique et tectónique du Tertiaire continental espagnol (Resumen)
Congres. Intern. Geol. Argel. p.287-288.

24.1960 CRUSAFONT,M.; TRUYOLS,J.
El Mioceno de las Cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica.
Not. y Com. IGME, 60:127-140.

(16.1972) ALÍA MEDINA,M.
Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole.
24 th., IGC, sec. 3: 265-272.

24.1975 AGUIRRE,E.
División estratigráfica del Neógeno Continental.
Est. Geol., 31: 587-595.

(14.1979) MARTÍN ESCORZA,C.
Discordancia angular intramiocena. Fase complutense
Tecniterrae, 27: 12-17.

24.1985 BUSTILLO,M.A.
Petrología y medios sedimentarios de las calizas del Páramo.
Bol. Geol. y Min. 91 (3): 63-74.

24.1985 LÓPEZ,N. et al.
Approach to the spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation.
Congres du Néogene méditerranéen. Budapest: 348-350.

24.1986 ALBERDI,M.T. (Edit).
Geología y Paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid.
CSIC. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.

25. ESTUDIOS GEOLÓGICOS CUENCA DEL TAJO.TERCIARIOS/GENERALES

25.1864 PRADO,C.del
Descripción física y geológica de la provincia de Madrid.
Junta General de Estadística, 219 p. (Reedición de 1975, Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos, Colección de Ciencias, Humanidades e Ingeniería, v. 2.)

(19.1881) CASTEL,C.
Provincia de Guadalajara. Descripción geológica.
Bol.Com. Mapa Geol. Esp., 8: 157-264.

25.1903 FERNÁNDEZ NAVARRO,L
Notas geológicas y mineralógicas. presencia de Mioceno en El Molar (Madrid).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 3: 252-254.

25.1904 FERNÁNDEZ NAVARRO,L
Nota sobre el Terciario de los alrededores de Madrid.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 4: 271-281.

25.1909 FERNÁNDEZ NAVARRO,L.
Notas geológicas: I. Límites entre el terciario y el diluvium al Sur de Madrid. II. Manchones terciarios en el diluvium.III. Inmediaciones de Quijorna.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,9: 330-336.

25.1912 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Itinerario geológico de Toledo a Urda.
Trab. Mus. de Cienc. Nat. serie Geológica, n.13. Junta Ampl. Estud. Madrid.

25.1913 GÓMEZ DE LLARENA,J.
Excursión al Mioceno de la cuenca del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,13: 229-237.

25.1914 FERNÁNDEZ NAVARRO,L.; CARANDELL,J.
El borde de la meseta terciaria de Alcalá de Henares.
Bol. R.Soc.Esp.Hist.Nat.,14:302-310.

25.1914 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Mioceno superior de la Puebla de Almoradiel (Toledo).
Bol. R.Soc.Esp.Hist.Nat.,14: 274-278.

25.1916 DANTÍN CERECEDA,J.
Los lignitos del Neógeno Continental de la Alcarria.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 449-457.

25. 1916 HERNÁNDEZ PACHECO,E; ROYO GÓMEZ,J.
Mineralogía, Geología y Prehistoria del Cerro de los Ángeles (Madrid).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 533-539.

25.1917 DANTÍN CERECEDA,J.
Acerca de la edad sarmatiense de los lignitos de la Alcarria.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,17: 170-172.

25.1917 ROYO GÓMEZ,J.
Datos para la geología de la submeseta del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 17: 519-527.

25.1918 ROYO GÓMEZ,J.
Nuevos datos para la geología de la Submeseta del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,28: 255-257.

25.1923 ROYO GÓMEZ,J.
El Mioceno de Vallecas y comarcas próximas.
Asoc. Esp. Progr. Ciencias, Congr. Salamanca, 6: 107-120.

25.1924 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Geología de la Cuenca del Tajuña.
Asoc. Esp. Progr. Ciencias. Congr. Salamanca, 6: 137-143.

25.1926 HERNÁNDEZ PACHECO,E.; HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Aranjuez y el territorio al Sur del Tajo del Tajo.
XIV Congres. Geol. Intern. Excursión B´3. IGME, 104 p.

25.1926 ROYO GÓMEZ,J.
Sur la présence de marnes et de gypse paléogénes dans le haut bassín du Tage.
C.Rend. Somm. Soc. Géol France, 4º ser, 26: 71-74.

25.1927 ROYO GÓMEZ,J.
Geología y paleontología del Terciario situado al Norte de Guadalajara.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27: 120-133.

25.1928 CARANDELL,J.
Nota acerca del Cuaternario de Torrelodones.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 263-267.

25.1928 KINDELÁN,V.
El sondeo de Alcalá de Henares. Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid.
Inst.Geol y Min. España: 227- 247.

25.1928 ROYO GÓMEZ,J.
Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid. Cuenca terciaria del alto Tajo.
Hoja n.560. Alcalá de Henares.
Inst. Geol y Min., España.

25.1928 ROYO GÓMEZ,J.
Sobre los aluviones de Torrelodones (Madrid).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 306.
La formación de los grandes bloques no la considera cuaternaria sino miocena.

25.1929 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo.
Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14: 183-202.

25.1929 ROYO GÓMEZ,J.
Datos para la Geología de El Pardo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 29:334.

25.1930 ROYO GÓMEZ,J.
Más sobre el llamado Diluvium de la prov.de Madrid.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 30: 146.

25.1935 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Resultado geológico de un sondeo en las cercanías de Cerro Negro.
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., 35: 234-235.

25.1945 ALÍA MEDINA,M.
El Plioceno en la comarca toledana y el origen de la región de la Sagra.
Est.Geol., 6: 203-239.

25.1946 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
Los materiales terciarios y cuaternarios en la Cuenca de Toledo.
Est. Geográficos, 23: 225-246.

25.1958 BENAYAS,J.; PÉREZ MATEOS,J.; RIBA,O.
Nouvelles observations sur la sédimentation continentale du bassin tertiare. Eglogae Geologicae Helveticae, 51 (3): 834-842. Vº Congrés Intern. Sédimentologie.

25.1960 ASENSIO AMOR,I.
Génesis y cronología de las arenas de Torrelodones (Madrid).
Las Ciencias, 25, (1): 75-85.
Indicación final de A. Cailleux.

25.1961 ALONSO,J.J.; GARCÍA VICENTE,J.; RIBA,O.
Sedimentos finos del centro de la cubeta terciaria del Tajo.
II Reunión de Sedimentología (Sevilla). CSIC: 21-55.

25.1964 ALONSO,J.J.; GARCIA,J.; RIBA, O.
Arcillas miocenas de la cuenca del Tajo.
Cursillos y Conferencias, 9: 277-286. Inst. Lucas Mallada CSIC.

25.1965 GAVALA LABORDE,J.
El sondeo de Tielmes. Espesor del terciario lacustre en la cuenca del Tajo.
Rev. Real Acad. Ciencias, 9 (3): 519-522.

25.1966 CATALÁN,J.; ALONSO,J.J.
Sales solubles en litofacies de la Cuenca del Tajo.
Centro de Estudios, Investigaciones y Aplicaciones del Agua. Barcelona. Documentos de Investigación Hidrológica, 1: 1-11.

25.1968 CAPOTE.R.; CARRO,S.
Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo.
Est. Geol., 24 (1-2): 91-95.

25.1969 ANDRÉS DE LEIVA,J.
Estudio sedimentológico del terciario de la cubeta del Tajo.
Tesis Ciencias (Geología) Univ. Madrid.

25.1969 CUTANDA PERALES,J.
El Terciario continental de Villaseca de Henares.
Cuad. de Geol. Ibérica, 1: 77-119.

25.1969 RIBA,O.; ARÉVALO,P.; DE LEIVA,A.
Estudio sedimentológico de las calizas del páramo del Terciario de la cubeta del Tajo
Bol. Geol. y Min., 80: 525-537.

25.1970 CAPOTE,R.; CARRO,S.
Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)
Est. Geol. 26: 1-15.

25.1971 ALÍA MEDINA,M.; CAPOTE DEL VILLAR,R.
Esquema geológico de la Depresión Tectónica del Tajo y su borde oriental.
I Congreso hispano-Luso- Americano. E-1-1.

(6.1971) PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castille.
Tenth Intern. Tield Institute Guidebook 1971, Amer. Geol. Institute: 224-241.

25.1971 VILAS MINONDO,L.; PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69: 103-104.

25.1972 MARTÍN ESCORZA,C.; HERNÁNDEZ ENRILE,J.L.
Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 70: 171-190.

25.1973 MARTÍN ESCORZA,C.; CARBO GOROSABEL,A.; GONZÁLEZ UBANELL,A.
Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N. de Toledo.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.(Geol.), 71: 167- 182.

25.1974 DIAZ MOLINA,M.
Síntesis estratigráfica preliminar de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca).
Est. Geol.,30: 63-37.

25.1974 GARCÍA PALACIOS,M.C.
Estudio petrogenético del Terciario entre la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (C.Ibérica).
Est. Geol.,30: 109-144.
Incluye un interesante resumen inicial y cap. 9. Conclusiones y síntesis.

25.1974 MARTÍN ESCORZA,C.
Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina- Escalona (prov. de Toledo).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 72: 141-160.

25.1975 GARCÍA PALACIOS,M.C
Estudio petrogenético del terciario entre la Sierra de Albarracín y la Sierra de Bascuñana (C. Ibérica).
Est, Geol 30: 109-144.

25.1975 MOLINA,E.
Estudio del terciario superior y del Cuaternario en el Campo de Calatrava.
Trabajos sobre Neógeno Cuaternario, 3: 7-106. CSIC. Madrid.

25 1976 MARTÍN ESCORZA,C.
Actividad tectónica durante el Mioceno en las fracturas de basamento de la Cuenca del Tajo.
Est.Geol. 32:509-522.

25.1976 NODAL RAMOS,M.T.; ÁGUEDA VILLAR,J.A.
Características de la sedimentación cretácico- terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo.
Est.Geol.,32: 115-120.

25.1977 ASENSIO,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Características sedimentológicas de la llamada formación detrítica intramiocena de la depresión del Tajo.
Est.Geol., 24: 91-97.

25.1979 DÍAZ MOLINA,M.; LÓPEZ MARTÍNEZ,N.
El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía.
Est. Geol., 35: 149-167.

25.1979 DÍAZ MOLINA,M.
Descripción del frente de un abanico fluvial húmedo en el terciario continental situado al Este de la Sierra de Altomira.
Est. Geol., 35: 119-129.

25.1979 DÍAZ MOLINA,M.
Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior del Norte de Huete. Cuenca.
Est. Geol., 35: 241-251.

25.1979 GARCÍA DEL CURA,M.A.
Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicasde la Cuenca del Tajo.
Fundación Juan March, Ser. Universitaria, 109, 39 p.

(6.1979) PÉREZ GONZÁLEZ,A.
El límite plioceno-pleistoceno en la Submeseta meridional en base a datos geomorfológicos y estratigráficos.
Trabajos Neógeno- Cuaternario, 9: 19-32.

25.1980 BUSTILLO,M.A.
Silex tobáceos en el Mioceno inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silificación de paleosuelos en el ambiente de lago -playa.
Bol.r. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 78: 227-241.

25.1980 BUSTILLO,M.A.
Petrología y medios sedimentarios de la caliza del Páramo (prov de Madrid).
Bol. Geol. y Min., 91: 63-74.

25.1980 GARRIDO,A.; ORDÓÑEZ,S.;CALVO,J.P.
Rupturas en series continentales: aplicación a la Cuenca de Madrid.
Actas IX Congr. Nac. Sedimentología, Salamanca.

25.1981 PÉREZ GONZÁLEZ,A.: VILAS,A.; BRELL,J.M.; BERTOLIN,M.
Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira.
I. Congr. Hipano-Luso-Americano Geol. Económica, sec. 1:457-376.

25.1982 GARRIDO,A.; ORDÓÑEZ,S.;CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA,M.A.
Sedimentos de flujo gravitacional yesíferos y facies asociadas en la cuenca neógena de Madrid, España.
Actas V Congr. Latino americano de Geología, 2: 311-328.

25.1982 FORT,R.; CALVO SORANDO,J.P.; ORDÓÑEZ,S.
Contribución al conocimiento geológico del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Almoguera-Mondéjar).
Tecniterrae, 49: 23-40.

25.1982 ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUAYO,F.;GARCÍA DEL CURA,M.A.
Mudstones associated with sodic salt deposits in the Madrid Basin (Spain).
11. Int. Congr. Sedimentology. Montreal. Abstracts:117.

25.1982 PÉREZ GONZÁLEZ,A.
Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo.
Ed. Univ. Complutense. 787 p.

25.1983 ALBERDI,M.T; et al.
Bioestratigraphie et évolution sédimentaire du Neógene continental de l'aire de Madrid.
Medit. Neog. Cont. Paleonvirom., and Paleoclim. Evol.
R.C.M.N.S. Interim- Colloquim, Montpellier:15-18.

25.1983 MEGÍAS,A.; ORDÓÑEZ,S.; CALVO,J.P.
Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid.
Rev. Mat. Proc. Geol., 1: 195-224.

25.1986 ALONSO ZARZA,A.M. et al.
Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid).
Est. Geol., 42: 79

25.1986 ARRIBAS,M.E.
Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector Norte de la Cuenca Terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara).
Cuad. Geol. Ibérica,10: 295-334.

25.1986 ARRIBAS,M.E.
Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector Norte de la Cuenca terciaria del Tajo (prov. de Guadalajara)
Est. Geol., 42: 103-116.

25.1986 ARRIBAS,M.E.; DIAZ MOLINA,M.;LÓPEZ MARTÍNEZ,N.;PORTERO,J.M.
El abanico aluvial paleógeno de Sorbe (Cuenca del Tajo): Facies, relaciones espaciales y evolución.
Actas X Congr. Nac. Sedimentología. Menorca:134-137.

25.1986 ORDOÑEZ,S.;GARCIA DEL CURA,M.A.; HOYOS,M.;CALVO,J.P.
Middle Miocene Paleokarst in the Madrid Bassin (Spain). A complex karstic system.
6 th European Reg. Meet. IAS. Lleida: 624-627.

25.1987 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I.
Estudio geomorfológico de las paleoformas terciarias (valles del Lozoya y Jarama): su influencia y control en la sedimentación de materiales neógenos entre Torrelaguna y el embalse del Vado.
Rev. Mat y Proc. Geol, 5, Universidad Complutense de Madrid: 183-206.

25.1988 ALONSO-ZARZA,A.M.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS,M.
El complejo de abanicos aluviales de Las Inviernas-Cifuentres: un modelo para la construcción del borde NE de la cuenca de Madrid en el Mioceno.
II Congr. Geol. Esp. SGE. Granada,1: 15-19.

25. 1988 GARCÍA ROMERO,E.; BRELL,J.; DOVAL,M.; PERRUCHOT,A.
Característica y evolución de la sedimentación neógena en la región de La Sagra (Cuenca del Tajo)
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 84(1-2): 21-51.

25.1988 RACERO,A.
Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo.
II Congreso Geológico de España: 213-222.

25.1990 ALONSO-ZARZA,A.M.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS,M.
Los sistemas aluviales miocenos del borde noreste de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara).
Rev. Soc. Geol. España, 3: 213-229.

25.1990 ALONSO-ZARZA,A.M.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA, M.A.
Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara).
Est. Geol. 46: 415-432.

25.1990 ARRIBAS,M.E.; MARTÍNEZ SALANOVA,J.; DÍAZ MOLINA,M.
Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior, sector nor-oriental de la Cuenca de Loranca (provincia de Cuenca, España).
Bol. Geol. y Min., 101 (6): 858-871.
Se presenta un sugestivo modelo de sedimentación palustre y lacustre.

25.1990 CALVO,J.P. et al.
Sedimentología de los complejos lacustres del Mioceno en la Cuenca de Madrid.
Acta Geol. Hisp.

26.1862 PRADO,C.
Reseña geológica de la provincia de Ávila y la parte occidental de León.
Junta General de Estadística. Madrid.

26.1879 MARTÍN DONAYRE,F.
Descripción física y geológica de la provincia de Ávila
Mem. Inst. Geol. Min. España.

26.1884 SÁNCHEZ LOZANO,R.
Breve noticia sobre la Geología de la provincia de Burgos.
Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 11.

(19.1890) PALACIOS,P.
Descripción física geológica y agrícola de la provincia de Soria.
Mem. de la Com. Mapa Geol. España.

26.1891 CORTÁZAR,D.
Descripción física y geológica de la provincia de Segovia.
Bol. Com. Mapa. Geol. España, 17: 1-234.

26.1894 LAZARRET,M.
Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la province de Burgos.
Bull. Soc. Géol. France (3. ser), 22: 366-384.

26.1915 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia.
Junta Ampl. Est. Inv. Museo Nac. Ciencias Naturales. 298 p.

26.1925 PÉREZ DE PEDRO,F.
El Mioceno de la provincia de Soria y los terrenos que los circundan.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 25: 86-99.

26.1926 ROYO GÓMEZ,J.
El Terciario continental de Burgos.
Excursión A-6. XIV Congreso Intern. Madrid. 67 p.

26.1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Sobre la expansión del Neógeno en el norte de la altiplanicie de Castilla la Vieja.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,30: 396-398.

26.1931 SÁENZ GARCÍA,C.
Nota acerca de la distribución estratigráfica del terciario lacustre de la parte septentrional del territorio español.
Publ. Confed. Hidrogr. Ebro, 36, 21 p.

26.1944 BATALLER,J.R.; HERNÁNDEZ SAMPELAYO,P.
Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa.
Notas y Com. IGME, 13: 23-35.

26.1957 CRUSAFONT,M.; TRUYOLS,J.
Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora.
Cursos y Conf. Inst. Lucas Mallada, 4: 83-85.

(7.1961) MABESOONE,J.M.
La sedimetación terciaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia).
Est. Geol.,16: 101-130.

26.1966 FRETS,D.C.
The geology of the southern part of the Pisuerga basin and the adjacent area of Santibánez de Resoba, Palencia, Spain.
Leid. Geologische Meded., 31: 113-163.

26.1970 JIMÉNEZ FUENTES,E.
Estratigrafía y paleontología del borde SO de la Cuenca del Duero.
Tesis Doctoral, 323 p. Universidad de Salamanca.

26.1972 JIMÉNEZ FUENTES,E.
El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I. Los escarpes del Tormes.
Stud. Geol. Salmant., 3: 67-110.

26.1973 JIMÉNEZ FUENTES,E.
El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II. La falla de Alba- Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas.
Stud. Geol. Salmant., 5: 107-136.

26.1973 GARCÍA ABAD,F.; REY SALGADO,J.
Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid.
Bol. Geol. Min. Esp., 84 (4): 217-227

26.1974 CORROCHANO,A.
Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca.
Stud. Geol. Salmant.: 7-39.

26.1974 GARCÍA DEL CURA,M.A.
Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero.
Est. Geol, 30: 579-597.

26.1974 JIMÉNEZ FUENTES,E.
Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península.
Bol. Geol. y Min., 85 (5), 6-12.

26.1975 JIMÉNEZ FUENTES,E.
Presencia de una fase de fragmentación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca.
Est. Geol., 31: 615-624.

26.1975 GARCÍA DEL CURA,M.A.
Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero. (zona oriental).
Actas I. Col. Int. Bioestr. Cont. Neóg. Sup. Cuat. Inf. Trab. de Neóg Cuat., 4: 77-82.

26.1975 GARCÍA DEL CURA,M.A.; ORDÓÑEZ,S.
Les roches carbonatées continentales du Bassin du Duero.
IX Congr. Int. Sedimentologie. Niza, 10: 50-53.

26.1976 ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUAYO,F.;GARCÍA DEL CURA,M.A.
Estudio geológico de las 'facies rojas' plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia).
Est. Geol., 32: 215-220.

26.1976 ORDÓÑEZ,S.;GARCÍA DEL CURA,M.A.
Estudio de las facies detríticas del terciario continental del Sector oriental de la cuenca del Duero.
Est. Geol. , 32: 179-188.

26.1977 CORROCHANO,A.
Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora.
Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 336 p.(Publ. Depart. de Estratigrafía, 8).

26.1977 POL.C.; CORRALES,I.; CORROCHANO.A.; CARBALLEIRA.J.
Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero.
VII Congreso Nacional de Sedimentología. Oviedo-León.

26.1978 CORRALES,I.; CARBALLEIRA.J.; CORROCHANO.A; POL.C.; ARMENTEROS,I.
Las facies miocenas del sector Sur de la Cuenca del Duero.
Public. Depart. Estratigrafía, 9. Univ. Salamanca.

26.1980 BUSTILLO,M.A.; MARTÍN SERRANO,A.
Caracterización y significado de las rocas silíceas del Paleoceno de Zamora.
Tecniterrae: 14-29.

(14.1980) MARTIN ESCORZA,C.
Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena al E de Villacastín (Cuenca del Duero. Cordillera Central).
Est.Geol., 36: 409-412.

26.1980 ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUADO,F.; GARCÍA DEL CURA,M.A.
Contribución al conocimiento de la Cuenca del Duero (sector Roa-Baltanás).
Est.Geol., 36: 361-369.
Paso de la la facies evaporítica central a la de margas dolomíticas marginales.

26.1981 ALONSO GAVILÁN,G.
Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (prov. Salamanca).
Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 438 p.

26.1981 ARMENTEROS,I; CARBALLEIRA,J;CORROCHANO,A;CORRALES,I;ALONSO GAVILÁN,G.
Los abanicos aluviales terciarios del flanco norte de la Sierra de Honrubia- Pradales,
Temas Geol. Min., IGME, 6 (1): 109-123.

26.1981 GRACIA,A.S.; GARCÍA MARCOS,J.M.;JIMÉNEZ FUENTES,E.
Las fallas de El Cubito. Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca.
Bol. Geol. Min., 92 (4): 267-273.

26.1982 BLANCO,J.A.: CORROCHANO,A.; MONTIGNY,R.; THUIZAT,R.
Sur l'âge du debut de la sedimentation dans le bassin Tertiaire au Duero (Espagne). Atribution au Paleocene par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure.
C. R. Acad. Scien. Paris, 295. Ser 2: 259-262.

26.1982 COLMENERO,J.R.; MANJÓN,M.; GARCÍA RAMOS,J.C.; VARGAS,I.
Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde Norte de la Cuenca del Duero.
Temas Geol. Min., IGME, 6: 185-196.

26.1982 CORDERO,P.; CORROCHANO,A.; CARBALLEIRA,J.
El Paleógeno del sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Toresmenudas, Salamanca).
I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME:199-207.

26.1982 CORRALES,I.
El Mioceno al Sur del río Duero. (Sector occidental).
I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME: 709-713.

26.1982 CORROCHANO,A.
El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero.
I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME, 6 (2): 687-701.

26.1982 GARCÍA DEL CURA,M.A.; ORDÓÑEZ,S.
Texturas y estructuras en calizas continentales: Un ejemplo de heterogeneidad textural: Las rocas carbonáticas de la Cuenca del Duero.
I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME, 6 (1): 227-254

26. 1982 GARCÍA RAMOS,J.C.;COLMENERO,J.R.; MANJÓN,M.; VARGAS,I.
Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N. de la cuenca del Duero.
Temas Geol. y min., IGME, 6 (1): 275-289.

26.1982 MANJÓN,M.; RAMOS,L.C.; COLMENERO,J.R.; VARGAS,I.
Procedencia, significado y distribución de los diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N de la Cuenca del Duero.
I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME, 6 (1): 373-388.

26.1982 ORDÓÑEZ,S.; GARCÍA DEL CURA,M.A.; BRELL,J.M.
Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector SE de la Cuenca del Duero.
Temas Geol. y min., IGME, 6: 463-482.

26.1982 POL,C.; CARBALLEIRA,J.
Las facies conglomeráticas terciarias de la región de Covarrubias (Burgos)
Temas Geol.y min., IGME, 6 (2): 509-525.

26.1982 PORTERO,J.; RAMÍREZ DEL POZO,J.; VARGAS ALONSO,I.
Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero.
Temas Geol.y min., IGME, 6: 11-37.

26.1983 ARMENTEROS,I.; CORROCHANO,A.
El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero.
Libro Jubilar J.M. Ríos, (2): 521-526.

26.1983 JIMÉNEZ,E.
Síntesis del paleógeno continental de la Cuenca del Duero.
Libro Jubilar J.M. Ríos, (2): 103-108.

26.1983 JIMÉNEZ,E.; CORROCHANO,A.; ALONSO GAVILÁN.G.
El Paleógeno de la Cuenca del Duero.
Libro Homenaje J.M. Ríos, (2), p.489- 494.

26.1984 ARMENTEROS,I.; ALONSO GAVILÁN,G.
Génesis y evolución de los caliches miocenos del sureste de la Depresión del Duero.
Est.Geol., 40: 153-163.

26.1985 ARMENTEROS,I.
Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero.
Ed. Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1, 471 p.

26.1985 MEDIAVILLA,R.M.
Estratigrafía y sedimentología del Neógeno de Palencia.
Tesis Licenciatura. Univ. Salamanca.

26.1985 POL,C.
Estratigrafía y Paleogeografía de los Sedimentos Cretácico-Paleógenos y Miocenos del borde Este de la Cuenca del Duero (Burgos)
Resumen en Servicio de Publicaciones . Univ. de Oviedo.

26.1986 ALONSO GAVILÁN,G.
Paleogeografía del Eoceno Superior- Oligoceno en el S.O de la Cuenca del Duero (España)
Stud. Geol. Salmant, 22, 71-91.

26.1986 ARMENTEROS,I.; FERNÁNDEZ MACARRO,B.; RECIO.C.; BLANCO,J.A.
Análisis sedimentológico y paleogeografía en el Mioceno del sector de Sacramenia (Segovia)-Peñafiel (Valladolid).
Stud. Geol. Salmant., 22: 247-262.

26.1986 CARBALLEIRA,J.; POL,C.
Características y evolución de los sedimentos lacustres miocenos de la región de Tordesillas ("Facies de las Cuestas")en el sector Central de la Cuenca del Duero.
Stud. Geol. Salmant., 22: 213-246.

26.1986 CORROCHANO,A.; FERNÁNDEZ MACARRO,B.; RECIO,C.; BLANCO,J.A; VALLADARES,I.
Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la cuenca del Duero. Sector Centro-Occidental.
Stud. Geol. Salmant., 22: 93-110.

26.1986 MEDIAVILLA,R.M.; DABRIO, C.J.
La sedimentación continental del Neógeno en el sector centro-septentrional de la Depresión del Duero (prov. Palencia).
Stud. Geol. Salmant., 22: 111-132.

26.1986 POL,C.; CARBALLEIRA,J.
El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (Borde Este de la Cuenca del Duero).
Stud.Geol. Salmant . 22.

26.1987 ALONSO GAVILÁN,G.; ARMENTEROS,I.; DABRIO,C.J.; MEDIAVILLA,R.M.
Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España).
Stud.Geol. Salmant. suplem. 1, 24.

26.1987 MEDIAVILLA, R.M.
Los yesos vallesienses del centro de la Depresión del Duero.
Acta Geol. Hisp.

26.1987 MEDIAVILLA,R.M.; DABRIO.C.J.
Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central).
Rev. Soc. Geol. España, 1, p. 187-195.

26.1987 POLO,M.A.; ALONSO GAVILÁN.G.; VALLE.M.F.
Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno- Mioceno del borde S.O. de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca).
Stud. Geol. Salmant., 24: 229-245.

26.1988 SÁNCHEZ BENAVIDES,F.J.; ALONSO GAVILÁN,G.; DABRIO,C.J.
Sedimentología de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Burgos).
Stud.Geol.Salmant., 25: 87-108.

26.1989 MEDIAVILLA,R.M.; DABRIO,C.J.
Análisis sedimentológico de los conglomerados de Tarego (Unidad 4. Néogeno de la Depresión del Duero).
Stud.Geol. Salmant. Vol. Esp. 5: 293-310.
Paso del sistema fluvial simple al sistema mendriforme en el tramo Medio de la unidad 4, Neógeno.

26-1990 RAMOS MARTÍN,M.C.; ALONSO GAVILÁN,G.
Sedimentología y paleogeografía del terciario en el área de San Esteban de Gormaz- El Burgo de Osma (Soria).
Rev. Soc. Geol. Esp. 3: 167-179
Enlace de la Depresión de Almazán y la Depresión del Duero.

26-1991 RIVAS CARBALLO,M.R.
La vegetación y el clima durante el Mioceno (Aragoniense Superior- Vallesiense) en el sector suroriental de la Depresión del Duero.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 86 (1-4): 53-64.
Define una vegetación de destepa arbolada con vegetación ripícola.

27.1928 LOTZE,J.R.
Über Analogien zwischen des Facies verhältnissen des Tertiärbecken von Calatayud (Spanien)und des deutschen Zechsteinesbecken.
Zeitschrift. Deutsch. Geol. Ges., 80, p.151. Berlin.

27.1955 RIBA,O.
Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y Cameros.
Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 39: 3.

27.1957 BIROT,P.;SOLÉ SABARÍS,L.
La sedimentation continentale néogene entre Teruel et Baza (Espagne).
C.R. somm Soc. Geol. France, 9-10: 178-179.

27.1957 BRINKMANN,R.
Terciario y Cuaternario antiguo de las Cadenas Celtibéricas occidentales.
Est.Geol., 13: 123-124.
Se refiere al contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión del Ebro.

27.1960 ERDBRINK,J.P.
Algunas impresiones sobre las cuencas continentales terciarias de Teruel y de Calatayud.
Teruel, 23: 197-204.

27.1966 CRUSAFONT,M.; VILLALTA,J.F.; JULIVERT.M.
Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud- Teruel.
Not. Com. IGME, 90: 53-76.

27.1967 CRUSAFONT,M.
Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona Montalbán- Utrillas.
Acta Geológica Hispánica, 5: 115-116.

27.1967 GAUTIER,F.
Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au sud-Est de Teruel (Espagne).
C.R. Somm.Soc. Géol. France, 2: 64-65.

27.1969 MALDONADO,A.; RIBA,O.
Cuenca de Calatayud y Sierra de Armantes.
Mem. V Reunión Grupo Español de Sedimentología, Pamplona-Zaragoza.

27.1971 PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILAS,L.; BRELL.J.M.; BERTOLIN,M.
Series continentales al Este de la Sierra de Altomira.
I Congreso Hispano- Luso- Americano, 1: 357-376.

27.1972 GAUTIER,F.; MOISSENET,E.; VIALLARD,P.
Contribution à l' étude stratigraphique et tectónique du fossé néogene de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne).
Bull. Muséum Hist. Nat. Paris, 3. ser. 77 (Sci. de la Terre 16): 179-208.

27.1974 AGUIRRE,E .et al.
Cuenca del Jalón.
Coloq. Intern. sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior, 10: 13-48.

27.1974 ESTERAS,M.; ADROVER,R.
Nota sobre la existencia de Plioceno en los alrededores de Concud (Teruel).
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 72: 95-97.

27.1976 ADROVER,R.; MEIN,P.; MOISSENET.E.
Mise en evidence du pliocene moyene continental dans le Nord du Fossé de Teruel. Espagne, (Les gissements de Villalva Alta).
Nouv. Arch. Museum Hist. Nat. Lion. 14 p.

27.1978 ADROVER,R.; MEIN,P.; MOISSENET.E.
Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel.
Est. Geol., 34: 205-214.

27.1978 DÍAZ MOLINA,M.
Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al Este de la Sierra de Altomira.
Tesis Doctoral. Univ. Complutense.

27.1981 CAPOTE,R.; GUTIÉRREZ,M.; HERNÁNDEZ,A.; OLIVÉ.A.
Movimientos recientes en la Fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica)
V Reunión del G.E.T.C., p. 245-257.

27.1981 OLIVÉ,A.; PORTERO,J.M.; CAPOTE,R.; GUTIÉRREZ,M.
Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores.
Libro- guía XV Curso práctico de Geología. Teruel: 79-82.

(4.1981) PEÑA,J.L.; SÁNCHEZ,M.; SIMÓN,J.L.
Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en la margen oriental de la fosa Alfambra-Teruel.
Teruel, 66: 31-46.

27.1983 MEIN,P.; MOISSENET,E.; TRUC,G.
Les formations continentales du Néogene superieur des vallées du Júcar et du Cabriel au NE d´Albacete (Espagne),
Biostratigraphie et Environement. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 72:99-147.

27.1984 RIVAS,A.
Interpretación a partir de imágenes de satélites del contacto entre las macroestructuras de edad alpina y las cuencas neógenas de las Cadenas Ibéricas (zona Suribérica)
Rev. Mat. Proc. Geol., 2: 61-73.

27.1984 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental.
Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.

27.1984 SIMÓN GÓMEZ,J.L.
Evolución de las depresiones interiores de la Cadena Ibérica Oriental en el marco compresivo-distensivo del Neógeno.
I. Congr. Esp. Geol., 3: 91-103.

27.1988 ARENAS,C.; PARDO,G.; GONZÁLEZ,A.; VILLENA,J.
El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): Análisis de facies y evolución del estilo fluvial.
Rev. Soc. Geol. España, 2: 41-54.
Los autores lo consideran presumiblemente Mioceno.

xxx MELÉNDEZ,A.; PARDO,G.; PENDÓN,J.G.; VILLENA,J.

Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud-Almazán durante el Mioceno Superior.

28. ESTUDIOS SOBRE LA RAÑA. INTERIOR PENÍNSULA IBERICA.

28.1935 OEHME,R.
Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft.
Zeitschrift für Geomorph., 9 (1): 25-42.

28.1949 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Las rañas de las sierras centrales de Extremadura.
C.R. du 26 Congrès Intern. de Geographie. Lisbonne: 87-109.

28.1949 RIBEIRO,O.; FEIO,M.
Les depots de type raña au Portugal.
C.Rend. 26 Congrès Intern. de Geographie. Lisbonne, 2: 151-159.

28.1957 HERNÁNDEZ PACHECO,E.
Las formaciones de raña de la Península Ibérica.
V Congres. Intern, INQUA: 78-79.

28.1957 SOS BAYNAT,V.
Observaciones sobre la formación y edad de las rañas.
Cursillos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada, 4: 33-35.

28.1962 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
La formación o depósito de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña.
Est. Geol.,18: 75-88.

28.1965 HERNÁNDEZ PACHECO,F.
La formación de la raña al sur de Somosierra.
Bol. R. Soc. Geol. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 63: 5-16.

28.1970 PÉREZ MATEOS,J.; MONTURIOL,F.; BENAYAS.J.
Estudio morfológico y microscópico de los planosuelos sobre la raña de Guadalajara.
Anales Edafología y Agrobiología, 29 (11-12): 865-883.

28.1975 MUÑOZ JIMÉNEZ,J.; ASENSIO AMOR,I.
Los depósitos de raña en el borde nordoccidental de los Montes de Toledo.
Est. Geogr. 36: 779-806.

28.1977 MARTÍN ESCORZA,C.
Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica en la Meseta Central española.
Tecniterrae, 20: 8-22.

28.1978 ESPEJO,R.
Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes.
Tesis E.T.S.I.A., 469 p.

28.1978 GEHRENKEMPER,J.
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien.
Berliner Geogr. Abh., 29: 81.

28.1978 LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I.
La raña, glacis encajados y terrazas al NE de Madrid (Estudio Geomorfológico)
Est. Geol., 34: 45-51.

28.1979 HOYOS,A.; GARCÍA,J.; CUCHI,M.J.; RIESCO,P.
Desarrollo de un suelo en una raña.
Actas III Reunión G.E.T.C.

28.1979-80 SANZ DONAIRE,J.J.
Análisis comparativo de la morfometría de cantos de raña y de otras formaciones detríticas de Somosierra (Sistema Central Español).
Geographica, 21-22, 1979-80. Homenaje a D. Luis Solé Sabarís, 2: 235-251.

28.1981 FERNÁNDEZ CABALLERO, M.D; SANZ DONAIRE,J.J.
Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español).
V Reunión Nacional G.E.T.C. Sevilla.

28.1987 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; GALLARDO,J.
La raña al Sur de la Somosierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio.
Geogaceta, 2: 29-32.

28.1988 MARTÍN SERRANO,A.
Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la raña.
Com. 2 Congr. Geol. España, 1: 395-398.

29. ESTUDIOS PETROLÓGICOS- MINERALÓGICOS. PARAMERA DE SIGÜENZA Y CONTEXTO.

(20.1969) PINILLA,A.; ALEIXANDRE,T.; LEIVA,A.
Areniscas triásicas del Buntsandstein de la provincia de Guadalajara. I. Atienza.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 67: 35-70.

