

“EL VALLE DEL RIO AGUASVIVAS. ESTUDIO GEOMORFOLOGICO”*

P O R

MARIA TERESA ECHEVERRIA ARNEDO

A) GENERALIDADES

El valle del río Aguasvivas queda inserto en el área que pone en contacto el sector central, rama norte, de la Ibérica Aragonesa y la Depresión del Ebro, descendiendo el curso fluvial desde la Sierra de Segura hasta las Planas de Azaila, y enlazando en este punto con su colector, el Ebro. Son las comarcas del Bajo Aragón zaragozano (Azaila, Sástago, Escatrón), la Tierra Belchitana y las Parameras Montalbina del Oeste, las que integran el valle, que queda a modo de corredor entre dos grandes unidades geomorfológicas estudiadas por IBÁÑEZ (1976) y YETANO (1980).

El interés del área que nos ocupa está basado en la inexistencia de un estudio detallado del valle fluvial, que a pesar de ser aludido como “tramo-límite” de otras unidades, no ha sido tratado en su conjunto.

Siguiendo con los límites del trabajo, hay que dejar claro previamente, puesto que de un estudio hidrográfico no se trata, que en ningún momento nos remitimos al valle fluvial como una unidad infranqueable, ni a la divisoria de aguas como una frontera de estudio; somos conscientes que el Valle del Aguasvivas no constituye en sí una unidad geomorfológica y que las unidades morfoestructurales que atraviesa son de una extensión, en cualquier tramo, superior a la propia del valle. Ahora bien, el río se alza como factor-constante en la zona y es él quien marca los distintos tramos a seguir dentro del estudio detallado.

En definitiva, el área ha quedado como reducto a estudiar, pero por ser una labor de Geomorfología la que nos ocupa, los límites del valle son desbordados por las unidades morfoestructurales mencionadas, que sólo allí donde ofrezcan verdadero interés son dignas de atención, mientras que en otras zonas donde la monotonía y uniformidad sin aliciente de la litología y formas se hacen evidentes, no nos extendemos más allá de la propia divisoria del valle.

En concreto el límite septentrional viene señalado por el “cono detrítico” que se extiende de la margen izquierda del Aguasvivas y se alza sobre el río desde Belchite hasta prácticamente Azaila, donde se une a las plataformas calcáreas que son incididas por el Aguas en su desembocadura. La divisoria oriental queda dibujada por el Ebro

* Este trabajo constituye, en síntesis, la Memoria de Licenciatura de su autora. Realizada bajo la dirección de la Dra. María Jesús Ibáñez Marcellán, fue leída el 16 de junio de 1983 en la Facultad de Letras de Zaragoza recibiendo la calificación de “Sobresaliente cum laude”.

que limita las "planas" calcáreas al Sudoeste de Sástago y el sector endorréico de la margen derecha del Aguasvivas, enlazando con la divisoria de aguas del río hasta Maicas. El límite sur está marcado por una línea que va de Fonfría a Segura de los Baños en sentido Oeste-Este y que toma el rumbo Nordeste hasta llegar a Maicas. De nuevo es la divisoria de aguas la que nos indica el límite occidental hasta llegar a Belchite.

El interés ante la realización de este trabajo está basado en un intento de llenar el hueco existente, en cuanto a estudios geomorfológicos se refiere, sobre el Valle del Aguasvivas. Este intento toma cuerpo en tres direcciones:

- una primera labor de descripción del relieve, materiales aflorantes y estructuras principales que atraviesan el valle.
- una análisis geomorfológico detallado, según los sectores en que hemos dividido la zona: Curso Alto, Medio y Bajo del Valle.
- un estudio de la síntesis evolutiva, tanto litológica como tectónica, que presenta la zona, intentando correlacionar las distintas unidades.

Para la consecución de estos fines se ha necesitado la ayuda imprescindible en trabajos de este tipo, de una serie de aportes cartográficos, gráficos y de laboratorio en general, tales como mapas topográficos, hipsométricos y geomorfológicos, así como climogramas e índices morfométricos.

