



**ABRIR CAPÍTULO 3**

## 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 modelos 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 está 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 finipontense**".<sup>1</sup>

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

---

<sup>1</sup> 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”<sup>2</sup>

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 posttectónica 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.

---

<sup>2</sup> 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.

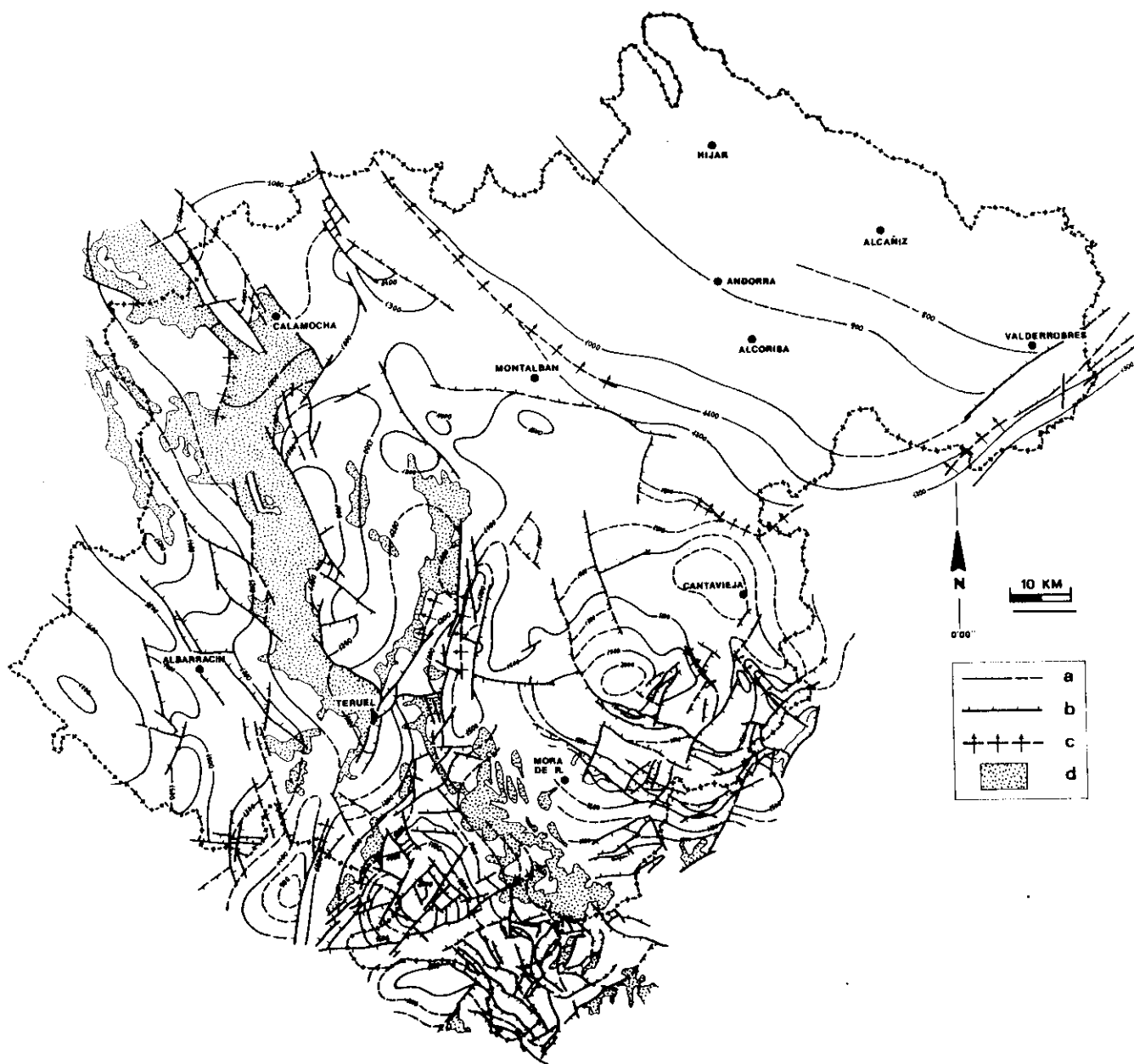
Un segundo aspecto restrictivo es el del **carácter de penillanura** que señaló inicialmente Solé. Este término ha sido sustituido por el menos comprometido de "superficie de erosión fundamental" (Peña et al., 1984), que, por el contrario, resulta extraordinariamente impreciso.

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 **Pontense** (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.<sup>3</sup>

---

<sup>3</sup> 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 **sobresaldrán** 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<sup>4</sup>). 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<sub>2</sub> de Schwenzner).

---

<sup>4</sup> 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)

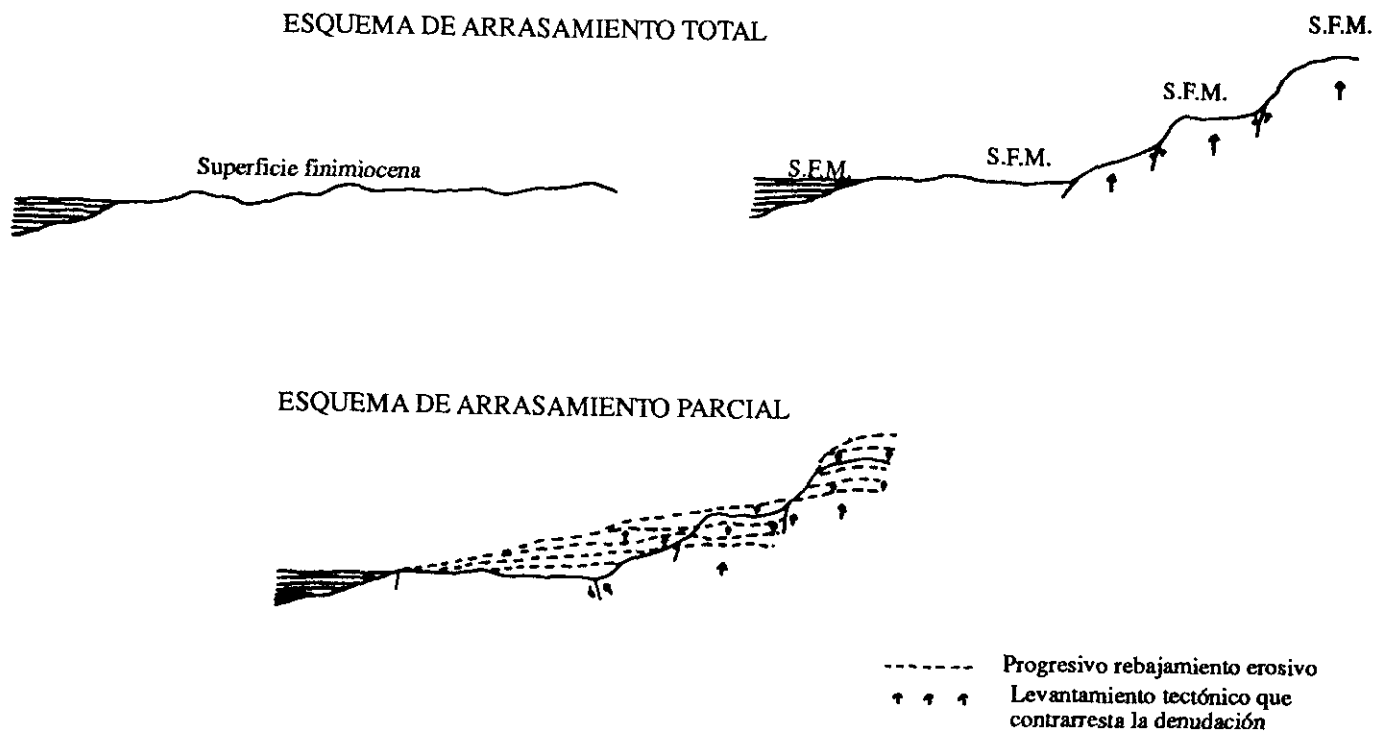


Fig. 139

4.2.2. La impronta de la morfodinámica miocena en la Paramera de Sigüenza: los modelos interpretativos de Schwenzner- Gladfelter y de Solé- Birot.

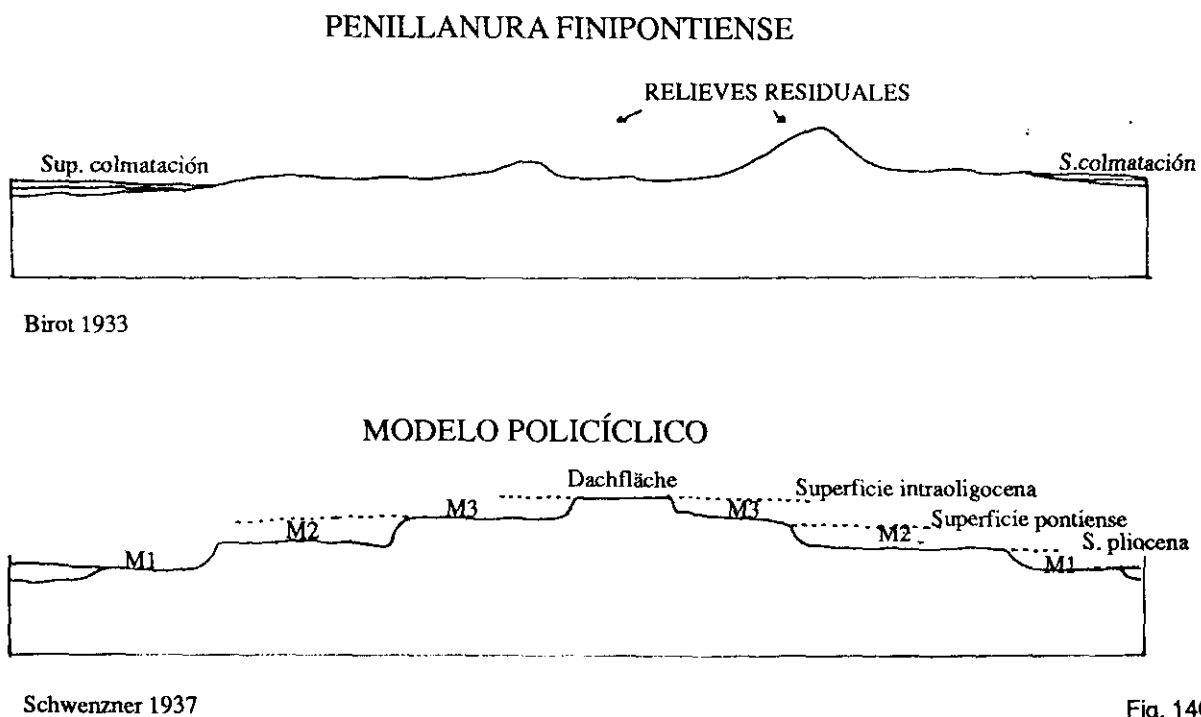
Entre el modelo de arrasamiento total del Sistema Ibérico y de arrasamiento parcial del Sistema Central, en la Paramera de Sigüenza han sido formuladas dos interpretaciones básicas, que parten de Birot, 1933, y de Schwenzner, 1937, cuyos principios fundamentales se exponen a continuación: (fig. 140)

En 1933, **Birot** identifica en la Meseta de Sigüenza - sin precisar límites - una amplia superficie de erosión, que considera **penillanura finipontense**. 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)



#### 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 Bodega 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 Bodega** la prominencia orográfica traduce claramente la gran resistencia de las **cuarcitas ordovícicas**, que forman enhies-tos 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.

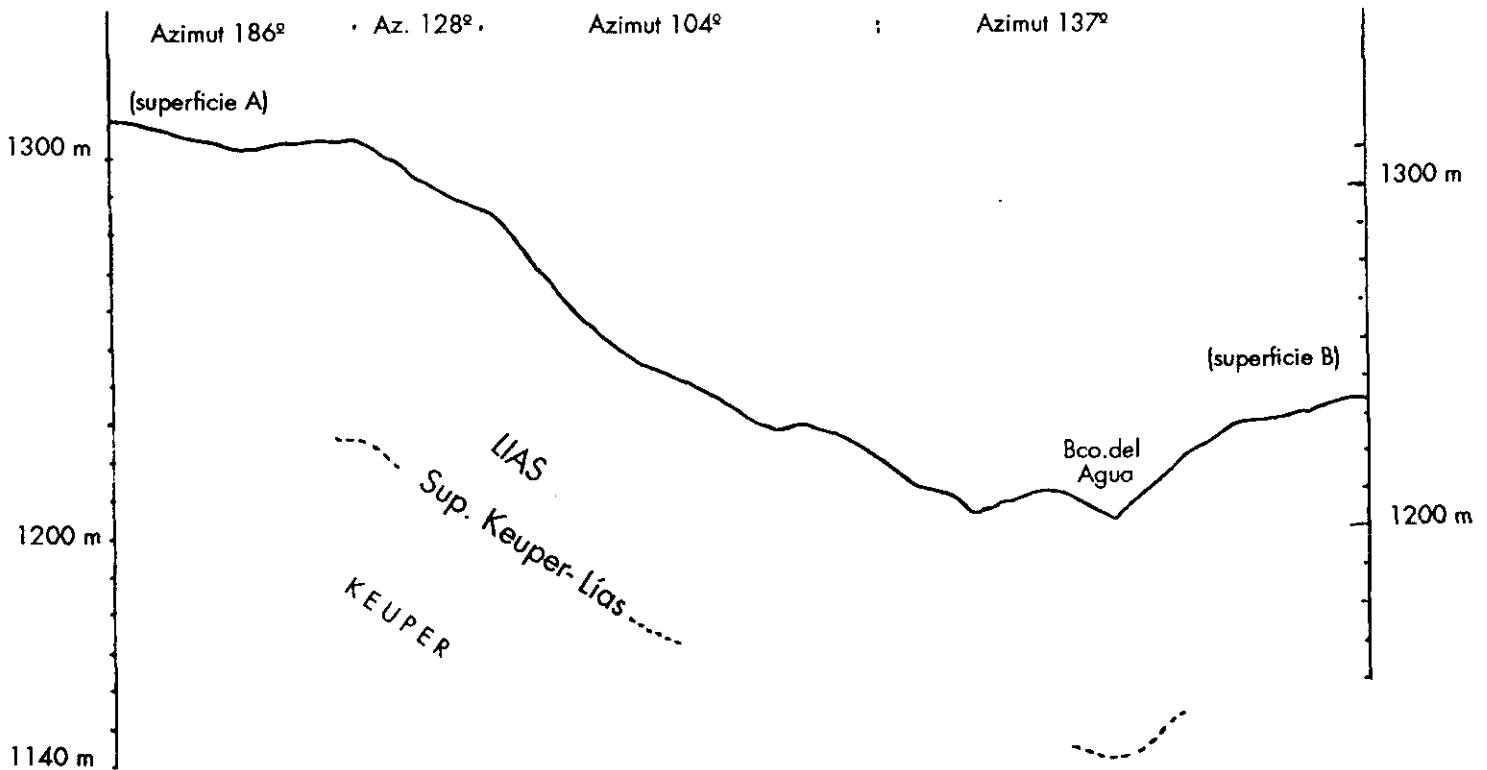
Constituye de hecho el **cierre periclinal NE** del mayor anticlinal de la Paramera, el de Sigüenza. Efectivamente, hacia el Oeste, la superficie de referencia Keuper-Lías se encuentra a 1220 m., mientras que hacia el Este ha descendido



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.