(20.1969) PINILLA,A.; ALEIXANDRE,T.; LEIVA,A.
Areniscas triásicas del Buntsandstein de la provincia de Guadalajara. II. Sigüenza.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 67: 73-109.

29.1970 MARFIL,R.
Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica.
Est. Geol. 26: 113-163.

29.1971 MARFIL,R.; ALONSO,J.J.; GARCÍA,M.C.
Estudio del material cementante del Trías inferior de la Cordillera Ibérica.
Est.Geol, 27: 247-439.

29.1972 PEÑA BLASCO,J.A.
Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica.
Est.Geol, 28: 219-226.

29.1973 GABALDÓN,V.; PEÑA,J.A.
Estudio petrológico del Carbonífero, Pérmico y Triásico inferior del NW de Molina de Aragón.
Est. Geol., 29 (1): 63-76.

29.1973 YÉBENES,A.
Estudio petrogenético de las carniolas de la Cordillera Ibérica.
Mem. Lic. Cienc. Geológicas.

29.1974 CABALLERO,M.A.; MARTÍN VIVALDI,J.L.
Estudio mineralógico de los sedimentos triásicos en el sector del Puerto de Horna.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., (Geol.), 72 (1-4): 25-40.

29.1975 CABALLERO,M.A.; RUIZ CRUZ,M.D.
Estudio mineralógico de los sedimentos triásicos en el sector occidental de la C.Ibérica.
Bol. Geol. y Min., (1): 72-81.

29.1976 HERNANDO COSTA,S.; HERNANDO COSTA,J.
Estudios de las fracciones pesadas del Pérmico de la región Ayllón- Atienza.
Est. Geol., 32: 77-94.

29.1976 HERNANDO COSTA,S.; HERNANDO COSTA,J.
Los minerales pesados del Buntsandstein (¿Triásico inferior y medio?) de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara).
Est.Geol., 32: 143-154.

29.1976 HERNANDO COSTA,S.; HERNANDO COSTA,J.
Los minerales pesados como criterio de diferenciación entre Pérmico y Triásico.
Est.Geol., 32: 265-274.

29.1976 MARFIL.R.; de la CRUZ, B.; de la PEÑA,J.
Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica.
Congreso del Triásico y Pérmico en España.

29.1977 de la PEÑA,J.A.; YÉBENES,A.
Procesos diagenéticos en las rocas carbonáticas del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica.
Congreso del Pérmico y Triásico en España. Cuad. Geol. Ibér., 4: 437-443.

29.1977 GARCÍA PALACIOS,M.C.; LUCAS,J.; de la PEÑA,J.A.; MARFIL,R.
La cuenca triásica de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. I. Petrografía y Mineralogía.
Cuad. Geol. Ibér., 4: 341-354.

29.1977 RUIZ CRUZ,M.D.; DOVAL,M.; BRELL,J.M.; LAIGLESIA,A.
Estudio de las ofitas del Triásico y su influencia en la mineralogía de los sedimentos arcillosos del Keuper.
Cuad. Geol. Ibér.,. 4: 341-354.

29.1980 PERNI,A.
Estudio petrológico y geoquímico del volcanismo del área de Atienza (Guadalajara).
Univ. Complutense de Madrid.

29.1984 APARICIO,A.; GARCÍA CACHO,L.
Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (provincia de Guadalajara).
Bol. Geol. y Min., 95: 80-89.

29.1985 ARRIBAS,M.E.; BUSTILLO,M.A.
Modelos de silicificación en los carbonatos lacustres-palustres del Paleógeno del borde NE de la Cuenca del Tajo.
Bol. Geol.y Min., 96 (3): 325-343.

30. ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS PARAMERA DE SIGÜENZA

(23.1960) CRUSAFONT,M.; MELÉNDEZ TRUYOLS,J.
El yacimiento de vértebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara).
Est.Geol., 16: 243- 254.

30.1974 CARRETERO MORENO,M.E.
Paleontología de los cerros Cretácicos de Riofrío y Santamera (Guadalajara).
Bol. R. Soc.Esp. Hist. Nat., 74: 37-50.
Corresponde a La Muela de la Virgen, Muela Vieja y La Tabla.

30.1974 HOYOS,M.
Paramera de Molina. Yacimiento de Layna.
Trabajos Neógeno-Cuaternario. Libro Guía: 39-45.

30. 1979 CARRETERO MORENO,M.E.; VILLALBA CURRÁS,M.P.
Avance del estudio de la Paleontología del Cretácico de los Condemios.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.),77: 67-90.

31.ESTUDIOS CLIMÁTICOS. PARAMERA DE SIGÜENZA.

31.1965 ELÍAS CASTILLO,F.; GIMÉNEZ ORTIZ,R.
Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España.
Dirección General de Agricultura (Mapa Agronómico Nacional). Ministerio de Agricultura. Madrid.

31.1980 FERNÁNDEZ GARCÍA,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Características pluviométricas de la provincia de guadalajara. Bol. R. Soc. Geogr.: 218-237.

31.1984 FERNÁNDEZ GARCÍA,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.
Estudios de las heladas en la zona de Molina de Aragón (Guadalajara) y su influencia en la morfogénesis actual.
I Reunión de Estudios Regionales de Castilla La Mancha, Albacete: 71-93.

32. ESTUDIOS HIDROLÓGICOS. PARAMERA DE SIGÜENZA.

32.1963 CATALÁN,J.; ALONSO,J.
Estudio químico y geoquímico del río Sorbe, afluente del Henares.
Documentos Centro de Estudios Investigaciones y Aplicaciones del Agua: 1-45. Madrid.

32.1963 CATALÁN,J.; ALONSO,J.; DÍAZ AMBRONA,D.
Estudio geoquímico de los ríos Salado y Dulce, afluentes del Henares.
Agua, jul-ago.: 6-14.Barcelona.

32.1982 FERNÁNDEZ TABERA,M.; MARTÍ YEBRA,P.
Catálogo de cavidades de Guadalajara.
Federación Castellana. Centro de Espeleología, 139 p.

33. ESTUDIOS BIOGEOGRÁFICOS Y DE VEGETACIÓN

33.1980 LÓPEZ GÓMEZ,A.
Los bosques de la Serranía de Atienza.
Bol. R.Soc. Geogr. Contribución española al Congreso de Geografía de Tokio.

33. 1980 MINISTERIO DE AGRICULTURA
Mapa de Cultivos y Aprovechamientos. E.1:50.000. Hoja 433. Atienza.
Dirección General de la Producción Agraria. Ministerio de Agricultura. Madrid.

33.1981 FIDALGO HIJANO,C.
Evolución del paisaje vegetal en el sector central de la Serranía de Atienza.
Est. Geog., 42 (163): 119-138.

33.1988 ABELLÓ DE LA TORRE
Historia y evolución de las repoblaciones forestales en España.
Tesis Doctoral.

34. ESTUDIOS ARQUEOLÓGICOS. PARAMERA DE SIGÜENZA.

a.) Torralba- Ambrona.

34a. 1962 HOWEL,F.C.
El yacimiento Achelense de Torralba (Soria).
VII Congreso Nacional de Arquelogía,Barcelona, 1960: 110-116.

34a. 1962 HOWEL,F.C. ; BUTZER,K.W.; AGUIRRE,E.
Noticia preliminar sobre el emplazamiento acheulense de Torralba (Soria).
Excavaciones arqueológicas en España, 10: 1-38.

34a. 1964 BIBERSON,P.
Torralba et Ambrona sur deux stations acheuléennes de chasseurs d'elephants de la Vielle Castille.
Inst. de Prehistoria y Arquelogía de Barcelona.

34a. 1965 BIBERSON,P; BUTZER,E.; COLLIN,D.
El yacimiento Achelense de Ambrona (provincia de Soria).
Noticiario Arquelógico Hispánico: 1-23.

34. 1966 FREEMAN,L.G.;BUTZER,K.W.
The acheulian station of Torralba (Spain): a progress report.
Quaternaria, 8, v. 15: 9-21.

34a. 1968 BIBERSON,P.;
Les gisements acheuléens de Torralba et Ambrona (Espagne). Nouvelles precisions.
L' Antropologie, 72, 3-4: 241-278.

34.1970 BIBERSON,P.; BUTZER,K.W.; COLLINS,D.
El yacimiento achelense de Ambrona (provincia de Soria).
Public. Depart. Paleont. 10, Facultad de Ciencias, Universidad de Madrid, 23 p.

34.1989 AGUIRRE,E.
Torralba y Ambrona.
10 años de Arqueología Soriana.
Museo Numantino. Junta de Castilla y León. Soria: 23-36.

b. Tiermes (otros estudios arqueológicos y numismáticos de detalle se encuentran recogidos en 34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al.)

34b. 1988 RABAL,N.
Una visita a las Ruinas de Termancia.
Bol. R. Acad. Historia,12 (5) Madrid.

34b. 1910 FIGUEROA Y TORRES,A. (Conde de Romanones).
Las ruinas de Termes. Apuntes arqueológicos.

34b. 1911 SENTENACH,N.
Las ruinas de Tiermes.
Rev. de Arch. Bibl. y Museos. Madrid. 24

34b. 1911 SCHULTEN,A.
Termantia, eine Stadt der Keltiberen.
Neue Jahrbücher für Klas. Alt.,26 (trad en Bol. R. Acad. Hist.,63, año 1913).

34b. 1934 TARACENA AGUIRRE,B.
Arquitectura hispánica rupestre
Inv. y Progr. 7
Importante referencia a Tiermes.

34b. 1943 OBERMAIER,H.
Una excursión a la fortaleza celtibérica de Termancia.(Soria).
Bol. R. Acad. Hist, 105.

34b. 1951 D'ORS,A.
Un nuevo dato para la historia de la llamada Termancia.
Estudios dedicados a Menéndez Pidal. CSIC.

34b. 1964 ORTEGO,T.
Tiermes, ciudad rupestre celtíbero-romana.
Rev. Celtiberia, n. 28.

34b. 1966 GARCÍA BELLIDO,A.
Las trullae argenteas de Tiermes.
A. E. Arq. 39 (113-114): 113-123.

34b. 1967 SPINDLER,K.
Fragmente einer Formschlüsseltür terra sigillata hispanica aus Tiermes.
Madrider Mitteilungen, 8,:176-184

34b. 1975 ARGENTE OLIVER,J.L.
Fragmentos de ladrillos romanos con marca, encontrados en Termancia, Montejo de Tiermes (Soria).
Revista de Soria, 25.

34b. 1979 ARGENTE OLIVER,J.L.; DÍAZ DÍAZ,A.
La necrópolic celtibérica de Tirmes (Carratiermes, Soria).
Noticiario Arqueológico Hispánico, 7.

34b. 1980 ORTEGO,T.
Tiermes. Guía del Conjunto arqueológico. Ciudad rupestre celíbero- romana.
Ministerio de Cultura. Dirección General del Patrimonio Artístico y Museos. Madrid.

34b. 1984 CASA MARTÍNEZ,C.
Las necrópolis medievales de Tiermes: Sistemas de enterramiento.
I Symposium de Arqueología Soriana, Soria: 499-510.

34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L.
Investigaciones del mundo romano en Tiermes.
I Symposium de Arqueología Soriana, Soria: 243-293

34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al.
Tiermes II.
Excavaciones arqueológicas en España, 128.

34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al.
Tiermes. Guía del yacimiento arqueológico.
Ministerio de Cultura. Dirección General de Bellas Artes y Archivos.

c) Restos romanos

34c 1982 ABASCAL PALAZÓN,J.M.

Vías de comunicación romana en la provincia de Guadalajara.

Gráficas J.C.J. Guadalajara.

35. ESTUDIOS GEOGRÁFICOS/ GLOBALES .PARAMERA DE SIGÜENZA.

35.1845-50 MADOZ,P.
Diccionario Geográfico-Estadístico de España y sus posesiones de Ultramar. Madrid.

35.1928 TARACENA,B.; TUDELA,J.
Guía de Soria y su provincia.
Existe una 2ª edición 1951 y otra tercera 1968 (272 p.)

35.1951 LÓPEZ GÓMEZ,A.
La serranía de Atienza. Madrid. (tesis doctoral, inédita) (*no consultada*)

35. 1951 SAENZ GARCÍA,C.
Marco geográfico de la Altimeseta soriana.
Celtiberia,1. (Soria).

35. 1953 SAENZ GARCÍA,C.
Anecdotario geográfico de los ríos sorianos.
Celtiberia,6.

35.1963 LÓPEZ GÓMEZ,A.
La casa rural y los pueblos en la Serranía de Atienza.
Est. Geográf., 104:349-432.

35.1964 LÓPEZ GÓMEZ,A.
Geografía urbana de Atienza.
Est. Geograf. 109: 453-499.

35.1974 MORENO CHICARRO,F.; SANZ LÓPEZ,S.
Caminos de Sigüenza y Atienza.
Existen al menos 5 ediciones (5ª ed.1984 304 p. Madrid). Profundo conocimiento local.

35. 1975 MORENO,M.
Biografía curiosa de Soria.

35.1976 ALONSO FERNÁNDEZ.J.
Guadalajara: El Territorio y sus hombres. Serranías y Parameras de Sigüenza y de Molina.
Instituto de Geografía Aplicada, CSIC. Madrid, 485 p.
Centrado en comarcalización y equipamiento.

35.1981 SABATÉ,A; MÉNDEZ,R.; del CANTO,C.
A través de Castilla.
Penthalon Ediciones, Madrid.

35.1987 ARENILLAS PARRA,M.A.; SAENZ RIDRUEJO,C.
Los ríos.
Alianza Editorial. Madrid.

35.1990 SANCHO DE FRANCISCO,M.C.
La vertiente soriana del Jalón.
T.Doctoral. Universidad de Zaragoza.

35.1990 SANCHO DE FRANCISCO,M.C.
El Valle del Jalón, Vía de Comunicación.
El Valle del Jalón, Vía de Comunicación. Ciclo de conferencias 1990. Museo Numantino.

35. 1991 AGUDO,C.

"Las Tierras altas de Sigüenza y Alcolea" y "La Hoz de Pelegrina" in Guía de Castilla- La Mancha.

Servicio de Publicaciones de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha: 165-176 y 183-193.

36. OBRAS DE OTROS TEMAS MENCIONADOS EN EL TRABAJO

36.1948 ALONSO ALCALDE,M.
Hoguera viva.
Valladolid

36. 1950 BARRÈRE,P.
La morphologie des Sierras Oscenses.
I Congreso Internacional del Pirineo. Instituto de Estudios Pirenaicos: 5-34.

36.1959. VÁZQUEZ MAURE,F.
Divagaciones sobre toponimia.
Mappa, 1959: 13-17.

36. 1977 VALENZUELA RUBIO,M.
Urbanización y crisis rural en la Sierra de Madrid.
Instituto de Estudios de la Administración Local. Madrid.

36. 1983 PEÑA MONNE,J.L
La conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Ribera Ribagorzana: Estudio geomorfológico.
Instituto de Estudios Ilerdenses. Diputación Provincial de Lérida.

36.1985 CAPEL,H.
La física sagrada: creencias religiosas y teorías científicas en los orígenes de la geomorfología española. Siglos XVII-XVIII.
Ediciones del Serbal

37. DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS Y DE FOTOGRAFÍA AÉREA.

I.G.N. M.T.N. Escala 1:50.000, Hojas 404 Ayllón, 405 Berlanga de Duetro, 406 Almazán, 407 Morón de Almazán,432 Riaza, 433 Atienza, 434 Barahona,435 Arcos de Jalón, 460 Hiendelaencina, 461 Sigüenza, 462 Maranchón.

I.G.N. Escala 1:200.000. Conjuntos provincialesde Guadalajara, Segovia y Soria

S.G.E. Escala 1/50.000. Serie L. Hojas 20-16 Ayllón, 21-16 Berlanga de Duetro, 22-16 Almazán, 23-16 Morón de Almazán,20-17 Riaza, 21-17 Atienza, 22-17 Barahona, 23-17 Arcos de Jalón, 21-18 Hiendelaencina, 22-18 Sigüenza, 23-18 Maranchón.

S.G.E. Hojas 1/100.000 Serie C. Hojas 10-8,11-8,12-8,10-9,11-9,12-9.

S.G.E. Hojas 1/200.000 Serie 2C. Hojas 5-4, 6-4, 5-5, 6-5.

Instituto de Concentración Parcelaria. Mapa a escala 1/10.000 de la Comarca de Atienza.

1975 MINISTERIO OBRAS PÚBLICAS. Autopista Madrid-Zaragoza, tramo Sigüenza- Gómara. Estudio previo de terrenos. Mapa geológico, morfológico y de suelos- formaciones de poco espesor.

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO. Proyecto de Autovía de Aragón. Variante de Sigüenza Escala 1/5.000.

I.G.N. Vuelo Nacional Escala aprox. 1/18.000. Hojas 404 Ayllón, 405 Berlanga de Duetro, 406 Almazán, 407 Morón de Almazán,432 Riaza, 433 Atienza, 434 Barahona,435 Arcos de Jalón, 460 Hiendelaencina, 461 Sigüenza, 462 Maranchón.

S.G.E. Vuelo American Map Service. ("americano"). Escala aprox 1/33.000. Hojas 404 Ayllón, 405 Berlanga de Duetro, 406 Almazán, 407 Morón de Almazán,432 Riaza, 433 Atienza, 434 Barahona,435 Arcos de Jalón, 460 Hiendelaencina, 461 Sigüenza, 462 Maranchón.

Bibliografía ordenada alfabéticamente:

34c 1982 ABASCAL PALAZÓN,J.M. Vías de comunicación romana en la provincia de Guadalajara.Gráficas J.C.J. Guadalajara.

33. 1988 ABELLÓ DE LA TORRE. Historia y evolución de las repoblaciones forestales en España. Tesis Doctoral.

19. 1967 ABRIL,J.; SÁNCHEZ,L. Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SW de la provincia de Cuenca). Bol. Geol. y Min., 103-104: 3-17.

3. 1986 ACASO DELTELL,E.; RUIZ ZAPATA,M.B.; PEDRAZA GILSANZ,J.; CENTENO CARRILLO,J.D. Contribución al estudio del periglaciarismo en la Sierra de Gredos. Cuadernos de Lab. Xeol. de Laxe, 10: 115-132.

15. 1981 ADELL ARGILES, F. et al. Hoja 461. Sigüenza. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

15. 1981 ADELL ARGILES, F. et al. Hoja 462. Maranchón. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

15. 1982 ADELL ARGILES, F. et al. Hoja 433. Atienza. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

15. 1982 ADELL ARGILES, F. et al. Hoja 434. Barahona. Mapa geológico de España Escala 1:50.000. IGME. 2 Serie

4. 1974 ADROVER,R. Un relleno kárstico plio-pleistoceno en el Cerro de los Espejos en Sarrión (provincia de Teruel, España). Acta Geológica Hispánica, 9 (4): 142-143.

19. 1981 ADROVER,R.; GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L. Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. XV Curso de Geología Práctica: 213-238. Teruel.

27. 1974 ADROVER,R.; MEIN,P.; MOISSENET.E. Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. Est. Geol., 34: 205-214.

27. 1974 ADROVER,R.; MEIN,P.; MOISSENET.E. Mise en evidence du pliocene moyene continental dans le Nord du Fossé de Teruel. Espagne, (Les gissements de Villalva Alta). Nouv. Arch. Museum Hist. Nat. Lion. 14 p.

35. 1991 AGUDO,C. "Las Tierras altas de Sigüenza y Alcolea" y "La Hoz de Peregrina" in Guía de Castilla- La Mancha. Servicio de Publicaciones de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha: 165-173 y 183-193.

1. 1989 AGUDO,C.; GONZÁLEZ,J.A;SERRANO,E. Características geomorfológicas de los depósitos carbonáticos de origen fluvial en el río Blanco (Alto Jalón). 2º Reunión de Cuaternario Ibérico

1. 1992 AGUDO,C.;SERRANO,E. Evolución geomorfológica del valle del Arroyo de la Mentirosa (Alto Jalón, Soria). Estudios de Geomorfología en España. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología. Murcia. SEG, p. 291-298.

15. 1969 ÁGUEDA VILLAR,J. Estudio geológico de la región de Santamera, Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica, 1: 233-266.

27. 1974 AGUIRRE,E. et al. Cuenca del Jalón. Coloq. Intern. sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno Superior y Cuaternario Inferior, 10: 13-48.

24. 1975 AGUIRRE,E. División estratigráfica del Neógeno Continental. Est. Geol., 31: 587-595.

34.1989 AGUIRRE,E. Torralba y Ambrona. 10 años de Arqueología Soriana. Museo Numantino. Junta de Castilla y León. Soria: 23-36.

14. 1976 AGUIRRE,E.; MOLINA,M.; PÉREZ GONZÁLEZ,A. Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. Miscelanea neógena. Trab. sobre Neógeno-Cuaternario, 5: 7-29 CSIC.

13. 1942 AITKEN,R. The Sierra de la Demanda (Burgos, Spain): note of the tectonics of the northern margin. Geol. Mag., 79: 33.

19. 1932 AITKEN,R. Datos geológicos sobre el Norte de la Demanda. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., 32: 309-310.

24. 1986 ALBERDI,M.T. (Edit). Geología y Paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid. CSIC. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.

25. 1983 ALBERDI,M.T; et al. Bioestratigraphie et évolution sédimentaire du Néogene continental de l'aire de Madrid. Medit. Neog. Cont. Paleonvirom., and Paleodim. Evol. R.C.M.N.S. Interim- Colloquim, Montpellier:15-18.

7. 1972 ALCALÁ DEL OLMO,L. Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). Est.Geol.,28 (4-5): 345-359.

6. 1977 ALFÉREZ DELGADO,F. Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W de Toledo. Est.Geol., 33: 223-250.

6. 1979 ALFÉREZ DELGADO,I. Una aproximación del límite Neógeno- Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo. Trabajos Neógeno- Cuaternario, 9: 9-16.

6. 1944 ALÍA MEDINA,M. Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 42: 613-614.

25. 1945 ALÍA MEDINA,M. El Plioceno en la comarca toledana y el origen de la región de la Sagra. Est.Geol., 6: 203-239.

6. 1947 ALÍA MEDINA,M. Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de La Mancha. Est.Geogr., 27: 313-340.

14. 1960 ALÍA MEDINA,M. Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. Not. y Com. IGME, 58: 125-182.

16. 1972 ALÍA MEDINA,M. Evolution Post-Hercynienne dans la Régions Centrales de la Meseta Espagnole. IGC, 24, sec. 3: 265-272.

12. 1976 ALÍA MEDINA,M. Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano- Extremeña. Est. Geol.,32: 229-238.

25. 1970 ALÍA MEDINA,M.; CAPOTE DEL VILLAR,R. Esquema geológico de la Depresión Tectónica del Tajo y su borde oriental. I Congreso Hispano-Luso- Americano. E-1-1.

14. 1986 ALÍA MEDINA,M.; GONZÁLEZ UBANELL,A La influencia de las estructuras tectónicas basamentales en la cobertera. Zona del río Jarama. Rev. R. Acad. Cienc. Fis. Exac. y Nat., 79 (4), Geología: 635-645.

14. 1973 ALÍA MEDINA,M.; PORTERO,J.M.; MARTÍN ESCORZA,C. Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 71: 9-20.

19. 1968 ALIAGA,A. Geologische Untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten nördlich des Río Jalón. Diss. 99 p, Münster.

19. 1942 ALMELA,A.; GARRIDO,J; RÍOS,J.M. Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara. Bol. R. Soc. Hist. Nat., 42: 107-128.

22. 1981 ALONSO,A. El Cretácico en la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). Seminarios de Estratigrafía, mon. 7, 320 p.

22. 1977 ALONSO,A.; MAS,J.R. Evolución sedimentológica de la unidad media detrítico-terrígena del Cretácico de la Sierra de Padrales (N. de la provincia de Segovia). Est.Geol., 23 (6): 517-523.

20. 1976 ALONSO,A.; VILAS,L. El tránsito Triásico-Cretácico en la zona de Somolinos. Est. Geol. 32: 525-533.

20. 1984 ALONSO,J.J. El Triásico del anticlinal de Sigüenza. I Congreso Español de Geología, 1: 1-12.

25. 1961 ALONSO,J.J.; GARCÍA VICENTE,J.; RIBA,O. Sedimentos finos del centro de la cubeta terciaria del Tajo. II Reunión de Sedimentología (Sevilla). CSIC: 21-55.

25. 1964 ALONSO,J.J.; GARCIA,J.; RIBA, O. Arcillas miocenas de la cuenca del Tajo. Cursillos y Conferencias, 9: 277-286. Inst. Lucas Mallada. CSIC.

36. 1948 ALONSO ALCALDE,M. Hoguera viva. Valladolid.

35. 1976 ALONSO FERNÁNDEZ.J. Guadalajara: El Territorio y sus hombres. Serranías y Parameras de Sigüenza y de Molina. Instituto de Geografía Aplicada, CSIC. Madrid, 485 p.

26. 1981 ALONSO GAVILÁN,G. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (prov. Salamanca). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 438 p.

26. 1986 ALONSO GAVILÁN,G. Paleogeografía del Eoceno Superior- Oligoceno en el S.O de la Cuenca del Duero (España) Stud. Geol. Salmant, 22, 71-91.

26. 1987 ALONSO GAVILÁN,G.; ARMENTEROS,I.; DABRIO,C.J.; MEDIAVILLA,R.M. Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España). Stud.Geol. Salmant. suplem. 1, 24.

4. 1976 ALONSO OTERO,F.; BULLÓN MATA,T. Evolución kárstica del sector Sureste de la Serranía de Cuenca. Est. Geogr., 37 (145): 465-478.

4.1987 ALONSO OTERO,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A; UGARTE,F. Sur l'evolution de trois grandes dèpressions karstiques de la Serrania de Cuenca (Espagne). Mediterranèe, 1: 21-32.

25.1986 ALONSO ZARZA,A.M. et al. Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid). Est. Geol., 42: 79.

25. 1988 ALONSO-ZARZA,A.M.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS,M. El complejo de abanicos aluviales de Las Inviernas-Cifuentes: un modelo para la construcción del borde NE de la cuenca de Madrid en el Mioceno. II Congr. Geol. Esp. SGE. Granada,1: 15-19.

25.1990 ALONSO-ZARZA,A.M.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA, M.A. Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara). Est. Geol. 46: 415-432.

25. 1990 ALONSO-ZARZA,A.M.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS,M. Los sistemas aluviales miocenos del borde noreste de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara). Rev. Soc. Geol. España, 3: 213-229.

19. 1933 ALVARADO,A. Macizo del Maestrazgo (zona Este). Algunas notas referentes a su estratificación y tectónica. Bol. Inst. Geol. y Min. España, 53: 97- 136.

14. 1982 ÁLVAREZ LOBATO,F. Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (Provincia de Segovia). I Reunión Geol. Cuenca del Duero, Salamanca, IGME, 1: 87-105.

11. 1976 ÁLVARO,M. Estiolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica). Est. Geol. 31: 241-248.

13. 1973 ÁLVARO,M.; CAPOTE.R., Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). Est. Geol., 29: 467-478.

18. 1975 ÁLVARO,M.; CAPOTE,R.; VEGAS.R. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Libro Homenaje a L.Solé Sabarís, Acta Geol. Hisp., 14: 172-177.

20. 1981 ANCOECHEA,E.; PERNI,A.; VEGAS,R. Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (provincia de Guadalajara). Cuad. Geol. Ibér., 7: 421-430.

25. 1969 ANDRÉS DE LEIVA,J. Estudio sedimentológico del terciario de la cubeta del Tajo. Tesis Ciencias (Geología) Univ. Madrid.

16. 1988 APARICIO YAGÜE,A.; GARCÍA CACHO,L. Geología del Sistema Central español. Consejería de Política Territorial de la Comunidad de Madrid. CSIC.

29. 1984 APARICIO,A.; GARCÍA CACHO,L. Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (provincia de Guadalajara). Bol. Geol. y Min., 95: 80-89.

20. 1988 ARACIL,E.; HERNANDO,S. Las facies de transición del Buntsandstein al Muschelkalk entre Cuevas de Ayllón y Termancia (Provincia de Soria) . Rev. Soc. Geol. España, 1: 89-96.

4. 1926 ARANEGUI,P. La Laguna de Gallocanta y la geología de sus alrededores. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 26: 419-429.

6. 1927 ARANEGUI,P. Las terrazas cuaternarias del río Tajo entre Aranjuez (Madrid) y Talavera de la Reina (Toledo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27: 285-290.

19. 1867 ARÁNZAZU,J.M. Bosquejo geológico de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Mapa Geol. Nac.,4: 1-47.

19. 1877 ARÁNZAZU,J.M. Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., 4: 1-47.

17. 1977 ARCHE,A.; CÁMARA,P.; DURANTEZ,O. Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante- ordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey- Sierra de La Bodera. Bol. Geol y Min., 88 (6): 501-507.

20. 1975 ARCHE,A.; HERNANDO,S.; RAMOS,A.; SOPEÑA,A.; VIRGILI,C. Distinction between basal Triasic and Permian red beds in Central Spain. IX Congres Intern. de Sedimentologie, Nice, 5: 9-14.

20. 1983 ARCHE,A.; RAMOS,A.;SOPEÑA,A. El Pérmico en la Cordillera Ibérica y en los bordes del Sistema Central. X Congr. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero España. IGME: 421-438.

27. 1988 ARENAS,C.; PARDO,G.; GONZÁLEZ,A.; VILLENA,J. El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): Análisis de facies y evolución del estilo fluvial. Rev. Soc. Geol. España, 2: 41-54.

35.1987 ARENILLAS PARRA,M.A.; SAENZ RIDRUEJO,C. Los ríos. Alianza Editorial. Madrid.

34b. 1975 ARGENTE OLIVER,J.L. Fragmentos de ladrillos romanos con marca, encontrados en Termancia, Montejo de Tiermes (Soria). Revista de Soria, 25.

34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. Investigaciones del mundo romano en Tiermes. I Symposium de Arqueología Soriana, Soria: 243-293.

34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al. Tiermes II. Excavaciones arqueológicas en España, 128.

34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al. Tiermes. Guía del yacimiento arqueológico. Ministerio de Cultura. Dirección General de Bellas Artes y Archivos.

34b. 1979 ARGENTE OLIVER,J.L.; DÍAZ DÍAZ,A. La necrópolis celtibérica de Tiermes (Carratiermes, Soria). Noticiario Arqueológico Hispánico, 7.

26. 1985 ARMENTEROS,I. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. Ed. Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1, 471 p.

26. 1984 ARMENTEROS,I.; ALONSO GAVILÁN,G. Génesis y evolución de los calicbes miocenos del sureste de la Depresión del Duero. Est.Geol., 40: 153-163.

26. 1981 ARMENTEROS,I.; CARBALLEIRA,J; CORROCHANO,A; CORRALES,I; ALONSO GAVILÁN,G Los abanicos aluviales terciarios del flanco norte de la Sierra de Honrubia- Pradales, Temas Geol. Min., IGME, 6 (1): 109-123.

26. 1983 ARMENTEROS,I.; CORROCHANO,A. El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. Libro Jubilar J.M. Ríos, (2): 521-526.

26. 1986 ARMENTEROS,I.; FERNÁNDEZ MACARRO,B.; RECIO,C.; BLANCO,J.A. Análisis sedimentológico y paleogeografía en el Mioceno del sector de Sacramenia (Segovia)- Peñafiel (Valladolid). Stud. Geol. Salmant., 22: 247-262.

4. 1984 ARNÁEZ VADILLO,J. Microformas de erosión y acumulación en pistas forestales: el ejemplo del alto valle del Cárdenas. Cuadernos de Investigación Geográfica: 7-16.

5. 1985 ARNÁEZ VADILLO,J. Modelo de distribución de formas crionivales en la Sierra de San Lorenzo (Sierra de la Demanda). Actas I Coloquio sobre Geografía de La Rioja. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.

4. 1987 ARNÁEZ VADILLO,J. Factores de distribución de los grandes movimientos en masa en el Sistema Ibérico riojano. Est.Geogr., 189: 535- 552.

4. 1987 ARNÁEZ VADILLO,J. Formas y procesos de erosión en la evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda. Cuadernos de Investigación Geográfica, 13 (1-2), Logroño.

4. 1989 ARNÁEZ VADILLO,J. Incisiones (cárcavas) en el nivel supraforestal de la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). Morfología y significación. Cuadernos de Investigación Geográfica, 15: 7-16. Logroño.

4. 1984 ARNÁEZ VADILLO,J.; GARCÍA RUIZ,J.M. Tipos de escorrentía y ritmo de evacuación de sedimentos en la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). Cuadernos de Investigación Geográfica, 10 (1-2), Logroño.

29. 1985 ARRIBAS,M.E.; BUSTILLO,M.A. Modelos de silicificación en los carbonatos lacustres-palustres del Paleógeno del borde NE de la Cuenca del Tajo. Bol. Geol.y Min., 96 (3): 325-343.

25. 1986 ARRIBAS,M.E. Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector Norte de la Cuenca Terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). Cuad. Geol. Ibérica,10: 295-334.

25.1986 ARRIBAS,M.E. Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector Norte de la Cuenca terciaria del Tajo (prov. de Guadalajara). Est. Geol., 42: 103-116.

25. 1986 ARRIBAS,M.E.; DIAZ MOLINA,M.; LÓPEZ MARTÍNEZ,N.; PORTERO,J.M. El abanico aluvial paleógeno de Sorbe (Cuenca del Tajo): Facies, relaciones espaciales y evolución. Actas X Congr. Nac. Sedimentología. Menorca: 134-137.

25. 1990 ARRIBAS,M.E.; MARTÍNEZ SALANOVA,J.; DÍAZ MOLINA,M. Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior, sector nor-oriental de la Cuenca de Loranca (provincia de Cuenca, España). Bol. Geol. y Min., 101 (6): 858-871.

25. 1960 ASENSIO AMOR,I. Génesis y cronología de las arenas de Torrelodones (Madrid). Las Ciencias, 25, (1): 75-85.

3. 1965 ASENSIO AMOR,I.; MARTÍNEZ GONZÁLEZ, F. Formaciones cuaternarias en el Valle de Navacerrada. Bol. R. Soc. Hist .Nat., 63: 113-118.

6. 1974 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Formas de crioturbación en los altos niveles cuaternarios del valle del Jarama. Est. Geogr., 137: 579-591.

6. 1974 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Presencia de materiales detríticos (grezes litées) en el valle del Tajuña (Carabaña- Villarejo de Salvanés). Est. Geol., 30: 69-73.

6. 1975 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Modelé periglaciaire dans les vallées du paramo calcaire au SE de Madrid. Actes Symposium sur les versants en Pays mediterranées. Aix- en- Provence, 1975, CEGERM, 5: 39-42.

6. 1977 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Formaciones detríticas en el valle del Tajuña. Bol. R. Soc. Geogr., 109: 7-22.

25. 1977 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Características sedimentológicas de la llamada formación detrítica intramiocena de la depresión del Tajo. Est. Geol., 24: 91-97.

6. 1979 ASENSIO AMOR,I.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Niveles fluviales cuaternarios en el valle del Tajuña. V Coloquio de Geografía. Granada: 119-132.

2.1974 ASENSIO AMOR,I.; LÁZARO OCHAITA,I. Los depósitos detríticos gruesos en la cuenca del río Miraflores y su significación en los procesos geomorfológicos. Est. Geogr. 134: 5-24

2.1976 ASENSIO AMOR,I.; LÁZARO OCHAITA,I. Estudio sedimentológico de los materiales actuales y plio-cuaternarios del borde meridional de la Sierra de Guadarrama (Bustarviejo- Valdemanco). Est. Geogr. 145: 385-406.

3. 1972 ASENSIO AMOR,I.; ONTAÑÓN SÁNCHEZ,J.M. Acumulaciones periglaciares en el valle de Guarramillas (vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama). Est. Geol., 28: 453-462.

3. 1973 ASENSIO AMOR,I.; ONTAÑÓN SÁNCHEZ,J.M. Observación sobre la evolución de frentes morrénicos en el alto Valle del Lozoya (Sierra de Guadarrama). Est. Geol, 29: 559-562.

3. 1975 ASENSIO AMOR,I.; ONTAÑÓN SÁNCHEZ,J.M. Evolución de surcos de escorrentía sobre vertientes periglaciares. Est. Geol, 31: 625-627.