No se puede terminar esta pequeña introducción sin hacer alusión al principal problema que ha llevado consigo el trabajo. El hecho de que el estudio tenga como marco espacial un valle fluvial en el piedemonte ibérico significa que, paisajísticamente, pasamos de un sector típicamente serrano a otro de horizontes abiertos. Las consecuencias de esto quedan traducidas en una diversidad de sistemas morfoclimáticos, formaciones litológicas, estructurales... en definitiva una variedad paisajística que ha enriquecido el estudio, haciendo de cada tramo de valle un nuevo reto, planteando distintos interrogantes que han suscitado una postura flexible y abierta, de cara a la comprensión de los distintos paisajes geomorfológicos.

En este sentido, la falta de profundización, pienso, en un sector o formación concretos, donde el predominio de una homogeneidad cuando menos geomorfológica, fuera evidente, ha sido suplida por un paseo más ameno, en cuanto a variado, que no deja de sentar bases más amplias de conocimientos, sin restar importancia a estudios especializados que podrán ser abordados en el futuro.

B) ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

La primera alusión, de carácter geológico, que encontramos es la de PALACIOS (1896), quien en su "Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza" hace mención a nuestro curso medio y bajo, realizando un estudio cronoestratigráfico y dedicando principal atención, por lo que a nosotros concierne, a las formaciones conglomeráticas del curso medio y al anticlinal jurásico de Almonacid de la Cuba.

Este mismo tipo de alusiones sectoriales se presentan aisladas en el tiempo y en el espacio. JOLY (1926) hace referencia a la datación de los conglomerados del Pantano de Moneva; BULARD (1972) dedica un detallado análisis a la geología jurásica de la Ibérica, ocupándose del Anticlinal de las Lomas y de Almonacid de la Cuba en el curso medio; IBÁÑEZ (1976) utilizando el valle del Aguasvivas como frontera occi-

dental para su trabajo, ya citado, se refiere a aquel en aspectos geomorfológicos, tales como la disimetría del valle en su curso bajo; YETANO (1980), del mismo modo, describe algunas formaciones de la frontera oriental de su tesis doctoral sobre la Ibérica Zaragozana, que queda dentro de nuestra región.

A estas alusiones directas tendríamos que añadir los comentarios del I.G.M.E. a cada hoja de la cartografía geológica (DAROCA 1: 200.000, 1971; SEGURA DE LOS BAÑOS 1: 50.000, 1977; MUNIESA 1: 50.000, 1981) que constituyen un apoyo geológico, de cara a la datación de los afloramientos y posterior evolución de este sector.

Del mismo modo hemos contado con el trabajo de MECHEL y Van der MOHR (1971) que hace referencia al Valle del Aguasvivas en su curso alto y medio.

Exceptuando las obras citadas, el resto de la bibliografía, señalada al final del trabajo, ha sido utilizada bajo una óptica deductiva y comparativa, para llegar a conocer nuestro caso particular de planteamientos generales dentro de espacios más amplios (Sistema Ibérico por sectores, Depresión del Ebro...) o similares estructural y tectónicamente, extrayendo de todos ellos cuando menos, sus aportaciones metodológicas.

I. VISION DE CONJUNTO

El valle del río Aguasvivas constituye un pasillo que, atravesando las últimas alineaciones septentrionales de la rama norte aragonesa de la Ibérica desciende hasta la Depresión del Ebro, salvando un desnivel de unos 1.100 metros a lo largo de sus 103 kilómetros.

Se trata de un área donde confluyen tres tipos de estructuras geomorfológicas, que por afinidades espaciales hemos agrupado en dos, estructuras plegadas y monoclinales y estructuras horizontales.

Las primeras se corresponden con los materiales paleozóicos, mesozóicos y paleógenos¹, mientras que las segundas lo hacen con los materiales del Neógeno. Es decir, existe una correlación litológico-estructural e incluso el término se podría ampliar hablando de una correspondencia entre cronología-litología-topografía, ya que a medida que vamos pasando de unos niveles topográficos elevados a otros más bajos, abandonamos los pisos más antiguos cronoestratigráficamente, descubriendo los más modernos.