LEVANTAMIENTO TAQUIMÉTRICO  
Esc Vertical 1/2000 . Esc Horiz 1/10000

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.

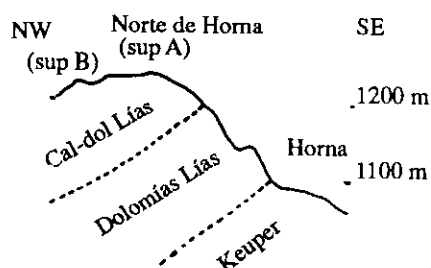
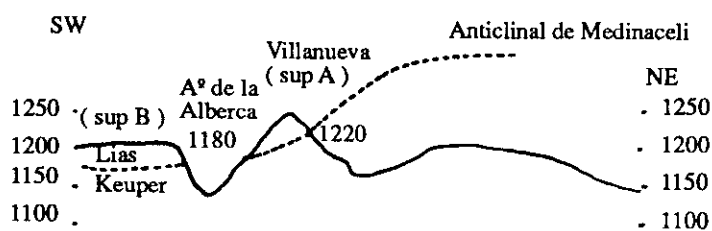


Fig. 142

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.

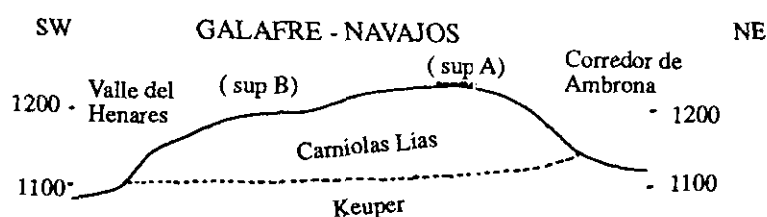


Azimut 47°. EH: 1/ 50.000 E.V. 1/10.000. Fte IGME

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 cortigua al Oeste de Ventosa del Ducado (fig. 144)



Azimet 35°. 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**.

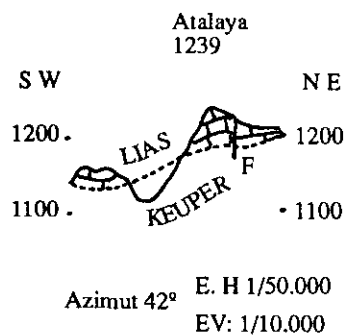


Fig. 145

La superficie A de Atalaya en antiforame 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 periclinales**, 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 dismantelamiento 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, unirlos 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 Tiernes 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.

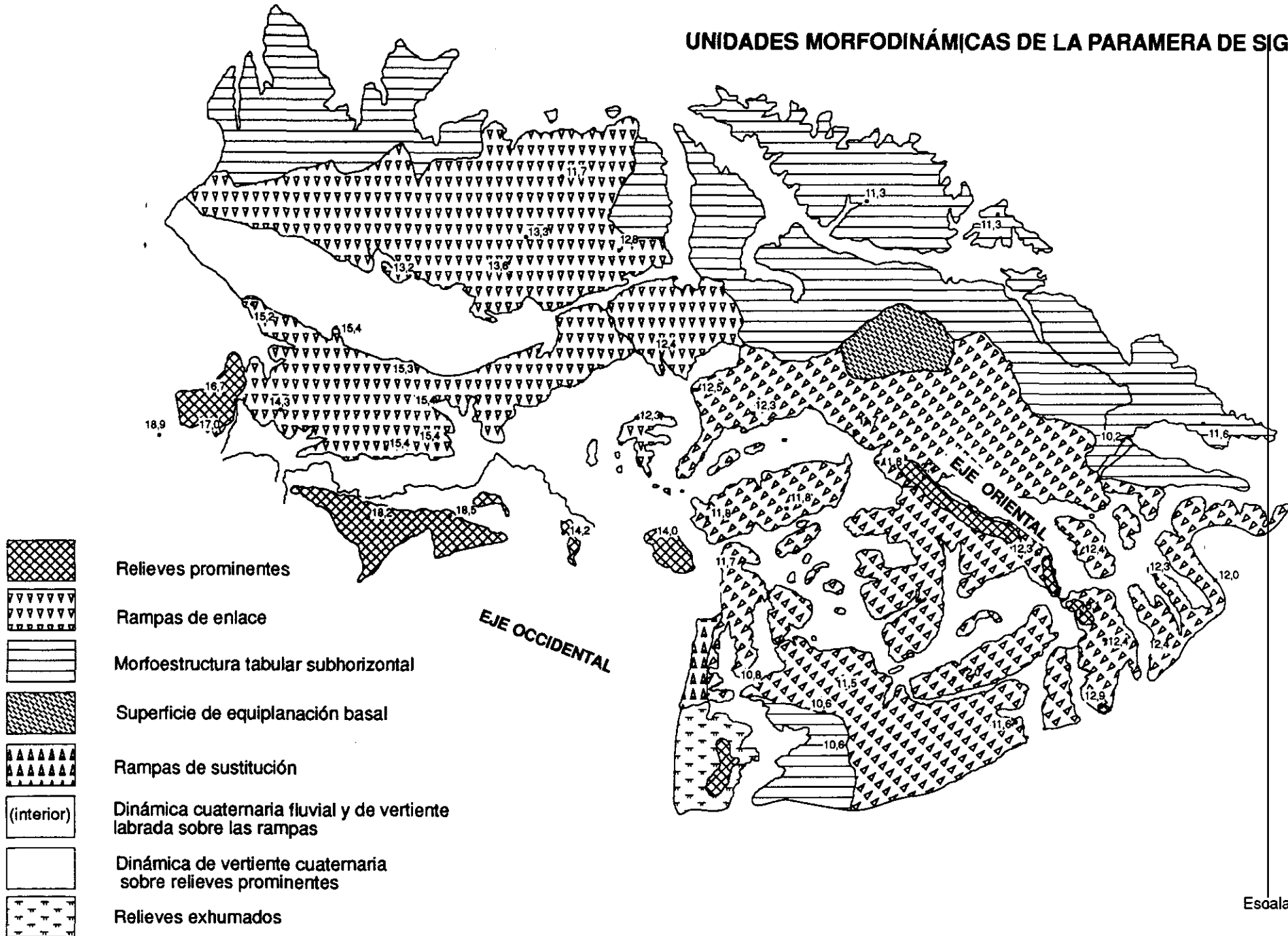
- El sector oriental de la Paramera de Sigüenza presenta una configuración muy diferente: en primer lugar, porque los relieves prominentes se encuentran en posición centrada en la Paramera de Sigüenza y no marginal y, en segundo lugar, por la menor elevación, resultado de un menor levantamiento tectónico, 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**



Hacia el Oeste el descenso hacia la Cuenca del Tajo es más prolongado, con un nivel de colmatación más bajo y mayor diversidad 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 plana, **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 un 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<sub>3</sub>**, con las particularidades de estar mucho más elevada (1500 m.) que otros restos de M<sub>3</sub>, 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<sub>3</sub>", supone, que posteriormente, por una **orogénesis postpónica** (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 puddingas inferiores" (= conglomerados miocenos) y posteriormente una desnivelación también miocena "elevación prepontense 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 (Bírot 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 fossilizados 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 prepontense (como postulan Solé y Birot, 1954), ni postpontense (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 deleznales** 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 deleznales.

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 Bordecora). 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 cobertura 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;

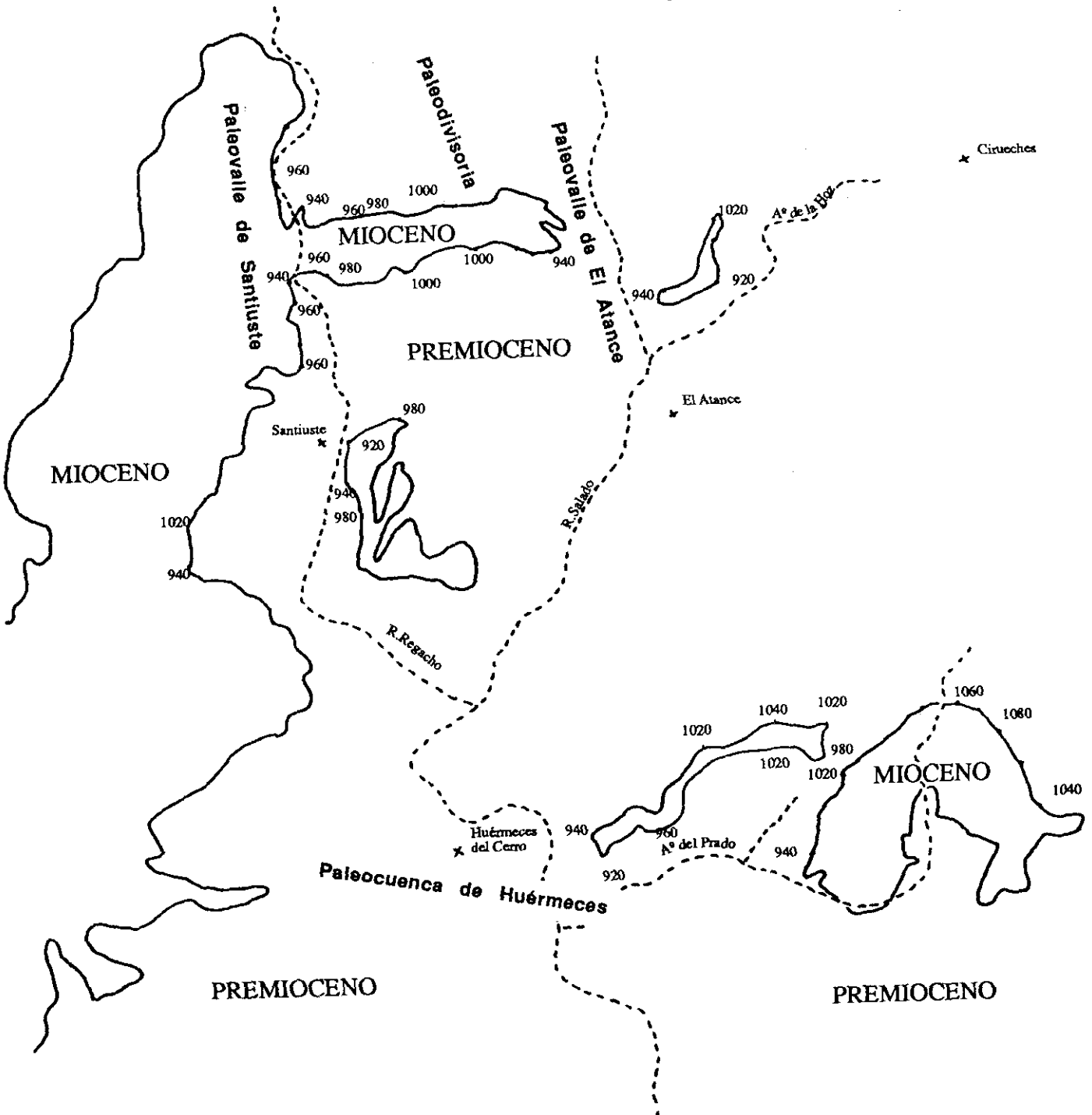
- **paleovalle de El Atance**, fácil de reconstruir a partir de los testimonios de dos paleovertientes que descienden desde el Este y desde el Oeste (La Tabla). Aunque los afloramientos no llegan al fondo, la profundización que indican es mayor que en el valle anterior;

- **paleodivisoria Intermedia Santiuste- El Atance**. La prolongación del afloramiento de Santiuste hacia el Este muestra la existencia de un paleoumbrales 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".<sup>5</sup>

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 Negro**, 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 Valdejudíos**, 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

---

<sup>5</sup> 1960 CRUSAFONT, M.; MELÉNDEZ TRUYOLS, J. El yacimiento de vertebrados 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.

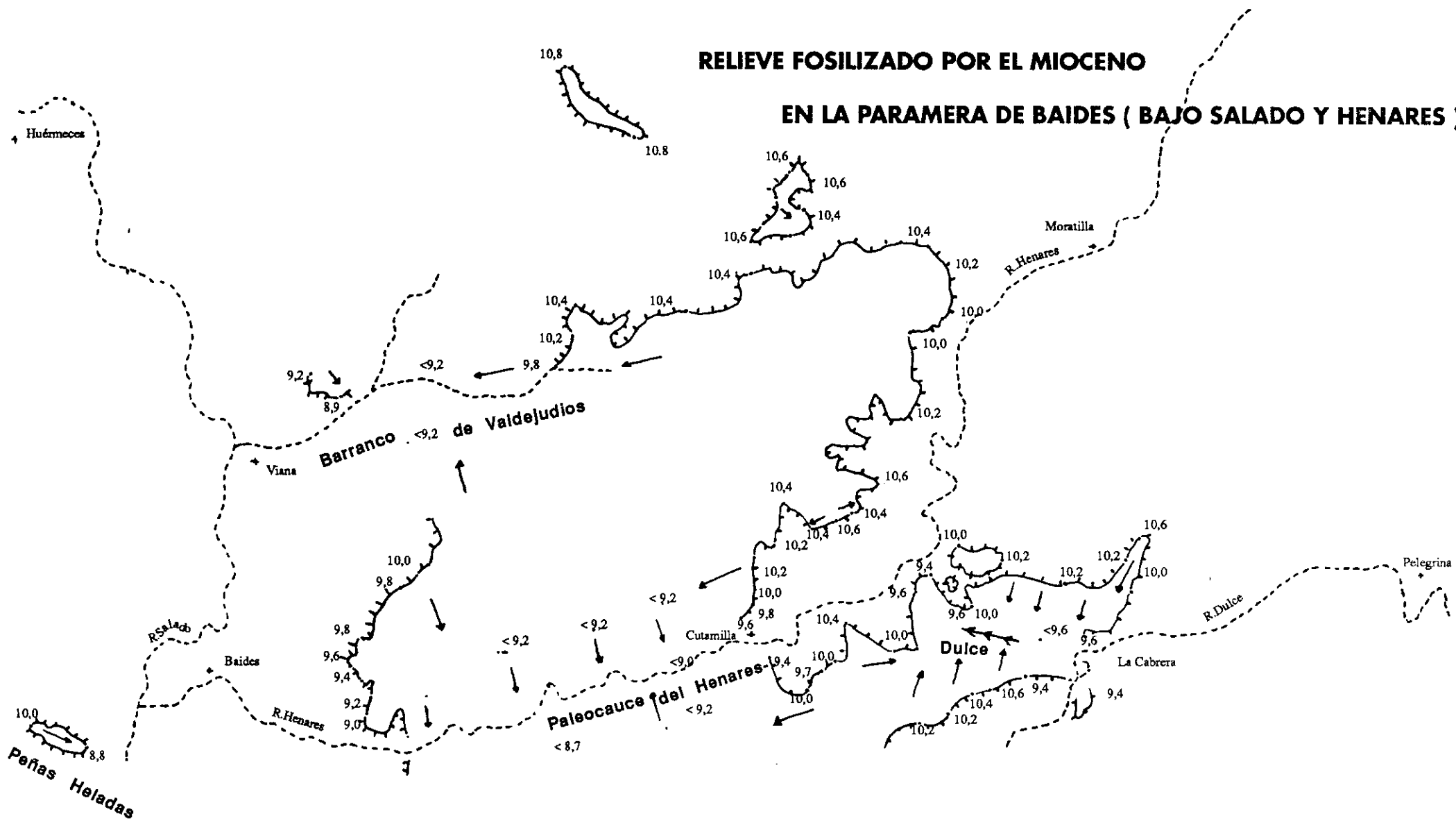
- Al pie del escarpe se dibuja una **paleocuenca en torno al Henares, entre Cutamilla y Baldes**, que destaca unos 100 m. más deprimida que una divisoria que corre en paralelo al Norte. Las incisiones de las barranqueras que actualmente desembocan en el Henares, indican que se trataba de una paleocuenca ancha.