6. 1967 ASENSIO AMOR,I.; PEDRO HERRERA,F. Niveles cuaternarios del río Guadarrama en las inmediaciones del Puente del Retamar. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 65: 113-130.

6. 1967 ASENSIO AMOR,I.; VAUDOUR,J. Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (valle del río Jarama). Est. Geol., 23: 237-255.

21. 1989 AURELL,M.; MELÉNDEZ,A. Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica (Provincia de Teruel). Relación tectónica-sedimentación. Rev. Soc. Geol. España, 2: 65-75.

6. 1970 BADORREY,T.; GUERRA,A.; PINILLA,A. Fenómenos de periglaciarismo en paleosuelos de la Meseta Castellana. Anales de Edafología y Agrobiología, 29: 913-940.

19. 1935 BAKX.L.A.J. La géologie de Cascante del Río et de Valadoche.(Espagne). Leidische Geol. Meded., 7: 157-220.

16. 1970 BARD,J.P.; CAPDEVILLA,R.;MATTE,P. Les grands traits stratigraphiques, tectóniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). C. R. Acad. Sci. Paris, D, 270: 2630-2633.

36. 1950 BARRÈRE,P.; La morphologie des Sierras Oscenses. I Congreso Internacional del Pirineo. Instituto de Estudios Pirenaicos: 5-34.

19. 1966 BARTSCH,G. Geologische Untersuchungen in den östlischen Iberischen Ketten zwischen río Jalón und der Strasse Miedes-Cobos- Cariñena (Spanien). Tesis, Westfalische Landes Universität zu Münster, Westfalen.

26. 1944 BATALLER,J.R.; HERNÁNDEZ SAMPELAYO,P. Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa. Notas y Com. IGME, 13: 23-35.

17. 1981 BELLIDO,F. et al. Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central. Cuad. Geol. Ibér., 7:15-52.

25. 1958 BENAYAS,J.; PÉREZ MATEOS,J.; RIBA,O. Nouvelles observations sur la sédimentation continentale du bassin tertiare. Eglogae Geologicae Helveticae, 51 (3): 834-842. Vº Congrés Intern. Sédimentologie.

6. 1961 BENAYAS,J.; RIBA,O. Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo. CSIC, Instituto de Edafología. 2.Reunión de Sedimentología, Sevilla: 135- 153.

34a. 1964 BIBERSON,P. Torralba et Ambrona sur deux stations acheuléennes de chasseurs d'elephants de la Vielle Castille. Inst. de Prehistoria y Arquelogía de Barcelona.

34a. 1965 BIBERSON,P; BUTZER,E.; COLLIN,D. El yacimiento Achelense de Ambrona (provincia de Soria). Publicaciones Departamento Paleontología, 10 Facultad de Ciencias.Universidad de Madrid: 1-23.

34a. 1968 BIBERSON,P.; Les gisements acheuléens de Torralba et Ambrona (Espagne). Nouvelles precisions. L' Antropologie, 72, 3-4: 241-278.

34a.1970 BIBERSON,P.; BUTZER,K.W.; COLLINS,D. El yacimiento achelense de Ambrona (provincia de Soria). Public. Depart. Paleont. 10, Facultad de Ciencias, Universidad de Madrid, 23 p.

1. 1933 BIROT,P. Le relief de la Sierra de Alto Rey et de sa bordure orientale. Bull. Assoc. Géogr. Franç., 70: 92-98. (Trad. en Est. Geográficos, 1949,36: 407-502)

4. 1934 BIROT,P. A propos de quelques travaux récents sur la Chaîne Celtibérique et ses anexes. Annales de Geogr., 43: 96-99.

2. 1937 BIROT,P. Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidentale. Ann. Geogr. 46: 25-42 (Trad. C. Vidal Box en Est. Geogr., 6: 155-168, año 1945).

9. 1949 BIROT,P. Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional. Rapp.Com.Cartog. surfaces d'aplanissement. Congr. Intern. Geogr. Lisbonne: 9-116.

4. 1959 BIROT,P. Esquisse morphologique des Monts Celtibériques orientaux. Bull. Comité Trav. Hist. et Scienc. Sec. Géographie, 72: 101-130.

4. 1963 BIROT,P. Evolution des versants a corniche dans la sèrie miocène au sud de Teruel (Espagne). Neue Beitr. zur Intern. Hangforsch. Edit. Hans Mortensen: 67-70. Göttingen.

2. 1951 BIROT,P.; SOLÉ SABARÍS,L. Sobre un rasgo morfológico paradójico de los macizos cristalinos de la Cordillera Central Ibérica. Est. Geogr., 45: 807-813.

12. 1951 BIROT,P.; SOLÉ SABARÍS,L. Sur le style des deformations du socle dans le Cordillere Centrale Ibérique. C. R. Somm. Geol. France, 15-16: 276-277.

27. 1957 BIROT,P.; SOLÉ SABARÍS,L. La sedimentation continentale néogene entre Teruel et Baza (Espagne). C.R. Somm Soc. Geol. France, 9-10: 178-179.

26. 1982 BLANCO,J.A.: CORROCHANO,A.; MONTIGNY,R.; THUIZAT,R. Sur l'âge du debut de la sedimentation dans le bassin Tertiaire au Duero (Espagne). Atribution au Paleocene par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. C. R. Acad. Scien. Paris, 295. Ser 2: 259-262.

4. 1955 BOMER,B. Tres aspectos del contacto de los montes celtibéricos occidentales y la Cuenca del Ebro. Est.Geogr., 59: 429-436.

4. 1956 BOMER,B. Aspects morphologiques du bassin Calatayud- Daroca et ses bordures. Bull.Assoc. Géogr. Franç., 261-262:186-194. (trad. Est.Geogr, 80: 393-403).

4. 1978 BOMER,B. Le bassin de l'Ebre et les bordures montagneous. Etude Géomorphologique. (Resumen en Mediterranée, 36 (3): 96-97.)

4. 1979 BOMER,B. Les piedemonts du Bassin de l´Ebre (Espagne).Mediterranée, 36 (3): 19-25.

4. 1984 BOMER,B.; RIBA.O. Le piémont septentrional de la sierra de la Demanda (Bassin de l´Ebre, Espagne). Montagnes et Piémonts: 175-185.

24. 1884 BOTELLA Y DE HORNOS,F. Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares (réplica a S. Calderón y Arana) Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,12: 79-90.

20. 1971 BOULARD,Ch.; VIALLARD.P. Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. C. R. Acad. Sc. Paris: 2441-2444.

7. 1965 BRAVARD,I. Notes morphologiques sur la Tierra de Pinares (prov. de Ségovie, Espagne). Rév. Geogr. Alpine, 53: 245-264. Grénoble.

22. 1974 BRENINER,P.; WIEDMANN,J. Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca: 123-134.

27. 1957 BRINKMANN,R. Terciario y Cuaternario antiguo de las Cadenas Celtibéricas occidentales. Est.Geol., 13: 123-124.

18.1960-2 BRINKMANN,R. Aperçu sur les Chaînes Ibériques de l´Espagne. Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 291-299.

8. 1978 BROSCHE,K.U. Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. Est. Geográficos, 39 (151):131-161.

8. 1982 BROSCHE,K.U. Formas periglaciares antiguas en la Península Ibérica. Posibilidad de una consideración climática. Est. Geográficos, 43 (166):5- 16.

9. 1980 BRUM FERREIRA,A. Surfaces d'aplanissement et tectonique recente dans le Nord de la Beira (Portugal). Revue de Geologie Dynamique et de Géographie Physique, 22(1): 51-62.

21. 1974 BULLARD,P.et al. La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques. C.R. Acad. Sci.

Paris, 278: 2107-2110.
21. 1970 BULLARD,P.; CANEROT,J.; GAUTIER,F.; VIALLARD,P. Le Jurassique des Chaînes Ibériques. I Coloq. Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. Vitoria: 42.
3. 1977 BULLÓN MATA,T. Los fenómenos periglaciares en la Sierra de la Mujer Muerta (Sierra de Guadarrama). V Coloquio de Geografía. Granada: 35-40.
2. 1988 BULLÓN MATA,T. El sector occidental de la Sierra de Guadarrama. Consejería de Política Territorial. Comunidad de Madrid.
25. 1980 BUSTILLO,M.A. Petrología y medios sedimentarios de la caliza del Páramo (prov de Madrid). Bol. Geol. y Min., 91: 63-74.
25. 1980 BUSTILLO,M.A. Silex tobáceos en el Mioceno Inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silificación de paleosuelos en el ambiente de lago -playa. Bol.R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geól.), 78: 227-241.
24.1985 BUSTILLO,M.A. Petrología y medios sedimentarios de las calizas del Páramo. Bol. Geol. y Min. 91 (3): 63-74.
4. 1981 BURILLO,F.; GUTIERREZ,M.; PEÑA,J.L. El Cerro de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. Kalathos, 1 : 7-63. Teruel.
26. 1980 BUSTILLO,M.A.; MARTÍN SERRANO,A. Caracterización y significado de las rocas silíceas del Paleoceno de Zamora. Tecniterrae: 14-29.
1. 1965 BUTZER,K.W. Acheulian occupation sites at Torralba and Ambrona. Spair . Their geology. Science, 150 (3704): 1718-1722.
29. 1974 CABALLERO,M.A.; MARTÍN VIVALDI,J.L. Estudio mineralógico de los sedimentos triásicos en el sector del Puerto de Horna. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., (Geol.), 72 (1-4): 25-40.
29. 1975 CABALLERO,M.A.; RUIZ CRUZ,M.D. Estudio mineralógico de los sedimentos triásicos en el sector occidental de la C.Ibérica. Bol. Geol. y Min., (1): 72-81.
4. 1948 CABAÑAS,F.R. Resumen fisiográfico y geológico de la Serranía de Cuenca. Rev. R. Acad. Cien. Fis y Nat., 42: 263- 277.
2. 1981 CABRA,P. Estudio geomorfológico y de las formaciones superficiales entre la Sierra de La Cabrera y la Superficie de Mesones. Tesis Licenciatura. Univ. Complutense.
14. 1977 CADAVID,S. Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama. Bol. Geol. y Min.,88 (6): 494-496.
4. 1980 CALATAYUD,P.; GARCÍA RUIZ,J.M.; PÉREZ LORENTE,F. Itinerario geológico y geomorfológico por el valle del Najerilla. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño.
8. 1884 CALDERÓN,S. Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,13:1- 50.
19. 1874 CALDERÓN,S. Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. Revista de la Universidad de Madrid.
24. 1884 CALDERÓN,S. Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.,13: 98-109.
24. 1884 CALDERÓN,S. Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios de España. Bol. Inst. Libre de Enseñanza, 8 (182): 257-360.
8. 1885 CALDERÓN,S. Ensayo orográfico sobre la Meseta Central de España. Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,14: 131-172.
4. 1975 CALVO PALACIOS,J.L. Nota sobre las relaciones de la red fluvial cameriana y la tectónica del borde septentrional del Sistema Ibérico. Berceo, 88: 93-100.
4. 1978 CALVO,A.; GONZÁLEZ,J.M.; GONZÁLEZ,J.; VILLENA,J. Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta. Tecniterrae, 21: 1-10.
4. 1983 CALVO,J.; GUTIÉRREZ,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L. Morfología de vertientes y neotectónica en el Macizo de Javalambre (provincia de Teruel). Actas VI Reunión G.E.T.C. Vigo- Santiago: 429-448. Lab. Xeol. Laxe.
19. 1895 CALVO,L. Geología de los alrededores de Albarracín. Bol. Com. Mapa Geol. España, 20: 319-348.
25.1990 CALVO,J.P. et al. Sedimentología de los complejos lacustres del Mioceno en la Cuenca de Madrid. Acta Geol. Hisp.
19. 1969 CANEROT,J. Observations géologiques dans la région de Montalban, Aliaga et Alcorisa (prov. de Teruel, Espagne). Bull. Soc. Géol. Fr., 11: 854-861.
19. 1974 CANEROT,J. Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibériques et Catalane (Espagne). Thése ENADIMSA, ser.5. n.4.
22. 1969 CANEROT,J. La question de l'Utrillas dans le Domaine Ibérique (Espagne). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr,.:11-12.
13. 1979 CANEROT,J. Les Ibérides: essai de synthèse structurale. Acta Geológica Hispánica. Homenaje a L. Solé Sabarís,14: 167-171.
7. 1987 CANTANO,M.; MOLINA,E. Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 82 (1-4): 87-101.
36.1985 CAPEL,H. La física sagrada: creencias religiosas y teorías científicas en los orígenes de la geomorfología española. Siglos XVII-XVIII. Ediciones del Serbal
13. 1983 CAPOTE,R. La tectónica de la Cordillera Ibérica. Libro Jubilar de J.M. Ríos. II. IGME.
14. 1978 CAPOTE,R.; FERNÁNDEZ CASALS,M.J. La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. Bol. Geol. y Min., 89 (2): 114-122.
13. 1981 CAPOTE,R.; GUTIÉRREZ,.M.; HERNÁNDEZ,A.; OLIVÉ,A. Movimientos recientes de la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). V Reunión del G.E.T.C.: 245-257.
25. 1968 CAPOTE,R.; CARRO,S. Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. Est. Geol., 24 (1-2): 91-95.
25.1970 CAPOTE,R.; CARRO,S. Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). Est. Geol. 26: 1-15.
4. 1918 CARANDELL,J.; GÓMEZ DE LLARENA,J. El glaciarismo cuaternario en los Montes Ibéricos. Trab. Mus. Cienc. Nat. ser. Geol.,22, 62 p.
6. 1927 CARANDELL,J. Nota acerca del cuaternario de Torrelodones. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 263-267.
2. 1928 CARANDELL,J. Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama. Conf. y Res. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 3: 125-131.
25. 1928 CARANDELL,J. Nota acerca del Cuaternario de Torrelodones. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 263-267.
26. 1986 CARBALLEIRA,J.; POL,C. Características y evolución de los sedimentos lacustres miocenos de la región de Tordesillas ("Facies de las Cuestas") en el sector Central de la Cuenca del Duero. Stud. Geol. Salmant., 22: 213-246.
12. 1985 CARBO,A.; CAPOTE,R. Estructura actual en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas. Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis y Nat., de Madrid, 74 (4) Geología: 625-633.

30. 1974 CARRETERO MORENO,M.E. Paleontología de los cerros Cretácicos de Riofrío, Santamera (Guadalajara). Bol. R. Soc.Esp. Hist. Nat., 74: 37-50.

30. 1979 CARRETERO MORENO,M.E.; VILLALBA CURRÁS,M.P. Avance del estudio de la Paleontología del Cretácico de los Condemios. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.),77: 67-90.

4. 1979 CARRILLO,L.; GISBERT,J. Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo "wadi" en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). Bol. Geol y Min., 90 (4): 329-332.

34b. 1984 CASA MARTÍNEZ,C. Las necrópolis medievales de Tiermes: Sistemas de enterramiento. I Symposium de Arqueología Soriana, Soria: 499-510.

7. 1972 CASAS SAÍNZ DE AJA,J.; LEGUEY JIMÉNEZ,S.; RODRÍGUEZ MARTÍNEZ,J. Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia). Est. Geol., 28: 287-296.

13. 1986 CASAS SAÍNZ,A.M.; SIMÓN GÓMEZ,J.L. Evolución del estado de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en un sector del borde Norte de la Cordillera Ibérica. Alcaine (Teruel). Est. Geol., 42: 127-136.

7. 1991 CASCOS MARAÑA,C.S. La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico. Universidad de Valladolid. Colección de Geografía nº 3.

2. 1880-82 CASTEL,C. Descripción física, geognóstica, agricola y forestal de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Mapa Geol. España, 7: 334 - 395.

19. 1881 CASTEL,C. Provincia de Guadalajara. Descripción geológica. Bol. Com. Mapa Geol. Esp.,8: 157-264.

15. 1956 CASTELL,J.; DE LA CONCHA,S. Explicación de la hoja 434, Barahona. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15. 1956 CASTELL,J.; DE LA CONCHA,S. Explicación de la hoja 462, Maranchón. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

15. 1959 CASTELL,J.; DE LA CONCHA,S. Explicación de la hoja num. 435, Arcos de Jalón. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

32. 1963 CATALÁN,J.; ALONSO,J. Estudio químico y geoquímico del río Sorbe, afluente del Henares. Documentos Centro de Estudios Investigaciones y Aplicaciones del Agua: 1-45. Madrid.

32. 1963 CATALÁN,J.; ALONSO,J.; DÍAZ AMBRONA,D. Estudio geoquímico de los ríos Salado y Dulce, afluentes del Henares. Agua, julago.: 6-14.Barcelona.

25. 1966 CATALÁN,J.; ALONSO,J.J. Sales solubles en litofacies de la Cuenca del Tajo. Centro de Estudios, Investigaciones y Aplicaciones del Agua. Barcelona. Documentos de Investigación Hidrológica, 1: 1-11.

2. 1983 CENTENO, J.D.; PEDRAZA,J; ORTEGA,L.I Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol., 81 (3-4): 153-171.

2. 1983 CENTENO,J.D. Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura. Univ. Compl. Madrid, 125 p

2.1989 CENTENO,J.D. Evolución cuaternaria del relieve de la vertiente Sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas. Cuad. Lab. Xeol. Laxe 13: 79-88.

7. 1892 CHUDEAU,H. Le plateau du Soria. Annales de Géogr.,1: 279-286.

4. 1976 CHUECA DIAGO,M.C. Sierras y valles del Sistema Ibérico al NW del Jalón. Inst. Geogr. Aplicada, CSIC, Zaragoza, 243 p.

19. 1974 COLCHEN,M. Géologie de la Sierra de la Demanda, Burgos, Logroño, (Espagne). Mem. IGME, 85, 436 p.

26. 1982 COLMENERO,J.R.; MANJÓN,M.; GARCÍA RAMOS,J.C.; VARGAS,I. Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde Norte de la Cuenca del Duero. Temas Geol. Min., IGME, 6: 185-196.

15. 1971 CORCHÓN RODRÍGUEZ,F. Estudio geológico de los alrededores de Valderromán (Soria). Seminario de Estratigrafía, 7: 3-30.

22. 1974 CORCHÓN,F. Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

26. 1982 CORDERO,P.; CORROCHANO,A.; CARBALLEIRA,J. El Paleógeno del sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca). I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME:199- 207.

15. 1969 CORRALES ZARAUZA,I. Estudio geológico de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Sigüenza. Cuadernos de Geología Ibérica, 1: 267-286.

26. 1982 CORRALES ZARAUZA,I. El Mioceno al Sur del río Duero. (Sector occidental). I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME: 709-713.

26. 1978 CORRALES,I.; CARBALLEIRA,J.; CORROCHANO,A; POL,C.; ARMENTEROS,I. Las facies miocenas del sector Sur de la Cuenca del Duero. Public. Depart. Estratigrafía, 9. Univ. Salamanca.

26. 1974 CORROCHANO,A. Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca. Stud. Geol. Salmant.: 7-39.

26. 1977 CORROCHANO,A. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 336 p.(Publ. Depart. de Estratigrafía, 8).

26. 1982 CORROCHANO,A. El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero. I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. 687-701.

26. 1986 CORROCHANO,A.; FERNÁNDEZ MACARRO,B.; RECIO,C.; BLANCO,J.A; VALLADARES,I. Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la cuenca del Duero. Sector Centro-Occidental. Stud. Geol. Salmant., 22: 93-110.

26. 1891 CORTÁZAR,D. Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. Bol. Com. Mapa. Geol. España, 17: 1-234.

27. 1967 CRUSAFONT,M. Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona Montalbán- Utrillas. Acta Geológica Hispánica, 5: 115-116.

30. 1960 CRUSAFONT,M.; MELÉNDEZ TRUYOLS,J. El yacimiento de vértebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara). Est.Geol., 16: 243- 254.

26. 1957 CRUSAFONT,M.; TRUYOLS,J. Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora. Cursos y Conf. Inst. Lucas Mallada, 4: 83-85.

24. 1960 CRUSAFONT,M.; TRUYOLS,J. El Mioceno de las Cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. Not. y Com. IGME, 60:127-140.

24. 1954 CRUSAFONT,M.; VILLALTA,J.F. Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. Vol. extr. homenaje a E. Hernández Pacheco. B. R. Soc. Esp. Hist. Nat.: 215-227.

27. 1966 CRUSAFONT,M.; VILLALTA,J.F.; JULIVERT.M. Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud- Teruel. Not. Com. IGME, 90: 53-76.

19. 1968 CURNELLE,R. Etude géologique dans la Serranía de Cuenca, de Priego a Beteta (Chaînes Ibériques Occidentales. Province de Cuenca). Thèse Université, n. 57, 187 p. Bordeaux.

25. 1969 CUTANDA PERALES,J. El Terciario continental de Villaseca de Henares. Cuad. de Geol. Ibérica, 1: 77-119.

34b. 1951 D'ORS,A. Un nuevo dato para la historia de la llamada Termancia. Estudios dedicados a Menéndez Pidal. CSIC.

8. 1912 DANTÍN CERECEDA,J. Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. Trab. Mus. Cienc. Nat., 9, 275 p.

6. 1915 DANTÍN CERECEDA,J. Las terrazas del valle del Henares y sus formas topográficas. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 15:301-314.

25. 1916 DANTÍN CERECEDA,J. Los lignitos del Neógeno Continental de la Alcarria. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 449-457.

25. 1917 DANTÍN CERECEDA,J. Acerca de la edad sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,17: 170-172.

7. 1931 DANTÍN CERECEDA,J. La cuenca endoreica de La Nava (Palencia). Asoc. Esp. Progreso Ciencias. Congr. Barcelona, 3- 4: 97-100.

4. 1941 DANTÍN CERECEDA,J. La laguna salada de Gallocanta (Zaragoza). Est.Geogr., 2: 269- 301.

2. 1969 DAVEAU,S. Structure et relief de la Sierra da Estrela. Finisterra: 31-197.

4. 1893 DEREIMS,A. Nouvelles observations sur la géographie physique du plateau de Teruel. Ann. de Géog.,2: 315-328.

19. 1893 DEREIMS,A. Mapa geológico de la provincia de Teruel escala 1:500.000 (Paleozoico,Trias-Jurásico, Cretácico y Terciario). Ann. de Géographie, 2.

19. 1898 DEREIMS,A. Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón.Thèse Univ Paris, 198 p.

27. 1974 DÍAZ MOLINA,M. Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al Este de la Sierra de Altomira. Tesis Doctoral. Univ. Complutense.

25. 1974 DÍAZ MOLINA,M. Síntesis estratigráfica preliminar de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). Est. Geol.,30: 63-37.

25. 1979 DÍAZ MOLINA,M. Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior del Norte de Huete. Cuenca. Est. Geol., 35: 241-251.

25. 1979 DÍAZ MOLINA,M. Descripción del frente de un abanico fluvial húmedo en el terciario continental situado al Este de la Sierra de Altomira. Est. Geol., 35: 119-129.

25. 1979 DÍAZ MOLINA,M.; LÓPEZ MARTÍNEZ,N. El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. Est. Geol., 35: 149-167.

21. 1974 DIETL,G. von. Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Dogger, insbesonderes des Oberbajocium der westlichen Keltiberischen Ketten. Stuttgarter Beitr. Naturkunde, ser. B, 14: 1-21.

19. 1873 DONAYRE,M. Descripción geológica de la provincia de Zaragoza. Mem. Comisión Mapa Geológico de España, 1.

19. 1874 DONAYRE,M. Datos geológicos y números sobre la provincia de Guadalajara. Bol.Com. Mapa. Esp., 1.

4. 1983 ECHEVARRÍA ARNEDO,M.T. El valle del río Aguas Vivas. Estudio geomorológico. Geographicalia, 19-20: 11-94.

41988 ECHEVARRÍA ARNEDO,M.T. Geomorfología de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las Depresiones de Calatayud y de Almazán y su reborde soriano. Tesis doctoral.

7.1989 ECHEVARRÍA ARNEDO,M.T. Notas geomorfológicas acerca del foco endorreico en la margen izquierda del río Duero aguas abajo de Soria. Geographicalia, 26: 75-81.

31. 1965 ELÍAS CASTILLO,F.; GIMÉNEZ ORTIZ,R. Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España. Dirección General de Agricultura (Mapa Agronómico Nacional). Ministerio de Agricultura. Madrid.

21. 1963 ENDASA Tournees de Géologie Stratigraphique. Le Jurassique des Chaînes Celtibériques.

4. 1979 ERASO ROMERO,A. et al. Estudio de las torcas de Los Palancares y Cañada del Hoyo en el karst de la Serranía de Cuenca Kobie,9: 7-79.

27. 1960 ERDBRINK,J.P. Algunas impresiones sobre las cuencas continentales terciarias de Teruel y de Calatayud. Teruel, 23: 197-204.

28. 1978 ESPEJO,R. Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero- Horcajo de los Montes. Tesis E.T.S.I.A., 469 p.

27. 1974 ESTERAS,M.; ADROVER,R. Nota sobre la existencia de Plioceno en los alrededores de Concud (Teruel). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 72: 95-97.

18. 1934 FALLOT,P. Sur les conexions de la Chaîne Ibérique. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat., 33, Barcelona.

13. 1926 FALLOT,P.; BATALLER,J.R. Sur l'allure d' ensamble et sur l'age des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo. C.R. Acad. Scienc., 182: 398-400.

19. 1927 FALLOT,P.; BATALLER,J.R. Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y del Maestrazgo. Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, 20 (8): 225-367.

19. 1931 FALLOT,P.; BATALLER,J.R. Observations au sujet de divers travaux récents sur le Bas Aragon et la Chaîne Ibérique. Butl. Inst. Catal. Hist. Nat., 31: 49-59.

28. 1981 FERNÁNDEZ CABALLERO, M.D; SANZ DONAIRE,J.J Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español). V Reunión Nacional G.E.T.C. Sevilla.

2. 1977 FERNÁNDEZ GARCÍA,M.P. Estudio geomorfológico del Macizo Central de Gredos. Fundación Juan March, Madrid.

7. 1987 FERNÁNDEZ GARCÍA,M.P. Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva. (Segovia). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 84 (1-2): 69-83.

31.1980 FERNÁNDEZ GARCÍA,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Características pluviométricas de la provincia de guadalajara. Bol. R. Soc. Geogr.: 218-237.

31.1984 FERNÁNDEZ GARCÍA,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Estudios de las heladas en la zona de Molina de Aragón (Guadalajara) y su influencia en la morfogénesis actual. I Reunión de Estudios Regionales de Castilla La Mancha, Albacete: 71-93.

15. 1892 FERNÁNDEZ NAVARRO,L. Excursión geológica por el partido de Sigüenza (Guadalajara) Actas.Soc. Esp. Hist. Nat., 31: 93-102.

25. 1903 FERNÁNDEZ NAVARRO,L. Notas geológicas y mineralógicas. presencia de Mioceno en El Molar (Madrid). Bol. R. Soc. Esp. Hist.

Nat., 3: 252-254.
25. 1904 FERNÁNDEZ NAVARRO,L. Nota sobre el Terciario de los alrededores de Madrid. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 4: 271-281.
25. 1909 FERNÁNDEZ NAVARRO,L. Notas geológicas: I. Límites entre el terciario y el diluvium al Sur de Madrid. II. Manchones terciarios en el diluvium.III. Inmediaciones de Quijorna. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,9: 330-336.
25. 1914 FERNÁNDEZ NAVARRO,L.; CARANDELL,J. El borde de la meseta terciaria de Alcalá de Henares. Bol. R.Soc. Esp. Hist. Nat.,14:302-310.
32.1982 FERNÁNDEZ TABERA,M.; MARTÍ YEBRA,P. Catálogo de cavidades de Guadalajara. Federación Castellana. Centro de Espeleología, 139 p.
4. 1956 FERRER REGALES,M.; MENSUA FERNÁNDEZ,S Las ramblas del valle medio del Jiloca Rev. Geographica., 3 (9-12): 59-85.
33. 1981 FIDALGO HIJANO,C. Evolución del paisaje vegetal en el sector central de la Serranía de Atienza. Est. Geog., 42 (163): 119-138.
34b. 1910 FIGUEROA Y TORRES,A. (Conde de Romanones). Las ruinas de Termes. Apuntes arqueológicos.
22. 1978 FLOQUET,M. La sedimentation carbonatée au Crétacé supérieur dans la Vielle Castille (Espagne): exemple d'evolution sur une plateforme stable. 6. RAST Orsay 1978: 165.
22. 1979 FLOQUET,M. La serie carbonatée coniacien supérieur et santonien dans la région de Soria (Chaînes Ibériques septentrionales): analyse et interpretations. Cuad. Geol. Ibérica, 5: 365-384.
25. 1982 FORT,R.; CALVO SORANDO,J.P.; ORDÓÑEZ,S. Contribución al conocimiento geológico del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Almoguera-Mondéjar). Tecniterrae, 49: 23-40.
3. 1959 FRÄNZLE,O. Glaziale und periglaziale Formbildung in östlichen kastilischen Scheidegebirge Zentral- Spanien. Bonner Geographischen Abhandlungen, Bonn, 80 p. (trad de J. Sagredo. Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. Rev. Est. Geograficos, 151-152: 203-231, 363-418).
34. 1966 FREEMAN,L.G.;BUTZER,K.W. The acheulian station of Torralba (Spain): a progress report. Quaternaria, 8: 9-21.
20. 1972 FREEMAN,T. Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic) Iberian range. Amer. Assoc. of Petroleum. Geol. Bull., 56: 434-453.
26. 1966 FRETS,D.C. The geology of the southern part of the Pisuerga basin and the adjacent area of Santibánez de Resoba, Palencia, Spain. Leid. Geologische Meded., 31: 113-163.
29. 1973 GABALDÓN,V.; PEÑA,J.A. Estudio petrológico del Carbonífero, Pérmico y Triásico inferior del NW de Molina de Aragón. Est. Geol., 29 (1): 63-76.
18. 1982 GABALDÓN,V.et al. Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica. IGME, Madrid.
6. 1974 GAIBAR- PUERTAS,C. Descubrimiento de la terraza würmiense en la margen izquierda del río Manzanares: aportaciones paleoclimáticas. Nuevos restos y testimonio del madrileño prehistórico y protohistórico. Est. Geol.,30 (2-3): 235-252.
6. 1987 GALLARDO,J.; PÉREZ GONZÁLEZ,A.; BENAYAS,J. Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle de Henares-Alto Jarama. Bol. Geol. y Min., 98 (1): 27-39.
6. 1969 GALLARDO,J.; VAUDOUR,J Problemas morfológicos y edafológicos de la región de Alcalá de Henares. An. Edaf. y Agrob. 28: 63-79.
6.1992 GARCIA,R.; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; JIMÉNEZ BALLESTA,R. Presencia de paleosuelos en formaciones crioclásticas en los valles de la cuenca del Tajo. II Congreso Nac. Geomorfología, Murcia, 1992.
26. 1973 GARCÍA ABBAD,FJ.; REY SALGADO,J. Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. Bol. Geol. Min. Esp., 84 (4): 217-227
6. 1978 GARCÍA ABBAD,F.J. Implicaciones geomorfólogicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira- Ibérica. Est.Geol. 34: 215-229.
13.1979 GARCÍA ABBAD,F.J. Caracteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira- Ibérica. Est.Geol.,35: 633-643.
34b. 1966 GARCÍA BELLIDO,A. Las trullae argenteas de Tiermes. A. E. Arq. 39 (113-114): 113-123.
26. 1974 GARCÍA DEL CURA,M.A. Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero. Est. Geol, 30: 579-597.
26. 1975 GARCÍA DEL CURA,M.A. Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero. (zona oriental). Actas I. Col. Int. Bioestr. Cont. Neóg. Sup. Cuat. Inf. Trab. de Neóg Cuat., 4: 77-82.
25. 1979 GARCÍA DEL CURA,M.A. Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo. Fundación Juan March, Ser. Universitaria, 109, 39 p.
26. 1975 GARCÍA DEL CURA,M.A.; ORDÓÑEZ,S. Les roches carbonatées continentales du Bassin du Duero. IX Congr. Int. Sedimentologie. Niza, 10: 50-53.
26. 1982 GARCÍA DEL CURA,M.A.; ORDÓÑEZ,S. Texturas y estructuras en calizas continentales: Un ejemplo de heterogeneidad textural: Las rocas carbonáticas de la Cuenca del Duero. I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME, 6 (1): 227-254
20. 1990 GARCÍA GIL,S. Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica. Tesis doctoral. Ed. Universidad Complutense de Madrid.
20. 1991 GARCÍA GIL,S. Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NW de la Cordillera Ibérica (España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.) 86, 1-4: 21-51.
20. 1987 GARCÍA GIL,S.; SOPEÑA,A. Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaén. Cuadernos Geol. Ibérica, 2: 707- 735.
4. 1960 GARCÍA MANRIQUE,E. Las comarcas de Borja y Tarazona y el Somontano del Moncayo. Inst. Geogr. Aplicada, CSIC, Zaragoza, 301 p.
25. 1974 GARCÍA PALACIOS,M.C. Estudio petrogenético del Terciario entre la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (C.Ibérica). Est. Geol.,30: 109-144.
29. 1977 GARCÍA PALACIOS,M.C.; LUCAS,J.; de la PEÑA,J.A.; MARFIL,R. La cuenca triásica de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. I. Pètrografía y Mineralogía. Cuad. Geol. Ibér., 4: 341-354.

26. 1982 GARCÍA RAMOS,J.C.; COLMENERO,J.R.; MANJÓN,M.; VARGAS,I. Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonataados del borde N. de la cuenca del Duero. Temas Geol. y min., IGME, 6 (1): 275-289.

25. 1988 GARCÍA ROMERO,E.; BRELL,J.; DOVAL,M.; PERRUCHOT,A. Característica y evolución de la sedimentación neógena en la región de La Sagra (Cuenca del Tajo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 84(1-2): 21-51.

4. 1979 GARCÍA RUIZ, J.M. El glaciarismo cuaternario en la Sierra de la Demanda. Cuadernos de Investigación Geografía e Historia, 5 (2): 3-25.

4. 1984 GARCÍA RUIZ,J.M.; ARNÁEZ VADILLO,J. Infiltration, macrocirculation de l'eau et dynamique des versants dans la Sierra de la Demanda. (S. Ibérique, Rioja, Espagne). Documents d'Ecologie Pyrenéenne, 3-4: 445-448.

4. 1988 GARCÍA RUIZ,J.M.; ARNÁEZ,J.; ORTIGOSA,L.; GÓMEZ VILLAR,A. Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla River Valley (Iberian Sistem, Spain). Pirineos. Revista de Ecología de Montaña, 131: 3-24.

4. 1987 GARCÍA RUIZ,J.M.; GÓMEZ VILLAR,A.; ORTIGOSA,L. Aspectos dinámicos de un cauce fluvial en el contexto de su cuenca: el ejemplo del río Oja. Instituto Pirenaico de Ecología. Instituto de Estudios Riojanos. Jaca-Logroño.

10.1988 GARCÍA RUIZ,J.M.; LASANTA,T.; SOBRÓN,I. Problemas de evolución geomorfológica en campos abandondos: el valle de Jubera (Sistema Ibérico). Zubia, 6: 99-114.

14. 1927 GARCÍA SIÑERIZ,J. La investigación gravimétrica en la meseta terciaria de Madrid, Alcalá de Henares y Torrelaguna Min. Inst. Geol. y Min. España: 407-442.

14. 1941 GARCÍA SIÑERIZ,J. Investigación sísmica de El Pardo (Madrid). Mem. Inst Geol. y Min. España, 2: 503-547.

22. 1989 GARCÍA,A.; SEGURA,M.; CALONGE,A; CARENAS,B. Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma Albiense- Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. Rev. Soc. Geol. España, 2: 303-333.

5. 1962 GARCÍA-SAINZ,L. Frostbodenformen im Idúbeda- Gebirge (Spanien). Zeitschrift für Geomorphologie, Jun 1962: 35-50.

25. 1980 GARRIDO,A.; ORDÓÑEZ,S.; CALVO,J.P. Rupturas en series continentales: aplicación a la Cuenca de Madrid. Actas IX Congr. Nac. Sedimentología, Salamanca.

25. 1982 GARRIDO,A.; ORDÓÑEZ,S.; CALVO,J.P.; GARCÍA DEL CURA,M.A Sedimentos de flujo gravitacional yesíferos y facies asociadas en la cuenca neógena de Madrid, España. Actas V Congr. Latinoamericano de Geología, 2: 311-328.