La imagen ofrecida por el conjunto de materiales y su respuesta a las diferentes orogénias, se traduce en una serie de alineaciones paralelas entre sí, con una dirección Noroeste-Sudeste y Normoroeste-Sursudeste; son pliegues y cuestas separadas por depresiones rellenas de Terciario horizontal y pequeños glacis convergentes.

Todo este conjunto se halla limitado al Sur por el gran anticlinal paleozóico, prolongación noroccidental del de Montalbán, que parece haber actuado de barrera, en el sentido de que las estructuras plegadas y monoclinales se disponen en un sentido paralelo al del anticlinal; de esta manera la herencia de la dirección herciana pesa sobre el conjunto. Al Norte del valle quedan los materiales de centro de cuenca, es decir materiales de precipitación química, tales como los yesos y las calizas del Terciario Superior en posición horizontal, ofreciendo las formaciones de "muelas", propias de todo

¹ En esta primera visión de conjunto hemos preferido evitar los pliegues que han afectado al Terciario Superior, y que se deben a la actuación de movimientos post-alpinos.

el sector central de la Depresión del Ebro, y correspondientes a las "plataformas pontienses", término aplicado por FERRER REGALES y MENSUA (1956).

En lo que se refiere a las series plegadas y en estructura monoclinas, se trata de un paisaje geomorfológicamente simple, donde la plasticidad de los materiales mesozoicos, no ha dado lugar a una fracturación intensa sino a una serie de deformaciones positivas estrechas, como resultado del carácter eyectivo del Keuper infrayacente, y amplias deformaciones de carácter negativo sobre las que se ha instalado el Terciario postectónico (Postalpino) de carácter detrítico en su mayoría: conglomerados, areniscas, arcillas. Sólo en el límite sur se puede hablar de una tectónica de fractura, como corresponde a la antigüedad de los materiales y su poca plasticidad ante un ataque orogénico.

En definitiva nos hallamos ante un estilo sajónico de plegamiento y fractura, que da como resultado tres tipos de estructuras (RIBA, VILLENA y MALDONADO, 1971).

- Pliegues de gran radio de curvatura, afectando al zócalo paleozóico del anticlinal de Cabezo Bentido-Mingo Blasco-Cabezos Altos (prolongación NW. del Anticlinal de Montalbán).
- Pliegues de revestimiento, afectando al Mesozóico y Paleógeno, en donde las estructuras guardan estrecha relación con el zócalo (cobertera triásica del Anticlinal de Mingo Blasco).
- Pliegues de cobertera, caracterizados por un despegue disarmónico con respecto al zócalo (Pliegues a partir de las eyecciones ocasionadas por el Keuper desde Huesa a Moneva).

A) PRESENTACION TOPOGRAFICA

Esta breve presentación está basada en el mapa de altitudes absolutas, así como en dos gráficas relacionadas con la topografía, las curvas (Fig. núm. 1) y el histograma hipsométrico (Fig. núm. 2), elaborados ambos según el método de TISCHER (1966). Además hemos completado el estudio con el mapa de superficies extremas o envolventes (TISCHER, 1966).

El dispositivo groseramente concéntrico que ofrecen las isohipsas maestras en el mapa hipsométrico desde el ángulo Suroccidental de la región es una de las características sobresalientes del edificio topográfico. El cerro de la Eria (1.404 m.), domina el valle altitudinalmente, y a partir de él se va descendiendo paulatinamente hasta llegar a la Zaida (156 m.), desembocadura del Aguasvivas. Este descenso más brusco en el tramo superior del valle, va suavizándose a medida que avanzamos aguas abajo, donde las curvas de nivel se separan espacialmente.

A gran escala, topografía y energía de relieve parecen coincidir, en el sentido de que las cotas más elevadas se corresponden con aquellos sectores donde las curvas de nivel están más próximas entre ellas, sin embargo el estudio detallado y comparativo del mapa de energía de relieve e hipsométrico nos da a conocer sectores del curso alto cuyo nivel altitudinal se encuentra perfectamente definido por un aplanamiento de cumbreras, y este hecho lo iremos constatando capítulo a capítulo en el análisis geomorfológico. Sin embargo, hay que admitir que el sello estructural de todo el valle domina sobre una visión erosiva. Hoy, las estructuras, derivadas por causa de la erosión diferencial, quedan enlazadas a gran escala con los valores topográficos.