Se plantea como problema la relación que haya podido tener esta paleocuenca premiocena con el tramo actual del Henares, entre Baldes 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 premioceno que siguiese al actual Henares (tramo Moratilla- Cutamilla). El estreñimiento 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 )



-  Paleovergente
-  Paleovalle
-  Mioceno
-  Plioceno

Límite de afloramiento de los materiales miocenos

Escala 1:50.000  
Fuente IGME  
Cotas en Hm.

Fig. 148

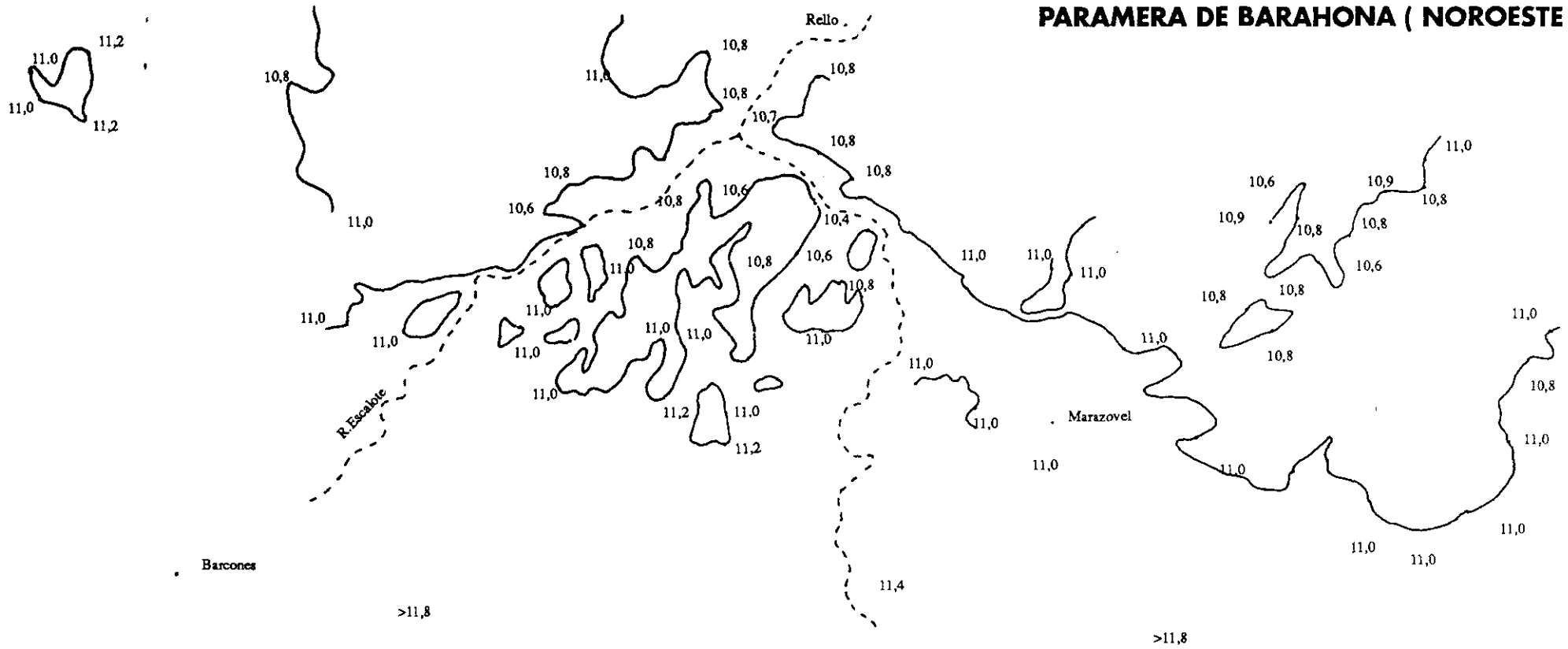
§ 2. El paleorrelieve premioceno al **borde de la Cuenca del Duero se presenta variado**: en la Paramera de Barahona los afloramientos describen una amplia rampa, que desciende suavemente hacia el Norte. Por el contrario, en la Paramera de Medinaceli el declive es más acusado y se realiza además mediante 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

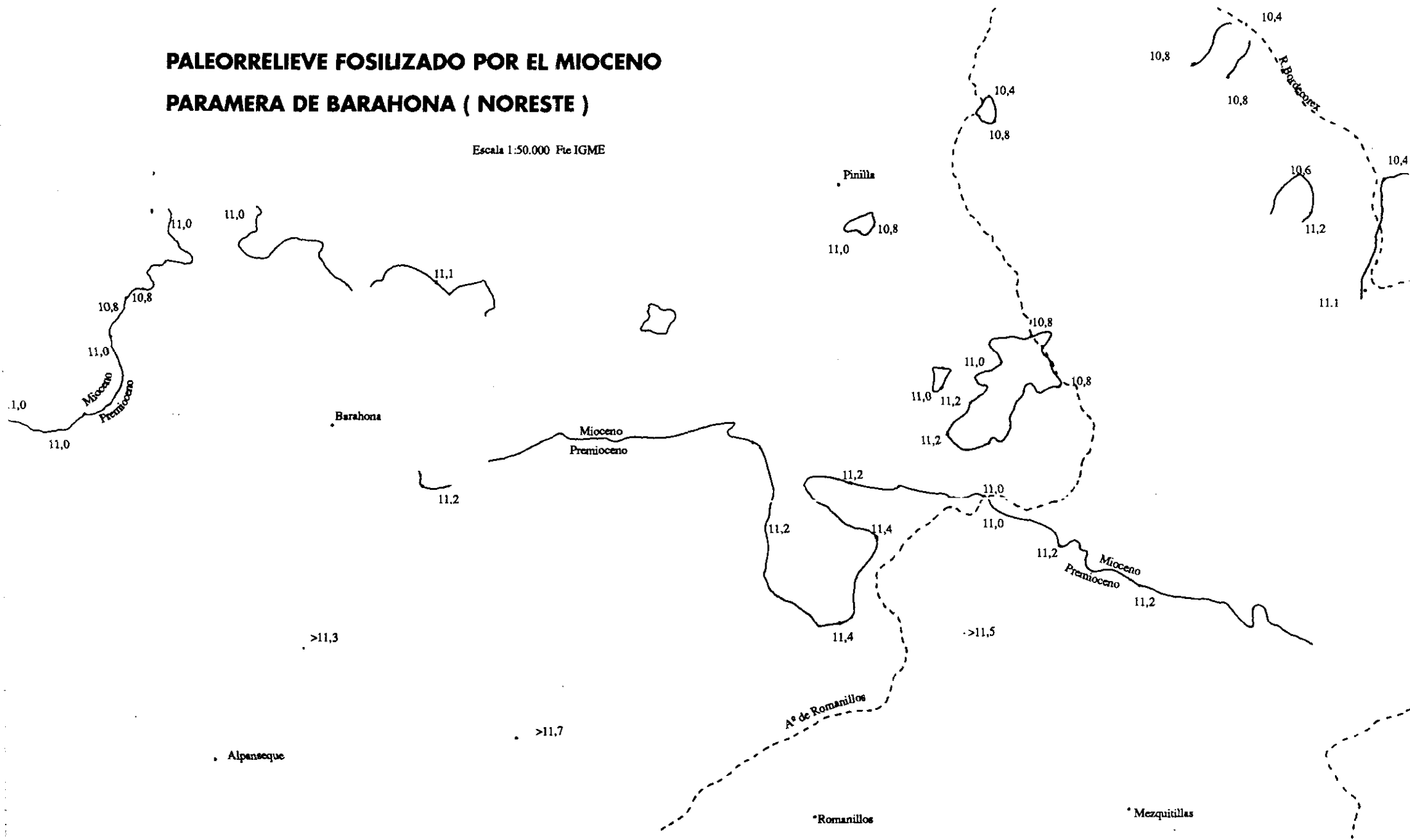


Fig. 150

§ 2.b. En la **Paramera de Medinaceli** el paleorrelieve de la cuenca “es **excesivamente energético**, 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 Lodaes- 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 A<sup>º</sup> 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 Lomeda, 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

◆ Valladares

Escala 1:50.000

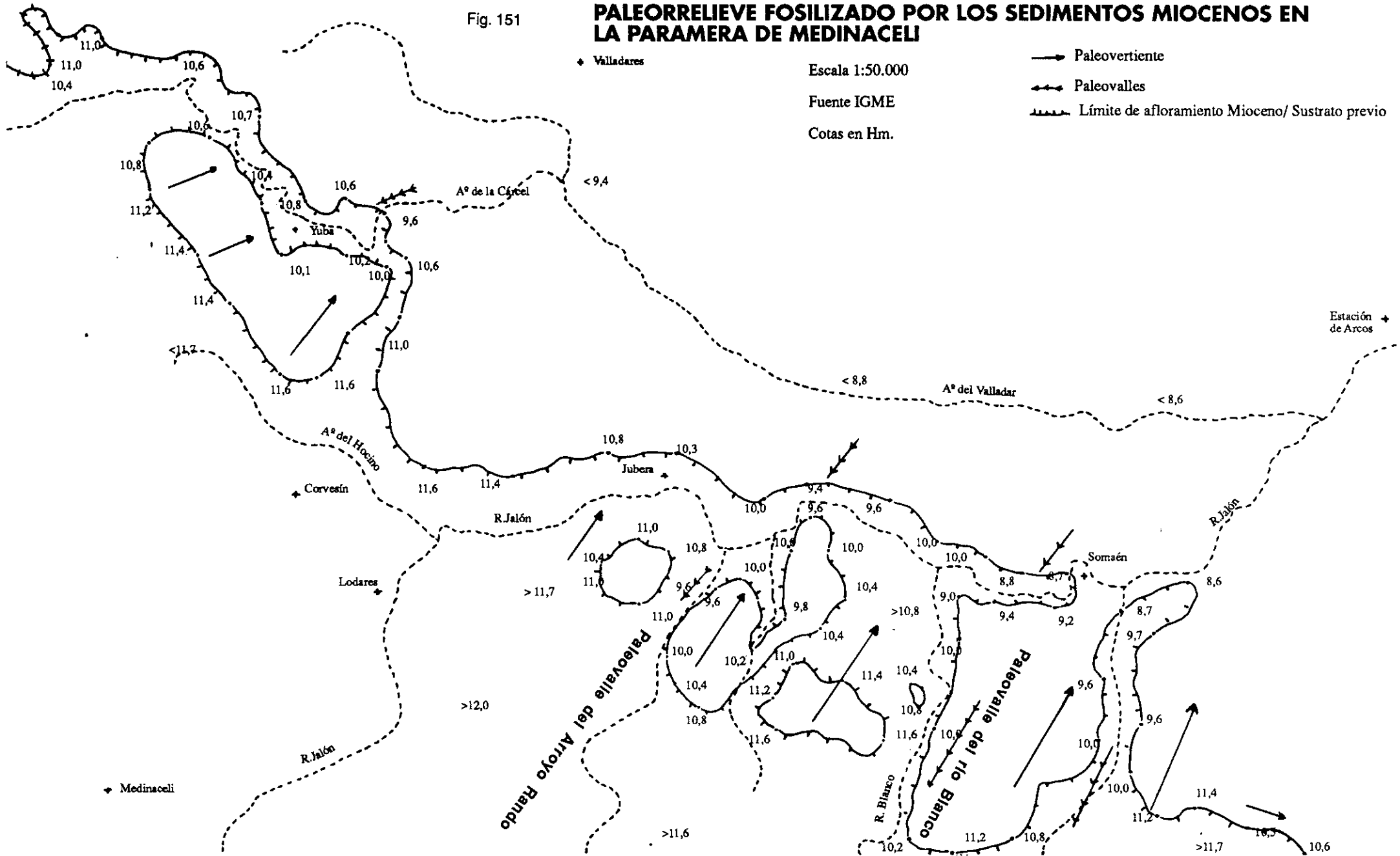
Fuente IGME

Cotas en Hm.

→ Paleoverdiente

↔ Paleovalles

--- Límite de afloramiento Mioceno/ Sustrato previo



§ 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. <sup>6</sup>

- 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.

---

<sup>6</sup> 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 rellorando", 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 las 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.