20. 1977 GARRIDO,A.; VILLENA,J. El Trías germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. Cuad. Geol. Ibérica, 4: 37-56.

2. 1980 GARZÓN HEYDT,M.G. Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis doctoral. Univ. Compl. Madrid.

2. 1982 GARZÓN HEYDT,M.G.; PEDRAZA GILSANZ,J.; UBANELL,A.G. Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama). Rev. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Madrid, 76: 475-496.

12. 1976 GARZÓN,M.G.; GONZÁLEZ LODEIRO,F.; VEGAS,R. Estudio tectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central español. Studia Geol. Salm, 10: 7-16.

27. 1967 GAUTIER,F. Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au sud-Est de Teruel (Espagne). C.R. Somm. Soc. Géol. France, 2: 64-65.

27. 1972 GAUTIER,F.; MOISSENET,E.; VIALLARD,P. Contribution à l' étude stratigraphique et tectónique du fossé néogene de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). Bull. Muséum Hist. Nat. Paris, 3. ser. 77 (Sci. de la Terre 16): 179-208.

25. 1965 GAVALA LABORDE,J. El sondeo de Tielmes. Espesor del terciario lacustre en la cuenca del Tajo. Rev. Real Acad. Ciencias, 9 (3): 519-522.

28. 1978 GEHRENKEMPER,J. Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. Berliner Geogr. Abh., 29: 81.

1. 1971 GLADFELTER,B.G. Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares Basin. University of Chicago Research Paper, 130, 204 p.

1. 1972 GLADFELTER,B.G. Pleistocene terraces of the Alto Henares (Guadalajara), Spain. Quaternary Research, 2: 473-486.

21.1981 GÓMEZ,J.J.; GOY,A. Evolución lateral de las unidades litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatada de la Cordillera Ibérica. Cuad. Geol. Ibérica, 10: 83-93.

25. 1913 GÓMEZ DE LLARENA,J. Excursión al Mioceno de la cuenca del Tajo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,13: 229-237.

19. 1917 GÓMEZ DE LA LLARENA,J. La estratificación del Moncayo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,17: 568.

13. 1973 GÓMEZ FERNÁNDEZ,J.J.; BABÍN VICH,R.B Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia). Est. Geol., 29: 381-388.

4. 1989 GÓMEZ VILLAR,A.; MARTÍNEZ CASTROVIEJO,R. Organización espacial de sedimentos en las barras del cauce trenzado del río Oja. Cuadernos de Investigación Geográfica, 15: 29-46. Logroño.

4.1989 GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Geomorfología de las formaciones tobáceas del valle del río Gallo en el área de Molina de Aragón. Cuaternario y Geomorfología, 3:1-4: 63-72.

4.1990 GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Derrubios crioclásticos y etapas frías en el área de Molina de Aragón (Guadalajara). I Reunión Nacional de Geomorfología. 1: 169-179. Teruel.

16. 1985 GONZÁLEZ CASADO,J.M.; CAPOTE,R.; CASQUET,C. La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del Sistema Central Rev. Mat. y Proc. Geol. 3: 227-234.

17. 1980 GONZÁLEZ LODEIRO,F. Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 334 p.

6. 1986 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Las laderas de los Páramos alcarreños. in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6. 1986 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Las manifestaciones frías mediterráneas de la cuenca baja del Tajuña, durante el Cuaternario reciente. in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6. 1986 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Las terrazas del Tajo en el sector de Fuentidueña del Tajo (Madrid) in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

5. 1977 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I. Contribución al estudio de acciones periglaciares en el borde SW del Sistema Ibérico. (Cifuentes- Maranchón, Guadalajara) Coll. sur le periglaciare d'altitude du domaine mediterranéen et abords, Strasbourg. Univ. Louis Pasteur: 177-185.

6. 1977 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I. Glacis detríticos en el valle del Henares (Guadalajara- Alcalá de Henares). Actas

III Reunión Nacional GETC, Madrid, 1979.

6. 1979 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I. Nota preliminar sobre las terrazas del Tajo entre Almoguera y Aranjuez (Guadalajara- Madrid). Bol. R. Soc. Geogr.

6. 1980 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I. Accidentes pseudotectónicos en aluviones cuaternarios del río Tajo. II Coloquio Ibérico de Geografía. Lisboa 1980, 1: 241-251.

6. 1983 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I. Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales cuaternarias del valle del Tajo (sector Aranjuez- Toledo). Actas VI Reunión G.E.T.C. Santiago de Compostela, año 1983: 485- 517.

25.1987 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; ASENSIO AMOR,I. Estudio geomorfológico de las paleoformas terciarias (valles del Lozoya y Jarama): su influencia y control en la sedimentación de materiales neógenos entre Torrelaguna y el embalse del Vado. Rev. Mat y Proc. Geol, 5, Universidad Complutense de Madrid: 183-206.

6. 1983 GONZÁLEZ MARTÍN,J.A.; LÓPEZ DE AZCONA,C.; ASENSIO AMOR,I. Formaciones eólicas cuaternarias en el Valle del río Tajo. Cuadernos do Laboratorio Xeol. de Laxe, 5: 605-630.

12. 1977 GONZÁLEZ UBANELL,A. Modelo de fracturación de la región Central española basado en las imágenes obtenidas por satélite. Studia Geol. Salm., 12: 195-206.

12. 1982 GONZÁLEZ UBANELL,A. Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español. Tesis Doctoral. Ed. Univ. Complutense. Madrid, 217 p.

4. 1968 GONZALO MORENO,A.N. Contribución al estudio del piedemonte Ibérico riojano. Geomorfología del valle medio del Cidacos. Est. Geogr., 110: 103-138.

4. 1981 GONZALO MORENO,A.N. El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.

21. 1974 GOY,A. El Lías de la mitad Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Serie B: Publicaciones de Departamentos, Fac. de Geología. Univ. Complutense. Madrid,14: 1-35. (resumido en Colpa, 26: 9-11).

21. 1976 GOY,A.; GÓMEZ,J.J.; YÉBENES,A. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte).I. Unidades litoestratigráficas. Est. Geol. 32: 391-423.

21. 1983 GOY,A.; SUÁREZ VEGA,L.C. El Jurásico. Libro Jubilar J.M. Ríos, 2: 62-74.

21. 1977 GOY,A.; YÉBENES,A. Características, extensión y edad de la formación "Dolomías tableadas de Imón". Cuad. Geol. Ibérica, 4: 375-384.

26. 1981 GRACIA,A.S.; GARCÍA MARCOS,J.M.;JIMÉNEZ FUENTES,E. Las fallas de El Cubito. Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca. Bol. Geol. Min., 92 (4): 267-273.

4. 1987 GRACIA PRIETO,F.J. Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordilera Ibérica. Cuaternario y Geomorfología, 1: 119-134.

4.1990 GRACIA PRIETO,F.J. Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica Central). Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.

9.1988 GRACIA PRIETO,F.J.; GUITIERREZ ELORZA,M.; LERANOZ USTURIZ,B.
Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica.
Rev. Soc. Geol. España,1:135-142.

9. 1990 GRACIA PRIETO,F.J.; NOZAL,F. ;PINEDA,A. ; WOUTERS,P.F
Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero.
Geogaceta, 7: 38-39.

13. 1974 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEDRAZA GILSANZ,J. Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica. Bol. Geol y Min., 85: 269-270.

4. 1975 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L. Karst y periglaciarismo en la Sierra de Javalambre. (provincia de Teruel). Bol. Geol. y Min., 87 (6): 561-572.

4. 1976 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L. Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). Bol. Geol. y Min., 87 (6): 561- 570.

4. 1979 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; IBAÑEZ MARCELLÁN,M.J. Los gnamas de la región de Alcañiz.Est. Geol, 35: 193-198.

4. 1979 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L. Deslizamientos intracuaternarios de bloques en la región de Villel (provincia de Teruel). Est. Geol., 35: 299-303.

4. 1979 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). Teruel, 61-62: 39-46.

4. 1979 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L. El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). Est. Geol., 35: 651-654.

4. 1989 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L. El karst en la Cordillera Ibérica. El karst en España. Mon. nº4 . Sociedad Española Geomorfología. Madrid, nov 1989: 151-162.

4. 1985 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L.; SÁNCHEZ,M. Dolinas aluviales en los materiales yesíferos de Villalba Baja. Actas I Reuniao do Quaternario Ibérico, 5 - 2: 427- 438.

4. 1982 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L. El karst en el sector centrooriental de la Cordillera Ibérica. Actas Reunión Monográfica sobre el Karst Larra: 81-92.

4. 1982 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L. El poljé de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón). Actas Reunión Monográfica sobre el Karst Larra: 95-104.

13. 1983 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; PEÑA,J.L.; SIMÓN,J.L. Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida. (Teruel). Actas Reunión Grupo Trabajo Cuaternario. Vigo-Santiago: 449-462. Lab Xeol. Laxe.

2. 1978 GUTIÉRREZ ELORZA,M.: RODRÍGUEZ VIDAL,J. Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. Bol.Geol y Min.,89 (2): 109-113.

10. 1984 GUTIÉRREZ ELORZA,M.; RODRIGUEZ VIDAL,J. Fenómenos de sufusión en la Depresión media del Ebro.

19. 1930 HAHNE,K. Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruel- Alfambra. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl. N.F. 16: 571-614. (trad. La Cadena Celtibérica al Este de la línea Cuenca Teruel-Alfambra. Publicaciones alemanas sobre Geol. Esp., 2:7-50, Madrid 1943)

19. 1930 HAHNE,K. Stratigrâpische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien).

Zeitsch. d. Deutschen Geologischen Geselschaft: 79-112 (trad. Publicaciones alemanas sobre Geol. Esp., 2: 51-98).

10. 1959 HEMPEL,L. Rezente und fossile Zertalungsformen im mediterranen Span en. Die Erde: 37-60.

8. 1955 HEMPEL,L.; HERNÁNDEZ PACHECO,F. Síntesis orográfica y orogénica de la Península Ibérica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 53: 23- 42.

20. 1981 HERNÁN,F.; PERNI,A.; ANCOECHEA,E. El vulcanismo del área de Atienza. Est.Geol., 37: 13-26.

6. 1916 HERNÁNDEZ NAVARRO,L; CARANDELL,J. Datos topológicos del Cuaternario de Castilla la Nueva. Junta Ampl. Est. e Invest. Cient. Trab. Mus. Nac. Cien. Nat., ser. geol, n. 19.

25. 1913 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Itinerario geológico de Toledo a Urda. Trab. Mus. de Cienc. Nat. serie Geológica, n.13. Junta Ampl. Estud. Madrid.

24. 1914 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Régimen geográfico y climatológico de la Meseta Castellana durante el Mioceno. Rev .R. Acad. Cienc. Exact. Fis. y Nat.

25. 1914 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Mioceno superior de la Puebla de Almoradiel (Toledo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,14: 274-278.

26. 1915 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. Junta Ampl. Est. Inv. Museo Nac. Ciencias Naturales. 298 p.

16. 1923 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. Asoc. Española Progreso de las Ciencias. Congreso de Salamanca, 2: 119-134.

25. 1929 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14: 183-202.

6. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E. El meandro encajado del Tajo en torno a Toledo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 30: 116-119.

6. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de capturas durante el Plioceno al Norte de la provincia de Madrid. Bol. R. Soc. Geogr. Nac.,70: 213-224.

7. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Fisiografía e Historia geológica de la altiplanicie de Castilla la Vieja. Publicaciones Univ. Valladolid, 16 p.

26. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Sobre la expansión del Neógeno en el norte de la altiplanicie de Castilla la Vieja. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,30: 396-398.

24. 1943 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Observaciones respecto al Paleógeno continental hispano. Las Ciencias, 3: 545- 555.

28. 1949 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Las rañas de las sierras centrales de Extremadura. C.R. du 26 Congrès Intern. de Geographie. Lisbonne: 87-109.

6. 1950 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Características de las terrazas del Manzanares. Homenaje a Luis Hoyos Sainz, 2: 239-242.

28. 1957 HERNÁNDEZ PACHECO,E. Las formaciones de raña de la Península Ibérica. V Congres. Intern, INQUA: 78-79.

25. 1926 HERNÁNDEZ PACHECO,E.; HERNÁNDEZ PACHECO,F. Aranjuez y el territorio al Sur del Tajo del Tajo. XIV Congres. Geol. Intern. Excursión B'3. IGME, 104 p.

25. 1916 HERNÁNDEZ PACHECO,E.; ROYO GÓMEZ,J. Mineralogía, Geología y Prehistoria del Cerro de los Ángeles (Madrid). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 533-539.

25. 1924 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Geología de la Cuenca del Tajuña. Asoc. Esp. Progr. Ciencias. Congr. Salamanca, 6: 137-143.

7. 1928 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Las terrazas cuaternarias del río Pisuerga entre Dueñas y Valladolid. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 24: 248-267.

7. 1928 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Modificaciones de la red fluvial en España. La captura del Duero en Numancia. Asoc. Esp. Progreso de las Ciencias, Congr. Cádiz, 6: 165-177.

7. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Fisiografía, Geología y Paleontología del territorio de Valladolid. Junta Ampl. Est. e Invest. Cientif. Com. Inv. Paleont. y Preh., ser. Paleont., 9. 205 p.

24. 1930 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de captura durante el Plioceno al N. de la provincia de Madrid. Bol. R. Soc. Geogr.: 213-224.

2. 1931 HERNÁNDEZ PACHECO,F. La Pedriza del Manzanares. Descripción geográfico- geológica. Guías de los sitios naturales de interés nacional n.1, Sierra de Guadarrama. Junta de Parques Nacionales.

7. 1932 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 32: 479-487.

9. 1932 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 33: 455-460.

4. 1933 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Caracteres geográficos-geológicos sobre el Alto Tajo. Bol. R. Soc. Geogr. Nac., 73: 707-738.

6. 1933 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Características geográfico- geológicas del territorio del alto Tajo. Soc. Geogr. Nac., 31: 1-32.

25. 1935 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Resultado geológico de un sondeo en las cercanías de Cerro Negro. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., 35: 234-235.

6. 1941 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Características fisiográficas del territorio de Madrid. An. Cienc. Nat. Madrid: 36-47.

25. 1946 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Los materiales terciarios y cuaternarios en la Cuenca de Toledo. Est. Geográficos, 23: 225-246.

9. 1947 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 17: 167-185.

24. 1953 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Características geográfico-geológicas del Terciario del Alto Tajo. Soc. Geogr. Nac., serie B, 31: 1-32.

28. 1962 HERNÁNDEZ PACHECO,F. La formación o depósito de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña. Est. Geol.,18: 75-88.

14. 1965 HERNÁNDEZ PACHECO,F. Carácter de los plegamientos del Neógeno de la depresión del Tajo. I Coloquio internacional sobre las obras públicas en los terrenos yesíferos. Servicios geológicos de Obras Públicas, 5: 47-57.

28. 1965 HERNÁNDEZ PACHECO,F. La formación de la raña al sur de Somosierra. Bol. R. Soc. Geol. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 63: 5-16.

16. 1969 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ALBERDI ALONSO,M.T.; AGUIRRE ENRÍQUEZ,E. Proceso formativo y época de la Sierra de Guadarrama. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (Geol.), 67: 225-237.

6. 1927 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ARANEGUI,P. Las terrazas cuaternarias del río Henares en las inmediaciones de Alcalá (Madrid).

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 341-343.

6. 1927 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ARANEGUI,P. Las terrazas cuaternarias del Río Jarama en las inmediaciones de San Fernando y Torrelaguna (Madrid). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27: 310-316.

6. 1929 HERNÁNDEZ PACHECO,F.; ARANEGUI,P. Nuevos datos sobre las terrazas cuaternarias de los ríos Jarama y Henares. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat, 29: 403-404.

20. 1977 HERNANDO COSTA,S. Aspectos paleogeográficos del Keuper en el borde SW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Cuad. de Geología Ibérica, 4: 385-398.

29. 1976 HERNANDO COSTA,S.; HERNANDO COSTA,J. Estudios de las fracciones pesadas del Pérmico de la región Ayllón- Atienza. Est. Geol., 32: 77-94.

29. 1976 HERNANDO COSTA,S.; HERNANDO COSTA,J. Los minerales pesados como criterio de diferenciación entre Pérmico y Triásico. Est.Geol., 32: 265-274.

29. 1976 HERNANDO COSTA,S.; HERNANDO COSTA,J. Los minerales pesados del Buntsandstein (¿Triásico inferior y medio?) de la región Ayllón- Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Est.Geol., 32: 143-154.

20. 1973 HERNANDO,S. El Pérmico en la región Atienza-Somolinos (provincia de Guadalajara). Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., 84 (4): 231-235.

20. 1977 HERNANDO,S. Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía, ser. mon. 2, 408 p.

20. 1980 HERNANDO,S. Mapa Geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. Cuadernos de Geología Ibérica, 6: 21- 54.

20. 1977 HERNANDO,S.; DOUBINGER,J.; ADLOFF,M.C. Datos cronoestratigráficos del Triásico Superior de la región Ayllón-Atienza. Cuadernos de Geología Ibérica, 4: 399-410.

20. 1980 HERNANDO,S.; SCHOTT,J.J.; THUIZART, R.; MONTIGNY,R. Âge des andesites et des interstratiphies de la région d'Atienza (Espagne): Etude stratigraphique, géochronologique et paleomagnetique. Sc. Geol. Bull., 32:119-128.

19. 1968 HERRANZ.P. Nota preliminar sobre el estudio geológico del Norte de Sierra Menera (Cordillera Ibérica). Acta Geol. Hisp., 3: 49-53.

6. 1988 HERRERO MATÍAS,M. Mapa geomorfológico 1:50.000. Toledo- Sonseca. IGN. Universidad Complutense.

20. 1969 HINKELBEIN,K. El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín. Teruel. Inst. Est. Turolenses CSIC., 41: 35-75.

22. 1965 HINKELBEIN,K.; GEYER,O. Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien). Oberrhein. Geol. Abh., 14: 55-95.

21. 1975 HINKELBEIN,K. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien.VI. Stratigraphie und Fazies im Mitteljura der zentralen Iberischen Ketten. Neues Jahrbuch. Geol. Paläont. Abh.,148: 139-184. Stuttgart.

34a. 1962 HOWEL,F.C. El yacimiento Achelense de Torralba (Soria). VII Congreso Nacional de Arquelogía,Barcelona, 1960: 110-116.

34a. 1962 HOWEL,F.C. ; BUTZER,K.W.; AGUIRRE,E. Noticia preliminar sobre el emplazamiento acheulense de Torralba (Soria). Excavaciones arqueológicas en España, 10: 1-38.

28. 1979 HOYOS,A.; GARCÍA,J.; CUCHI,M.J.; RIESCO,P. Desarrollo de un suelo en una raña. Actas III Reunión G.E.T.C.

30. 1974 HOYOS,M. Paramera de Molina. Yacimiento de Layna. Trabajos Neógeno-Cuaternario. Libro Guía: 39-45.

4. 1979 HOYOS,M.; ZAZO,C.; GOY,J.L.; AGUIRRE,E. Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud (Zaragoza). III Reunión G.E.T.C: 149-169.

19. 1962 HUMBERT,M. Contribución al conocimiento geológico de la región de Arcos de las Salinas (Teruel). Bol. IGME , 73: 418-168.

4. 1976 IBÁÑEZ MARCELLÁN,M.J. El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico. CSIC, 523 p. Madrid.

4. 1983 IBÁÑEZ,M.J.; PELLICER,F.; YETANO.M. Rasgos geomorfológicos del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro (sector aragonés). Geographicalia, 18: 3-19.

6. 1955 IMPERATORI,L. Documentos para el estudio del cuaternario madrileño. Fenómenos de crioturbación en la terraza superior del Manzanares. Est Geol., 11:139-143.

19. 1867 JACQUOT,E. Esquisses géologiques de la Serrania de Cuenca. Ann. des Mines, 18.

4. 1917 JIMÉNEZ DE AGUILAR,J. Las torcas de Cuenca. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,17: 409-415.

26. 1970 JIMÉNEZ FUENTES,E. Estratigrafía y paleontología del borde SO de la Cuenca del Duero. Tesis Doctoral, 323 p. Universidad de Salamanca.

26. 1972 JIMÉNEZ FUENTES,E. El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I. Los escarpes del Tormes. Stud. Geol. Salmant., 3: 67-110.

26. 1973 JIMÉNEZ FUENTES,E. El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II. La falla de Alba- Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. Stud. Geol. Salmant., 5: 107-136.

26. 1974 JIMÉNEZ FUENTES,E. Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península. Bol. Geol. y Min., 85 (5), 6-12.

26. 1975 JIMÉNEZ FUENTES,E. Presencia de una fase de fragmentación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca. Est. Geol., 31: 615-624.

26. 1983 JIMÉNEZ FUENTES,E. Síntesis del paleógeno continental de la Cuenca del Duero. Libro Jubilar J.M. Ríos, (2): 103-108.

26. 1983 JIMÉNEZ FUENTES,E.; CORROCHANO,A.; ALONSO GAVILÁN.G. El Paleógeno de la Cuenca del Duero. Libro Homenaje J.M. Ríos, (2), p.489- 494.

13. 1922 JOLY,H. Note preliminaire sur l'allure générale des plissements de la Chaîne Celtibérique (Espagne). C.R. Acad. Scienc., 175, (21):976-978.

18. 1927 JOLY,H. Etude géologique sur la Chaîne Celtibérique, provinces de Teruel, Saragosse, Soria, Logroño. Espagne. C. R. Congr. Géol. Intern., 2: 523-584.

19. 1927 JOLY,H. Etudes géologiques sur la chaîne celtibérique (prov de Teruel, Saragosse, Logroño et Soria), Espagne. Comp. R. XIV Congr. Géol. Intern., Madrid, 2: 523-584.

15. 1951 JORDANA,L.; KINDELAN, J.A. Explicación de la hoja 461. Sigüenza. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

13. 1954 JULIVERT,M. Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. Arrahona: 1-18. Sabadell.

8. 1974 JULIVERT,M.; FONTBOTÉ,J.M. Mapa geotectónico de la Península Ibérica y Baleares (parte española). IGME, 113 p.

15. 1930 KINDELAN,V. Explicación de la hoja 433. Atienza. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000.IGME.

25. 1928 KINDELAN,V. El sondeo de Alcalá de Henares. Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid. Inst.Geol y Min. España: 227- 247.

15. 1966 LABRADA DÍAZ,J.F. Estudio geológico de la región de Huérmeces. Tesis de Licenciatura.

4. 1930 LAUTENSACH,H. Cuenca und die Ciudad Encantada. Ein Baustein zur spanischen Landeskunde. Jahrbuch. Geogr. Gesel. Hannover: 97-124.

4. 1930 LAUTENSACH,H. Excursión morfológica de Cuenca a la Ciudad Encantada. Publ. Soc. Geogr. Nac.3

8. 1967 LAUTENSACH,H. Geografía de España y Portugal. Vicens Vives, Barcelona.

8. 1961 LAUTENSACH,H.; MEYER,E. Iberische Meseta und Iberische Masse. Zeitsch. Geomorph., 5: 161-180.

2. 1977 LÁZARO OCHAITA,I. Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario). Est. Geol., 33 (2): 102-117.

6. 1977 LÁZARO OCHAITA,I. Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno- Cuaternario). Est. Geol., 33: 101-117.

2. 1977 LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I. Estudio geomorfológico de la zona Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español). Est. Geol., 33 (5): 409-417.

28. 1978 LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I. La raña, glacis encajados y terrazas al NE de Madrid. (Estudio Geomorfológico) Est. Geol., 34: 45-51.

2. 1980 LÁZARO OCHAITA,I.; ASENSIO AMOR,I. Síntesis geomorfológica del borde meridional de la Sierra de Guadarrama. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 78: 113-121.

26. 1894 LAZARRET,M. Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la province de Burgos. Bull. Soc. Géol. France (3. ser), 22: 366-384.

19. 1896 LAZARRET,A. Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. Thèse, 315 p.

7. 1970 LEGUEY,S.; RODRÍGUEZ,J. Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la Cuenca del Esla. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 68: 41-56.

4. 1985 LEMARTINEL,B. L'evolution morphologique de la Demanda et de ses piémonts durant le Néogène. Rev. Géogr., des Pyrénées et du Sud-Ouest, 56 (4): 471-490.

4. 1985 LEMARTINEL,B. Premières donneés sur le Quaternaire moyen de la region de la Demanda (Espagne). Physio-Geo, 14-15: 53-60.

4. 1986 LEMARTINEL,B. Sedimentation détritique et installation du reseau hydrographique sur les piémonts nord des Monts Celtibériques occidentaux. Bull. Assoc. Geogr. Franç., 2: 149-172.

9. 1987 LEMARTINEL,B. Regards actuels sur les paleotopographies dans les Monts Celtibériques Occidentaux. Rev. Geomorf. Dynamique, 1987, 3: 88-90.

35.1951 LÓPEZ GÓMEZ,A. La serranía de Atienza., Madrid. (tesis doctoral, inédita)

35.1963 LÓPEZ GÓMEZ,A. La casa rural y los pueblos en la Serranía de Atienza. Est. Geográficos, 104:349-432.

35.1964 LÓPEZ GÓMEZ,A. Geografía urbana de Atienza. Est. Geograf. 109: 453-499.

33. 1980 LÓPEZ GÓMEZ,A. Los bosques de la Serranía de Atienza. Bol. R.Soc. Geogr. Contribución española al Congreso de Geografía de Tokio.

20. 1992 LÓPEZ GÓMEZ,J. ; ARCHE MIRALLES,A. Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. Est. Geol, 48: 111-121.

10. 1984 LOPEZ MARTÍNEZ,J. 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: 127-138.

16. 1975 LÓPEZ RUIZ,J.; APARICIO,A.; GARCÍA CACHO,L. Metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Mem. IGME.,86, 127 p..

6. 1976 LÓPEZ VERA,F.; PEDRAZA GILSANZ,J. Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. Est. Geol., 32: 499- 508.

20. 1985 LÓPEZ,J.; ARCHE,A.; DOUBINGER,J. Las facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (prov. de Cuenca): características sedimentológicas y asociaciones palinológicas. Rev. Esp. de Micropaleontología.

24. 1985 LÓPEZ,N. et al. Approach to the spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. Congres du Néogene méditerranéen. Budapest: 348-350.

18. 1929 LOTZE,F. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundegebirges. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl.,14 (3):1-320

27. 1928 LOTZE,J.R. Über Analogien zwischen des Facies verhältnissen des Tertiärbecken von Calatayud (Spanien) und des deutschen Zechsteinesbecken. Zeitschrift. Deutsch. Geol. Ges., 80, p.151. Berlin.

4. 1983 LOZANO TENA,M.V Estudio geomorfológico de la Depresión El Pobo- Cedrillas (provincia de Teruel). Teruel, 69: 109- 210.

20. 1977 LUCAS,J.; GARCÍA PALACIOS,M.C.; MARFIL,R.; PEÑA,J.A. Le bassin triassique de la branche castellane de la Chaîne Ibérique. III. Histoire. Cuad. Geol. Ibér., 4: 369-374.

7. 1961 MABESOONE,J.M. La sedimetación terciaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia). Est.Geol.,16: 101-130

8. 1901 MACPHERSON,J. Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,30: 123-165.

6. 1905 MACPHERSON,J. El torno del Tajo en Toledo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 5: 100.

35.1845 MADOZ,P. Diccionario Geográfico-Estadístico de España y sus posesiones de Ultramar. Madrid.(1845-50)

27. 1969 MALDONADO,A.; RIBA,O. Cuenca de Calatayud y Sierra de Armantes. Mem. V Reunión Grupo Español de Sedimentología, Pamplona-Zaragoza.

13. 1981 MANERA BASA,A. Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo SO de la Sierra de Altomira. Est. Geol., 37: 233-243.

26. 1982 MANJÓN,M.; RAMOS,L.C.; COLMENERO,J.R.; VARGAS,I. Procedencia, significado y distribución de los diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N de la Cuenca del Duero. I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME, 6 (1): 373-388.

4. 1980 MAQUEDA BLASCO,A. Estudio geomorfológico del macizo paleozoico de Aragoncillo y su cobertera sedimentaria. Geographicalia, 5: 113-141.

29. 1970 MARFIL,R. Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica. Est. Geol. 26: 113-163.

29. 1971 MARFIL,R.; ALONSO,J.J.; GARCÍA,M.C. Estudio del material cementante del Trías inferior de la Cordillera Ibérica. Est.Geol, 27: 247-439.

20. 1980 MARFIL,R.; BUENDÍA,E. La evolución diagenética de los sedimentos detríticos del Pérmico y Triásico del sondeo de Sigüenza. Rev. Inst. Invest. Geol. (Dip. Prov. Univ. Barcelona), 34: 59-74.

20. 1973 MARFIL,R.; PÉREZ GONZÁLEZ,A. Estudio de las series rojas pérmicas en el sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Región de El Bosque, Alto Tajuña). Est. Geol., 29: 83-98.

29. 1976 MARFIL.R.; de la CRUZ, B.; de la PEÑA,J. Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. Congreso del Triásico y Pérmico en España.

21. 1972 MARIN,P.; TOULOUSE,D. Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la province de Teruel (Espagne): un example du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Oliete. Est Geol. 28: 11-118.

20.1991 MÁRQUEZ ALIAGA,A.; GARCÍA GIL,S. Paleontología y ambientes del Triásico Medio en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (prov. de Soria y Guadalajara, España). Est. Geol., 47: 85-96.

19. 1936 MARTÍN,R. Die Geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva (P. Teruel). Leidsche Geol. Meded., 8: 55-154.

6. 1963 MARTÍN AGUADO,M. Consideraciones sobre las terrazas del Tajo en Toledo. Notas y Com. IGME, 71: 163-178.

6. 1992 MARTÍN AGUADO,M. Origen del torno del Tajo en Toledo. Bol. Geol y Min.103: 34-56.

26. 1879 MARTÍN DONAYRE,F. Descripción física y geológica de la provincia de Ávila. Mem. Inst. Geol. Min. España.

25. 1974 MARTÍN ESCORZA,C. Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina- Escalona (prov. de Toledo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 72: 141-160.

14. 1976 MARTÍN ESCORZA,C. Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la fosa del Tajo. Est. Geol., 32: 509- 522.

14. 1976 MARTÍN ESCORZA,C. Un ejemplo de actividad tectónica durante el Mioceno del basamento fracturado de la Fosa del Tajo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 74: 159-169.

25. 1976 MARTÍN ESCORZA,C. Actividad tectónica durante el Mioceno en las fracturas de basamento de la Cuenca del Tajo. Est.Geol. 32:509-522.

12. 1977 MARTÍN ESCORZA,C. Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica en la Meseta Central española. Tecniterrae, 20: 8-22.

12. 1979 MARTÍN ESCORZA,C. Revisión del tipo de deformación supuesto para una fase neotectónica en la zona oriental del Sistema Central. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 9: 17-19.

14. 1979 MARTÍN ESCORZA,C. Discordancia angular intramiocena: 'fase Complutense'. (Graben de Madrid). Tecniterrae, 17: 12-17.

14. 1979 MARTÍN ESCORZA,C. Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares. Est. Geol. 35: 599-604.

14. 1980 MARTÍN ESCORZA,C. Análisis estructural de las fracturas fotodetectadas en el Alto Duero (Cuenca de Almazán). Temas Geol. y Min. IGME, 6 (1): 391-411.

14. 1980 MARTÍN ESCORZA,C. Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena al E. de Villacastín (Cuenca del Duero-Cordillera Central). Est. Geol., 36: 409-412.

14. 1980 MARTÍN ESCORZA,C. Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid. Est.Geol., 36: 247-253.

14. 1980 MARTÍN ESCORZA,C. Método general de homologación de la investigación fotointerpretativa: aplicación a las fotolíneas tectónicas del graben de Madrid. Tecniterrae 32: 6-14.

12. 1984 MARTÍN ESCORZA,C. Líneas, áreas y etapas en el conocimiento tectónico del Sistema Central Español. I Congr. Esp. Geol. 5: 291-311.

25. 1973 MARTÍN ESCORZA,C.; CARBO GOROSABEL,A.; GONZÁLEZ UBANELL,A. Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N. de Toledo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.(Geol.), 71: 167- 182.

25. 1972 MARTÍN ESCORZA,C.; HERNÁNDEZ ENRILE,J.L. Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 70: 171-190.

2. 1986 MARTÍN RIDAURA. Clasificación y análisis geomorfológico del stock granítico de la Pedriza de Manzanares el Real (Madrid). Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense.

7. 1986 MARTÍN SERRANO,A. El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico. Tesis Univ. Compl. Madrid. 517 p.

28. 1988 MARTÍN SERRANO,A. Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la raña. Com. 2 Congr. Geol. España, 1: 395-398.

9. 1989 MARTÍN SERRANO,A. Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. Cuad. Xeol. Laxe 14: 7-18.

4. 1977 MARTÍNEZ DE PISÓN,E.; ARENILLAS,M. La morfología glaciar del Moncayo. Tecniterrae, 18: 1-7.

2. 1972 MARTÍNEZ DE PISÓN,E.; MUÑOZ JIMÉNEZ,J. Observaciones sobre la morfología del alto Gredos. Inst. Juan Sebastián Elcano. CSIC: 33, 129: 597-690.

20. 1987 MATESANZ,J. Estudio sedimentológico de las facies Buntsandstein en el extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (prov. Soria). Est. Geol., 43: 79-94.

26. 1985 MEDIAVILLA,R.M. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno de Palencia. Tesis Licenciatura. Univ. Salamanca.

26. 1987 MEDIAVILLA,R.M. Los yesos vallesienses del centro de la Depresión del Duero. Acta Geol. Hisp.

26. 1986 MEDIAVILLA,R.M.; DABRIO, C.J. La sedimentación continental del Neógeno en el sector centro-septentrional de la Depresión del Duero (prov. Palencia). Stud. Geol. Salmant., 22: 111-132.

26. 1987 MEDIAVILLA,R.M.; DABRIO,C.J. Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central). Rev. Soc. Geol.

España, 1, p. 187-195.

26. 1989 MEDIAVILLA,R.M.; DABRIO,C.J. Análisis sedimentológico de los conglomerados de Tarego (Unidad 4. Néogeno de la Depresión del Duero). Stud.Geol. Salmant. Vol. Esp. 5: 293-310.

25. 1983 MEGÍAS,A.; ORDÓÑEZ,S.; CALVO,J.P.Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid.Rev. Mat. Proc. Geol., 1: 195-224.

27. 1983 MEIN,P.; MOISSENET,E.; TRUC,G.Les formations continentales du Néogene superieur des vallées du Júcar et du Cabriel au NE d´Albacete (Espagne), Biostratigraphie et Environement. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 72:99-147.

19. 1969 MELÉNDEZ HEVIA,F. Estratigrafía y estructura del sector Norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 67: 145-160.

19. 1971-3 MELÉNDEZ HEVIA,F. Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Tesis Ciencias. Madrid, 245 p.

19. 1965 MELENDEZ HEVIA,F.; GARRIDO MEGÍAS,A. Evolución del borde Oriental de la Meseta durante el Mesozoico y el Paleógeno. Excursión al Mesozoico-Paleógeno de la Sierra de Altomira. Temas monográficos de A.G.G.E.P. Exc. n. 2, 165 p.

26. 1982 MELÉNDEZ,A.; PARDO,G.; PENDÓN,J.G.; VILLENA,J. Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud-Almazán durante el Mioceno Superior. I Reunión Geológica de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geol. y min., IGME, 6 (2): 415-422.

22. 1974 MELÉNDEZ,F. et al. Síntesis del Cretácico en la zona Sur de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. I Symposium Cretácico Cordillera Ibérica. Cuenca.: 241-252.

15. 1931 MENÉNDEZ ORMAZA,J.; TAROMETTA,J.B. Explicación de la hoja 433 Atienza. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. IGME.

21. 1965 MENSINK,H. Stratigraphie und Paläogeographie des marinischen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten. Beit. Geol. Jahrb., 44: 55-102.

4. 1979 MENSUA,S.; ALBERTO,F.; IBÁÑEZ,M.J.; YETANO,M. Piedemonte ibérico en las comarcas de La Almunia y Cariñena y corte de la Depresión del Ebro en su sector meridional. III Reunión G.E.T.C., primera excursión: 1-7.