La caracterización del relieve a lo largo del valle la hemos tratado de conseguir utilizando la metodología de STRAHLER (1952), representada por las curvas hipsométricas (Fig. núm. 1). Este método está basado en la representación en un eje de coordenadas de la superficie de los distintos intervalos altitudinales (eje de ordenadas) y el tanto por ciento acumulado que esta superficie representa con respecto al área total del valle (eje de abscisas). Este gráfico queda unido a la elaboración de un mapa de su-

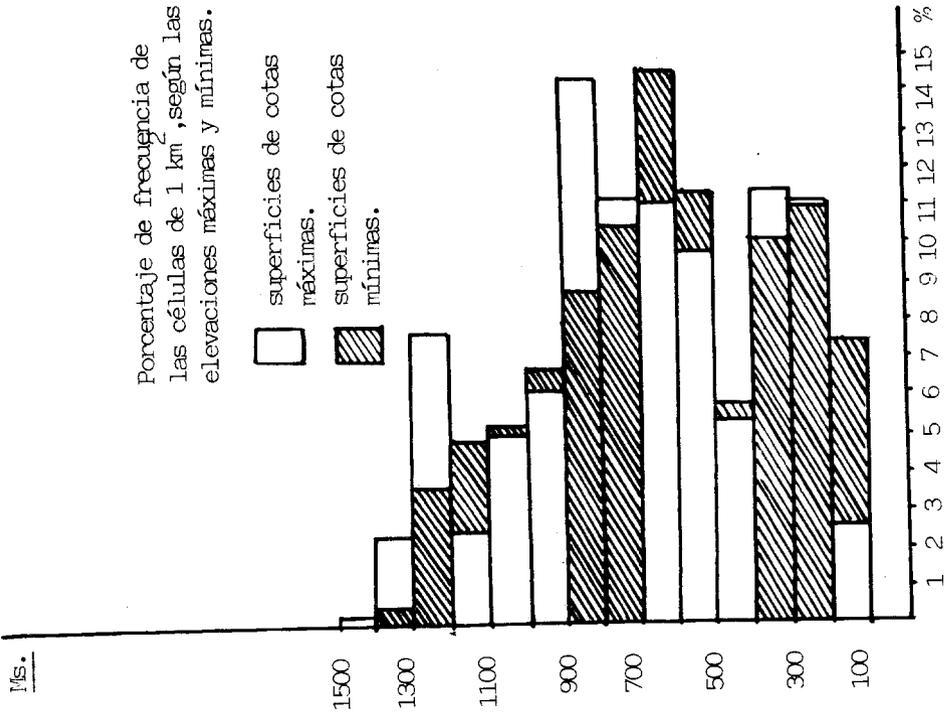


Fig. 2. Hipsometría del Valle del río Aguasvivas

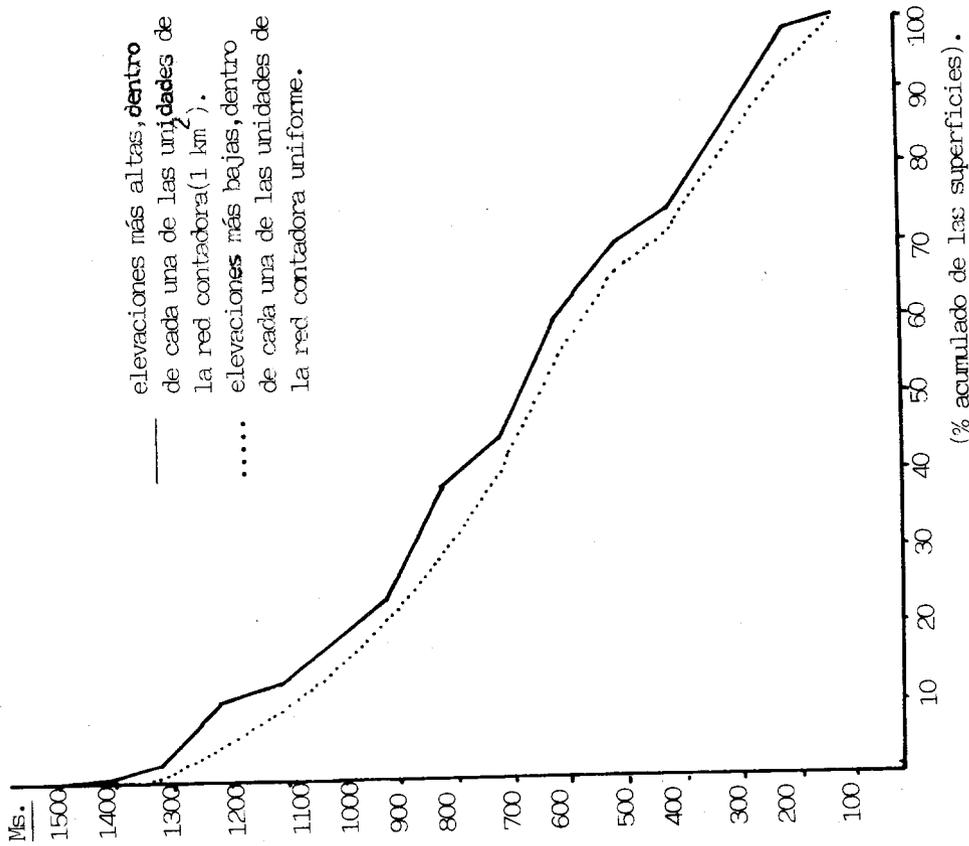


Fig. 1. Curvas Hipsométricas del Valle del río Aguasvivas

perfiles envolventes. Utilizando una red contadora uniforme formada por triángulos de 1 km² de superficie se van anotando aquellas cotas máximas y mínimas dentro del área triangular. Una vez trabajado todo el valle, se agrupan los "triángulos" según los intervalos previamente elegidos, resultando un mapa de isolíneas donde quedan enmarcadas aquellas zonas de áreas envolventes similares, tanto de máxima como de mínima elevación (TISCHER, 1966), resultando expresivo el trabajo de mecanismo erosión-colmatación.

El histograma hipsométrico donde encontramos el porcentaje no acumulado de las superficies ocupadas por los distintos intervalos hipsométricos es muy expresivo una vez que se conoce la evolución del valle. De ahí que, a pesar de su inclusión dentro