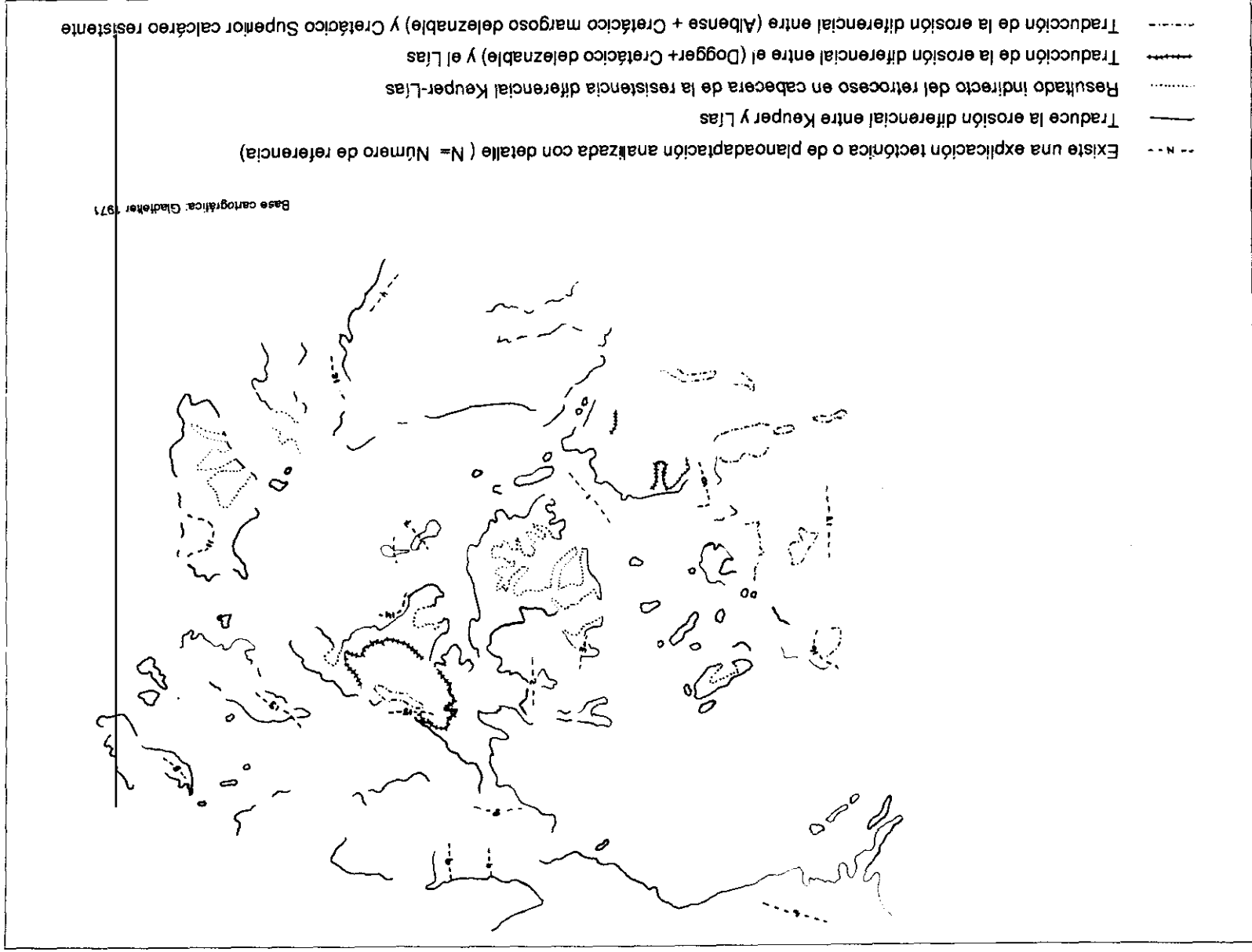
Además de las objeciones teóricas ya señaladas, el análisis de los **casos concretos** resulta significativo. Para ello se puede tomar como base de análisis la cartografía de los niveles escalonados realizada por Gladfelter en la cuenca del Alto Henares. En este mapa están indicados, con detalle y precisión, 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)

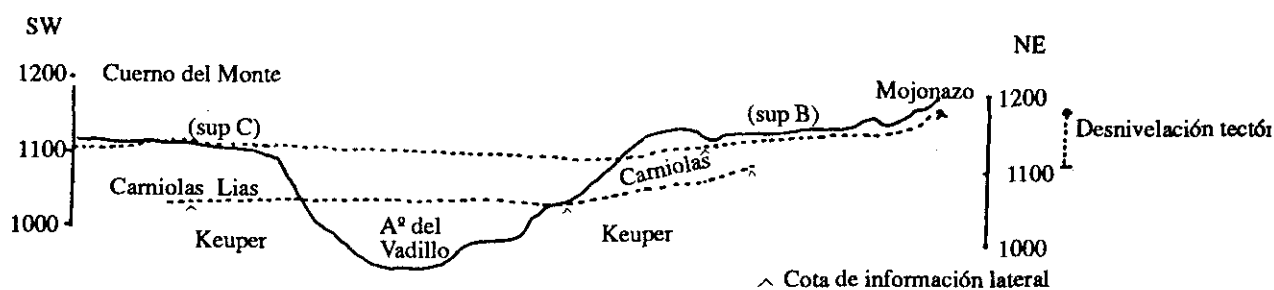
LÍNEAS LÍMITE DE SUPERFICIES CÍCLICAS SEGÚN GLADFELTER Y EXPLICACIONES ALTERNATIVAS

Fig. 152



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- retiene 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.



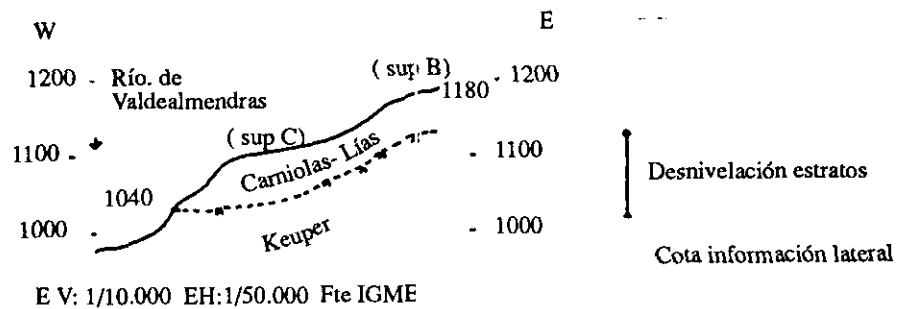
E H: 1/50.000 E.V: 1/10.000

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



§ 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-Lias 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).

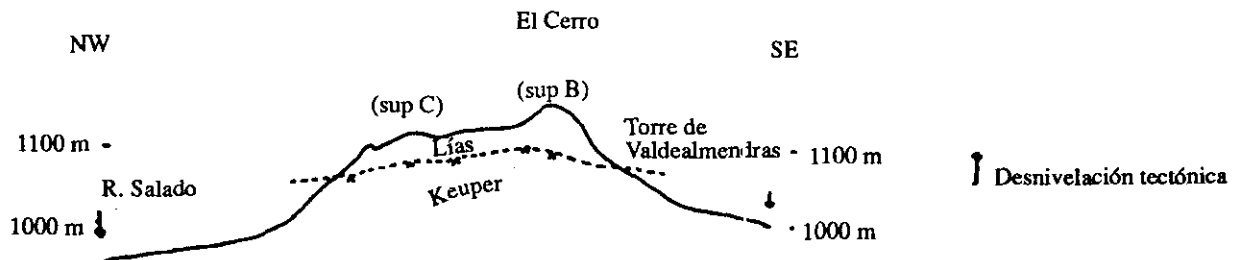
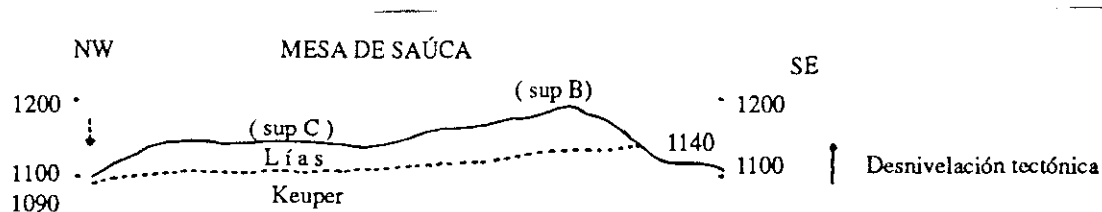


Fig. 155

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 relanos 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 Medinacell. (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.

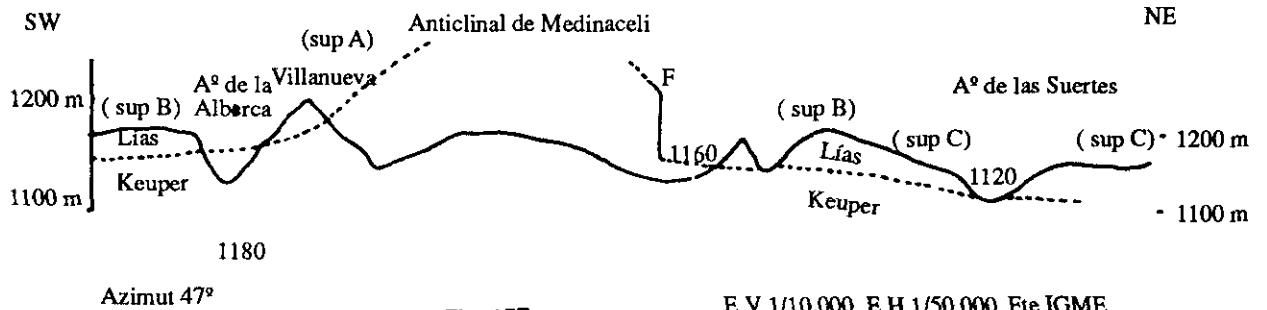


Fig. 157

§ 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).

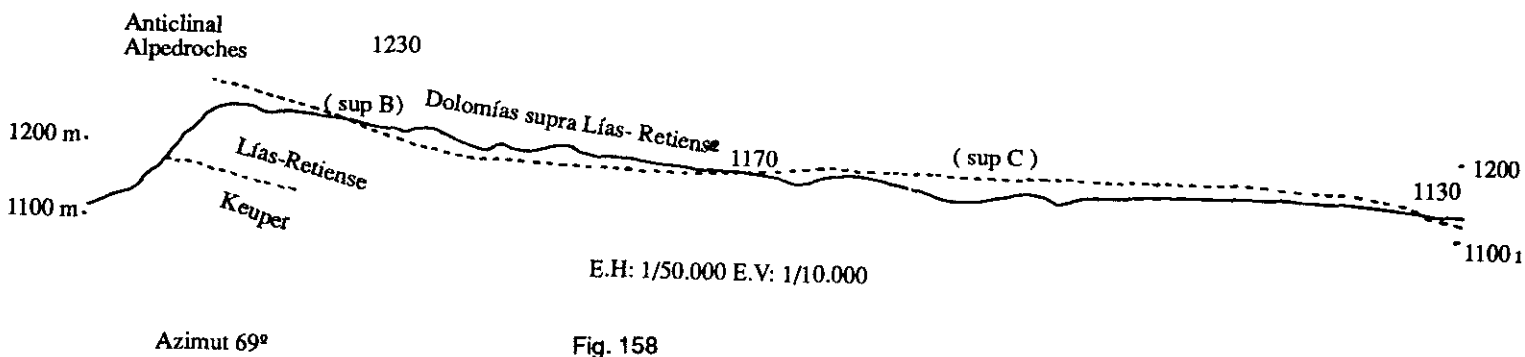


Fig. 158

§ 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 monoclinual 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.

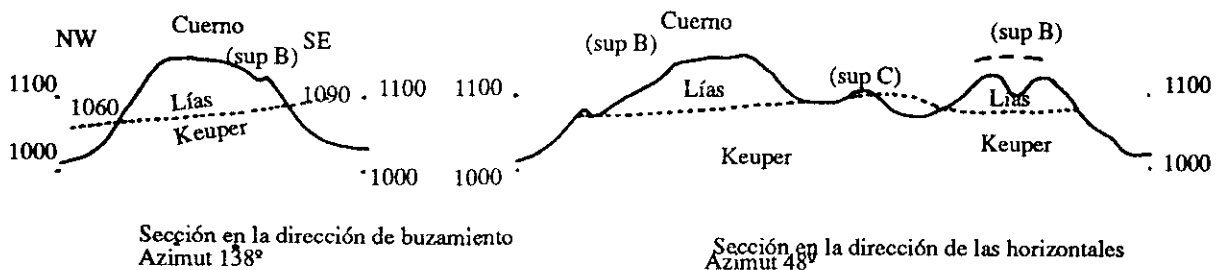
La intersección de esta situación con la disección general hacia el NW, hacia el valle del Henares, implica que el nivel resistente del Lías es cortado a cota más baja en el centro (nivel C a 1120 m.) y más elevada en los laterales (superficie B a 1149 - 1160 m.).

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



En resumen, la diferenciación de los dos niveles erosivos corresponde a distintas posiciones del estrato resistente del Lías, más o 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.

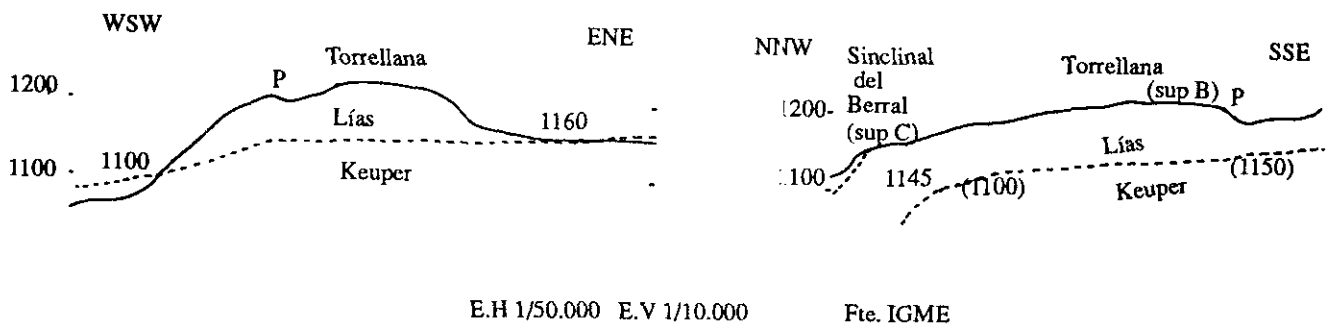


Fig. 160

§ 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 :

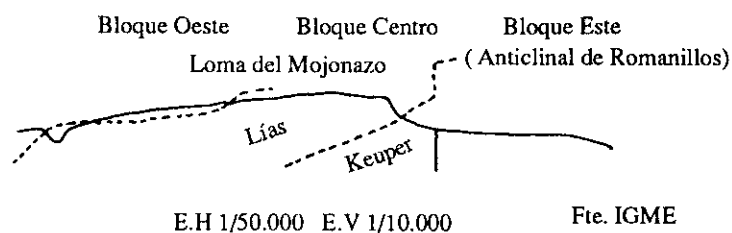
Se reconocen tres pequeños bloques tectónicos, progresivamente elevados hacia el Este:

- 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

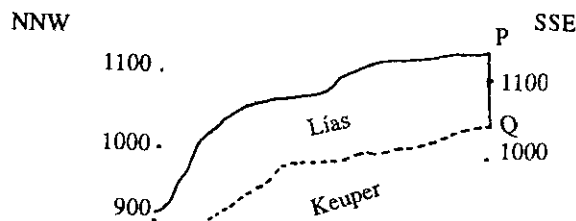
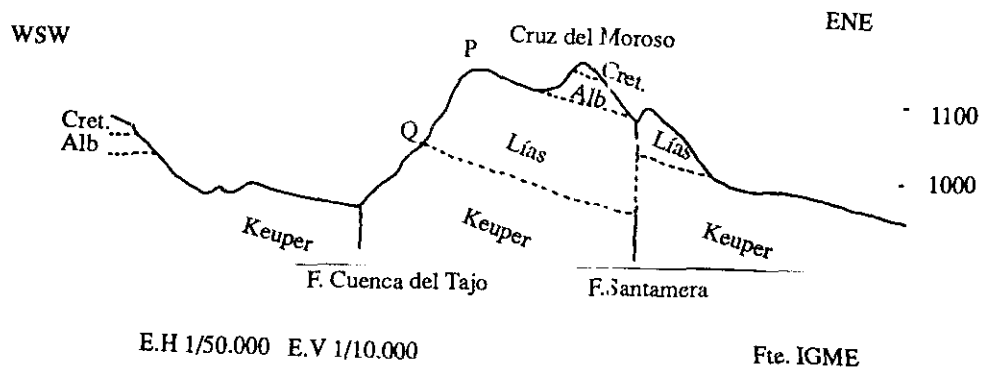


§ 10. El caso quizá más complejo de todos se sitúa en la **Cruz del Moroso**. (fig. 162). Se localiza esta elevación en una astilla tectónica de reemplazo de dirección ibérica, esto es, se encuentra entre dos fallas terminales, una oriental, que se prolonga hacia el Norte (falla de Santamera- Somolinos) 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 guadrarrámica, que lo eleva también tectónicamente respecto a los materiales situados más al Sur.