4. 1973 MENSUA,S.; IBÁÑEZ,M.J. La depresión de Mas de Las Matas. Una cubeta en el contacto entre la Cuenca del Ebro y las Montañas Ibéricas. J.M. Casas Torres. Homenaje a una labor: 191- 213. Zaragoza.

4. 1980 MENSUA,S.; PELLICER,F. El piedemonte del Moncayo: contribución al estudio de los contactos entre la Cordillera Ibérica y la depresión del Ebro. Cuadernos de Estudios Borjanos, 2 semestre: 109-135.

33. 1980 MINISTERIO DE AGRICULTURA Mapa de Cultivos y Aprovechamientos. E.1:50.000. Hoja 433. Atienza. Dirección General de la Producción Agraria. Ministerio de Agricultura. Madrid.

15. 1975 MINISTERIO OBRAS PÚBLICAS. Autopista Madrid-Zaragoza, tramo Sigüenza- Gómara. Estudio previo de terrenos.

4. 1980 MOISSENET,E. Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientaux. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 51: 315-344.

4. 1981 MOISSENET,E. Réponse aux observations de Pierre Pailhe: la limite mio-pliocène dans les fossés de la Chaîne Ibérique. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 52 (2): 246-248.

4. 1982 MOISSENET,E. Le Villafranchien de la region de Teruel (Espagne). Stratigraphie, déformations, milieux. Actes du Coloque " le Villafranchien Méditerranéen",1: 229-254.

4. 1982 MOISSENET,E. Observations préliminaires sur les piémonts internes del Monts ibériques dans la région de Teruel. Colloque Montagnes- Piémonts, Toulouse, 41 p.

13. 1984 MOISSENET,E. Les dépressions tarditectoniques des Chaînes Ibériques méridionales: distension, diapirisme et dépots néogènes associés. C.R. Ac. Sci. Paris, 300, ser 2: 523-528.

13. 1984 MOISSENET,E. L´evolution tectonique du fossé néogene de Teruel (Chaînes Ibériques Orientales, Provinces de Cuenca, Teruel et Valence, Espagne). C.R. Ac. Sci. Paris, 299, ser 2: 173-178.

4. 1985 MOISSENET,E. Le quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). Physo- Geo 14/15: 61-78. Paris.

4. 1972 MOISSENET,E.; CANEROT,J.; PAILHE,P. Géologie et relief dans la région de Montalbán (province de Teruel). Mélanges de la Casa de Velázquez: 5- 50.

4. 1971 MOISSENET,E.; GAUTIER,F. La région de Rubielos de Mora (province de Teruel, Chaînes Ibériques). Contribution a l´etude géologique et morphologique. Mélanges Casa Velázquez, 7: 5-26.

25. 1975 MOLINA,E. Estudio del terciario superior y del Cuaternario en el Campo de Calatrava. Trabajos sobre Neógeno Cuaternario, 3: 7-106. CSIC. Madrid.

9.1989 MOLINA,E. Papel de las paleoalteraciones en la geomorfología del zócalo Hercínico Ibérico.Cuad. Lab. Xeol. Laxe 140,13: 47-48.

3. 1986 MOLINA,E.; ARMENTEROS,I. Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila: hipótesis sobre su génesis. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 80: 49-56.

9. 1986 MOLINA,E.; ARMENTEROS,I. Los arrasamientos Plio y Pleistoceno en el sector Sur- Oriental de la Cuenca del Duero. Stud. Geol. Salmant., 22: 293-307.

7. 1982 MOLINA,E.; BLANCO,J.A.; MARTÍNEZ,F.J. Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca).I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mineros, IGME, 6 (2): 433-448.

19. 1968 MONROSE,H. Reconnaisance géologique de la région de Reznos (Soria) at de Torrelapaja (Saragosse). Espagne. Dipl. Arb. 82 S. Bordeaux. 1968

35. 1975 MORENO,M. Biografía curiosa de Soria.

35. 1974 MORENO CHICARRO,F.; SANZ LÓPEZ,S. Caminos de Sigüenza y Atienza.

28. 1975 MUÑOZ JIMÉNEZ,J.; ASENSIO AMOR,I. Los depósitos de raña en el borde nordoccidental de los Montes de Toledo. Est. Geogr. 36: 779-806.

6. 1990 MUÑOZ JIMÉNEZ,J.;PALACIOS ESTREMERA,D. Significado geomorfológico de una red de canales meandriformes impresa en las altiplanicies de La Alcarria, Mesa de Ocaña y La Mancha nororiental. Erla, 22: 97-120.

19. 1931 NAVAS,L. El Moncayo. Aspecto geológico. Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza, 15: 60-75.

17. 1975 NAVIDAD,M. Caracterización petrológica de los gneisses glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental). Est. Geol. 31: 343-350.

25. 1976 NODAL RAMOS,M.T.; ÁGUEDA VILLAR,J.A. Características de la sedimentación cretácico- terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo. Est.Geol.,32: 115-120.

34b. 1943 OBERMAIER,H. Una excursión a la fortaleza celtibérica de Termancia.(Soria). Bol. R. Acad. Hist, 105.

6. 1921 OBERMAIER,H.; WERNERT,P.; PÉREZ DE BARRADAS,J. El Cuaternario de las canteras de Vallecas (Madrid Bol. Inst. Geol. Min. España, 42: 305-332.

28. 1935 OEHME,R. Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft. Zeitschrift für Geomorph., 9 (1): 25-42.

27. 1981 OLIVÉ,A.; PORTERO,J.M.; CAPOTE,R.; GUTIÉRREZ,M. Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores. Libro- guía XV Curso práctico de Geología. Teruel: 79-82.

7. 1982 OLIVÉ,A.; PORTERO,J.M.; DEL OLMO,P.; ARAGONÉS,E.; CARRERAS,F.; MOLINA.E., GUTIERREZ ELORZA,M. El sistema de terrazas del río Carrión. I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mineros, IGME, 6 (2): 451-459.

2. 1973 ONTAÑÓN SÁNCHEZ, J.M. Formaciones superficiales de la Sierra de Guadarrama. Facultad de Ciencias. Universidad Complutense. Madrid.

1. 1977 ORDÓÑEZ,S.; GARCÍA DEL CURA,M.A. Calcareous tufas associated with the Middle Terrace and Campiña terrace of high Henares Basin (Central Spain) and their climatologic and geomorphological significance. X INQUA Congress Abstract,.337 p.

26. 1976 ORDÓÑEZ,S.; GARCÍA DEL CURA,M.A. Estudio de las facies detríticas del terciario continental del Sector oriental de la cuenca del Duero. Est. Geol. , 32: 179-188.

26. 1982 ORDÓÑEZ,S.; GARCÍA DEL CURA,M.A.; BRELL,J.M. Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector SE de la Cuenca del Duero. Temas Geol. y min., IGME, 6: 463-482.

10.1992 ORDOÑEZ,S.;GARCIA DEL CURA,M.A.;GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI,M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A. Génesis actual de los carbonatos fluviales en el alto valle del río Tajo (prov. de Guadalajara) III Congreso Geológico España. tomo I: 158-163. Salamanca, 1992.

25.1986 ORDOÑEZ,S.;GARCIA DEL CURA,M.A.; HOYOS,M.;CALVO,J.P. Middle Miocene Paleokarst in the Madrid Bassin (Spain). A complex karstic system. 6 th European Reg. Meet. IAS. Lleida: 624-627.

10. 1973 ORDÓÑEZ,S.; GARCÍA DEL CURA,M.A.; MARFIL,R. Sedimentación actual: la Laguna de Pétrola (Albacete). Est. Geol, 29: 367-372.

6. 1979 ORDÓÑEZ.S.; GONZÁLEZ,J.A. Formaciones tobáceas del valle del Tajuña entre Brihuega y Masegoso (provincia de Guadalajara). Est. Geol., 35: 205-212

6. 1981 ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA DEL CURA, M.A. Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña (Abadanes- Masegoso). Actas V Reunión G.E.T.C. Sevilla: 280-293

10. 1986 ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA DEL CURA, M.A. Sedimentación carbonática actual y paractual en Las Lagunas de Ruidera. Rev. Mat. y Proc. Geol. 4: 229-255.

6. 1987 ORDÓÑEZ,S.; GONZÁLEZ,J.A.; GARCÍA DEL CURA,M.A. Formaciones travertínicas y tobáceas en el valle del Tajo (sector Cifuentes-Trillo): estudio geomorfológico, petrológico y sedimentológico. Cuaternario y Geomorfología, 1: 231-246.

26. 1980 ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUADO,F.; GARCÍA DEL CURA,M.A. Contribución al conocimiento de la Cuenca del Duero (sector Roa-Baltanás). Est.Geol., 36: 361-369.

25. 1982 ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUAYO,F.; GARCÍA DEL CURA,M.A. Mudstones associated with sodic salt deposits in the Madrid Basin (Spain). 11. Int. Congr. Sedimentology. Montreal. Abstracts:117.

26. 1976 ORDÓÑEZ,S.; LÓPEZ AGUAYO,F.;GARCÍA DEL CURA,M.A. Estudio geológico de las 'facies rojas' plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). Est. Geol., 32: 215-220.

34b. 1964 ORTEGO,T. Tiermes, ciudad rupestre celtíbero-romana. Rev. Celtiberia, n. 28.

34b. 1980 ORTEGO,T. Tiermes. Guía del Conjunto arqueológico. Ciudad ruprestre celtíbero- romana. Ministerio de Cultura. Dirección General del Patrimonio Artístico y Museos. Madrid.

4. 1986 ORTIGOSA,L. Geomorfología glaciar de la Sierra Cebollera (Sistema Ibérico). Inst. Est. Riojanos, 77 p.

4. 1971 PAILHE,P. Caractères morphologiques de la dépression d'El Pobo. (Monts Celtibériques orientaux). Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 42: 71-82.

4. 1974 PAILHE,P. Montagnes et plateaux de la bordure orientale de la Chaîne Ibérique. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 45 (1): 32-52.

13. 1978 PAILHE,P. La tectogenèse d' une chaîne intracratonique; les enseignements de la géomorphologie dans la Chaîne Ibérique orientale. 6º R.A.S.T., Paris, 297 p.

4. 1979 PAILHE,P. Réponses de la lithologie aux sollicitations climatiques: une définition de la erosion différentielle dans la Chaîne Ibérique. 7º R.A.S.T., Lyon: 350.

4. 1981 PAILHE,P. Observations sur l' article d' E. Moissenet. Trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 52 (2): 244-246.

5. 1981 PAILHE,P. Quelques modéles d'origine périglaciare, nivale et éolienne de la Chaîne Ibérique orientale. Recherches Geograph. Strasbourg, 16-17: 101-105.

4. 1982 PAILHE,P. La chaîne Ibérique et son piémont septentrional: effects respectifs de la tectonique et du climat. Colloque Montagnes-Piémonts, Toulouse, 16 p.

4. 1982 PAILHE,P. Pour une nouvelle définition de l'erosion differentielle: actions hydroéoliennes en Chaîne Ibérique Orientale. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud- Ouest, 53 (4): 431-432.

4. 1984 PAILHE,P. La Chaîne Ibérique Orientale. Etude Géomorphologique. Thése Doctorat Univ Bordeaux, 682 p.

15. 1879 PALACIOS,P. Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara. Bol.Com.Mapa Geol. Esp., 6: 321-352.

19. 1890 PALACIOS,P. Descripción física geológica y agrícola de la provincia de Soria. Mem. Comisión Mapa Geológico de España.

19. 1892 PALACIOS,P. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. Bol. Inst. Geol. y Min. España, 19: 1-112.

19. 1917 PALACIOS,P. Nota sobre la constitución estratigráfica del Moncayo. Bol. Inst. Geol. y Min., España, 38: 3.

19. 1918 PALACIOS,P. La constitución estratigráfica del Moncayo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,18:101.

2. 1990 PALOMARES,M.; TORTOSA,A.; ARRIBAS,J. Caracterización clastométrica de los depósitos detríticos de cabecera de los arroyos del S, Central: influencia de la litología del área fuente. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 85 (1-4): 5-21.

6. 1991 PALOMARES,M. SILVA,P. Estudio textural y composicional de los depósitos arcósicos fluviales en la depresión de Prados-Guatén y su relación con la cuenca del Manzanares. Abstracts VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Valencia.

7. 1992 PALOMARES,M.; FERNÁNDEZ,P.;GARZÓN,G. Textura y composición de los depósitos fluviales de la Depresión de Valverde del Majano (Segovia) como indicadores de los cambios morfológicos y de red de drenaje. Est. Geol. 48: 111-121.

2. 1973 PEDRAZA,J. Estudio morfológico del extremo oriental de la cadena de San Vicente-Peña Cenicientos. Bol. Geol. Min., 84: 1-14.

6. 1976 PEDRAZA,J. Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche. La Depresión de Alcalá del Fresno-Álmorox. Bol. Geol. y Min., 87: 1-12.

2. 1978 PEDRAZA,J. Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid, 459 p.

2. 1981 PEDRAZA,J. El borde de la zona de transición entre las sierras de Grecos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): evolución morfológica reciente. Cuad. Geol. Ibérica, 7: 667-682.

2. 1984 PEDRAZA,J. Domos graníticos de exhumación cuaternario en la Rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español). Congr. Esp. de Geología , 1: 535-552.

2. 1989 PEDRAZA,J. La morfogénesis del Sistema Central y la relación con la morfología granítica. Cuad. Lab. Xeol. Laxe 13: 31-46.

3. 1986 PEDRAZA,J.; CENTENO,J.D.; ACASO,E.; RUBIO,J.C. Presencia de suelos estructurales de origen periglacial en la Sierra de Gredos: círculos de piedra actuales. Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.

3. 1987 PEDRAZA,J.; CENTENO,J.D.; ACASO,E.; RUBIO,J.C. Círculos de piedra e hidrolacolitos actuales en el Sistema Central español. Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA: 187-190.

2. 1980 PEDRAZA,J.; LÓPEZ,J. Gredos. Geología y glaciarismo. Obra social y cultural de la Caja Central de Ahorros y Préstamos de Ávila 31p.

2. 1956 PEDRO, F.; SÁNCHEZ VEGA, I. Relaciones entre la fisiografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama. Asoc. Esp. Progr. Ciencias, 23 Congr. Coimbra.

5. 1980 PELLICER CORELLANO,F. El periglaciarismo del Moncayo. Geographica lia, 7/8: 3-24.

4. 1983 PELLICER CORELLANO,F. La depresión de Monesa: un tipo de modelado en el sector central de la Cordillera Ibérica. VII Coloquio de Geografía,1: 249- 254. Pamplona.

4. 1984 PELLICER CORELLANO,F. Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. Cuad. Est. Borjanos, 389 p. Borja (Zaragoza).

4. 1985 PELLICER CORELLANO,F Modelado eokárstico de la plataforma de Los Gamellones (Torrecilla de Cameros, La Rioja). I Coloquio Geogr. de la Rioja: 43-54.

4. 1982 PELLICER,F.; YETANO,L.M. Geomorfología de la Comarca de Calatayud. I Encuentro de Estudios Bilbitanos. Calatayud.

29. 1972 PEÑA BLASCO,J.A. Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica. Est.Geol, 28: 219-226.

10. 1986 PEÑA,J.A. de la; MARFIL,R. La sedimentación salina actual en las Lagunas de la Mancha: una síntesis. Cuad. de Geología Ibérica, 10: 235-270.

20. 1977 PEÑA,J.A., de la; FONOLLA,F.,RAMOS,J.L.; MARFIL,R. Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (prov. de Soria). Cuad. Geol. Ibérica, 4: 123-134.

29. 1977 PEÑA,J.A.de la ; YÉBENES,A. Procesos diagenéticos en las rocas carbonáticas del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica. Congreso del Pérmico y Triásico en España. Cuad. Geol. Ibér., 4: 437-443.

36. 1983 PEÑA MONNE,J.L La conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Ribera Ribagorzana: Estudio geomorfológico. Instituto de Estudios Ilerdenses. Diputación Provincial de Lérida.

4. 1983 PEÑA MONNE,J.L. Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar, en las cercanías de Teruel. VII Coloquio de Geografía, 1: 255-259. AGE. Salamanca.

4. 1984 PEÑA,J.L.: GUTIERREZ,M.; IBÁÑEZ,M.L.; LOZANO,M.V.; RODRÍGUEZ.J.; SÁNCHEZ,M.; SIMÓN,J.L.; SORIANO,M.A.; YETANO,M. Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses 149 p.

4. 1981 PEÑA,J.L.; SÁNCHEZ,M.; SIMÓN,J.L. Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. Teruel 66: 31-46.

19. 1971 PÉREZ DE AZUARA,J.A. El borde meridional de la Cordilera Ibérica en los alrededores de Algora (Guadalajara). Bol. Geol y Min., 82: 401-405.

6. 1920 PÉREZ DE BARRADAS,J. Algunos datos sobre el cuaternario de las inmediaciones de Toledo. Bol. R. Acad. Bellas Artes y C. Hist. de Toledo, 8/9: 229-231.

6. 1924 PÉREZ DE BARRADAS,J. Excursiones por el Cuaternario del Jarama. Ibérica, 535: 25-28.

6. 1926 PÉREZ DE BARRADAS,J. Estudios sobre el terreno cuaternario del valle del Manzanares (Madrid). Ayuntamiento de Madrid, 135 p.

7. 1922 PÉREZ DE PEDRO,F. Formas de erosión en el Mioceno de La Vid (Burgos). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 22: 233-235.

26. 1925 PÉREZ DE PEDRO,F. El Mioceno de la provincia de Soria y los terrenos que los circundan. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 25: 86-99.

6. 1971 PÉREZ GONZÁLEZ,A. Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). Est. Geol., 27: 317- 324.

6. 1971 PÉREZ GONZÁLEZ,A. Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castille. Tenth Intern. Tield Institute Guidebook 1971, Amer. Geol. Institute: 224-241.

6. 1979 PÉREZ GONZÁLEZ,A. El límite Plioceno- Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Trab. Neógeno- Cuaternario. CSIC: 23-26.

6. 1982 PÉREZ GONZÁLEZ,A. Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Ed. Univ. Compl.

de Madrid, 788 p.

7. 1982 PÉREZ GONZÁLEZ,A. El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mineros, IGME, 6 (2): 717-740.

6. 1973 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; ASENSIO AMOR,I. Rasgos sedimentológicos del sistema de terrazas del río Henares en la zona de Alcalá -Azuqueca. Bol. Geol. Min., 84: 15-22.

6. 1969 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; BRELL PARLADE,J. Estudio sedimentológico de la terraza media de los ríos Manzanares, Henares y Jarama. V. Reunión del Grupo español de Sedimentología. Pamplona.

28. 1987 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; GALLARDO,J. La raña al Sur de la Somosierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. Geogaceta, 2: 29-32.

27. 1971 PÉREZ GONZÁLEZ,A.; VILAS,L.; BRELL,J.M.; BERTOLIN,M. Series continentales al Este de la Sierra de Altomira. I Congreso Hispano- Luso- Americano Geología Económica, 1: 357-376.

6. 1974 PÉREZ GONZÁLEZ,J.A.; VIRGILI,C. Las terrazas travertínicas de Priego (Cuenca). I. Centenario R. Soc. Esp. Hist. Nat., 1: 347-356.

28. 1970 PÉREZ MATEOS,J.; MONTURIOL,F.; BENAYAS.J. Estudio morfológico y microscópico de los planosuelos sobre la raña de Guadalajara. Anales Edafología y Agrobiología, 29 (11-12): 865-883.

6. 1971 PÉREZ MATEOS,J.; VAUDOUR,J. Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al Sur de Madrid. Est. Geol., 28: 201-208.

20. 1990 PÉREZ MAZARIO,F. Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (Borde Noreste del Sistema Central Español). Rev. Soc. Geol. España, 3: 307-322.

13. 1990 PÉREZ- LORENTE,F. La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica, provincias de Soria y Zaragoza, España.) Bol. Geol. y Min., 101 (4): 536- 559.

20. 1983 PÉREZ-ARLUCEA,M.; SOPEÑA,A. Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos de la Sierra de Albarracín. Est. Geol., 39: 329-343.

20. 1985 PÉREZ-ARLUCEA,M.; SOPEÑA,A. Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel). Est. Geol., 41: 207-222.

29. 1980 PERNI,A. Estudio petrológico y geoquímico del volcanismo del área de Atienza (Guadalajara). Univ. Complutense de Madrid.

7. 1960 PERPILLOU,A. La morphologie des côtes du León. Mém. et Doc. Centre Doc. Cart. et Géogr. 4, 284 p. Paris

20. 1969 PINILLA,A.; ALEIXANDRE,T.; LEIVA,A. Areniscas triásicas en el Buntsandstein de la provincia de Guadalajara.I. Atienza. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.),67: 35-70.

20. 1970 PINILLA,A.; ALEIXANDRE,T.; LEIVA,A. Areniscas triásicas en el Buntsandstein de la provincia de Guadalajara.II. Sigüenza Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 68: 73-109.

7. 1970 PLANS,P. La Tierra de Campos. Inst. Geogr. Aplicada. Patronato Alonso Herrera, CSIC, 289 p.

26. 1985 POL,C. Estratigrafía y Paleogeografía de los Sedimentos Cretácico-Paleógenos y Miocenos del borde Este de la Cuenca del Duero (Burgos) Resumen en Servicio de Publicaciones . Univ. de Oviedo.

26. 1982 POL,C.; CARBALLEIRA,J. Las facies conglomeráticas terciarias de la región de Covarrubias (Burgos) Temas Geol.y min., IGME, 6 (2): 509-525.

26. 1986 POL,C.; CARBALLEIRA,J. El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (Borde Este de la Cuenca del Duero). Stud.Geol. Salmant . 22.

26. 1977 POL.C.; CORRALES,I.; CORROCHANO.A.; CARBALLEIRA.J. Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero. VII Congreso Nacional de Sedimentología. Oviedo-León.

26. 1987 POLO,M.A.; ALONSO GAVILÁN.G.; VALLE.M.F. Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno- Mioceno del borde S.O. de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). Stud. Geol. Salmant., 24: 229-245.

16. 1984 PORTERO,J.M.; AZNAR,J.M. Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). I. Cong. Esp. Geol., 3: 253-263.

26. 1982 PORTERO,J.M.; RAMÍREZ DEL POZO,J.; VARGAS ALONSO,I. Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. Temas Geol.y min., IGME, 6: 11-37.

26. 1862 PRADO,C. del.Reseña geológica de la provincia de Ávila y la parte occidental de León. Junta General de Estadística. Madrid.

25. 1864 PRADO,C.del. Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística, 219 p. (Reedición de 1975, Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos, Colección de Ciencias, Humanidades e Ingeniería, v. 2.)

4. 1931 PRAESENT,H. Geologie und Morphologie der Umgebung von Soria. Schulten-Numantia, München: 70-79.

4. 1978-9 PUEYO,J.J. La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área de Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (prov. Zaragoza y Teruel) Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 33: 5- 56.

14.1989 QUEROL MÜLLER,R. Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. Escuela Técnica de Ingenieros de Minas de Madrid, 48 p.

22. 1956 QUINTERO,I.; TRIGUEROS,E.; La Cordillera Ibérica en el Cretácico de España. Mem. Inst. Geol. Min., 57: 175-200.

15. 1887 QUIROGA,F. Excursión a Sigüenza y Baides (Guadalajara). Actas Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 12-13.

34b. 1988 RABAL,N. Una visita a las Ruinas de Termancia. Bol. R. Acad. Historia,12 (5) Madrid.

25.1988 RACERO,A. Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo. II Congreso Geológico de España: 213-222.

20. 1979 RAMOS,A. Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía, ser mon.6, 313 p.

19.1980 RAMOS,A. Mapa geológico de la región de Alcolea del Pinar-Molina de Aragón. Cuadernos de Geología Ibérica, 6: 55-72.

20. 1976 RAMOS,A.; DOUBINGER,J.; VIRGILI,C. El Pérmico Inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). Acta Geol. Hispánica, 11: 65-70.

20. 1976 RAMOS,A.; SOPEÑA.A. Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara). Est.Geol., 32: 61-76.

20. 1986 RAMOS,A.; SOPEÑA.A.; PÉREZ ARLUCEA,M. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentataion in the North West Iberian Range

(Central Spain) Jr. Sedim. Petrol., 56 (6): 862-875.

26. 1990 RAMOS MARTÍN,M.C.; ALONSO GAVILÁN,G. Sedimentología y paleoçeografía del terciario en el área de San Esteban de Gormaz- El Burgo de Osma (Soria). Rev. Soc. Geol. Esp. 3: 167-179

19. 1949 RIBA ARDERIÚ,O. Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel. Teruel, 2: 7-88.

27. 1955 RIBA,O. Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y Cameros. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 39: 3.

6. 1957 RIBA,O Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. Livret- guide de l'excursion C 2, V Congr. INQUA, 55 p.

19. 1959 RIBA,O. Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. CSIC. Inst. Lucas Mallada, Inst. Est. Turolenses. mon. 16, 283 p.

19.1960-2 RIBA,O.; RÍOS,J.M. Observation sur la structure du secteur sudouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 257-290.

25. 1969 RIBA,O.; ARÉVALO,P.; DE LEIVA,A. Estudio sedimentológico de las calizas del páramo del Terciario de la cubeta del Tajo Bol. Geol. y Min., 80: 525-537.

15.1971 RIBA,O.; VILLENA,J. Mapa geológico de España 1:200.000. Hoja nº39, Sigüenza. IGME. Madrid.

9. 1940 RIBEIRO,O. Problemas morfológicos do Maciço Hespérico portugués. Las Ciencias, 6: 315-336.

28. 1949 RIBEIRO,O.; FEIO,M. Les depots de type raña au Portugal. C.Rend. 26 Congrès Intern. de Geographie. Lisbonne, 2: 151-159.

19. 1930 RICHTER,G. Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl., N.F. 16 (3): 47-118 (trad. Las Cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, 9. Instit. Lucas Mallada).

20. 1931 RICHTER,G. Abscherungerscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten (Nordspanien). Geol. Rundschau, 22. (trad. Fenómenos de despegue en el Trías de la Cordillera Ibérica. Publ. Extr. Geol. Esp., 9: 51-60.).

19. 1932 RICHTER,G. Der Graben von Morés. Abh. Preuss. Geol. Lds. Aust., 139. Berlin.

18. 1933 RICHTER,G.; SCHRÖDER,E. Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math- Phys. Kl. NF, 16 (3), 180 p.

18. 1933 RICHTER,G.; TEICHMÜLLER,R. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten.Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math- Phys. Kl. 3(7), 118 p.

22. 1983 RINCÓN,R.; VILAS,L.; ARIAS,C.; GARCÍA QUINTANA,A.; MAS, J.R.; ALONSO,A.; MELÉNDEZ,R. El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la Meseta. Libro Jubilar J.M. Ríos, 2: 79-102.

26. 1991 RIVAS CARBALLO,M.R. La vegetación y el clima durante el Mioceno (Aragoniense Superior- Vallesiense) en el sector suroriental de la Depresión del Duero. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (Geol.), 86 (1-4): 53-64.

13. 1983 RIVAS,A. Direcciones principales de fracturación en un sector de las Cadenas Ibéricas (zona del Embalse de Alarcón). Rev. Mat. Proc. Geol.,1: 311-319.

27. 1984 RIVAS,A. Interpretación a partir de imágenes de satélites del contacto entre las macroestructuras de edad alpina y las cuencas neógenas de las Cadenas Ibéricas (zona Suribérica). Rev. Mat. Proc. Geol., 2: 61-73.

6. 1922 ROMAN,F. Les terrasses quaternaires de la haute valle du Tage. C. R. Ac. Sci. Paris, 175: 1084-1086.

12. 1977 ROSALES,F.; CARBO,A.; CADAVID,S. Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales. Bol. Geol y Min., 88; 567-573.

25. 1917 ROYO GÓMEZ,J. Datos para la geología de la submeseta del Tajo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 17: 519-527.

25. 1918 ROYO GÓMEZ,J. Nuevos datos para la geología de la Submeseta del Tajo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,28: 255-257.

19. 1920 ROYO GÓMEZ,J. La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo. Junta Ampl. Estud. e Investig. Cientif. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. ser Geol., 27, 36 p.

24. 1922 ROYO GÓMEZ,J. El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica. Junta Ampl. Com. Inv. Paleont. y Prehist. Mem. n.30: 7-230.

25. 1923 ROYO GÓMEZ,J. El Mioceno de Vallecas y comarcas próximas. Asoc. Esp. Progr. Ciencias, Congr. Salamanca, 6: 107-120.

25. 1926 ROYO GÓMEZ,J. Sur la présence de marnes et de gypse paléogénes dans le haut bassin du Tage. C.Rend. Somm. Soc. Géol France, 4º ser, 26: 71-74.

24. 1926 ROYO GÓMEZ,J. Edad de las formaciones yesíferas del Terciario Ibérico. Bol. R. Soc .Esp. Hist. Nat.,26: 259-279.

14. 1926 ROYO GÓMEZ,J. Tectónica del terciario Continental Ibérico Compt. Rend. XIV Congres. Géol. Intern. Espagne, 2: 593-624. (también en Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 47: 129-168.)

26. 1926 ROYO GÓMEZ,J. El Terciario continental de Burgos. Excursión A-6. XIV Congreso Intern. Madrid. 67 p.

25. 1927 ROYO GÓMEZ,J. Geología y paleontología del Terciario situado al Norte de Guadalajara. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27: 120-133.

25. 1928 ROYO GÓMEZ,J. Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid. Cuenca terciaria del alto Tajo. Hoja n.560. Alcalá de Henares. Inst. Geol y Min., España.

25. 1928 ROYO GÓMEZ,J. Sobre los aluviones de Torrelodones (Madrid). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 28: 306.

24. 1928 ROYO GÓMEZ,J. Sobre el llamado Cuaternario de la Meseta Central. Bol. R. Soc .Esp. Hist. Nat.,28: 259.

6. 1929 ROYO GÓMEZ,J. El torno del Tajo en Toledo. Mem. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14: 491-502.

6. 1929 ROYO GÓMEZ,J. Sobre las terrazas fluviales de Torrejón de Ardoz. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 29: 382-383.

25. 1929 ROYO GÓMEZ,J. Datos para la Geología de El Pardo. Bol. R. Soc. Esp. Hist Nat., 29:334.

6. 1930 ROYO GÓMEZ,J. Contestacion a las "Aclaraciones a las notas relativas al torno del Tajo en Toledo" del Sr. Hernández Pacheco,(E). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 30: 196.

6. 1930 ROYO GÓMEZ,J. El torno del Tajo en Toledo (contestación al Prof. Hernández Pacheco). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,30: 119-122.

25. 1930 ROYO GÓMEZ,J. Más sobre el llamado Diluvium de la prov.de Madrid. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 30: 146.

14. 1934 ROYO GÓMEZ,J. Sobre la tectónica de los aluviones dados anteriormente como diluviales. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34: 82.

19. 1934 ROYO GÓMEZ,J. Excursión a Calatayud, Teruel, Albarracín y varios lugares de la provincia de Castellón. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34: 234-236.

2. 1991 RUBIO CAMPOS,J.C. Geomorfología y Cuaternario de las Sierras del Barco y Béjar. (Sistema Central). Ed. Universidad

Complutense de Madrid. Tesis doctorales 69/91.

29. 1977 RUIZ CRUZ,M.D.; DOVAL,M.; BRELL,J.M.; LAIGLESIA,A. Estudio de las ofitas del Triásico y su influencia en la mineralogía de los sedimentos arcillosos del Keuper. Cuad. Geol. Ibér., 4: 341-354.

35.1981 SABATÉ,A; MÉNDEZ,R.; del CANTO,C. A través de Castilla. Penthalon Ediciones, Madrid.

19. 1966 SACHER,L. Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien).Teil 1. Stratigraphie Paläozoikum. N.J. Geol. und Paläont., 124 (2): 151- 167.

22. 1961 SAEFTEL,H. Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 63: 163-191.

19. 1924 SÁENZ GARCÍA,C. El pantano de La Toba y la estratigrafía de la Serranía de Cuenca. Rev. Obras Públicas, 72.

26. 1931 SÁENZ GARCÍA,C. Nota acerca de la distribución estratigráfica del terciario lacustre de la parte septentrional del territorio español. Publ. Confed. Hidrogr. Ebro, 36, 21 p.

7. 1936 SÁENZ GARCÍA,C. Sur les terrases pliocénes et pleistocénes de Soria (Haut Duero). C.R. Congr. Intern. Geogr.2: 629-632. Varsovia.

24. 1943 SÁENZ GARCÍA,C. Notas y datos de Estratigrafía Española II. Verdadera edad de las manchas del pretendido Terciario marino del centro de España. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 41: 227-232.

35. 1951 SÁENZ GARCÍA,C. Marco geográfico de la Altimeseta soriana. Celtiberia,1. Soria.

35. 1953 SÁENZ GARCÍA,C. Anecdotario geográfico de los ríos sorianos. Celtiberia,6. Soria.

24. 1954 SÁENZ GARCÍA.C. Nouvelle synthèse stratigraphique et tectónique du Tertiaire continental espagnol (Resumen) Congres. Intern. Geol. Argel. p.287-288.

22. 1957 SÁENZ GARCÍA,C. Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. An. Asoc. Prog. Ciencias, 22: 689-697.

15. 1974 SAIZ DE OMEÑACA,J. Estudio geológico de los alrededores de Madruédano (Soria). Est.Geol., 30: 151-158.

26. 1988 SÁNCHEZ BENAVIDES,F.J.; ALONSO GAVILÁN,G.; DABRIO,C.J. Sedimentología de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Burgos). Stud.Geol.Salmant., 25: 87-108.

23. 1963 SÁNCHEZ DE LA TORRE,L. El borde Mioceno en Arcos de Jalón. Est. Geol., 19: 109- 136.

20. 1970 SÁNCHEZ DE LA TORRE,L.; ÁGUEDA VILLAR,J.A. Paleogeografía del Triásico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica. Est.Geol.,26: 423-430.

21. 1971 SÁNCHEZ DE LA TORRE,L.; ÁGUEDA,A.; GOY,A. El Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica, 2: 309-320.

26. 1884 SÁNCHEZ LOZANO,R. Breve noticia sobre la Geología de la provincia de Burgos. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 11.

19. 1973 SÁNCHEZ SORIA,P. Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte). Tesis Doctoral. Universidad de Madrid, 297 p.

22. 1974 SÁNCHEZ SORIA,P. Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira. I Symposium Cretácico Cordillera Ibérica. Cuenca.: 157-167.

21. 1975 SÁNCHEZ SORIA,P. El Jurásico de la Sierra de Altomira y su corelación con los sectores suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca). Bol. Geol. y Min., 86 (4): 379-387.

19. 1967 SÁNCHEZ SORIA,P.; PIGNATELLI,R. Notas geológicas de la Sierra de Altomira. Bol. R. Soc .Esp .Hist. Nat (Geol.): 231-240.

20. 1970 SÁNCHEZ,V.; MARFIL,R.; CRUZ,B.; PEÑA,J.R. Sedimentological study of the Triasic period from the Ibérica Mountains and the Prebetic Zone. Abstact VIII Intern. Sedimentological Congr. Heidelberg.

35. 1990 SANCHO DE FRANCISCO,M.C. El Valle del Jalón, Vía de Comunicación. El Valle del Jalón, Vía de Comunicación. Ciclo de conferencias 1990. Museo Numantino.

35. 1990 SANCHO DE FRANCISCO,M.C. La vertiente soriana del Jalón. T.Doctoral. Universidad de Zaragoza.

2. 1979 SANZ DONAIRE,J.J.El Corredor de Béjar. CSIC. Inst.Geogr. Aplicada. Madrid, 195 p.

28. 1979 SANZ DONAIRE,J.J. Análisis comparativo de la morfometría de cantos de raña y de otras formaciones detríticas de Somosierra (Sistema Central Español). Geographica, 21-22, 1979-80. Homenaje a D. Luis Solé Sabarís, 2: 235-251.

2. 1986 SANZ DONAIRE,J.J. El Corredor de Béjar.II CSIC.Madrid.

2. 1976 SANZ HERRAIZ,C. La morfología de la Pedriza de Manzanares. Est. Geogr. 145: 435-464.

2. 1988 SANZ HERRAIZ,C. El relieve del Guadarrama Oriental. Consejería de Política Territorial. Comunidad de Madrid.

2. 1989 SANZ HERRAIZ,C. Las formas del modelado granítico ligadas a la estructura en lajas (sheet structure). Cuad. Lab. Xeol. Laxe 13: 69-77.