Un tercer factor, la aparición de un nivel blanco intermedio, el Albense, le da un carácter local escalonado y prominente a la culminación.

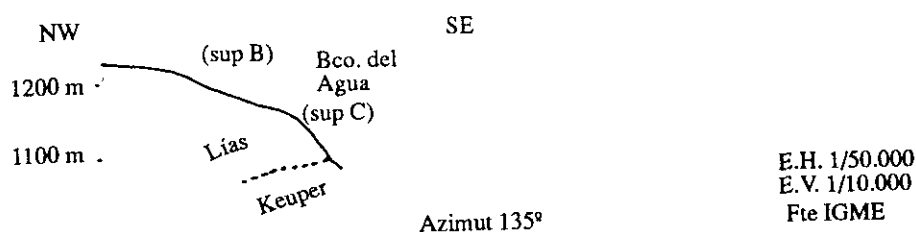
Fig. 162



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.

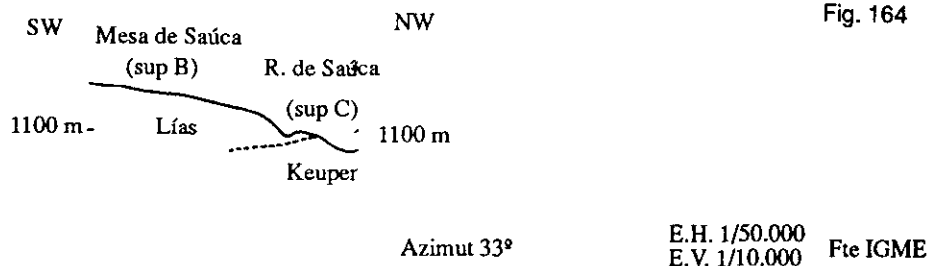
§ 11. De esta forma interpretamos la superficie de descenso de la Mesa de Sierra Ministra hacia el **Bco. del Agua**, (fig. 163) donde la pretendida superficie C aparece inclinada y sin quiebro brusco respecto a la culminación.

Fig. 163



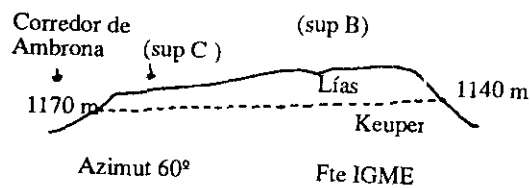
§ 12. Análogamente **junto a Saúca** (fig. 164) se advierte esta disposición de ladera de planoadaptación en un sector donde Gladfelter reconoce que ha sido más difícil la determinación de niveles cíclicos.

Fig. 164



§ 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.

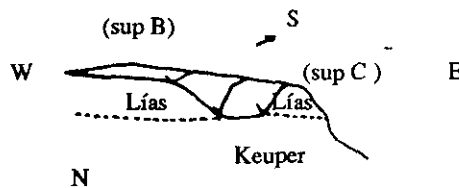
Fig. 165



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



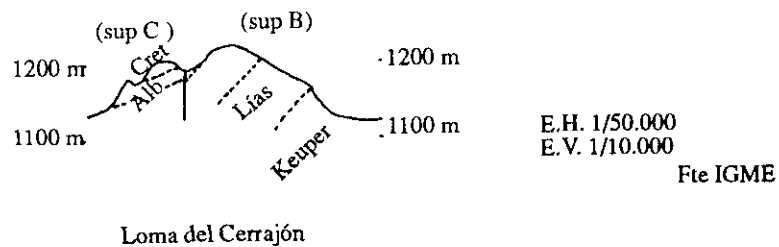
E.H. 1/50.000  
E.V. 1/10.000  
Fte IGME



§ 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



§ 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.<sup>7</sup> (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

<sup>7</sup> 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.

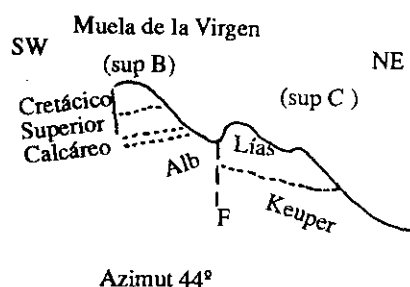


Fig. 168

E.H. 1/50.000  
E.V. 1/10.000

Fte IGME

§ 17. Únicamente 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 políciclico**, (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 deleznales 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 tectónico, 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 Bodega, 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.<sup>8</sup>

---

<sup>8</sup> Salvando las circunstancias, es como si se plantease que una isla está arrasada al observar extensas playa en determinados sectores.

#### 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 glacia-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 morfológica: 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 los 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.<sup>9</sup> :*

- 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.

---

<sup>9</sup> 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 Algorta).

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 objeción 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 geoméricamente la superficie de la elevación montañosa. La asociación inmediata a tal perfección matemática es la de una superficie arrasadora, pero la percepción 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 glaciais 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 mediocrementemente (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 equipanación 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.

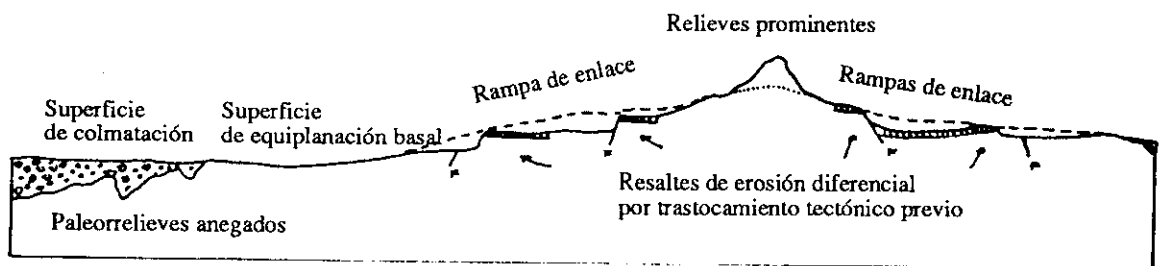
En definitiva, la impronta finimiocena corresponde a una morfología que en sus partes altas integra relieves prominentes y rampas de enlace y que, a mayor de-

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 morfogénéticas.

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 emergencias 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 puede 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 Aústico, 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 deleznable 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 estífrica) y poco al resto del Mioceno, que se considera postpa-roxístico.

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 Ludicense (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 energéticas 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-**

**zolcos** 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 arrancarían 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 glaciares, que constituye su correlato areolar. Esta doble tendencia morfogénica 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 morfológica 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 Villafranchense 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 rexiásticas de arrastre torrencial, que sucederían a largos períodos biotásticos, 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 glaciares 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 (Alfárez, 1977). En su génesis son fundamentales las variaciones de capacidad morfodinámica originadas por las 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 geomorfológicas, 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 **continuísta** respecto a la de la situación finimiocena, en un 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 finiagración. 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



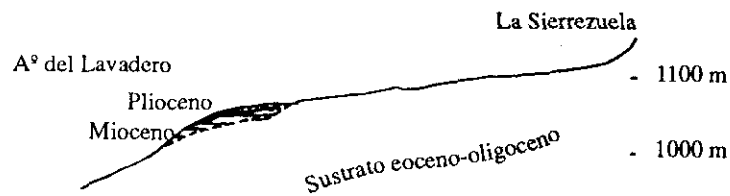


Fig. 171 Descenso desde la Sierrezuela hacia el NW  
Sedimentación miocena y pliocena  
Azimut 160° E.H: 1/50.000 E.V:1/10.000 Fte: IGME

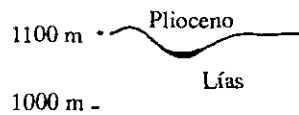


Fig. 172 Paramera Sur: A° de los Palancares  
Plioceno sobre paleorrelieve  
Azimut 160°

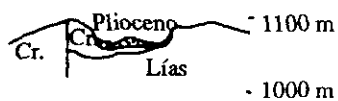


Fig. 173 Paramera Sur: A° de los Palancares  
Plioceno sobre paleorrelieve  
Azimut 60°  
E.H 1/50.000 E.V 1/10.000 Fte IGME

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, poliméricos y de estructura multidireccional**.<sup>1</sup>

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), constituyeran 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).

---

<sup>1</sup> 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 Boderá, aunque en la propia Paramera de Sigüenza sólo se presentan en La Serrezuela (Paramera de Baidés), donde señalan una paleovertiente superpuesta a su vez sobre otra paleovertiente miocena. Lo significativo es que los materiales pliocenos se sitúan 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.).

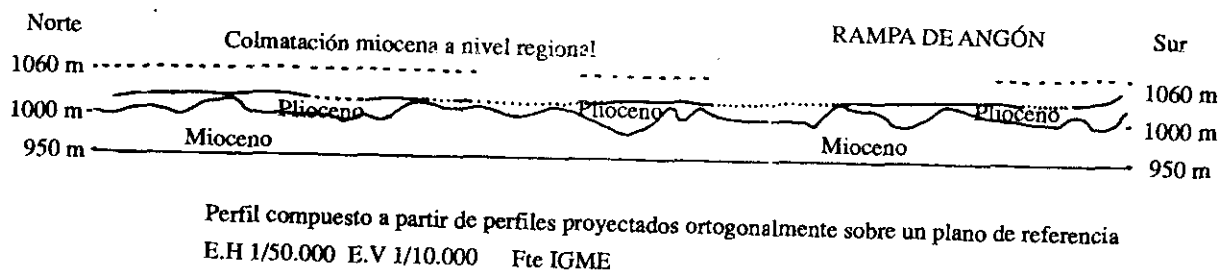


Fig. 174 La Rampa de Angón, rampa pliocena de sustitución de la rampa miocena.

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 endorreísmo 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 morfolítico 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.

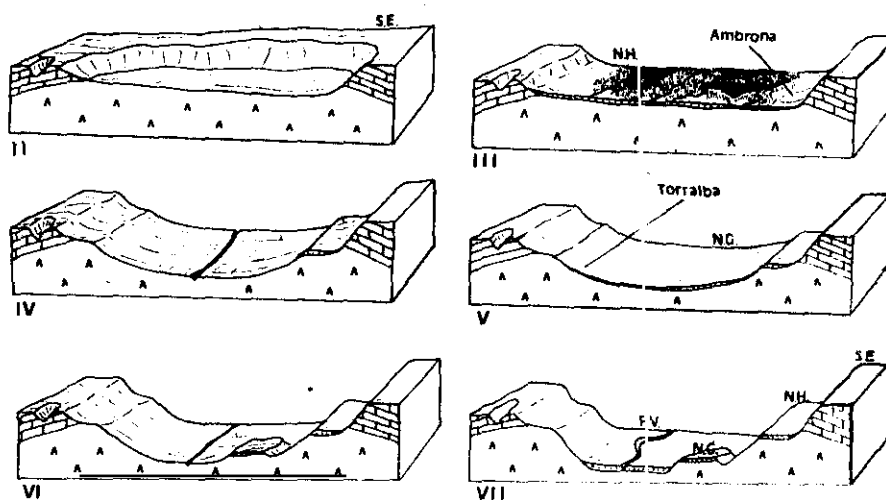
La depresión de Conquezuela presenta el interés añadido de albergar el **yacimiento paleontológico de Ambrona**. Hoy es un yacimiento colgado y marginal en un valle que ha sido excavado por la incisión fluvial posterior del Arroyo de la Mentirosa, afluente del Jalón. (fig. 175). Y aunque hoy ya no es endorreico, se puede considerar como una **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 A<sup>o</sup> de la Mentirosa (afluente del Jalón), pues en definitiva el exorreísmo 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 exorreísmo del río Jalón a este sector.



Evolución geomorfológica sobre un corte idealizado del valle del A<sup>o</sup> 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 sobre un proceso que 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 Baidés, 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-**

**reísmo**, 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 transversal 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 contrario 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 endorreicas 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 Conquezueta, en la que pervive parcialmente el endorreísmo.

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 esorrentía 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".<sup>3</sup>

#### 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 A<sup>º</sup> 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).

---

<sup>3</sup> 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.

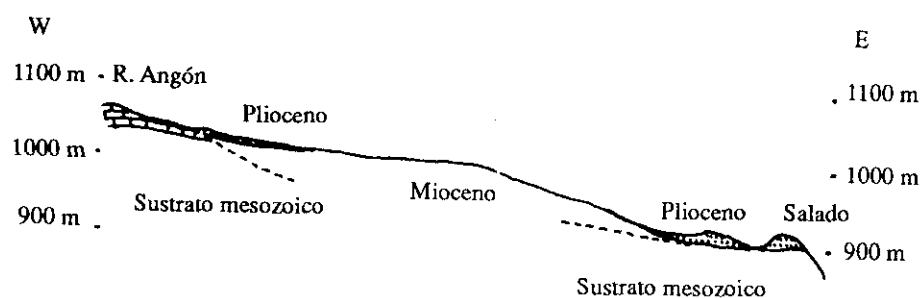


Fig. 176 E.H: 1/50.000 E.V: 1/10.000 Fte: IGME  
 Descenso desde la Rampa de Angón al valle del Salado

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 inusualmente baja, (por ejemplo en la terraza inferior del A<sup>2</sup> 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 A<sup>2</sup> 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 Baidés, 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)<sup>4</sup>, “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, (Fränze, etc.);

- durante los períodos cálidos se producirán, entre otros procesos, **alteraciones y rubefacciones**;

- el hecho mismo de la fluctuación climática implica fases morfogenéticas de

---

<sup>4</sup> 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). <sup>5</sup>;

- 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 periglaciario 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

---

<sup>5</sup> 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).<sup>6</sup>

La génesis de las terrazas se explica actualmente como consecuencia ante todo de la alternancia de situaciones morfogenéticas de **biostasla** y de **rexislasla**, que encajan precisamente de manera opuesta: serían los momentos

---

<sup>6</sup> 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= rexiestasia 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 cicónicos 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 contrario, la aridez de los períodos cálidos no parece total. Hay que tener en cuenta que un período 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, wümienses;
- 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 periglacialismo.

El descubrimiento, progresivo, de las manifestaciones periglaciares en España ha sido relativamente reciente, si bien es cierto que el **periglacialismo** cuaternario del interior de España corresponde a la variedad "**mediterránea**" (Tricart), que tiene un carácter marginal. El límite inferior de extensión del ámbito periglacial para el interior de España durante el Würm lo estableció Fränze (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 glaciario y se localiza para el Sistema Central a 1900 m. La Paramera de Sigüenza se incluye claramente en este ámbito periglacial.

Entre los procesos integrantes del periglaciario, 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, 1986) 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 periglaciario 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 **gelturbación** 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")<sup>7</sup> ;
- suelos estriados y círculos de piedra;
- cuñas (Badorrey et al. 1970) y guimaldas;
- 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 periglaciario, parecen sin embargo formas poligonales 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 Fränze, 1959, en Rello, al Norte de la Paramera de Barahona), Badorrey et al., 1970, en la Paramera de Molina;

---

<sup>7</sup> Peña Monne, J.L. et al. p.42.

- valles **disimétricos**, que también pueden producirse por otras causas (condicionantes tectónicos, efecto Bauer...);

- **nichetes de nivación**, que en ocasiones se encuentran en el límite morfogénético de evolución a las cuencas de recepción fluvial.

A nivel de microformas se han citado fenómenos de **colización** 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 periglaciaria.

#### 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 Baidés, 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 las 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 exorreísmo**.

El labrado de los valles se inició previamente en torno a los numerosos centros endorreicos plio- pleistocenos, pero el exorreísmo cuaternario supuso el establecimiento de una red continuada y mucho más incidida.

Planteamos en primer lugar la forma cómo pudo producirse este exorreísmo, 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 tectónicas 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 exorreísmo por rebosamiento pudieron consistir fundamentalmente en **anchos canales de evacuación de flujos**, 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 exorreísmo.

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”.<sup>8</sup>

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 Paleomiedes 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 superposición. 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-

---

<sup>8</sup> 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

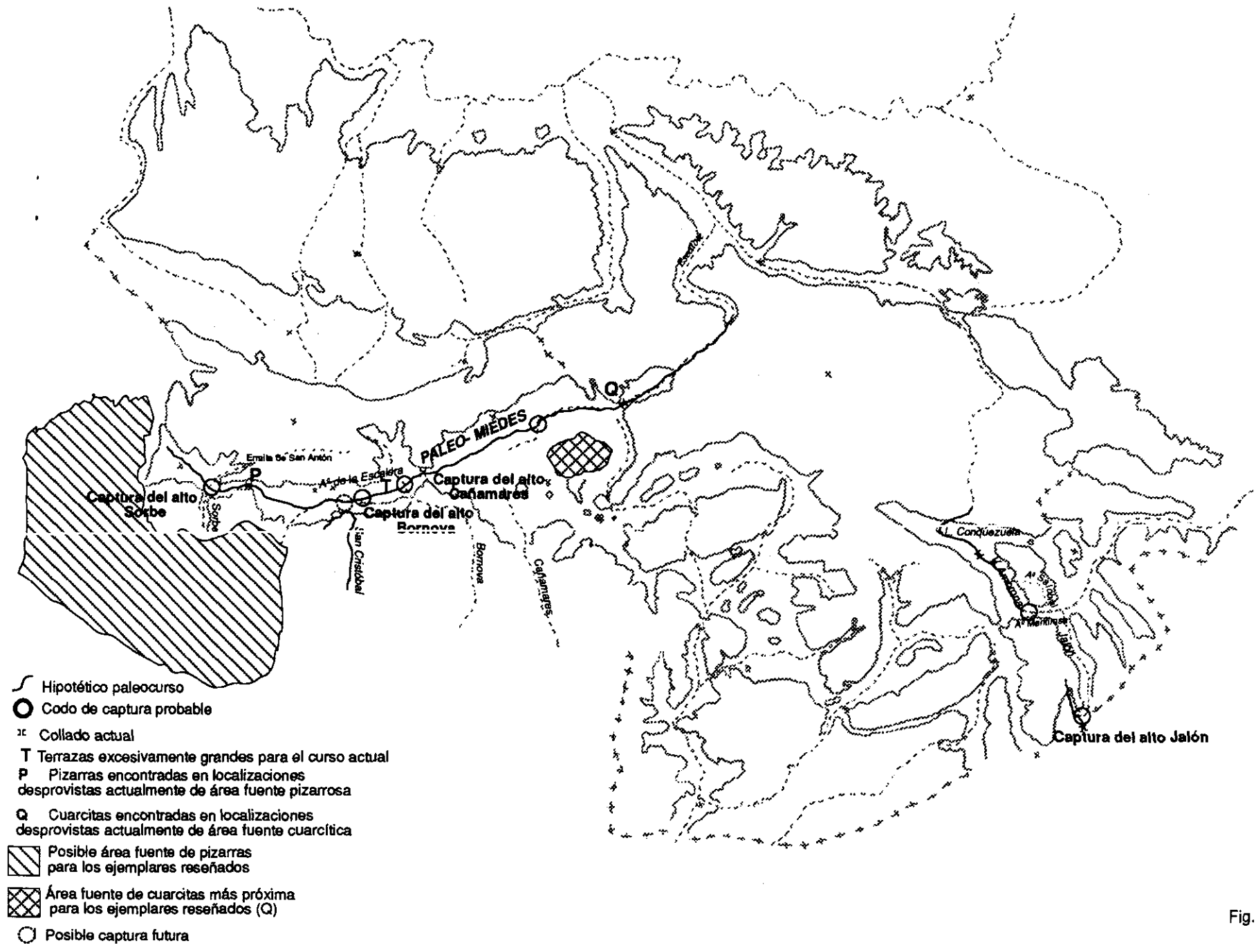


Fig. 177

nidad 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 encontrarse 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 estas 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 interstratificadas en los collados entre el Sorbe y el Bornova (al Norte de la Ermita de San Antón).

Se encuentran también casos como el del A<sup>9</sup> 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 sobre 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- Baidés, 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 articial 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 Baidés, río Salado en Santamera y Cirueches, río Talegonés, 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 Talegonés, 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).<sup>9</sup> 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 aterrizados) 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:

---

<sup>9</sup> 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 **terrazza baja** en torno a los 10 m. (6-12 m.), la **terrazza 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.

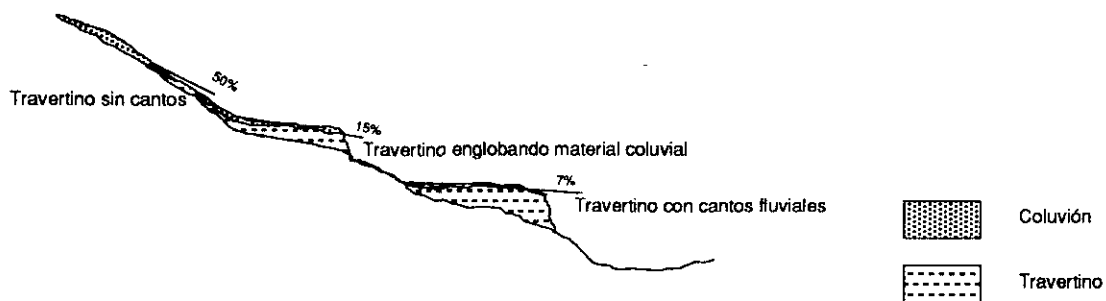


- a) Las **gradas travertínicas**. (fig. 178) (fot. 27). Se trata de niveles escalonados generados por la resistencia de material travertino cementante, en donde los cantos poseen origen aluvial (al menos en parte), mientras que la precipitación calcárea procede de la vertiente y alcanza los materiales 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 almacén 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.

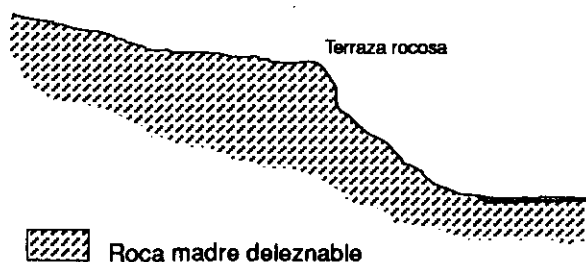


Fig. 179

Terraza rocosa

También es frecuente que los materiales aterrizados sean **coluviales**, labrados por la acción fluvial en forma escalonada. Esto se encuentra bien representado en Torralba, (A<sup>o</sup> de 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).

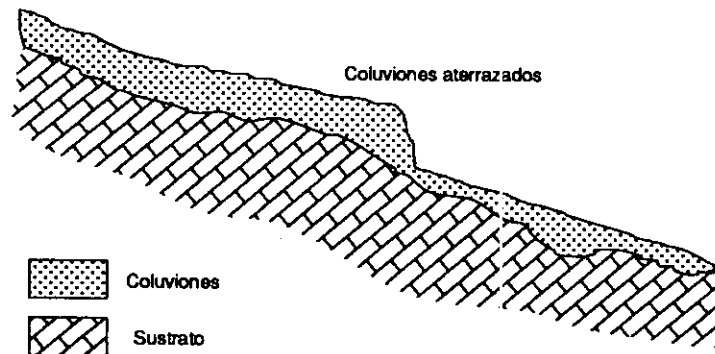


Fig. 180

Coluviones aterrizados

- c) Más frecuente es todavía que el valle esté modelado en base a **“escalones aterrizados”**. (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 ser 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 las 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 A<sup>o</sup> de la Virgen junto a Cantalojas;
- incluso sobre niveles especialmente resistentes de yesos se forman escalonamientos menores en el Keuper. (Al Oeste de Baides).

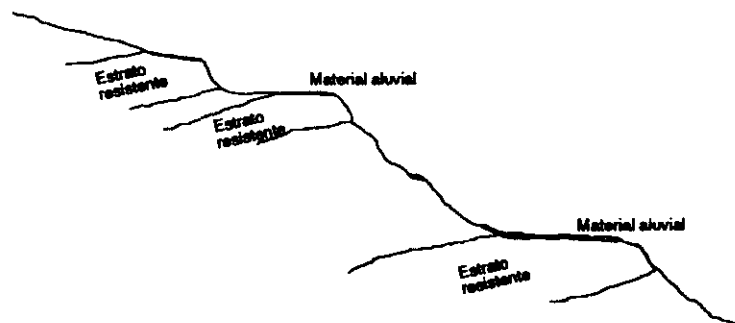


Fig. 181

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 **Influídos 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 rios 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 FuenteIgemés ni de Caltojar, donde tampoco se distinguen en el Escalote, ni en Berlanga, ni en el Bordecorex en Yelo, ni en el Talegonos 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 morfológica** 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.<sup>10</sup>

-) 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 Baidés... 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

---

<sup>10</sup> 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. <sup>11</sup>

Estas series más gruesas es preciso relacionarlas con **fases rexitásticas**: 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 rexitasia**. 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 rexitástica 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-

---

<sup>11</sup> 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.

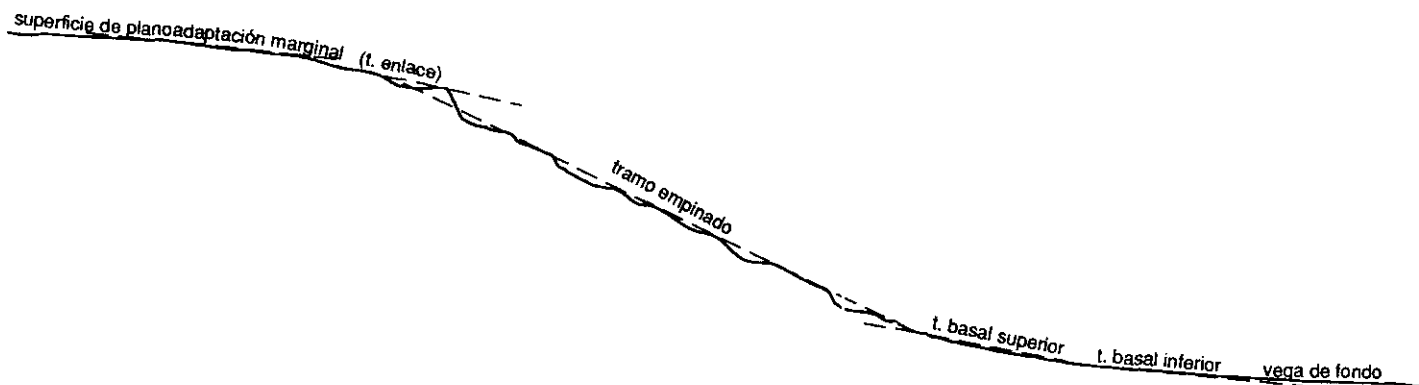


Fig. 182 Perfil y tramos tipo en una vertiente de coluviones empastados

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 deleznable, 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 A<sup>9</sup> 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 A<sup>9</sup> 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 Talegonen en Cabreriza.

La vertiente de **coluviones escalonados** se instala sobre una litología con alternancia de resistencias, pero donde predominan ahora los deleznales, 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 **eskarpe 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 eskarpe, 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).<sup>12</sup> 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 Baidés, en todos los casos sobre calizas cretácicas.

Una variedad de estos escares 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 eskarpe somital por encima de una gran vertiente de coluviones genera unas condiciones propicias al deslizamiento de bloques, que pare-

---

<sup>12</sup> Lo que supone ascender y descender con precaución.

cen ser especialmente importantes durante la última glaciación Würm, en que se combinaron condiciones rexiásticas 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 extraordinarias 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 rexiástica, 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 lascas, estrechas y finas, que se agolpan en la vertiente y se quiebran al pisar. Aquí la gelifracción actúa explotando la estructura tabeada 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 cañón 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 Baidés. 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 Tiernes, 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 periglacialismo, 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 periglacial, (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 Finiglacial (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 <sup>13</sup>. 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 cobertura 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. <sup>14</sup>

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

---

<sup>13</sup> Peña Monne, 1983, pág. 115

<sup>14</sup> 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 climáticas 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 acaravamiento, la caída de bloques y las modificaciones de origen antrópico son sin duda los procesos que dejan una marcada impronta morfo-genética 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 Tiernes, 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 **acaravamientos**. Como en otras áreas del interior de España, en la Paramera de Sigüenza tiene un carácter localizado sobre litologías deleznales, 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 biotásica 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 disimétrica** (en gamma,  $\Gamma$ ).