2. 1981 SANZ HERRAIZ,C.; ARENILLAS PARRA, M. Notas sobre la morfología de la Sierra de la Cabrera. Anales de Geografía de la Univ.Complutense de Madrid, 1: 247-263.

17. 1965 SCHÄFER,G. Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). Münster. Forsch. Geol. Paläont., 10, 207 p.

2. 1915 SCHMIEDER,O. Die Sierra de Gredos. Mitt. Geogr. Gesel.,10: 1- 60. München (Trad. La Sierra de Gredos. Estudios Geográficos, año 1952: 421- 440 y 53: 627-653.)

19. 1933 SCHRIEL,W. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl. N.F. 16 (2): 463-567.

15. 1930 SCHRÖDER,E. Das Grenzgebiet von Guadarrama und die Hesperischen Ketten (Zentralspanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl. N. F. 76 (3): 119-180. (traducido en Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, 4: 235-292. La zona limítrofe entre el Guadarrama y las Cadenas Hespéricas).

34b. 1911 SCHULTEN,A. Termantia, eine Stadt der Keltiberen Neue Jahrbücher für Klas. Alt.,26 (trad en Bol. R. Acad. Hist.,63, año 1913).

2. 1937 SCHWENZNER,J.E. Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. Geogr. Abh. H. 3. Stuttgart. (trad. por Vidal Box, en B. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14: 121-147).

22. 1982 SEGURA,M. Evolución del Cretácico medio y superior en el sector de Sigüenza- Taravilla. Cuad. Geol. Ibérica, 8: 341-354.

22. 1985 SEGURA,M.;CARENAS,B.; GARCIA,A. Albense y Cenomanense en la región Atienza- Sacecorbo (Cordillera Ibérica. Provincia de Guadalajara). Rev. Mat. Proc. Geol., 3: 211-226.

34b. 1911 SENTENACH,N. Las ruinas de Tiermes. Rev. de Arch. Bibl. y Museos. Madrid. 24

13. 1980 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. Acta Geol. Hisp., 15 (5): 137-140.

13. 1981 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. Teruel, 65: 195-209.

13. 1982 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.

13. 1983 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Tectónica y neotectónica del Sistema de fosas de Teruel. Teruel, 69: 21-98.

27. 1983 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Las grandes unidades de la cadena Ibérica centro-oriental. XVII Curso de Geología Práctica. Teruel 1983.

27. 1984 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.

27. 1984 SIMÓN GÓMEZ,J.L. Evolución de las depresiones interiores de la Cadena Ibérica Oriental en el marco compresivo- distensivo del Neógeno. I. Congr. Esp. Geol., 3: 91-103.

17. 1972 SOERS,E. Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Stud. Geol. Salmant., 4: 7-94.

8. 1952 SOLÉ SABARÍS,L. Geografía de España y Portugal. España. Geografía física. Muntaner y Simón. Barcelona, 497 p.

9. 1958 SOLÉ SABARÍS,L. Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta Española en el sector de Zamora. Breviora Geológica Astúrica: 3-8.

8. 1966 SOLÉ SABARÍS,L. Sobre el concepto de Meseta Española y su descubrimiento. Homenaje al Excmo.Sr. D. Amando Melón y Ruiz de Gordejuela. Inst. Est. Pirenaicos. Inst. J. Seb. Elcano. Zaragoza.

2. 1954 SOLÉ SABARÍS,L.; BIROT,P. Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española. CSIC. Inst. J. Seb. Elcano, Madrid. 87 p.

4. 1952 SOLÉ SABARÍS,L.; RIBA ARDERIÚ,O. El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. Teruel, 7: 1-21.

15. 1965 SOMMER,W. Stratigraphie und Tektonik in östlichen Guadarrama Gebirge (Spanien). Arbeiten Geol.Paleont. Inst. West. Wilhelms Univ. Münster, 1,159 p.

20. 1979 SOPEÑA,A. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía, sermon. 5, 329 p.

20. 1974 SOPEÑA,A.; DOUBINGER,J.; VIRGILI,C. El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (borde Sur del Sistema Central). Tecniterrae, 1: 8-16.

20. 1983 SOPEÑA,A.; VIRGILI,C.; ARCHE,A.; RAMOS,A.; HERNANDO,S. El Triásico. Libro jubilar de J.M. Ríos. IGME, 2: 47-63.

4. 1982 SORIANO JIMÉNEZ,A. Investigaciones geomorfológicas en la región de Muel- Fuendetodos (prov. Zaragoza). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias.

4. 1983 SORIANO JIMÉNEZ,A.; GUITIERREZ ELORZA,M. Notas geomorfológicas de la región Muel-Fuendetodos. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) 81 (1-2): 99-110.

28. 1957 SOS BAYNAT,V. Observaciones sobre la formación y edad de las rañas.Cursillos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada, 4: 33-35.

34b. 1967 SPINDLER,K. Fragmente einer Formschlüsseltür terra sigillata hispanica aus Tiermes. Madrider Mitteilungen, 8,:176-184.

2. 1973 STABLEIN,G. Rezente und fossile Spuren der Morphodynamik in Gebirgsrandzonen des Kastilischen Scheidegebirge. Zeitsch. Geomorph. N.F. Suppl 17: 177-194.

13. 1931 STILLE,M. Die Keltiberische Scheiteilung. Nach. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl.,139: 157-164.

12. 1982 SUDRIES,J. Néotectonique de bordure; l'example de la Sierra de Guadarrama Centrale. Rev. Géog. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 53 (4): 404-414.

14. 1975 TAMAIN,G. Mégatectonique, linéaments et fracturation profunde dans la Meseta Ibérique. Rev. Géograph. Phys. Géol. Dynam., 17, 375-392.

34b. 1934 TARACENA AGUIRRE,B. Arquitectura hispánica rupestre. Inv. y Progr. 7

35. 1928 TARACENA,B.; TUDELA,J. Guía artística de Soria y su provincia. Existe una 2ª edición 1951 y otra tercera 1968 (272 p.)

6. 1986 TELLO RIPA,B. La Mesa de Ocaña. in: Atlas de Geomorfología. Alianza Editorial.

6.1983 TELLO RIPA,B.; ASENSIO AMOR,I. Contribución al estudio de las terrazas del Tajo entre Albarreal y Talavera de la Reina (Toledo). Bol. R. Soc. Geogr. 119; 69-88.

21. 1881 TEMIÑO,J. Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera, Albarracín. Provincia de Teruel. Mem. Licenciatura.

5. 1968 THORMES,J.B. Glacial and periglacial features in the Urbión Mountains. Est. Geológicos, 24: 249-258.

21. 1970 TINTANT,H.; VIALLARD,P. Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. C. R. somm. Soc. Géol. Fran., 6: 207-208.

4. 1966 TISCHER,G. Datos geomorfológicos sobre la cuenca superior del río Alhama. Not y Com. Inst. Geol. y Min. España, 84: 55-92.

22. 1966 TISCHER,G. El delta weáldico de las montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. Not. y Com. IGME, 81: 53- 78.

18. 1928 TRICALINOS,J. Untersuchungen über den Bau der Keltiberichen Ketten des nordöstlichen Spanien. Zeit. Deutsch. Geol. Ges.,80: 409- -482.

19. 1964 TRURNIT,P. Trias Mächtigkeiten der Sierra de Albarracín, Hesperischen Ketten. N. Jb. Geol. Paläont.,122: 541-651.

19. 1966 TRURNIT,P. Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperischen Ketten, Spanien). Deutsch. Geol. Ges., 115: 679-681.

19. 1967 TRURNIT,P. Paläozoikum und mesozoisicher Rahmen im SE Teil der Sierra del Tremedal (Hesperischen Ketten/Spanien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 127.

36. 1977 VALENZUELA RUBIO,M. Urbanización y crisis rural en la Sierra de Madrid. Instituto de Estudios de la Administración Local. Madrid.

21.1990 VARIOS. Estratigrafía del Jurásico de la Península Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica, num 14.

6. 1979 VAUDOUR,J Contribution a l'étude geomorphologique d'une region mediterranéene semiaride. La Region de Madrid; alterations, sols et paleosols. Ed. Ophrys, 389 p.

6. 1969 VAUDOUR,J. Données nouvelles et hypothéses sur le Quaternaire de la region de Madrid. Rev. Géogr. Pays. Med., 8: 79-92.

6. 1974 VAUDOUR,J. Recherches sur la Terra-rossa de La Alcarria (Nouvelle Castille). Mem. et. Doc. du CNRS, 15 (2): 49-69.

6. 1978 VAUDOUR,J. Encroutéments, croutes et caparaces calcaires dans le région de Madrid. Mediterranée.

3. 1972 VAUDOUR,J.; ASENSIO,I. Los depósitos periglaciares del alto valle del río Navacerrada (vertiente meridional de la Sierra de Guadarrama). Est. Geol, 28: 77-87.

36.1959. VÁZQUEZ MAURE,F. Divagaciones sobre toponimia. Mappa, 1959: 13-17.

12. 1987 VEGAS,R.; SURIÑACH,E. Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el Centro de Iberia. Geogaceta, 2: 40-42.

12. 1987 VEGAS,R.; VÁZQUEZ, J.T.; MARCOS,A. Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. Geogaceta, 1: 24-25.

18. 1973 VIALLARD,P. Recherches sur le cycle alpine dans la Chaîne Ibérique Sud- Occidentale. Thése des Sciences Naturales. Université Paul Sabatier. Toulouse.

13. 1978 VIALLARD,P. Tectogenèse de la Chaîne Ibèrique; relations substratum couvertures dans une tectonique polyphasée. C.R. Acad. Scienc. Paris, 287, serie D: 1103-1106.

13. 1979 VIALLARD,P La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinental pendant la tectogenese alpine. C.R. Acad. Sci. Paris, 287, serie D: 65-68.

13. 1980 VIALLARD,P. Les Ibérides (Chaînes Ibériques et Catalane). Interpretation de la fracturation majeure fini-oligocène. C. R. Acad. Sci. Paris, 291, serie D: 873-876.

13. 1970 VIALLARD,P.; GRAMBAST.L. Sur l´age post-stampien moyen du plissement majeur dans la Chaîne Ibérique. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1.

11. 1988 VICENTE DE MUÑOZ,G. Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central- Cordillera Ibérica. Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl. Madrid.

19. 1903 VICENTE,M. Notas geológicas sobre el Moncayo. Bol. Soc. Arag. Ciencias Naturales, 2. Zaragoza.

2. 1937 VIDAL BOX,C. Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Ávila. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., 36: 79-106.

2. 1937 VIDAL BOX,C. Contribución al conocimiento del segmento occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 36: 7- 31..

2. 1942 VIDAL BOX,C. La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 40: 117-132.

9. 1944 VIDAL BOX,C. La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes - Islas. Las Ciencias, 9: 82 - 111.

25. 1971 VILAS MINONDO,L.; PÉREZ GONZÁLEZ,A. Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 69: 103-104.

19. 1971 VILLENA,J. Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica entre Molina de Aragón y Monreal (provincia de Guadalajara). Tesis Ciencias. Granada, 290 p.

13.1968 VILLENA,J. Nota acerca de un cabalgamiento en la región de Tierzo-Teroleja (provincia de Guadalajara). Acta Geológica Hispánica, 4:3-8.

20. 1954 VIRGILI,C. Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico. R. Soc. Esp. Hist. Nat, (t. ext): 697-716.

20. 1960-2 VIRGILI,C. Le Trias du Nord- Est de l´Espagne. Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., 1: 301-311.

20. 1965 VIRGILI,C. Los niveles salinos del Trías del Nordeste de España. I Coloquio Intern. Obras Públicas en los terrenos yesíferos, 6: 1-19.

20. 1974 VIRGILI,C.; HERNANDO,S. Datación del Trías medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza. Seminarios de Estratigrafía. Univ. Madrid, 9: 1-9.

20. 1973 VIRGILI,C.; HERNANDO,S.; RAMOS,A.; SOPEÑA.A. La sedimentation permienne au centre de l´Espagne. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 15 (5-6): 109-112.

20. 1973 VIRGILI,C.; HERNANDO,S.; RAMOS,A.; SOPEÑA.A. Nota previa sobre el Pérmico y base del Buntsandstein en la Cordillera Ibérica y su enlace con el Guadarrama. Acta Geol. Hispánica, 8 (3): 73-80.

20. 1974 VIRGILI,C.; PAQUET,H.; MILLOT,G. Alterations du subassement de la couverture permotriassique en Espagne. Bull. Groupe Franç. Argiles, 26 (2): 277-285.

20. 1982 VISSHER,H; BRUGMAN,W.A.; LÓPEZ GÓMEZ,J. Nota sobre la presencia de la paliflora triásica en el supuesto Pérmico del anticlinorio de Cueva del Hierro. (Serranía de Cuenca). España. Rev. Esp. Micropaleontología, 14: 315-322.

19. 1974 WEIR,H. Erläuterungen zur Geologischen Karte des NW-Teils der Sierra del Madero (NW-Iberischen Ketten, Provinz Soria, Spanien). Dipl-Kart., 245, 3 Abb. Univ Bochum.

22. 1974 WIEDMANN,J. Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, Cuenca: 135-154.

17. 1978 WILLNER,A.P. Geologischen Untersuchungen in der östlichen Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). Dipl. Arb. Univ. Münster. 173 p.

20. 1911 WÜRM,A. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien.Zeits. Deutsch. Geol. Ges., 63: 38-175.

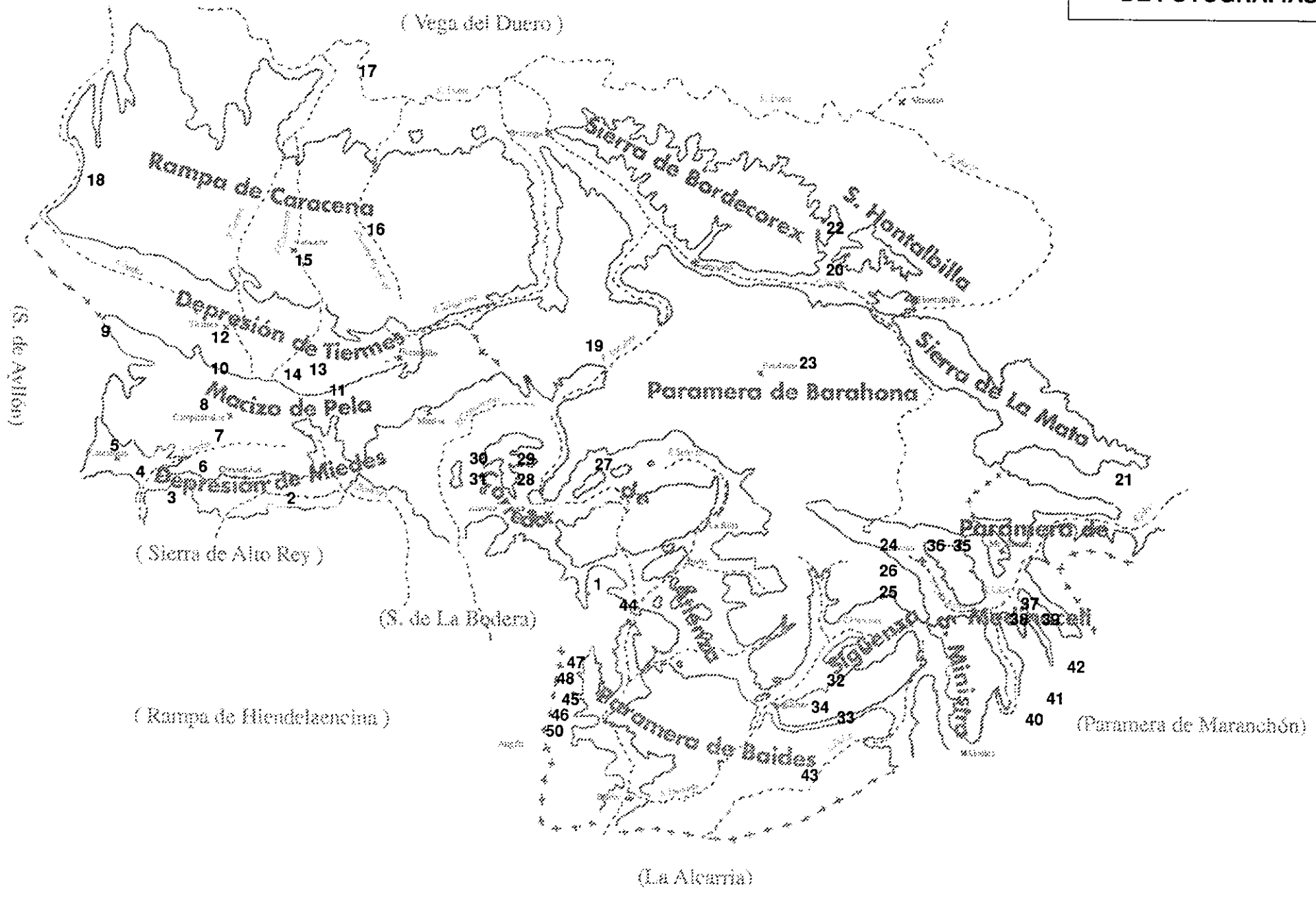
29. 1973 YÉBENES,A. Estudio petrogenético de las carniolas de la Cordillera Ibérica. Mem. Lic. Cienc. Geológicas.

21. 1978 YÉBENES,A.; GOY,A.; COMAS RENGIFO,M.S. El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Grupo Esp. Mesozoico, Jurásico Cordillera Ibérica (extr. guía excursiones), 29 p.

4. 1978 YETANO,L.M La evolución geomorfológica del valle del Huerva. Geographicalia, 2: 3-19.

4. 1981 YETANO,L.M. El Sistema Ibérico zaragozano. T. Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

GRÁFICO DE SITUACIÓN DE FOTOGRAFÍAS



Como anexo se presenta una selección de fotografías, ordenadas a modo de recorrido, sobre diferentes aspectos de la Paramera de Sigüenza. Para mantener la referencia de la posición relativa de unas tomas respecto a otras aparece consignado en un mapa adjunto su emplazamiento, a la vez que se ha procurado relacionar en el comentario aspectos de las diversas imágenes.

Las fotografía nº1 fue realizada por M. Carmen Serrano García, la nº 28 por Juan José Peña Iglesia, la nº 44 por Carlos Alarcón Guajardo cuando fueron alumnos de la EUIT de Topografía de Madrid.

Fotografía 1 (en portada)

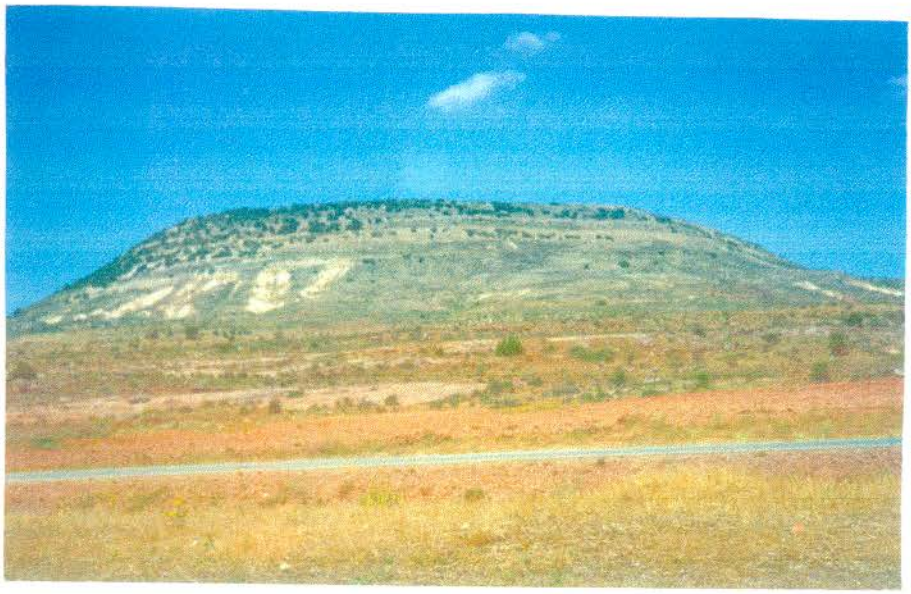
Imagen en la que aparecen reflejadas las características más notables de la Paramera de Sigüenza: superficies culminantes planas o subplanas, situadas a diferentes alturas y separadas por valles más o menos incididos, que crean un esquema recortado y movido en planta. Paramera de Baides: Alto de la Muela de la Virgen, Vista hacia el Norte.

Fotografía 2

En primer término aparece un sector de la Depresión de Miedes, labrado esencialmente sobre Triásico, como muestran las tonalidades rojizas del roquedo. Al fondo una de las muelas de la Sierra de Los Llanos, compuesta por calizas cretácicas, que se mantienen con notable horizontalidad transversa. Los materiales albenses de la base del Cretácico adoptan perfiles reglados, cuando no son alcanzados por la erosión de subactual de las cárcavas. Depresión de Miedes y Sierra de los Llanos. Vista hacia el Norte

Fotografía 3

La misma Depresión de Miedes en el sector occidental del Valle de Galve, con el mismo fondo de la Sierra de Los Llanos (arriba, de tonalidad blanquecina, extendida hasta el castillo). Las calizas cretácicas que forman la sierra descansan aquí directamente sobre el Ordovícico. Esto implica una importante erosión precretácica que eliminó los potentes espesores triásicos y jurásicos que se conservan en las áreas contiguas. Depresión de Miedes: valle de Galve. Vista hacia el Norte.





Fotografía 4.

Un talud en la carretera en la misma Depresión de Miedes muestra materiales gruesos correspondientes a procesos de vertiente superpuestos sobre depósitos finos de origen fluvial. La interferencia espacial y temporal de las dos dinámicas y el mutuo condicionamiento genético y morfométrico es una constante en toda la Paramera de Sigüenza. Vista hacia el Norte.

Fotografía 5.

Un tipo similar de contacto al de fotografías anteriores se reproduce en el extremo occidental de la Depresión de Miedes: en este caso la morfoestructura subtabular cretácica corresponde a la Mesa de Cantalojas, continuación de la Sierra de los Llanos, que se ve al fondo derecha; y el valle situado en primer término es el de Cantalojas, drenado por una de las cabeceras del Sorbe. Las pizarras utilizadas en la construcción de las tapias indican la proximidad del Paleozoico. Depresión de Cantalojas. Vista hacia el Norte.





Fotografía 6.

Panorámica desde la Sierra de Los Llanos hacia el Norte. En el centro de la fotografía aparece el Arroyo de las Dehesas, ejemplo de río emisario de evacuación de materiales finos, que drena el Altiplano de Campisábalos situado en término posterior. Al final , en el horizonte, la alineación de la Sierra de Pela, de la que aparece en el centro el cerro Ribalope, mioceno con las características formas redondeadas; algo a la izquierda, puntiagudo y prominente, el pico Bordega, máxima culminación de la Paramera de Sigüenza, y a la derecha la serie de "cerritos" que menciona Castel, llamados Los Cabezos.

Fotografía 7.

Detalle del propio curso del Arroyo de las Dehesas, con el fondo plano característico, sin incisión definida, próximo a la posición de salida del Altiplano de Campisábalos. En los laterales las calizas cretácicas de la Sierra de los Llanos. y al fondo el Altiplano de Campisábalos, cerrado por los cerretes miocénicos de la Sierra de Pela. Sierra de Los Llanos. Vista hacia el Norte.





Fotografía 8.

Panorámica del Altiplano de Campisábalos desde lo alto de la Sierra de Pela, esto es en sentido inverso a la fotografía anterior (hacia el Sur). El altiplano se presenta como una superficie bastante desolada que se extiende aproximadamente hasta la población de Campisábalos, que aparece en la fotografía. Corresponde a una cubeta estructural del Cretácico rellena de materiales terciarios. A partir de este núcleo comienza la Sierra de Los Llanos, que es por lo tanto poco prominente desde esta perspectiva. Al fondo a la izquierda el perfil de Alto Rey, sin que se sospeche de la existencia de la Depresión de Miedes intermedia. En un término posterior otros relieves del Sistema Central, destacando el prominente pico Ocejón.

Fotografía 9.

El extremo occidental de la Sierra de Pela lo forma el Pico de Grado, con una morfoestructura similar a la de la Sierra de Los Llanos. Corresponde a una vertiente relativamente reglada y una cornisa calcárea de culminación. Vista hacia el Norte.



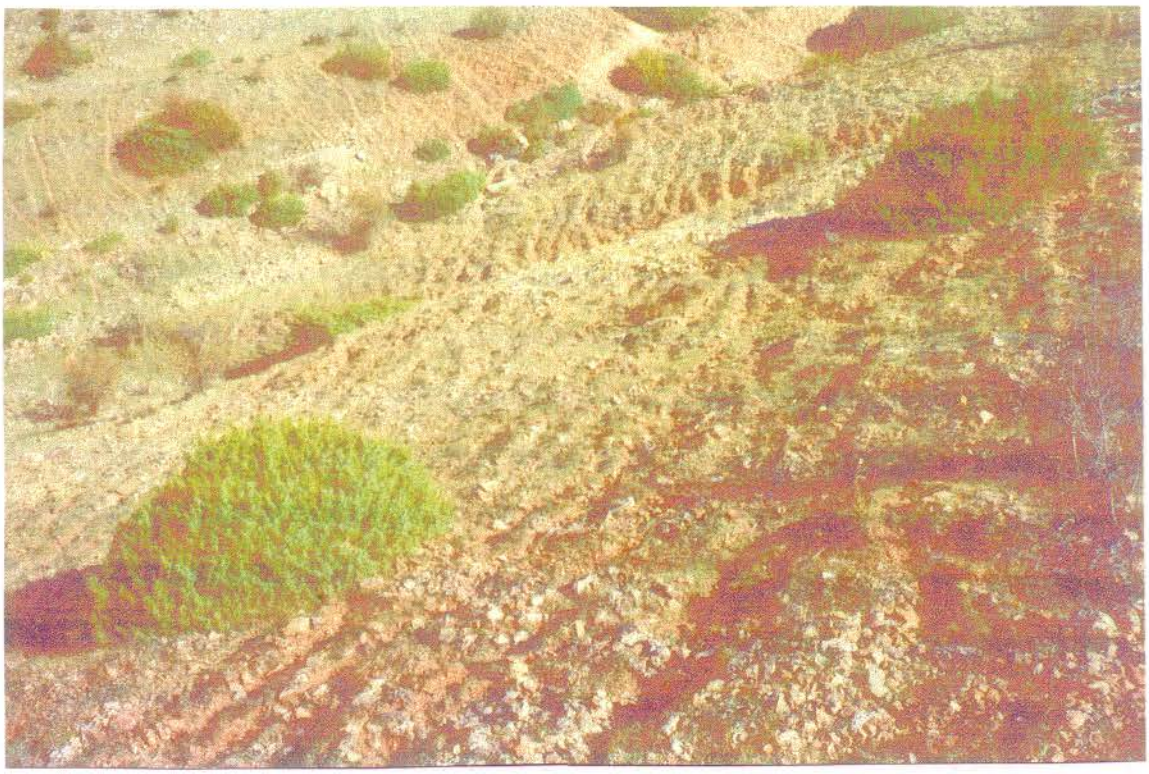


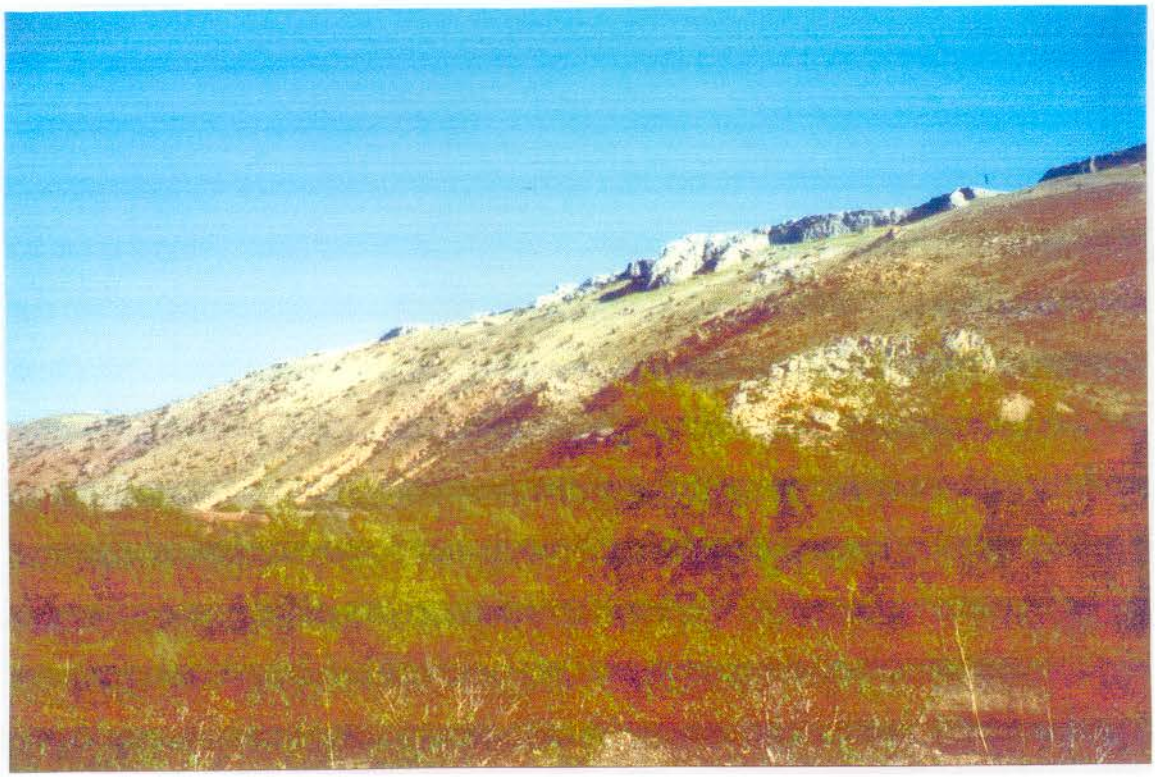
Fotografía 10.

Aspecto parcial de la vertiente Norte de la Sierra de Pela. Típica diposición microescalonada de la vertiente, con una ordenación alternante de materiales finos y gruesos, sujetos por briznas de vegetación. Vista hacia el Este.

Fotografía 11.

Vertiente Norte de la Sierra de Pela. La gran cantidad de gelifractos y de coluviones de ladera determina una vertiente prácticamente reglada, de la que sólo sobresalen algunos peñazos aislados, localizados ante todo en la parte superior, Peñas Altas. Vista hacia el Sur.



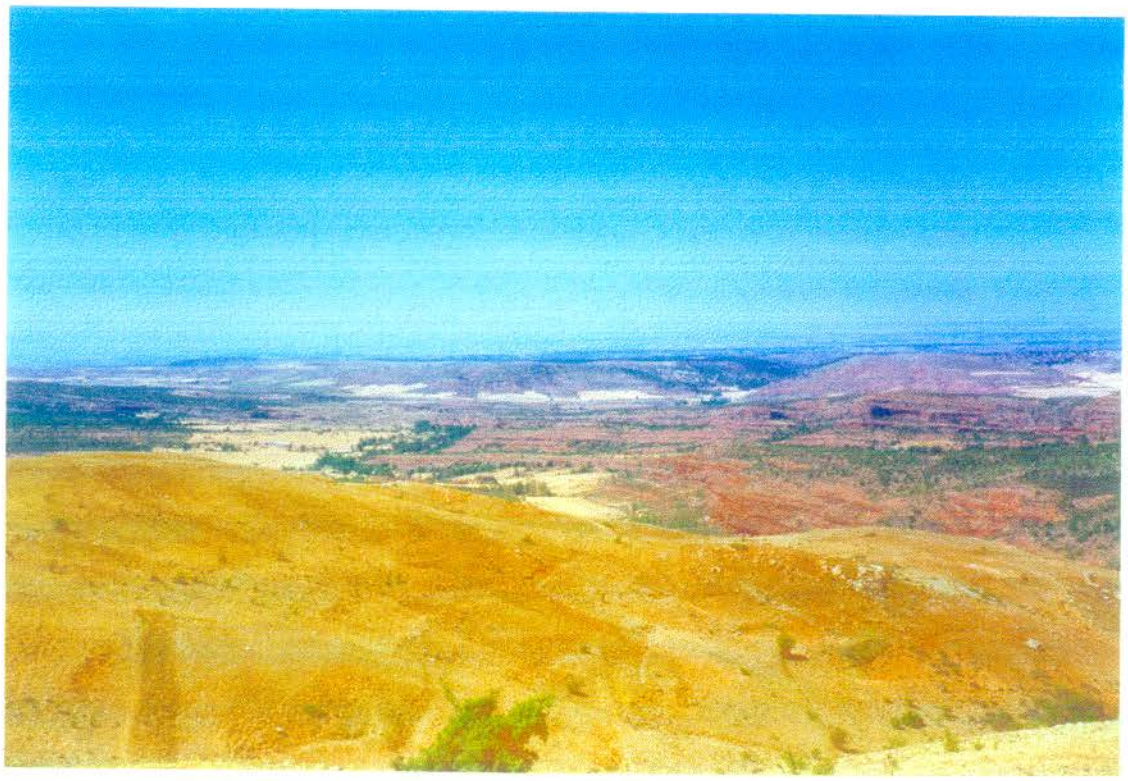


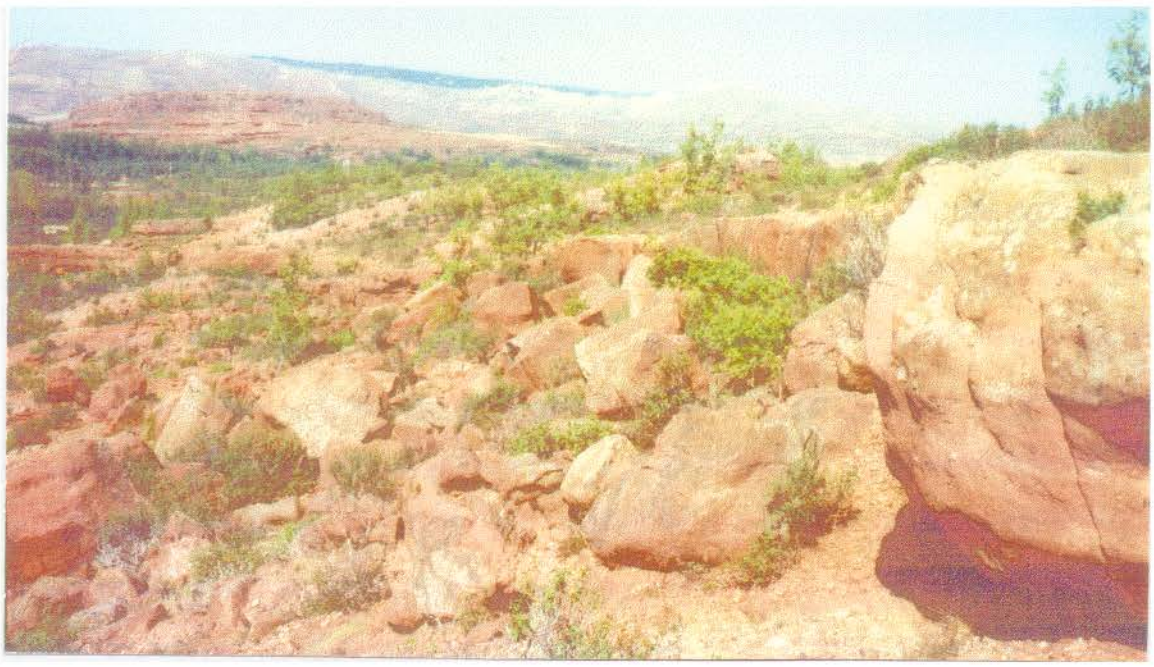
Fotografía 12.

Vista hacia el Norte desde lo alto de la Sierra de Pela, que aparece en primer término. A continuación la Depresión de Tiermes, con la típica tonalidad rojiza de los afloramientos del Buntsandstein y las morfoestructuras en cuesta. Al fondo se levanta el frente exento de la Rampa de Caracena, que desciende progresivamente hacia atrás y que aparece interrumpido por la embocadura cataclinal de la garganta del Tielmes.

Fotografía 13.

Aspecto típico del frente estructural de las cuestas formadas por los materiales del Buntsandstein de la Depresión de Tiermes, que evoluciona por desprendimiento y deslizamiento de bloques.





Fotografía 14.

Acumulaciones de material fino, claramente alóctono, insertos de forma esporádica en pequeñas cubetas horadadas por los ríos. Posible origen por transporte eólico. Depresión de Tiermes, sector Sur, próximo a la Sierra de Pela. Vista hacia el Oeste.

Fotografía 15.

En la Rampa de Caracena constituye una constante la alternancia de los materiales miocénicos en discordancia sobre el sustrato mesozoico. Estos materiales, jurásicos y cretácicos, se sitúan con preferencia tanto en la parte alta de la rampa, como en las zonas más profundas que quedan al descubierto en las gargantas cataclinales del Tielmes y del Caracena. Rampa de Caracena. Valle del Caracena, aguas arriba de Carrascosa. Vista hacia el Sur.





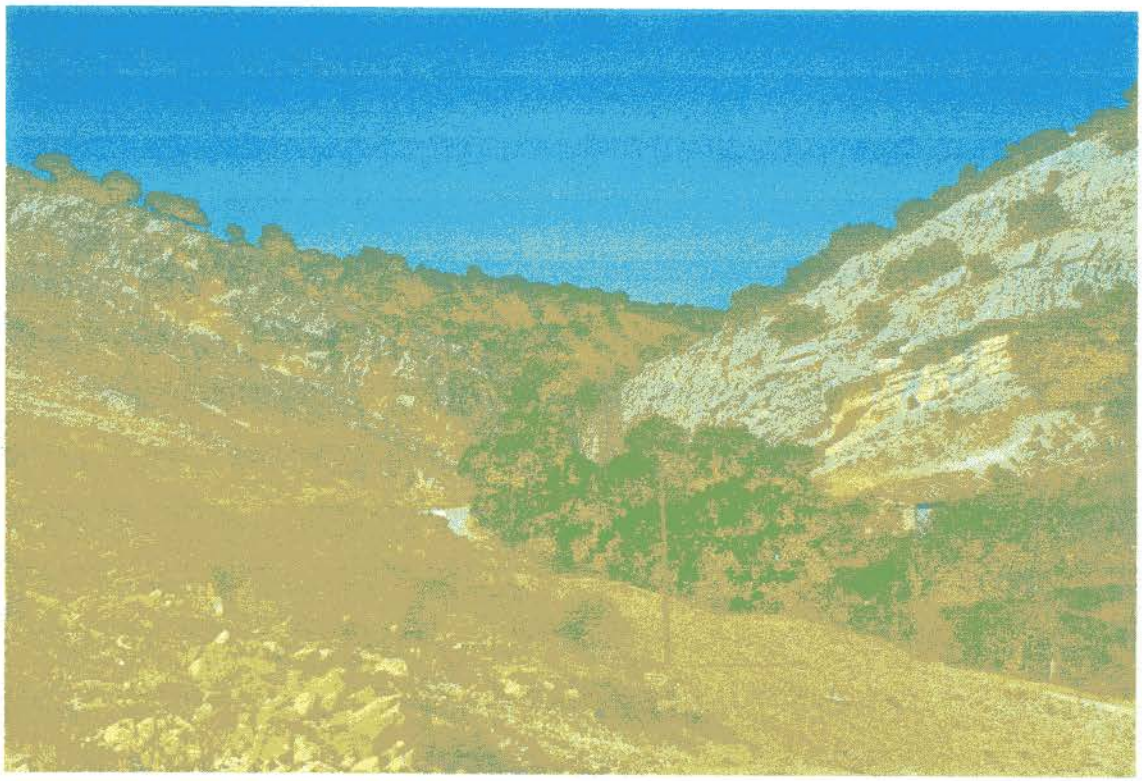


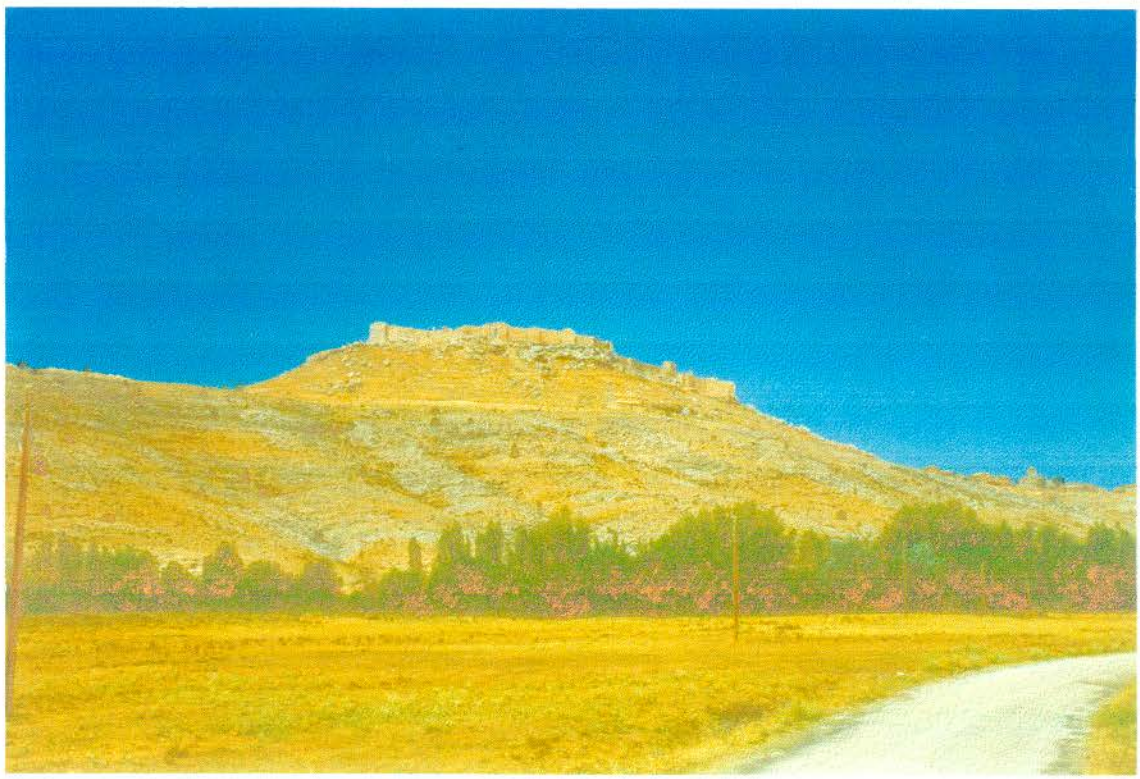
Fotografía 16.

A lo largo de las gargantas cataclinales, en este caso del Arroyo de Fuente Arenaza, se descubren importantes paleorrelieves, como el de La Perera, donde el curso fluvial excava una estrecha hoz sobre las calizas cretácicas, en cuya formación se pone de manifiesto el condicionamiento de una falla-flexión sinclinal. Vista hacia el Norte.

Fotografía 17.

En el extremo septentrional de la Rampa de Caracena vuelven a aparecer ocasionalmente los materiales cretácicos insertos como paleorrelieves prominentes entre las series miocenas, en este caso el que sirve de asiento al castillo de Gormaz. Vista hacia el Norte.





Fotografía 18.

En el extremo occidental de la Rampa de Caracena los estratos cretácicos adoptan un marcado buzamiento hacia el Oeste, (a la izquierda de la fotografía). Típica vertiente del ámbito morfolitológico del conjunto Cretácico donde, como en otros muchos sectores, los materiales albenses deleznables de la base han sido explotados por la incisión. Arroyo de Pozo Moreno. Vista hacia el Norte.

Fotografía 19.

En la mencionada alternancia del sustrato mesozoico y de la cobertera miocena que se produce en la Rampa de Caracena los materiales neógenos desarrollan preferentemente vertientes regladas, como ésta coronada por un reducido crestón de calizas pontienses en el Mioceno en la Riba de Escalote. Vista hacia el Sur.





Fotografía 20.

El mismo terciario subhorizontal de la fotografía anterior genera relieves subtabulares, de aspecto muy similar a otros de la Depresión del Duero, pero que aquí presentan la peculiaridad de estar adosados a los relieves serranos, formando con ellos una unidad orográfica. Muchos de estos relieves se encuentran estructurados como sierras planas, que cuando son desprovistas de la cobertera de materiales coluviales que las recubren, dejan ver sus marcadas tonalidades rojizas amarillentas y blanquecinas. Sierra de Hontalbilla, proximidades de Villasayas. Vista hacia el Norte.

Fotografía 21.

La mayor de las sierras planas es la de La Mata, de la que aparece aquí un sector próximo a la culminación. Los sucesivos niveles calcáreos que van apareciendo previos al definitivo nivel superior de las calizas de los páramos generan superficies escalonadas, como la que se aprecia en segundo término de la fotografía. Además la situación marginal de la sierra en la cuenca del Duero implica escasa potencia de los estratos calcáreos frente a los margosos, lo que favorece la formación de pináculos, microtorreones e incluso puentes naturales. Sierra de la Mata: extremo Sur, descenso hacia el Arroyo de Valladares. Vista hacia el Este.





Fotografía 22.

Nivel de culminación de la segunda de las sierras planas, la de Hontalbilla. Se advierte un suave buzamiento de los estratos, pero la escala a la que se produce no impide la consideración de estos relieves como morfoestructuras tabulares, ni permite considerar, sin más, la superficie culminante como una nueva superficie de erosión, sino como una superficie estructural derivada. Sierra de Hontalbilla, próxima al puerto de Villasayas de la carretera Madrid- Soria.

Fotografía 23.

Al Sur de las sierras planas se extiende la Paramera de Barahona. La planitud de las superficies es abrumadora en el sector del Llano de Barahona. Esta tremenda planicie labrada fundamentalmente sobre la superficie calcárea jurásica sería posible concebirla como una manifestación clásica de un resto de penillanura, pero también se puede considerar como una superficie de equiplanación basal próxima al borde terciario. En cualquier caso funciona en torno a dos áreas endorreicas, la de la Laguna del Ojo y la del Hoyo Morón. Advertimos la activa dinámica actual de evacuación de finos, que deja la roca al descubierto. Al fondo se vislumbran los materiales calcáreos del Terciario, respecto a los cuales habría quedado enrasada la superficie situada en primer término. Paramera de Barahona: Llano de Barahona.





Fotografía 24.

En la Paramera de Barahona el sistema más singular de organización de la dinámica es el endorreísmo, que debió de estar mucho más extendido en el Plioceno y fue retrocediendo progresivamente durante el Cuaternario y significativamente con la intervención humana. Sólo quedan ya reducidos espacios endorreicos, siendo el más significativo el de la Laguna de la Sima, localizada al SE de la Paramera de Barahona, en la depresión de Conquezuela, que se interpone entre las cuencas hidrográficas del Ebro, Duero y Tajo. Vista hacia el Norte.

Fotografía 25.

Además de por el endorreísmo, la Paramera de Barahona se caracteriza por la alternancia de campiñas, valles abiertos sobre litologías deleznables, como la que aparece en primer término del valle de La Ventosa y Olmedilla, que dan paso, aguas abajo, a gargantas labradas sobre materiales resistentes calcáreos, en este caso el Arroyo de Alboreca. Algunas de estas campiñas constituyeron en el pasado cuencas endorreicas y luego fueron alcanzadas por el exorreismo, probablemente guiado por cursos emisarios desde las mismas cubetas. Fotografía tomada desde Ventosa del Ducado hacia el Sur.





Fotografía 26.

En la misma elevación desde que fue tomada la fotografía anterior se observa el comportamiento de las calizas cretácicas desplazadas sobre los materiales albenses, que actúan como niveles lubrificantes. Como consecuencia de ello se ha generado una capa de trituración y una pequeña aureola de metamorfismo, como se aprecia en el detalle. Paramera de Barahona: sinclinal de Ventosa del Ducado.Vista hacia el Sur.





Fotografía 27.

El sector Sur de la Paramera de Barahona aparece cortado por el cinturón de Atienza-Sigüenza. La variedad de soluciones morfológicas de esta unidad es posible sintetizarla en tres morfologías fundamentales: depresiones, cerros y serrotas. Las depresiones aparecen horadadas ante todo sobre el Keuper y cubiertas por coluviones. La inserción de una capa travertínica en estos coluviones permite su conservación como elemento resistente formando una superficie, que queda colgada por la incisión posterior. Estos coluviones perduran durante más tiempo si cuentan con una capa travertínica que ejerce la función de elemento resistente del relieve, como aparece en la fotografía del valle de Madrigal. Vista hacia el Este.

Fotografía 28.

En el sector occidental la función de elemento deleznable de los materiales del Keuper es sustituida por la de las lutitas del Pérmico, que bajo los niveles más resistentes del Buntsandstein genera bellas formas acarcavadas, en un ámbito morfolitológico específico Permo- Buntsandstein. En la imagen las barranqueras del Arroyo de Valhondo, al NW de Atienza. Valle de Bochones. Vista hacia el Norte.



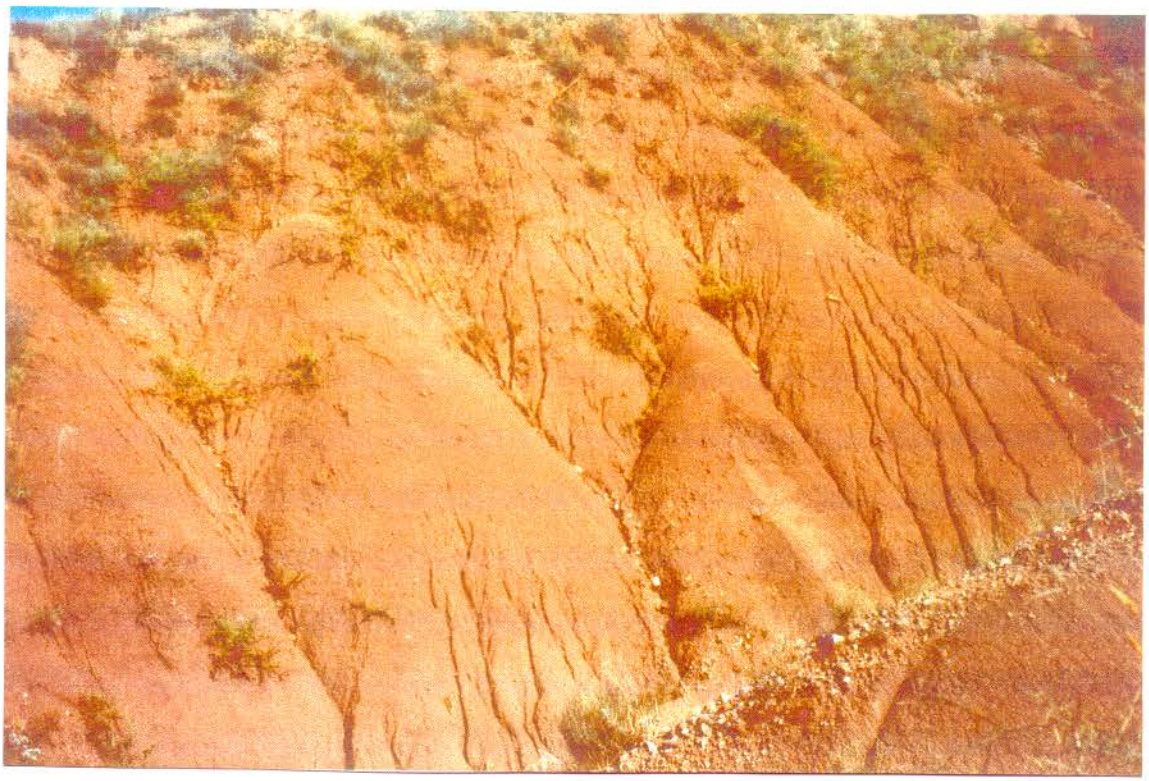


Fotografía 29.

Las paredes de las barranqueras, muy pendientes, aparecen estructuradas como una sucesión de triángulos convexos, abiertos hacia la base y raídos por marcas erosivas en disposición divergente, que van cerrando el paso a otras formas triangulares invertidas que terminan en la línea de incisión fundamental, de fondo plano. Las cárcavas se han generado al quedar al descubierto el nivel coluvial protector integrado por cantos cuarcíticos del Buntsandstein.

Fotografía 30.

Además de las lutitas, las andesitas constituyen la segunda litología del Pérmico, con una respuesta morfolitológica completamente diferente. La resistencia relativa de los materiales respecto a las lutitas entre las que se intercala, implica la formación de picozos prominentes, como éste de Peñas Negras y de vertientes acusadas, que a su vez favorece el lavado de materiales finos, dejando la roca madre al descubierto. Se desarrollan típicas morfologías de cilindros articulados. Cinturón de Atienza- Sigüenza: poyatos de Atienza. Vista hacia el Oeste.





Fotografía 31.

En el mismo relieve de Peñas Negras la superficie de las andesitas, al permitir el lavado diferencial de los materiales finos, deja la superficie cubierta de bloques subgeométricos, que están cortados siguiendo las directrices de los planos de diaclasado.

Fotografía 32.

En el Cinturón de Atienza- Sigüenza, las serrotas de La Riba y de La Guijarrosa corresponden a anticlinales parcialmente desventrados. Es característico de ellas los grandiosos dorsos estructurales de los flancos Norte, labrados ante todo sobre litologías del Muschelkalk. Serrota de la Guijarrosa: Anticlinal de Sigüenza. Dorso estructural Norte. Toma hacia el Sur.



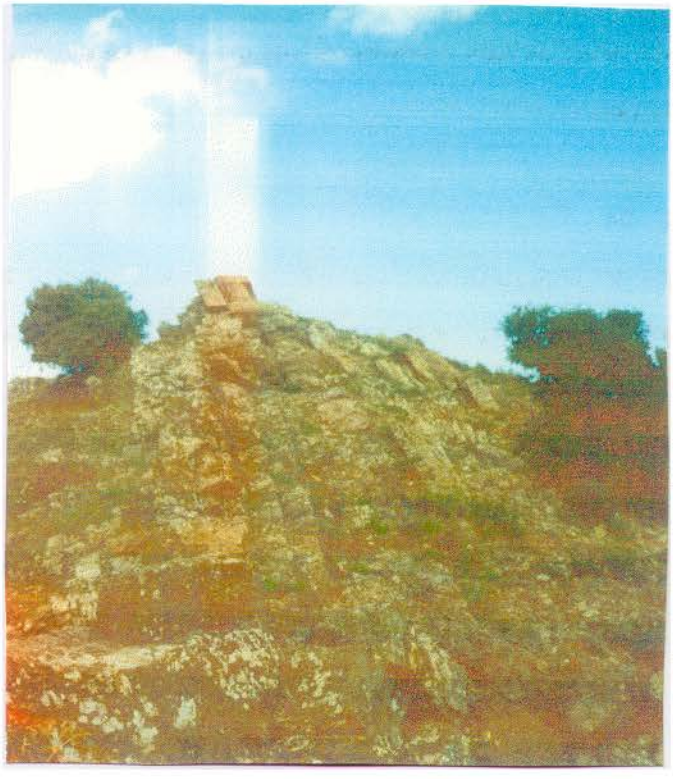


Fotografía 33.

En contraste con el dorso estructural que se forma sobre el flanco Norte, el buzamiento del flanco Sur es pronunciado, dando lugar a crestones verticalizados. Se trata en definitiva de anticlinales disimétricos. Serrota de la Guijarrosa: Anticlinal de Sigüenza. Flanco Sur.

Fotografía 34.

En la zona de charnela de los anticlinales, la fácil meteorización de los materiales finos del Buntsandstein supone la concentración y acumulación residual de cantos cuarcíticos que pueden llegar a formar verdaderos pavimentos, tanto en zonas de erosión como de acumulación. Esta circunstancia es aprovechada para obtener gravas, quedando este pino como testimonio de la antigua superficie. Serrota de la Guijarrosa: Anticlinal de Sigüenza. Flanco Sur.





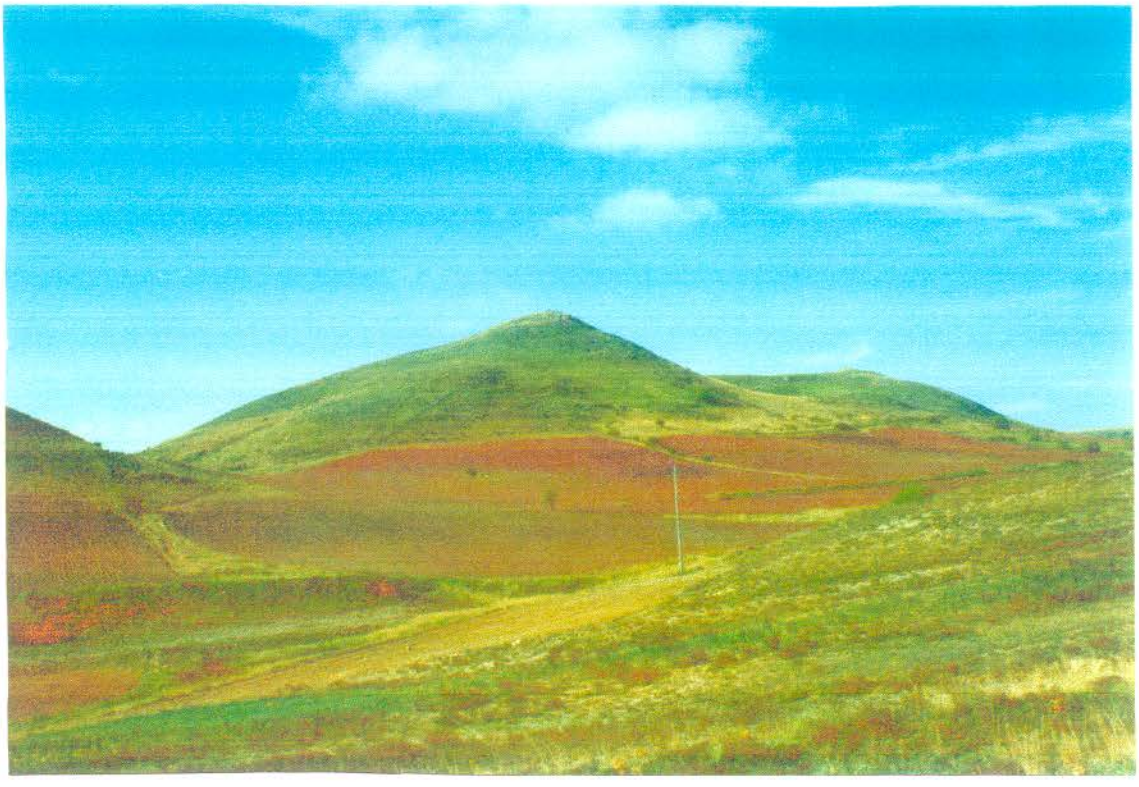
Fotografía 35.

La erosión superficial de los materiales finos afecta prácticamente a todos los sectores de la Paramera desprovistos de cobertera arbórea. Sin embargo, al producirse de forma superficial, las manifestaciones no resultan patentes y sólo pequeñas matas ocasionales de hierbas testimonian el proceso ocurrido.

Fotografía 36.

En el umbral a la Paramera de Medinaceli se levanta el cerro Villanueva, interpretado por Gladfelter como un resto del antiguo nivel de cumbres de la superficie A, (la Dachfläche de Schwenzner). Típica morfología de erosión diferencial Keuper-Lías, propia de amplios sectores de la Paramera de Sigüenza, con forma cónica característica: en culminación litología resistente del Lías; en la base el Keuper con vertientes pendientes que ascienden hasta la cumbre. Vista hacia el Sur.



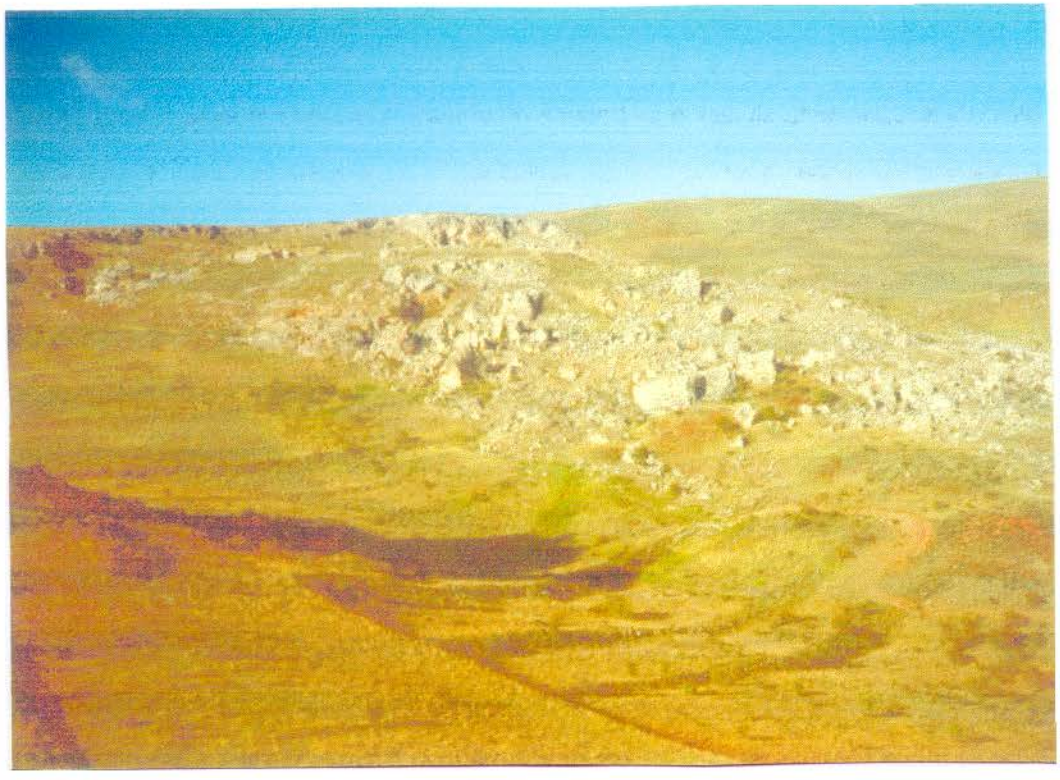


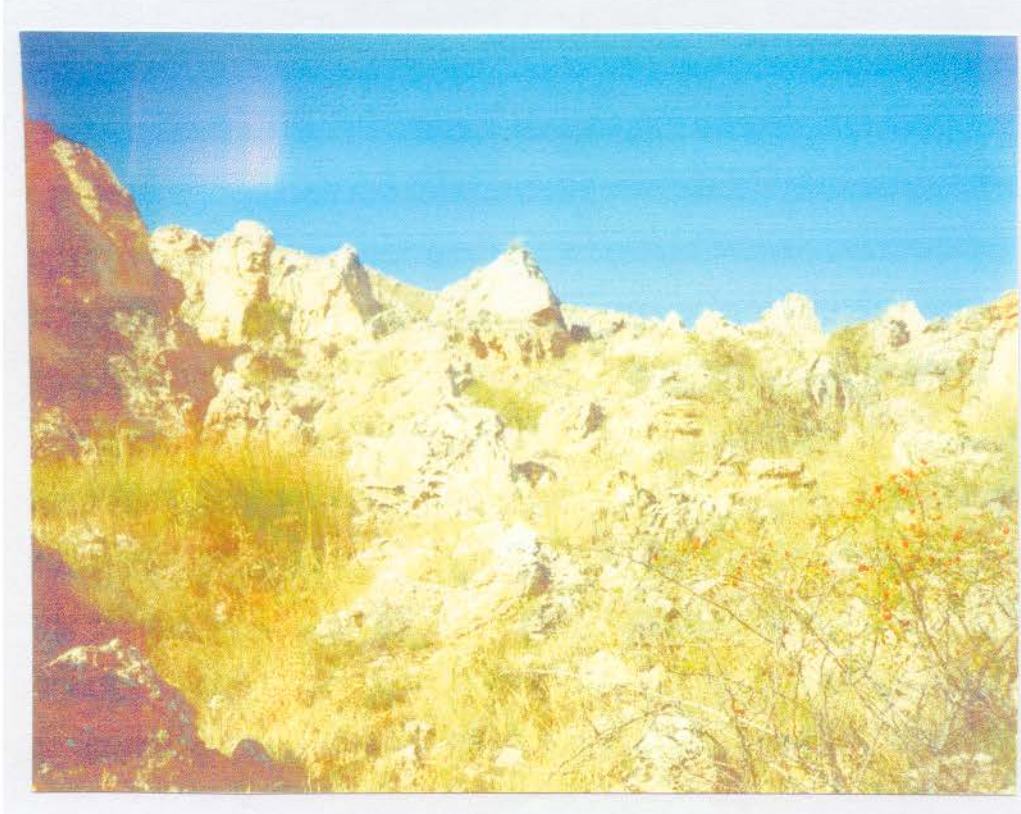
Fotografía 37.

La Paramera de Medinaceli se caracteriza por la alternancia de los espolones aplanados labrados sobre el Lías y los valles incididos sobre los materiales deleznables del Keuper. Esta situación se traduce en una inestabilidad morfolitológica y crea condiciones propicias para los deslizamientos de bloques. A veces estos pueden adquirir gran envergadura como en el valle del Arbujuelo, generando un gran argayo. Estos deslizamientos han conformado relieves invertidos, haciendo que lo que fueron canales de evacuación se conviertan en lomos divisorios, por la mayor resistencia relativa de los materiales deslizados. Paramera de Medinaceli, valle del Arbujuelo. Vista hacia el Oeste.

Fotografía 37 bis

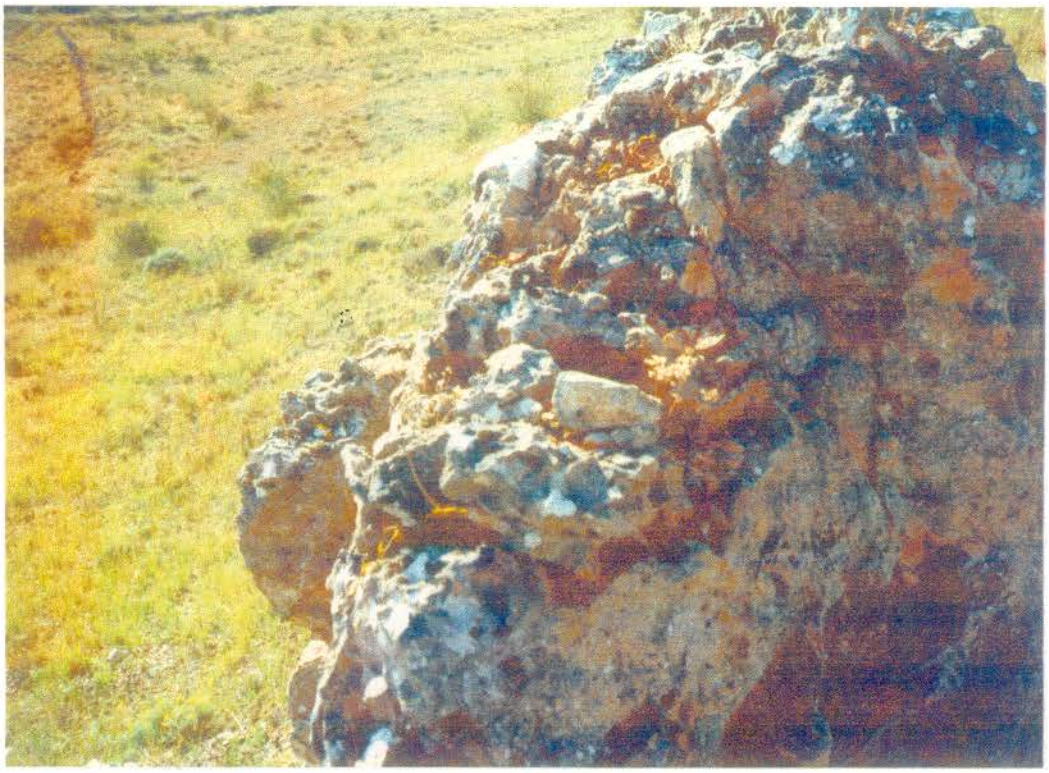
En la imagen de detalle se aprecia la disposición de los materiales deslizados sobre el sustrato del Keuper con buzamientos aparentes perpendiculares a la pendiente, que indican movimientos rotacionales. Argayo vista parcial. Paramera de Medinaceli. Valle del Arbujuelo.





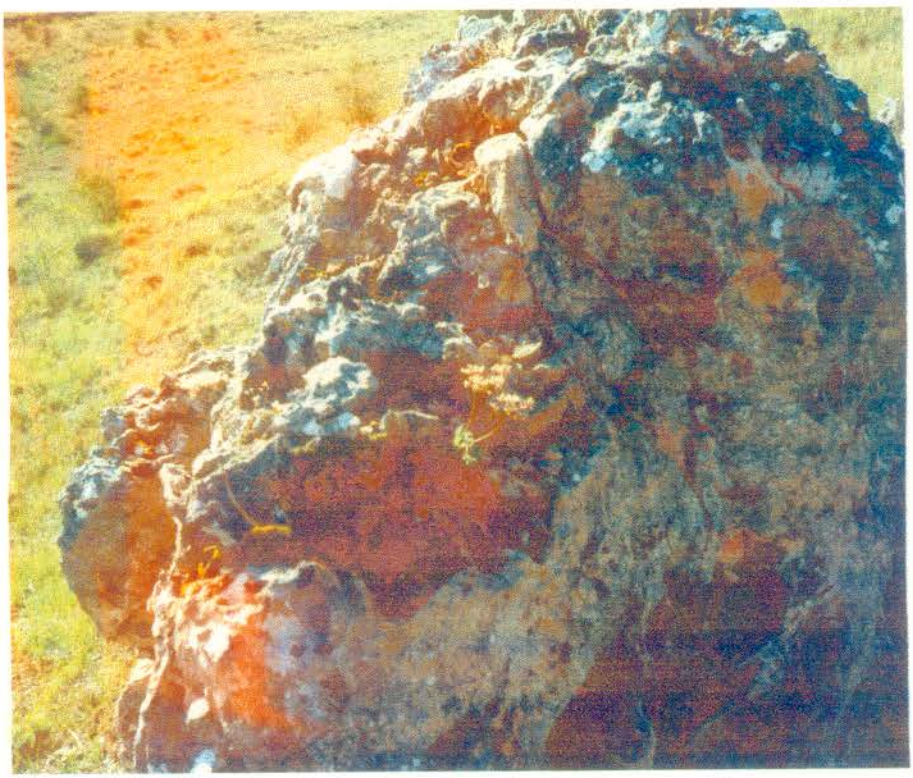
Fotografía 38 y 38 bis.

Fotografía tomada en la Paramera de Medinaceli, pero que se reproduce en todo el área de la Paramera de Sigüenza, que atestigua la funcionalidad actual de la gelifracción. El fragmento rocoso situado en primer término se ha gelifractado y, como en otros muchos casos, sólo cabe esperar un empuje para que el bloque preparado se desprenda del lugar. Esta acción se ha realizado retirando el fragmento con la mano, el resultado de lo cual se encuentra en la segunda fotografía. En definitiva, en la mayor parte de los resaltes rocosos en los que se produce gelifracción, la roca se encuentra largo tiempo fragmentada y desprendida, antes de que sea evacuada.



Funcionalidad actual de la gelifracción

Se advierte la facilidad de la roca para formar cantos. El fragmento rocoso situado en primer término se ha desprendido fácilmente con la mano, el resultado de lo cual se refleja en la segunda fotografía.