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 A<sup>2</sup> de la Calvilla, aguas arriba del puerto de la Ermita de San Antón, o en tantos otros sitios, <sup>15</sup> 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;

---

<sup>15</sup> 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 los núcleos de vegetación aceleran la meteorización, y por otra parte, el contexto resistástico 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 biotásica 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 este 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**. Falto 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 la 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 un 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 glacial 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, (A<sup>o</sup> 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 A<sup>º</sup> 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 Baidés. 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, Rendas, 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.<sup>16</sup>

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

---

<sup>16</sup> 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 pliolestoceña 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 acarcamientos, 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 estabilizadas: "los procesos de vertiente han perdido la importancia que tuvieron y se limitan a mecanismos menores de erosión y transporte", (Peña, 1983).<sup>17</sup>

En definitiva, la revisión de la funcionalidad de los procesos actuantes en la actualidad destruye cualquier sensación de morfogénesis paralizada que pudiera su-

---

<sup>17</sup> 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 deleznales, mayoritariamente margas y arcillas y las **áreas elevadas**, que se asocian a litologías resistentes, calizas y dolomías ante todo. El **factor morfotológico** 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 morfotológicas, 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, fundamentalmente 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 Baidés, 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 Tiernes 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 Tiernes 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 Tiernes y de Miedes existen diferencias menores, pero quizá la más llamativa sea el drenaje longitudinal de los extremos de la depresión de Tiernes, circunstancia que no se encuentra en la de Miedes, donde todos los cursos presentan exorreísmo transversal.

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 morfológica 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 A<sup>2</sup> de Fuente Arenaza, en el santuario de la Virgen en el valle del río Caracena, y en Hoz de Abajo junto al río Tiernes.

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 post-miocenos, difíciles de determinar.

Las profundas **gargantas** de los ríos Caracena, Tiernes y A<sup>2</sup> 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 Tielmes, 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 Tielmes, 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 un dispositivo fluvial de río divagante. (y apariencia de curso sinuoso de rampa) que progresivamente fue incidiendo (caso del Talegonos).

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 morfogénica 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 morfotitológico**. 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 Barrère, 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 acen tuación 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 morfo dinámica y de comportamiento morfolitológico.

En el Macizo de Pela nos encontramos en una situación privilegiada al conser varse 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 super ficie miocena **se ha heredado** en sus rasgos básicos hasta la actualidad. Este apla namiento 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 puede considerarse también como una **forma de evolución de las callzas**. 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 penillanu ra.

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 morfogénicas 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 deleznales.

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, Barrère, 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 finimioceanas**, 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 amazón 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 deleznableles 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 esorrentía 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 morfotológico. 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 morfotitológico**. 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 morfotitológicas.

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 límites 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 **morfotológico**. 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 deleznable 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 disimétricos** 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 conchas 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. <sup>1</sup>

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.

---

<sup>1</sup> Supongamos por un momento que, como al Oeste, en el Sistema Central, el material fuese más homogéneo (granitos y gneissés). 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 antecendencia, 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 morfológicas 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 A<sup>o</sup> 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 cingulo 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 morfológica 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 albenes 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 Baidés.

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 cuadrículado 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 Akolea, 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 peyatos 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 encontrar 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 despla-

miento se hubiese producido a lo largo de una única falla continua, 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 continua 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.<sup>2</sup>

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 continua 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.

---

<sup>2</sup> 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 la 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 deleznable como las arenas albenses, pudo provocar un 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 exorreica 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 plio-cuatemaria.

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 exorreísmo 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 deleznales 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 reixistásicas ligadas al periglaciario.

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-

Los fluviales simplemente dejan sus huellas sobre terrazas que ya han elaborado las vertientes por erosión diferencial.

El periglaciario 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 biotásica y edáfica que sigue a la mejoría climática postglacial y por otra parte la intervención humana, generadora de una "reexistencia 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 gelifración 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 tras 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. »

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.

---

<sup>3</sup> Comprobación personal en La Tabla (Paramera de Baidés).



## 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 **cronológicamente**. 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 glaciario, aspecto que no tiene incidencia en la Paramera; se han separado de resto de cuestiones geomorfológicas los estudios de periglaciario, 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. glaciario y periglaciario).
3. Sistema Central.- Periglaciario.
4. Sistema Ibérico.- Sectores.
5. Sistema Ibérico.- Periglaciario.
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 ESTRATIGRÁFICOS 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. glaciario y periglaciario).
3. Estudios de periglaciario.
12. Estudios tectónicos.
- 16/17 . Estudios geológicos: 16.Conjunto. 17. Sector oriental.

#### SISTEMA IBÉRICO

5. Estudios geomorfológicos ( excepto glaciario y periglaciario).
6. Estudios de periglaciario.
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).  
 2ª 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 Periglacialismo)

- (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, agrícola 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 glaciario.  
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.; UBANELLA.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 glaciario.  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol., 81 (3-4): 153-171.
2. 1984 PEDRAZA,J.  
Domas graníticas 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 cuaternarias 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 periglaciario 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 hidrolacólitos actuales en el Sistema Central español.  
Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA: 187-190.



## 4. SISTEMA IBÉRICO- GEOMORFOLOGÍA (excepto Periglacialismo).

(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 glacialismo 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 annexes.  
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 série 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'étude 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 periglaciario 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 glacial del Moncayo.  
*Tecniterrae*, 18: 1-7.
4. 1978 BOMER, B.  
Le bassin de l'Ebre et les bordures montagneuses. Étude Géomorphologique. (Resumen en Méditerranée, 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.  
*Geographica*, 2: 3-19.

4. 1979 BOMER, B.  
Les piedemonts du Bassin de l'Ebre (Espagne).  
*Méditerranée*, 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 glaciario 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 Vilel (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 érosion différentielle dans la Chaîne Ibérique.  
7<sup>e</sup> R.A.S.T., Lyon: 350.
4. 1979 MENSUA, S.; ALBERTO, F.; IBAÑEZ, 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 orientales.  
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 des 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: effets respectifs de la tectonique et du climat.  
Colloque Montagnes- Piémonts, Toulouse, 16 p.
4. 1982 PAILHE,P.  
Pour une nouvelle définition de l'érosion différentielle: 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.  
Thèse 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      GUTIERREZ,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 données sur le Quaternaire moyen de la région de la Demanda (Espagne).  
Physio-Geo, 14-15: 53-60.
4. 1985      LEMARTINEL,B.  
L'évolution 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      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.  
Sédimentation détritique et installation du réseau hydrographique sur les piémonts nord des Monts Celtibériques occidentaux.  
Bull. Assoc. Geogr. Franç., 2: 149-172.
4. 1986      ORTIGOSA,L.  
Geomorfología glaciár de la Sierra Cebollera (Sistema Ibérico).  
Inst. Est. Riojanos, 77 p.

- 4.1987 ALONSO OTERO,F.; GONZÁLEZ MARTÍN,J.A; UGARTE,F.  
Sur l'évolution de trois grandes dépressions karstiques de la Serrania de Cuenca (Espagne).  
Mediterranée, 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 Cordillera 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 periglaciario 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 periglaciario d'altitude du domaine méditerranéen et abords, Strasbourg. Univ.  
Louis Pasteur: 177-185.
5. 1977 GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J.L.  
Karst y periglaciario 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 periglaciario del Moncayo.  
Geographicalia, 7/8: 3-24.
5. 1981 PAILHE, P.  
Quelques modèles d'origine périglaciario, nivale et éolienne de la Chaîne Ibérique orientale.  
Recherches Geograph. Strasbourg, 16-17: 101-105.
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. 1990) GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J.; GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. Derrubios crioclasticos y eta-  
pas frías en el área de Molina de Aragón (Guadalajara). I Reunión Nacional de Geomorfología.  
1: 169-179. Teruel.

## 6. CUENCA DEL TAJO. GEOMORFOLOGÍA, DEPÓSITOS CUATERNARIOS

(4.1880-82) CASTEL,C.

Descripción física, geognóstica, agrícola 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 Torrelozónes.

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 origen 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 las 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. Méd., 8: 79-92.
6. 1970 BADORREY, T.; GUERRA, A.; PINILLA, A.  
Fenómenos de periglaciario 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. Field 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 litéos) 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: aportacio-  
nes 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 VAUDOOUR, 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.  
Modèle periglaciaire dans les vallées du paramo calcaire au SE de Madrid.  
Actes Symposium sur les versants en Pays méditerranéens. Aix- en- Provence, 1975, CE-  
GERM, 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 geomorfológicas 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.  
Encroulements, croutes et caparaces calcaires dans le région de Madrid.  
Méditerranée.
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 Almodovar 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 Cuaternario 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 ESTREMER, 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 terrasses pliocènes et pleistocènes 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 sedimentación 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 Tierra 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- mine-  
ros, 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 geomorfo-  
lógicos.  
I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mine-  
ros, IGME, 6 (2): 717- 740.
7. 1982 OLIVÉ, A.; PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P.; ARAGONÉS, E.; CARRERAS, F.; MOLINA, E., GUTIE-  
RREZ ELORZA, M.  
El sistema de terrazas del río Carrión.  
I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico- mine-  
ros, 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 BROSCHKE,K.U.  
Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica.  
Est. Geográficos, 39 (151):131-161.
8. 1982 BROSCHKE,K.U.  
Formas periglaciares antiguas en la Península Ibérica. Posibilidad de una consideración climá-  
tica.  
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 português.  
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 actuels 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.; LERANZO 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. PROCESOS ACTUALES EN EL INTERIOR DE ESPAÑA

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 paraactual 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 hidrolacólitos actuales en el Sistema Central español.  
Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA: 187-190.

- 10.1988 GARCÍA RUIZ,J.M.; LASANTA,T.;SOBRÓN,I.  
Problemas de evolución geomorfológica en campos abandonados: 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'exemple 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 VIALARD,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.  
6<sup>e</sup> R.A.S.T., Paris, 297 p.
- 13.1978 VIALLARD,P.  
Tectogenèse de la Chaîne Ibérique; 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'évolution tectonique du fossé néogène 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 dépôts 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 profonde 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 Bodega y el Anticlinal de Fíba 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, tectoniques, métamorphiques 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.

## 17. ESTUDIOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL SISTEMA CENTRAL ORIENTAL

- (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 Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spanien.  
Zeit. Deutsch. Geol. Ges.,80 : 409- 482.
- 18.1929 LOTZE,F.  
Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges.  
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), 113 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) VIALARD,P.  
Recherches sur le cycle alpine dans la Chaîne Ibérique Sud- Occidentale.  
Thèse des Sciences Natureles. 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.  
Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien).  
Zeitsch. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft 79-112 (trad. Publicaciones alemanas sobre Geol. Esp., 2: 51-98).
- 19.1930 RICHTER,G.  
Die Iberischen Ketten zwischen Jaón und Demanda.  
Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.- Phys. Kl., N.F. 13 (3): 47-118 (trad. Las Cadenas Ibéricas entre el valle del Jaón 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 östlichen Iberischen Ketten zwischen río Jalón und der Strasse Miedes- Cobos- Cariñena (Spanien).  
Tesis, Westfälische 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 mesozoischer 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.  
Reconnaissance 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 Cordillera 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 (pro-  
vincia 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 VIALARD,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).  
Thèse 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. PERMO- TRÍAS. PARAMERA DE SIGÜENZA/ AREA CONTEXTO

- 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.  
Abscherungserscheinungen 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 Triás 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 Triassic period from the Ibérica Mountains and the Prebetic Zone.  
Abstact VIII Intern. Sedimentological Congr. Heidelberg.
- 20.1971 BOULARD,Ch.; VIALARD.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 No occidental 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 subsassement 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 Triassic and Permian red beds in Central Spain.  
IX Congrès 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 stratigraphi-  
que, 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 sedimentation in the North 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. JURÁSICO.PARAMERA DE SIGÜENZA/ AREA CONTEXTO

- 21.1963 ENDASA  
Tournées de Géologie Stratigraphique. Le Jurassique des Chaînes Celtibériques.
- 21.1965 MENSINK,H.  
Stratigraphie und Paläogeographie des marinen 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.; VIALARD,P.  
Le Jurassique des Chaînes Ibériques.  
I Coloq. Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. Vitoria: 42.
- 21.1970 TINTANT,H.;VIALARD,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 exemple 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, insbesondere 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 Juras 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. Ibérica, 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. CRETÁCICO. PARAMERA DE SIGÜENZA/ AREA CONTEXTO

- 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 wealdico 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 BRENNER,P.; WIEDMANN,J.  
Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas.  
I Symposium 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 Symposium 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-terrágena 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 Vieille Castille (Espagne): exemple d'évolution 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- Sacedorbo (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 Huérmeces del Cerro. (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.

## 24. ESTUDIOS GENERALES: EL TERCIARIO DEL INTERIOR DE ESPAÑA O DE LAS MESETAS

- (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 tectonique 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 paléogènes dans le haut bassin du Tage.  
C.Rend. Somm. Soc. Géol France, 4<sup>a</sup> 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 Torreldones.  
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 Torreldones (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 tertiaire. E g l o g a e  
Geologicae Helveticae, 51 (3): 834-842. Vº Congrès 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. Field 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 magnésicas de 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.  
Siliceos 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. Hispano-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 Néogène 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 ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; CALVO, J.P.  
Middle Miocene Paleokarst in the Madrid Basin (Spain). A complex karstic system.  
6th 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-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.
- 25.1988 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. TERCIARIO CUENCA DEL DUERO

- 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 sedimentación 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 Santibáñez 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 sédimentation dans le bassin Tertiaire au Duero (Espagne). Attribution au Paleocène 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 conti-  
nentaes (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. suplement. 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. Terciario de las cuencas interiores de la Cadena Ibérica.