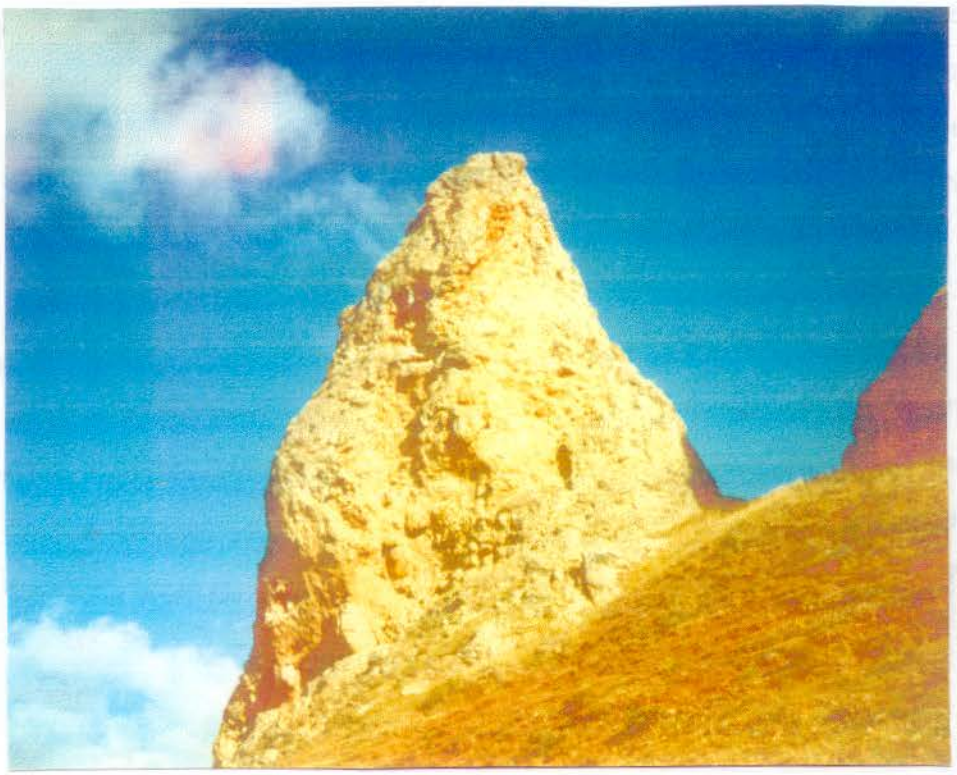


Fotografía 39

En la misma Paramera de Medinaceli, los restos de bloques rocosos deslizados a lo largo de la vertiente pueden quedar en resalte con formas prominentes, dando lugar a picozos, como los dos de Arbujuelo, uno de los cuales aparece en la fotografía. Picozo de Arbujuelo. Paramera de Medinaceli: Valle de Arbujuelo. Vista hacia el Este.

Fotografía 40.

El Altiplano de Villaseca, situado al Sur la Paramera de Medinaceli, adquiere una fisonomía muy particular. Está caracterizado por un sistema de drenaje endorreico, organizado en torno a una serie de dolinas y uvalas. En este caso la Nava del Cerro Alto, donde los materiales residuales son aprovechados para el cultivo, diferenciándose así de los terrenos yermos circundantes. Al fondo a la izquierda el Cerro de San Sebastián, límite Sur de Sierra Ministra, calificado como relieve residual de la más antigua superficie de erosión, las Dachfläche de Schwenzner. Vista hacia el Oeste.





Fotografía 41.

Las dolinas y uvalas del Altiplano de Villaseca constituían hasta hace poco lugares de encharcamiento habitual, pero el saneamiento agrícola reciente ha propiciado la excavación de canales y de los ojos naturales de infiltración, que se protegen mediante un pequeño talud circular. Estos ojos se encuentran en todas las depresiones endorreicas, en esta fotografía aparece la del Valle Largo. Paramera de Medinaceli: Altiplano de Villaseca. Vista hacia el Sur.

Fotografía 42.

La construcción de una valla de piedra, hoy derruida, que corta perpendicularmente una pequeña vaguada, permitió la acumulación de materiales, a modo de represamiento natural, con un espesor de casi un metro. Esto nos sitúa en un contexto de dinámica actual activa, a escala humana. Paramera de Medinaceli: Altiplano de Villaseca: vertiente Norte del polje del Llano Blanco. Vista hacia el Norte.





Fotografía 43

Al Sur del Cinturón de Atienza- Sigüenza se extiende la Paramera de Baides, caracterizada por la profusión de gargantas y escarpes entre superficies amesetadas. Una de las mayores y escasas depresiones es el valle de Pelegrina, labrado sobre materiales del Keuper. El contacto con el relieve amesetado de las calizas jurásicas se realiza de forma brusca como desnivel rocoso, que afecta incluso a los conductos fluviales: en el centro de la fotografía aparece un replano de calizas jurásicas, por donde desemboca colgado el arroyo de la Varenosa, que en períodos de aguas abundantes forma una pequeña cascada. Se aprecia cómo esta afluencia se localiza en una posición de inflexión sinclinal en torno a falla, que resulta especialmente favorable para el encauzamiento de las aguas. Paramera de Baides: depresión de Pelegrina. Vista hacia el Norte.

Fotografía 44.

En el sector occidental de la Paramera de Baides el Cretácico se sitúa próximo al zócalo, por lo que la sucesión de fallas se traduce en una adaptación de los estratos cretácicos, que se verticalizan para adaptarse al salto, a modo de tegumento. De esta forma se crean impresionantes paredones como el de Santamera, cortado por el río Salado. Paramera de Baides, sector septentrional. Vista hacia el Este.



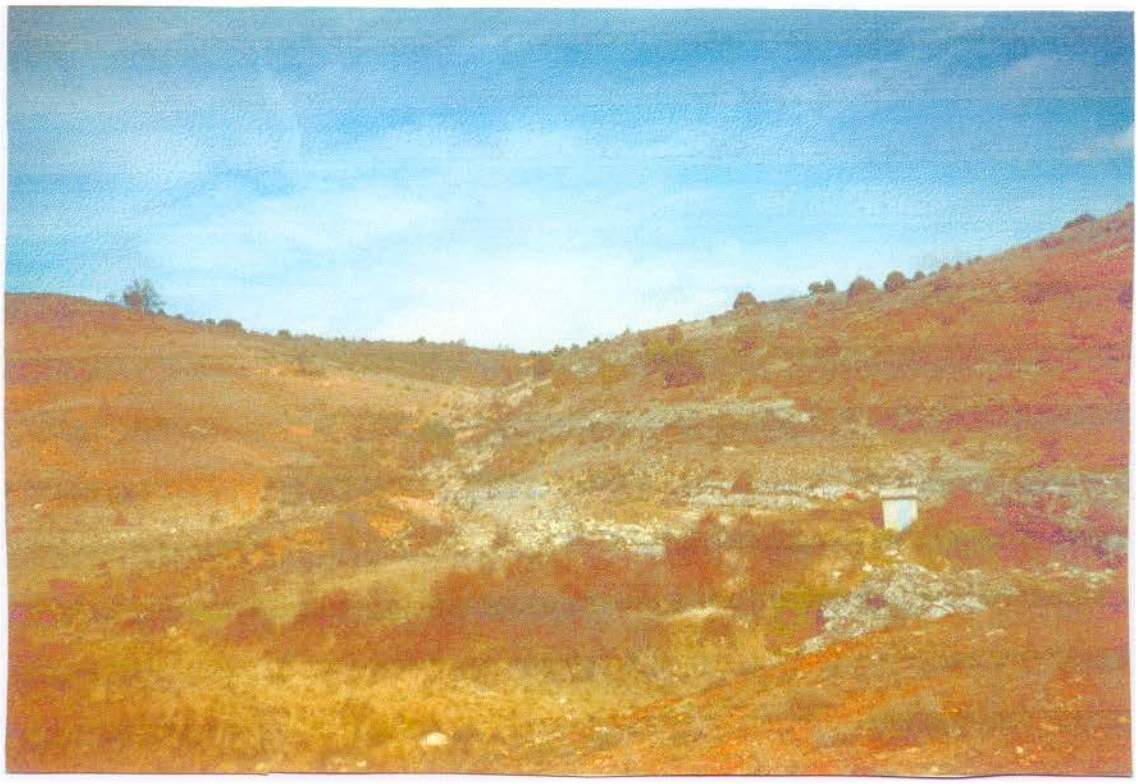


Fotografía 45.

En la Paramera de Baides el Mioceno ocupa amplios sectores en discordancia sobre el sustrato mesozoico. La erosión posterior permite descubrir importantes paleorrelieves que indican que la sedimentación miocena se produjo de una forma rápida, por un proceso de anegamiento. Una de las múltiples manifestaciones de estos paleorrelieves se produce entre Cretácico (a la derecha) y el Mioceno (a la izquierda) en una pequeña vaguada al Oeste de Peña Castilla. Paramera de Baides: Peña Castilla. Vista hacia el Norte.

Fotografía 46.

En el Mioceno de la Paramera de Baides, la intercalación de niveles conglomeráticos calcáreos crea resaltes notables entre las series detríticas más deleznables. Estos encostramientos calcáreos se asocian a granulometrías más gruesas, que sugieren situaciones rexistásicas áridas. Mioceno. Paramera de Baides: Rampa de Angón. Vista hacia el Sur.





Fotografía 47.

En lo alto de los sectores miocénicos se encuentra un nivel de grandes cantos fundamentalmente cuarcíticos, que ha sido atribuido a la raña del Plioceno. Por erosión y lavado de los materiales deleznables intermedios la profusión residual de bloques cuarcíticos tiende a formar un empedrado superficial. Paramera de Baides: Rampa de Angón. Vista hacia el Este.

Fotografía 48.

Contra el proceso de empedrado anteriormente descrito, los agricultores amontonan piedras en las lindes. Los bloques son de considerables dimensiones como indica la referencia de la carpeta de 25 cm. de ancho. El bloque de mayores dimensiones que aparece fotografiado mide 70x50x35 cm. Paramera de Baides: Rampa de Angón. Plioceno. Vista hacia el Oeste.





Fotografía 49.

Estos grandes bloques tipo raña se deslizan a lo largo de las vertientes y se acumulan en el fondo de los depósitos aluviales subactuales, recortados como terrazas (sólo a + 5/10 m del curso principal), por lo que parece lógico interpretarlos como removidos, lo mismo que en otros afloramientos considerados pliocenos en la cartografía geológica. Paramera de Baides: Valle del Regacho. Extremo Sur, próximo a la confluencia con el Salado. Vista hacia el Norte.

Fotografía 50.

Proceso de sufusión ocurrido varias veces a lo largo del fondo de una vaguada. Un nivel infrayacente impermeable favorece el hundimiento puntual de los materiales superficiales. Aguas abajo el desnivel se desvanece. Paramera de Baides: Rampa de Angón. Mioceno. Toma hacia el Sur.





Relación de gráficos:

Morfografía

1. Paramera de Sigüenza. Marco geográfico. Base cartográfica: mapa 1/1.000.000 del I.G.N.
2. Paramera de Sigüenza. Marco geográfico. Elaboración propia.
3. Pico Bordega. Fragmento del M.T.N. Hoja 433 del I.G.N.
4. Pico Bordega. Fragmento de la hoja 433 de Atienza del S.G.E. (21-17).
5. Sistema Ibérico. Estructuración espacial de las cadenas orográficas. Elaboración propia sobre base cartográfica del Mapa Geológico de España 1/1.125.000. Ed. Paraninfo.
6. Macizo Hespérico. Base cartográfica de ilustración de Terán. et al. Geografía de España y Portugal.
7. Unidades morfográficas de la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
8. Morfografía de la Rampa de Caracena: Gargantas del Tielmes y del Caracena. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
9. Morfografía de la Rampa de Caracena: Sector Norte. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
10. Morfografía de la Rampa de Caracena: Sector Sureste. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
11. Morfografía de la Depresión de Tiermes: Sector occidental. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
12. Morfología de la Depresión de Tiermes: Sector central. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
13. Morfología de la Depresión de Tiermes: Sector oriental. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
14. Morfología del Macizo de Pela: Sector occidental. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
15. Morfografía del Macizo de Pela: Sector oriental y Sierra de Bulejo. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
16. Morfografía del Macizo de Pela: Sierra de los Llanos. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
17. Morfografía del Macizo de Pela: Mesa de Cantalojas. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
18. *Morfografía del Macizo de Pela: Altiplano de Campisábalos.Elaboración propia. Base cartográfica:* curvado siena del I.G.N.
19. Morfografía del Macizo de Pela: Ensenada de Somolinos. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
20. Morfografía de la Depresión de Miedes: Alto Sorbe. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
21. Morfografía de la Depresión de Miedes: Sector del Bornova. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
22. Morfografía de la Depresión de Miedes: Valle del Alto Cañamares. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
23. Morfografía de las Sierras Planas del Norte: Sierra de Bordecorex. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
24. Morfografía de las Sierras Planas del Norte: Sierra de La Mata. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
25. Morfografía de la Paramera de Barahona: Sector Norte. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
26. Morfografía de la Paramera de Barahona: Sector Centro. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
27. Morfografía de la Paramera de Barahona: Sector Sur. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
28. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Valle de Bochones y Valle de los Prados. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
29. *Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Valle del Alto Salado. Elaboración propia. Base cartográfica:* curvado siena del I.G.N.
30. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Valle del Salado-Valdillo. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
31. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Valle del Alto Henares. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
32. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Valle del Alto Dulce. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
33. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Poyatos de Atienza. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.

34. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Serrota de La Riba. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
35. Morfografía del Cinturón de Atienza- Sigüenza: Serrota de La Guijarrosa. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
36. Morfografía de la Sierra Ministra. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
37. Morfografía de la Paramera de Medinaceli. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
38. Morfografía de la Paramera de Medinaceli: Altiplano de Villaseca. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
39. Morfografía de la Paramera de Baides: Sector Norte. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
40. Morfografía de la Paramera de Baides: Sector Suroeste. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.
41. Morfografía de la Paramera de Baides: Sector Sureste. Elaboración propia. Base cartográfica: curvado siena del I.G.N.

Morfotectónica.

42. Discordancia Mioceno- Paleoceno. Según Schröder, 1930.
43. La discordancia de Huérmeces. Según Crusafont et al.,1960.
44. El yacente del Cretácico en el ámbito del Guadarrama Oriental. Según Schröder, 1930.
45. Interpretación de la morfogénesis del Sistema Central según Solé Sabarís, 1952, luego modificada por el autor (1954).
46. Niveles tectónicos del Sistema Ibérico: tipología. Elaboración propia.
47. La doble vergencia del Sistema Ibérico según Lotze 1929.
48. Condicionamiento tectónico del trazado de los cursos fluviales de la Cuenca de Madrid. Según Cadavid, 1977.
49. Distribución de los estilos estructurales de la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
50. Direcciones tectónicas de la Paramera de Sigüenza: esquema de síntesis. Elaboración propia.
51. Direcciones tectónicas de la Paramera de Sigüenza: dirección ibérica. Elaboración propia.
52. Direcciones tectónicas de la Paramera de Sigüenza: dirección guadarrámica I. Elaboración propia.
53. Direcciones tectónicas de la Paramera de Sigüenza: dirección guadarrámica II. Elaboración propia.
54. Direcciones tectónicas de la Paramera de Sigüenza: dirección Almazán. Elaboración propia.
55. Direcciones tectónicas de la Paramera de Sigüenza: dirección Altomira. Elaboración propia.
56. Bloques tectónicos en la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
57. Esquema de las unidades morfotectónicas de la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
58. Esquema morfotectónico de la depresión ortoclinal de Miedes. Elaboración propia.
59. Determinación del desplazamiento aparente horizontal o vertical de los labios de una falla, a partir del desnivel de afloramiento que presenta una superficie de referencia específica en cada labio. Elaboración propia.
60. Esquema morfoestructural de las Cuestas de Liceras. Elaboración propia.
61. Cortes geológicos significativos de la Rampa de Caracena, según Corchón Rodríguez, F. 1971.
62. Esquema morfoestructural del Sinclinal colgado de la Sierra de Pela Occidental. Elaboración propia.
63. Interpretación sinclinal de la Sierra de Pela según Schröder, 1930.
64. Interpretación anticlinal de la Sierra de Pela según Solé y Birot, 1954.
65. Interpretación sinclinal de la Sierra de Pela según I.G.M.E.- Atienza, 1982.
66. Esquema de la falla de Somolinos. Elaboración propia sobre base cartográfica del I.G.M.E.
67. Esquema interpretativo a partir de las cotas de afloramiento de la base del Mioceno en el Altiplano de Campisábalos. Elaboración propia partir de I.G.M.E.
68. Las cotas de afloramiento de la superficie premiocena y preeocena y los bloques tectónicos en el Altiplano de Campisábalos. Elaboración propia a partir de I.G.M.E.
69. Esquema morfoestructural de las Cuestas de la Serrezuela de Huérmeces. Elaboración propia a partir de I.G.M.E.
70. Esquema morfoestructural del Anticlinal de Bulejo. Elaboración propia.
71. Sierra del Bulejo. Cotas de la superficie de estratificación Keuper-Lías. Elaboración propia.
72. Esquema morfoestructural del Área plegada de Castro. Elaboración propia.
73. Esquema ideal de los tipos de morfoestructuras que aparecen en la Paramera de Santamera. Elaboración propia.
74. Esquema morfoestructural de la Paramera de Santamera. Elaboración propia.
75. Anticlinal de Sigüenza. Estructuración tectónica. Elaboración propia sobre base del I.G.M.E.
76. Crestones curvados en el flanco Sur del Anticlinal de Sigüenza. Fotocopia de fotografía aérea a escala 1:18.000. Vuelo nacional. I.G.N.
77. Anticlinal de Barcones. Fallas morfogenéticas clave. Interpretación dextral. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.

78. Anticlinal de Alcubillas. Fallas morfogenéticas clave. Interpretación dextral. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
79. Anticlinal de Miño-Medinaceli. Fallas morfogenéticas clave. Interpretación dextral. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
80. Interpretación morfogenética del Anticlinal de Medinaceli según Gavala, 1952.
81. Esquema morfoestructural del sector central de la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
82. Las cotas de la superficie de estratificación del Keuper-Lias en el interfluvio del Henares y el Vadillo. Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
83. Las cotas de la superficie de estratificación del Keuper-Lias en Sierra Ministra. Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
84. Las cotas de la superficie de estratificación del Keuper-Lias en el cierre periclinal del Pico de San Sebastián en relación al anticlinal de Alcolea del Pinar situado al Sur. Elaboración propia sobre la base cartográfica del I.G.M.E.
85. Sinclinal de Barahona. Esquema morfoestructural. Elaboración propia.
86. Sinclinal de Valdecubo. Perfil transversal. Elaboración propia.
87. Esquema estructural de la Paramera de Medinaceli. Elaboración propia.
88. Cotas de afloramiento de la superficie Keuper-Lías en la Paramera de Medinaceli.
89. Desniveles significativos entre las Sierras planas del Norte. Elaboración propia.
90. Frentes tabulares de la Rampa de Caracena y de la Paramera de Barahona. Elaboración propia.
91. Mesas epiestructurales de Cutamilla. Concepto aplicado a gráfico de Sánchez de la Torre, 1963.

Morfolitología.

92. Ámbitos morfolitológicos de la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
93. Buntsandstein: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables. Elaboración propia.
94. Buntsandstein: morfoestructura resultante de una red hidrográfica cataclinal con escaso desarrollo ortoclinal. Elaboración propia.
95. Buntsandstein: formas típicas de cuestas sobre sectores heterogéneos. Desarrollo moderado de los cursos ortoclinales. Elaboración propia.
96. Buntsandstein: morfología tipo sobre litologías homogéneas. Elaboración propia.
97. Buntsandstein: relieve fungiforme tipo. Elaboración propia.
98. Buntsandstein: localización de las áreas de máxima pendiente en una vertiente tipo. Elaboración propia.
99. Buntsandstein: perfil tipo de crestones con fuerte buzamiento. Basado en fotografía de Gabaldón,V. et al. . 1982.
100. Buntsandstein: aspecto típico que presentan los desplazamientos de crestones por fallas perpendiculares. Elaboración propia.
101. Buntsandstein: microformas típicas sobre la superficie del Buntsandstein. Elaboración propia.
102. Buntsandstein: frentes de ataque fundamentales en las superficies de estratificación paralelas a la pendiente. Elaboración propia.
103. Lías Inferior: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables. Elaboración propia.
104. Lías Inferior: incisión de un curso de agua, fase inicial. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.
105. Lías Inferior: incisión de un curso de agua, fase rectilínea. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.
106. Lías Inferior: incisión de un curso de agua, fase de encajamiento sinuoso. Croquis altimétrico sobre fotografía aérea.
107. Lías Inferior: meandros encajados. Croquis altimétrico. Elaboración propia.
108. Lías Inferior: meandro encajado abandonado. Croquis altimétrico. Elaboración propia.
109. Lías Inferior: aspecto típico de incisión kárstica sobre fragmento rocoso. Del natural.
110. Lías Inferior: canto típico. Del natural
111. Cretácico Superior Calcáreo: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables.Elaboración propia.
112. Cretácico Superior Calcáreo: aspecto típico de la superficie del terreno. Elaboración propia.
113. Mioceno Conglomerático: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables. Elaboración propia.
114. Mioceno Conglomerático: vertientes típicas. Elaboración propia.
115. Mioceno Conglomerático: morfología de pirámides con aristas curvas. Elaboración propia.
116. Calizas del Páramo.
117. Muschelkalk: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables. Elaboración propia.
118. Keuper: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables. Elaboración propia.

119. Serie triásica: contracuestas típicas. Elaboración propia.
120. Serie triásica: litologías prominentes en las cuestas. Elaboración propia.
121. Lías/ Triásico: situaciones tipo en que los materiales del Lías generan escarpes por erosión diferencial: vertiente con Lías sobre Triásico. Elaboración propia.
122. Lías/ Triásico: situaciones tipo en que los materiales del Lías generan escarpes por erosión diferencial: vertiente con Lías sobre Keuper .Elaboración propia.
123. Lías/ Triásico: situaciones tipo en que los materiales del Lías generan escarpes por erosión diferencial: valles excavados en Keuper entre Lías. Elaboración propia.
124. Lías/ Triásico: situaciones tipo en que los materiales del Lías generan escarpes por erosión diferencial: isleos de Lías en Keuper. Elaboración propia.
125. Lías/ Triásico: esquema de escarpe de control basal y escarpe de control somital. Elaboración propia.
126. Albense: características macrolitológicas.
127. Cretácico calco-margoso: características macrolitológicas.
128. Serie Jurásica supra Lías: esquema ideal donde aparecen las características macrolitológicas más notables. Elaboración propia.
129. Control basal sobre materiales supra Lías.
130. Pérmico. Características macrolitológicas. Elaboración propia.
131. Pérmico: barranqueras pérmicas.
132. Pérmico: depósitos coluviales del Buntsandstein sobre Pérmico.
133. Pérmico: picozos andesíticos.
134. Contactos del Mioceno: corte geológico de la vertiente Este del valle del Salado, en ascenso a la Paramera Miocena. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
135. Contactos del Mioceno: ladera Norte de la Sierra de Pela. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
136. Contactos del Mioceno: Corte geológico de la vertiente Norte de la Sierra de Pela, al SW de Peralejos. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
137. Levantamiento topográfico de las barranqueras de Valhondo. Cinturón de Atienza- Sigüenza. Realizado por E. Palacios J.J. Peña y A.Rota, 1992 (fragmento).

Morfodinámica

138. Mapa de contornos estructurales de la superficie de erosión fundamental en la provincia de Teruel, según Peña Monne et al.,1984.
139. Modelo de arrasamiento parcial y total. Elaboración propia.
140. Modelo morfogenético de penillanura finipontiense y de relieve policíclico. Elaboración propia.
141. Condicionamiento estructural de la superficie de Sierra Ministra. Levantamiento taquimétrico ex-profeso. Elaboración propia.
142. La superficie A en el flanco Norte del anticlinal de Sigüenza: materiales resistentes en posición periclinal. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
143. La superficie A en el flanco Sur del anticlinal de Medinaceli: materiales resistentes en posición periclinal. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
144. La superficie A en el flanco Oeste del anticlinal del corredor de Ambrona: materiales resistentes en posición periclinal. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
145. La superficie A de Atalaya en antiforme ibérico: materiales resistentes en posición elevada. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
146. Unidades morfodinámicas de la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia.
147. Relieve fosilizado por el Mioceno en la Paramera de Baides (Salado Medio). Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
148. Relieve fosilizado por el Mioceno en la Paramera de Baides (Bajo Salado y Henares). Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
149. Relieve fosilizado por el Mioceno en la Paramera de Barahona (Noroeste). Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
150. Relieve fosilizado por el Mioceno en la Paramera de Barahona (Noreste). Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
151. Relieve fosilizado por el Mioceno en la Paramera de Medinaceli. Elaboración propia sobre la base de la cartografía del I.G.M.E.
152. Líneas límite de superficies cíclicas según Gladfelter y explicaciones alternativas. Elaboración propia. Base cartográfica, Gladfelter 1971.
153. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Cerro del Monte. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
154. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: El Carrascal. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
155. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: El Cerro. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.

156. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Mesa de Saúca. (Este). Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
157. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Núcleo anticlinal de Medinaceli. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
158. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Anticlina de Alpedroches. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
159. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: El Cuerno (NE del Anticlinal de Sigüenza). Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
160. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Torrellana. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
161. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: El Berral. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
162. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Cruz del Moroso. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
163. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Barranco del Agua. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
164. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Mesa de Saúca (NE). Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
165. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Corredor de Ambrona. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
166. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Valle del Henares: Norte de Mojares. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
167. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Loma del Cerrajón. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
168. Enlace de la superficie C y B de Gladfelter- Schwenzner: Muela de la Virgen. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
169. Impronta finimiocena. Esquema propuesto. Elaboración propia.
170. Paramera de Baides: Perfil a lo largo de la divisoria en el descenso de La Sierrezuela (Monte del Moro) hacia el Norte. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
171. Paramera de Baides: Perfil a lo largo de la divisoria en el descenso de La Sierrezuela (Monte del Moro) hacia el Noroeste. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
172. Paramera de Baides: Arroyo de los Palancares. Plioceno inserto en paleorrelieve. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
173. Paramera de Baides: Arroyo de los Palancares. Plioceno inserto en paleorrelieve. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
174. La Rampa de Angón. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
175. Evolución geomorfológica sobre un corte idealizado del valle de Arroyo de la Mentirosa. Según Agudo,C. y Serrano, E.
176. Descenso desde la Rampa de Angón al Valle del salado
177. Principales capturas fluviales en la Paramera de Sigüenza. Elaboración propia. Fuente I.G.M.E.
178. Gradas travertínicas. El travertino genera el escalonamiento aterrazado. Elaboración propia.
179. Terraza rocosa. Elaboración propia.
180. Coluviones aterrazados. Elaboración propia.
181. Modelado tipo de escalones aterrazados.Elaboración propia.
182. Perfil y tramo tipo de una vertiente de coluviones empastados. Elaboración propia.

ÍNDICE
GEOMORFOLOGÍA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

0. INTRODUCCIÓN. pag.1

0.1. LOCALIZACIÓN Y PRESENTACIÓN DEL TERRITORIO.

0.2. OBJETIVOS.

0.3. ESTRUCTURACIÓN DE LA OBRA.

0.4. MÉTODOLOGÍA.

1. MORFOGRAFÍA. pag.15

1.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS.

1.2. DEFINICIÓN MORFOGRÁFICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

1.3. ESTRUCTURACIÓN MORFOGRÁFICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.

1.3.1. La Rampa de Caracena.

1.3.2. La Depresión de Tiermes.

1.3.3. El Macizo de Pela.

1.3.3.1. La Sierra de Pela.

1.3.3.2. La Sierra de Los Llanos.

1.3.3.3. El Altiplano de Campisábalos.

1.3.3.4. La Mesa de Cantalojas.

1.3.3.5. La Sierra de Bulejo.

1.3.3.6. La Ensenada de Somolinos.

1.3.4. La Depresión de Miedes.

1.3.5. Las Sierras de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.

1.3.6. La Paramera de Barahona.

1.3.7. El "Cinturón" Central de Atienza-Sigüenza.

1.3.7.1. Las depresiones del Cinturón de Atienza-Sigüenza.

1.3.7.2. Los poyatos del Cinturón de Atienza-Sigüenza.

1.3.7.3. Las serrotas del Cinturón de Atienza-Sigüenza.

1.3.8. Sierra Ministra.

1.3.9. La Paramera de Medinaceli.

1.3.10. La Paramera de Baides.

2. MORFOTECTÓNICA pag.131

2.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS.
2.2. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA CENTRAL.
2.3. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DEL SISTEMA IBÉRICO.
2.4. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DE LAS CUENCAS TERCIARIAS DEL TAJO Y DEL DUERO.
2.5. FUNDAMENTOS TECTÓNICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.
2.5.1. Los estilos tectónicos.
2.5.2. Las direcciones tectónicas.
2.5.3. Los ejes y bloques tectónicos.
2.6. LAS UNIDADES MORFOTECTÓNICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.
2.6.1. Relieves de tegumento en zonas internas de macrobloques.
2.6.1.1. La depresión ortoclinal de Miedes.
2.6.1.2. Las cuestas de Liceras.
2.6.1.3. La rampa monoclinal de Caracena.
2.6.2. Relieves de tegumento en zonas marginales de macrobloques.
2.6.2.1. El sinclinal colgado de Sierra de Pela.
2.6.2.2. La Cuenca tectónica de Campisábalos.
2.6.3. Relieves de tegumento en mesobloques.
2.6.3.1. La bóveda anticlinal de la Sierra de Bulejo.
2.6.3.2. El área plegada de Castro.
2.6.4. Relieves de tegumento en microbloques.
2.6.4.1. Los microrrelieves invertidos de Santamera.
2.6.5. Relieves de tegumento y cobertera (estilo ibérico).
2.6.5.1. Anticlinales desventrados de Sigüenza, La Riba y Alpedroches.
2.6.5.2. Los lomazos anticlinales de Barcones, Alcubillas y Miño.
2.6.6. Relieves de cobertera.
2.6.6.1. Las mesas subhorizontales de las Parameras Centrales.
2.6.6.2. Las mesas subhorizontales de la Paramera de Medinaceli.
2.6.7. Relieves tabulares.
2.6.7.1. Las sierras planas de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.
2.6.7.2. Los frentes tabulares de la Rampa de Caracena y de la Paramera de Barahona.
2.6.7.3. Las mesas epiestructurales de Cutamilla.

3. MORFOLITOLOGÍA pag.239

3.1. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA.
3.2. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL BUNTSANDSTEIN.
3.2.1. Definición de la unidad litológica.
3.2.2. Características macrolitológicas.
3.2.3. Formas de relieve.
3.2.3.1. Macroformas en cuestas.
3.2.3.2. Macroformas aplanadas.
3.2.3.3. Mesoformas.
3.2.2.4. Microformas.
3.3. EL AMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL LÍAS INFERIOR DOLOMÍTICO.
3.3.1. Definición de la unidad litocronológica.
3.3.2. Características macrolitológicas y distribución de afloramientos.
3.3.3. Formas de relieve.
3.3.3.1. Superficies planas.
3.3.3.2. Formas relacionados con el encajamiento fluvial.
3.3.3.3. Microformas.
3.4. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR CALCÁREO.
3.4.1. Definición de unidad cronolitológica.
3.4.2. Características macrolitológicas.
3.4.3. Formas de relieve.
3.4.3.1. Superficies planas culminantes.
3.4.3.2. Superficies de planoadaptación marginal.
3.4.3.3. Formas de fondo de vaguada.
3.4.3.4. Escarpes.
3.5. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DEL MIOCENO CONGLOMERÁTICO.
3.5.1. Definición de la unidad litológica.
3.5.2. Características macrolitológicas.
3.5.3. Formas de relieve.
3.6. EL ÁMBITO MORFOLITOLÓGICO DE LAS CALIZAS DEL PÁRAMO.
3.6.1. Definición de la unidad litológica.
3.6.2. Características macrolitológicas.
3.6.3. Formas de relieve.

3.7. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS COMPLEJOS Y DE CONTACTO.

3.7.1. El ámbito morfolitológico del conjunto del Trías.

3.7.1.1. Caracteres generales y extensión.

3.7.1.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

3.7.1.3. Formas de relieve.

3.7.2. Los ámbitos morfolitológicos del contacto Triásico- Lías.

3.7.2.1. Caracterización general.

3.7.2.2. El ámbito morfolitológico del contacto lineal Keuper- Lías dolomítico.

3.7.2.3. El ámbito morfolitológico de los "isleos" de Keuper en Lías dolomítico.

3.7.3. El ámbito morfolitológico del conjunto del Cretácico.

3.7.3.1. Caracterización general.

3.7.3.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

3.7.3.3. Formas de relieve.

3.7.4. El ámbito morfolitológico del contacto Lías- Mesozoico deleznable.

3.7.4.1. Caracterización general.

3.7.4.2. Caracteres macrolitológicos.

3.7.4.3. Elementos morfológicos.

3.7.5. El ámbito morfolitológico del Permo Trías.

3.7.5.1. Caracterización general.

3.7.5.2. Caracterización macrolitológica de las unidades.

3.7.5.3. Elementos morfológicos.

3.7.6. Los ámbitos morfolitológicos del contacto Mioceno- Mesozoico.

4. MORFODINÁMICA. pag.319

4.1. LA IMPRONTA EN EL RELIEVE DE LOS SISTEMAS MORFODINÁMICOS.
4.2. LA IMPRONTA DE LA MORFODINÁMICA MIOCENA.
4.2.1. La impronta de la morfología miocena en los Sistemas Ibérico y Central.
4.2.1.1 La herencia de la morfología finimiocena en el Sistema Ibérico.
4.2.1.2. La herencia de la morfología finimiocena en el Sistema Central.
4.2.2. La impronta finimiocena en la Paramera de Sigüenza: los modelos interpretativos de Schwenzner- Gladfdelter y de Solé- Birot.
4.2.3. Análisis de la impronta de la morfodinámica miocena en la Paramera de Sigüenza.
4.2.3.1. Los relieves prominentes.
4.2.3.2. Las rampas de enlace.
4.2.3.3. Las superficies enrasadas con el relleno de las cuencas sedimentarias.
4.2.3.4. Los paleorrelieves fosilizados por los depósitos miocenos.
4.2.4. Discusión de los modelos interpretativos propuestos.
4.2.4.1. Las dificultades en la concepción policíclica de Schwenzner- Gladfelter.
4.2.4.2. Las dificultades de la concepción de Solé- Birot.
4.2.5. Propuesta de un modelo alternativo de interpretación.
4.2.5.1. El modelado de rampas de enlace y de superficies marginales de "equiplanación basal" como alternativa a los procesos generales de pediplanación.
4.2.5.2. Conclusión: caracteres del relieve finimioceno en la Paramera de Sigüenza.
4.3. IMPRONTA DE LA MORFODINAMICA PREMIOCENA EN LA PARAMERA DE SIGÜENZA.
4.4. LA IMPRONTA DE LA MORFODINAMICA PLIOCENA
4.4.1. La interpretación de la morfodinámica pliocena en los sistemas montañosos y las cuencas que enmarcan la Paramera.
4.4.2. Los procesos morfodinámicos pliocenos y su impronta en la Paramera de Sigüenza.
4.4.2.1. La impronta de los procesos "continuistas".
4.4.2.2. La impronta de los procesos de sustitución.
4.4.2.3. La impronta de los nuevos procesos de incisión.

4.5.LA IMPRONTA DE LA MORFODINÁMICA CUATERNARIA
4.5.1. La impronta morfodinámica del Cuaternario en el interior de la Península.
4.5.1.1. La dinámica fluvial y el modelado de las terrazas.
4.5.1.2. El periglaciarismo.

4.5.2. La impronta morfodinámica del Cuaternario en la Paramera de Sigüenza.
4.5.2.1. El modelado de los valles.
4.5.2.2. El modelado de las terrazas.
4.5.2.3. Dinámica de vertientes y acciones periglaciares.
4.6. LA IMPRONTA MORFOLOGICA DE LOS PROCESOS ACTUALES.

5. CONCLUSIÓN pag.493
5.1. PLANTEAMIENTOS PREVIOS.
5.2. LAS GRANDES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA Y SU ARTICULACIÓN ESPACIAL
5.2.1. Los retazos colgados de las rampas de enlace.
5.2.1.1. La Rampa de Caracena.
5.2.1.2. El Macizo de Pela.
5.2.1.3. La Paramera de Barahona.
5.2.1.4. Sierra Ministra.
5.2.1.5. La Paramera de Medinaceli.
5.2.1.6. La Paramera de Baides.
5.2.2. Las depresiones de erosión diferencial.
5.2.2.1. La Depresión de Tiermes.
5.2.2.2. La Depresión de Miedes.
5.2.2.3. El surco de Atienza-Sigüenza.
5.2.3. Los relieves tabulares.
5.2.3.1. Las sierras de Bordecorex, Hontalbilla y La Mata.
5.3. SÍNTESIS DEL MODELO DE EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA PARAMERA DE SIGÜENZA

6. BIBLIOGRAFÍA pag.537
6.1. INTRODUCCIÓN.
6.2. CUERPOS BIBLIOGRÁFICOS (ORDENACIÓN CRONÓLOGICA POR TEMAS).
6.3. LISTADO POR AUTORES.

ANEXO FOTOGRÁFICO pag.657
RELACIÓN DE GRÁFICOS