- 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.; VIALARD, P.  
Contribution à l' étude stratigraphique et tectonique 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 Conclud (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 Néogène 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 Géographie. Lisbonne: 87-109.
- 28.1949 RIBEIRO,O.; FEIO,M.  
Les depots de type raña au Portugal.  
C.Rend. 26 Congrès Intern. de Géographie. 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, glacia 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 vertebrados 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 Arqueología,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 Arqueología de Barcelona.
- 34a. 1965 BIBERSON,P; BUTZER,E.; COLLIN,D.  
El yacimiento Achelense de Ambrona (provincia de Soria).  
Noticiario Arqueológico 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 Tiermes. 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 necrópolis celtibérica de Tirmes (Carratiermes, Scria).  
Noticiario Arqueológico Hispánico, 7.
- 34b. 1980 ORTEGO,T.  
Tiermes. Guía del Conjunto arqueológico. Ciudad rupestre celtíbero- 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 MADDOZ,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 provinciales de 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 DELTELLE, E.; RUIZ ZAPATA, M.B.; PEDRAZA GILSANZ, J.; CENTENO CARRILLO, J.D. Contribución al estudio del periglaciario 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 Sariñón (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 moyen continental dans le Nord du Fossé de Teruel. Espagne, (Les gisements de Villalva Alta). Nouv. Arch. Museum Hist. Nat. Jon. 14 p.
35. 1991 AGUDO, C. "Las Tierras altas de Sigüenza y Alcolea" y "La Hoz de Pelágrina" 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). 2ª 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. Miscelánea 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. Biostratigraphie et évolution sédimentaire du Néogène continental de l'aire de Madrid. Medit. Neog. Cont. Paleonvirom., and Paleoclim. 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, J. 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.; CAPOTÉ 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 UBANELLA. 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-terrágena del Cretácico de la Sierra de Padres (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. suplém. 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'évolution de trois grandes dépressions karstiques de la Serranía de Cuenca (Espagne). Méditerranée, 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. 48: 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 Triassic and Permian red beds in Central Spain. IX Congres Intern. de Sedimentologie, Nice, 5: 9-14.
20. 1983 ARCHE,A.; RAMOS,A.;SOPENA,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 Tiernas (Soria). Revista de Soria, 25.
- 34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. Investigaciones del mundo romano en Tiernas. I Symposium de Arqueología Soriana, Soria: 243-293.
- 34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al. Tiernas II. Excavaciones arqueológicas en España, 128.
- 34b. 1985 ARGENTE OLIVER,J.L. et al. Tiernas. Gufa 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 caliches 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 litéas) en el valle del Tajuña (Carabaña- Villarejo de Salvanés). *Est. Geol.*, 30: 69-73.
6. 1975 ASENSIO AMOR, I.; GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. Modèles periglaciaire dans les vallées du paramo calcaire au SE de Madrid. *Actes Symposium sur les versants en Pays méditerranéens. 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: 61-75.
6. 1970 BADORREY, T.; GUERRA, A.; PINILLA, A. Fenómenos de periglacialismo 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, tectoniques, 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 östlichen Iberischen Ketten zwischen río Jalón und der Strasse Miedes-Cobos- Cariñena (Spanien). Tesis, Westfälische 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 tertiaire. *Eglogae Geologicae Helveticae*, 51 (3): 834-842. Vº Congrès 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 Arqueología 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 série 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 néogène 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). *Atributon 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 Méditerranée*, 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.; VIALARD,P. Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C. R. Acad. Sc. Paris*: 2441-2444.
7. 1965 BRAVARD,J. Notes morphologiques sur la Tierra de Pinares (prov. de Ségovie, Espagne). *Rév. Geogr. Alpine*, 53: 245-264. Grenoble.
22. 1974 BREINER,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.; VIALARD,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. Consjería 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. Silix 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.
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: 7-83. 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. Spain. 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 camarena 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). Thèse 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 glaciario 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 diadasas 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 Tiernes: 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. Alcañe (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, agrícola 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, julio-ago.: 6-14, Barcelona.
25. 1966 CATALÁN, J.; ALONSO, J.J. Sales solubles en litofacias 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 glacial. 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 indicadores morfológicos. Cuad. Lab. Geol. 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, J. Estudio geológico de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Sigüenza. Cuadernos de Geología Ibérica, 1: 267-286.
26. 1982 CORRALES ZARAUZA, J. 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, J.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C.; ARMENTEROS, J. 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, J. 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 vertebrados 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. Hemández 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 et 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. Tráb. 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 endorreica 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 de Estrella. Finisterre: 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, insbesondere 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 geomorfológico. 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 rafia 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 Concul (Teruel). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 72: 95-97.
18. 1934 FALLOT, P. Sur les connexions de la Chaîne Ibérique. Bull. Inst. Catal. Hist. Nat., 33, Barcelona.
13. 1926 FALLOT, P.; BATALLER, J.R. Sur l'allure d' ensemble et sur l'âge 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. Bull. Inst. Catal. Hist. Nat., 31: 49-59.
28. 1981 FERNÁNDEZ CABALLERO, M.D; SANZ DONAIRE, J.J Las rafiás 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. Geol., 42 (163): 119-138.
- 34b. 1910 FIGUEROA Y TORRES, A. (Conde de Romanones). Las ruinas de Termes. Apuntes arqueológicos.
22. 1978 FLOQUET, M. La sédimentation carbonatée au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): exemple d'évolution 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. Geográficos, 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 Pisuegra basin and the adjacent area of Santibáñez 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 madriñeo 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 crioclasticas en los valles de la cuenca del Tajo. II Congreso Nac. Geomorfología, Murcia, 1992.
26. 1973 GARCÍA ABBAD, F.J.; 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 geomorfológicas 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. Petrografía y Mineralogía. Cuad. Geol. Ibér., 4: 341-354.

26. 1982 GARCÍA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J.R.; MANJÓN, M.; VARGAS, J. 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.
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 glaciario cuaternario en la Sierra de la Demanda. *Cuadernos de Investigación Geográfica 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 System, 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 abandonados: 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.; UBANELLA, 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 tectonique du fossé néogène 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 Tiernes. 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.; GOYA, 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 crioclasticos 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 méditerranéen et abords, Strasbourg. Univ. Louis Pasteur*: 177-185.
6. 1977 GONZÁLEZ MARTÍN, J.A.; ASENSIO AMOR, I. Glacis detríficos 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 Almodovar 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 UBANELLA, 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 UBANELLA, 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 Uás 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 Cordillera 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.; GUTIERREZ ELORZA, M.; LERANOS 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 periglaciario 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 Vilhel (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 Vilalba Baja. Actas I Reunión do Cuaternario 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 polje 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 Cérda. (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.; RODRÍGUEZ VIDAL, J. Fenómenos de sufusión en la Depresión media del Ebro.
19. 1930 HAHNE, K. Das Ketiberische 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. Stratigrápische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien).



- Zeitsch. d. Deutschen Geologischen Gesellschaft; 79-112 (trad. Publicaciones alemanas sobre Geol. Esp., 2: 51-98).
10. 1959 HEMPEL, L. Rezente und fossile Zertalungsformen im mediterranen Spanien. *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 Urdá. *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 Géographie. 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. *Eol. 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 Torreleguna (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 andésites et des interstratigraphies de la région d'Atienza (Espagne): Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. 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 Acheulense de Torralba (Soria). VII Congreso Nacional de Arqueología, 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 rafia. 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. 1967 JACQUOT, E. Esquisses géologiques de la Serranía 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- Vitoria 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 préliminaire 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 481. 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'évolution 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 données sur le Quaternaire moyen de la région de la Demanda (Espagne). Physio-Geo, 14-15: 53-60.
4. 1986 LEMARTINEL, B. Sedimentation détritique et installation du réseau hydrographique sur les piémonts nord des Monts Celtibériques occidentaux. Bull. Assoc. Geogr. Franç., 2: 149-172.
9. 1987 LEMARTINEL, B. Regards actuels sur les paléotopographies 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: 127-136.
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 Cifuentes 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 Néogène 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 castillane de la Chaîne Ibérique. III. Histoire. Cuad. Geol. Ibér., 4: 369-374.
7. 1961 MABESOONE, J.M. La sedimentación 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 tomo del Tajo en Toledo. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 5: 100.
35. 1845 MADÓZ, 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 covertera sedimentaria. Geographica, 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 exemple 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 covertera 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 UBANELLA,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 Néogène supérieur des vallées du Júcar et du Cabriel au NE d'Albacete (Espagne), Biostratigraphie et Environnement. *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 MELÉNDEZ 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 marinen 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 orientales. *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 région de Teruel (Espagne). *Stratigraphie, déformations, milieux. Actes du Colloque "Le Villafranchien Méditerranéen"*, 1: 229-254.
4. 1982 MOISSENET, E. Observations préliminaires sur les piémonts internes des 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 dépôts néogènes associés. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 300, ser 2: 523-528.
13. 1984 MOISSENET, E. L'évolution tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaînes Ibériques Orientales, Provinces de Cuenca, Teruel et Valence, Espagne). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 299, ser 2: 173-176.
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 à l'étude 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 Paramara 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. Reconnaissance géologique de la région de Reznos (Soria) et 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 noroccidental de los Montes de Toledo. *Est. Geogr.* 38: 779-806.
6. 1990 MUÑOZ JIMÉNEZ, J.; PALACIOS ESTREMER, D. Significado geomorfológico de una red de canales meandriformes impresa en las altiplanicies de La Alcarria, Mesa de Ocaña y La Mancha nororiental. *Er a*, 22: 97-120.

19. 1931 NAVAS, L. El Moncayo. Aspecto geológico. Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza, 15: 60-75.
17. 1975 NAVIDAD, M. Caracterización petrográfica de los gneisses glandulares del macizo de Hiedelaencina (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.; GUTIÉRREZ 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 ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA 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 ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; CALVO, J.P. Middle Miocene Paleokarst in the Madrid Basin (Spain). A complex karstic system. 6th 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 paraactual 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, petrográfico y sedimentológico. Cuaternario y Geomorfología, 1: 231-246.
26. 1980 ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, 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. Tiernes, ciudad rupestre celtibero-romana. Rev. Celtiberia, n. 28.
- 34b. 1980 ORTEGO, T. Tiernes. Guía del Conjunto arqueológico. Ciudad rupestre celtibero-romana. Ministerio de Cultura. Dirección General del Patrimonio Artístico y Museos. Madrid.
4. 1986 ORTIGOSA, L. Geomorfología glaciar de la Sierra Cabollera (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. 6<sup>e</sup> R.A.S.T., Paris, 297 p.
4. 1979 PAILHE, P. Réponses de la lithologie aux sollicitations climatiques: une définition de la érosion différentielle dans la Chaîne Ibérique. 7<sup>e</sup> 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 modèles d'origine périglaciaire, nivale et éolienne de la Chaîne Ibérique orientale. Recherches Géograph. Strasbourg, 16-17: 101-105.
4. 1982 PAILHE, P. La chaîne Ibérique et son piémont septentrional: effets respectifs de la tectonique et du climat. Colloque Montagnes-Piémonts, Toulouse, 16 p.
4. 1982 PAILHE, P. Pour une nouvelle définition de l'érosion différentielle: 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. Thèse 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 morfogénicos recientes en el valle del río Alberche. La Depresión de Alcalá del Fresno-Álmorex. 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 Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): evolución morfológica reciente. Cuad. Geol. Ibérica, 7: 667-682.
2. 1984 PEDRAZA,J. Domo granítica 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 surcos 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 hidrolacofitos 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 glaciario. 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 periglaciario del Moncayo. Geographica, 7/8: 3-24.
4. 1983 PELLICER CORELLANO,F. La depresión de Monesa: un tipo de modulado 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 Cordillera Ibérica en los alrededores de Algora (Guadalejara). 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 PÉDRO,F. Formas de erosión en el Mioceno de La Vid (Burgos). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 22: 233-235.
26. 1925 PÉREZ DE PÉDRO,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. Field 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 rafa al Sur de la Somosierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquense 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 rafa 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 PERPILOU,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 PRAESSENT,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 Baidés (Guadalajara). Actas Soc. Esp. Hist. Nat., 16: 12-13.
- 34b. 1988 RABAL,N. Una visita a las Ruinas de Termanca. 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 sedimentation 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 paleogeografía 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 ARDERIU, 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.; VILLENNA, J. Mapa geológico de España 1:200.000. Hoja nº39, Sigüenza. IGME. Madrid.
9. 1940 RIBEIRO, O. Problemas morfológicos do Maciço Hespérico português. *Las Ciencias*, 6: 315-336.
28. 1949 RIBEIRO, O.; FEIO, M. Les depots de type raña au Portugal. *C.Rend. 26 Congrès Intern. de Géographie*. 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. Abscherungserscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, 22. (trad. Fenómenos de despegue en el Triás 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 vallée 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 Alomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo. *Junta Ampl. Estud. e Investig. Cientif. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. ser Geol.*, 27, 38 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 paléogènes dans le haut bassin du Tage. *C.Rend. Somm. Soc. Géol. France*, 4<sup>e</sup> 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 Congrès. 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 Torreldones (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. Contestación 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 pliocènes et pleistocènes 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 Altiplano soriana. Celtiberia,1. Soria.
35. 1953 SÁENZ GARCÍA,C. Anecdótico geográfico de los ríos sorianos. Celtiberia,6. Soria.
24. 1954 SÁENZ GARCÍA,C. Nouvelle synthèse stratigraphique et tectonique du Tertiaire continental espagnol (Résumen) 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 correlación 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 Triassic period from the Ibérica Mountains and the Præbetic Zone. Abstract 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 rafia 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. 1961 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 Kelten. 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- Sacacorbó (Cordillera Ibérica. Provincia de Guadalajara). Rév. 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. Breviaria 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. Pirreñicos. 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, ser. mon. 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. Cursos 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'exemple de la Sierra de Guadarrama Centrale. Rev. Géol. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 53 (4): 404-414.
14. 1975 TAMAIN, G. Mégatectonique, linéaments et fracturation profonde 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.; VIALARD, 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 wealdico 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 Keltiberischen 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 mesozoischer 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 mediterrannée semiaride. La Region de Madrid; alterations, sols et paleosols. Ed. Ophrys, 389 p.

6. 1969 VAUDOUR, J. Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid. *Rev. Géogr. Pays. Méd.*, 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. Encroulements, croutes et caparaces calcaires dans la 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 VIALARD, P. Recherches sur le cycle alpine dans la Chaîne Ibérique Sud- Occidentale. *Thèse des Sciences Natureles. Université Paul Sabatier. Toulouse*.
13. 1978 VIALARD, P. Tectogenèse de la Chaîne Ibérique; relations substratum couvertures dans une tectonique polyphasée. *C.R. Acad. Scienc. Paris*, 287, série D: 1103-1106.
13. 1979 VIALARD, P. La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinental pendant la tectogenese alpine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287, série D: 65-68.
13. 1980 VIALARD, P. Les Ibérides (Chaînes Ibériques et Catalane). Interpretation de la fracturation majeure fini-oligocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, série D: 873-876.
13. 1970 VIALARD, P.; GRAMBAST, L. Sur l'âge 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 Triás del Nordeste de España. I Coloquio Intern. *Obras Públicas en los terrenos yesíferos*, 6: 1-19.
20. 1974 VIRGILI, C.; HERNANDO, S. Datación del Triás medio en la región comprendida entre los Condemios y Miédes 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 subsassement 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 WÜRMA, 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 carnioles de la Cordillera Ibérica. *Mem. Lic. Cienc. Geológicas*.
21. 1978 YÉBENES, A.; GOYA, J.; 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*.

**ABRIR ANEXOS**