de la presentación topográfica, sería conveniente volver a él una vez finalizada la lectura del trabajo en su totalidad. La expresividad de este gráfico le viene de su plasmación de la relación destrucción-relleno, de modo que allí donde las áreas de elevaciones máximas superan a las de elevaciones mínimas el agente erosivo ha sido el dominante, mientras que en aquellas "barras" donde la superficie de cotas mínimas llega a sobrepasar la de "máximas" el proceso de relleno ha imperado.

Pues bien, en base a las cifras absolutas se construyen las curvas hipsométricas. La figura resultante nos traduce esquemáticamente la extensión de las diferentes superficies topográficas.

La representación utópica del "relieve joven" es la de la diagonal que une la cota más alta (ordenadas) con el 100 % del área cartografiada. A medida que la curva se aleja de la diagonal la madurez va aumentando. De aquí que nuestras curvas hipsométricas arrojen cierta luz sobre el ciclo erosivo del valle.

La evolución hacia un aspecto maduro, es claramente observable en la sinuosidad negativa desde los 1.400 a los 600 metros de la curva de elevaciones mínimas.

Sin embargo, este carácter maduro se pierde a partir de los 600 m. donde ambas curvas quedan paralelas entre sí, evidenciando la escasa incidencia que la erosión ha tenido a lo largo de este tramo coincidente en el espacio con el curso bajo y gran parte del curso medio.

Sólo en el tramo final del valle deducimos la "maduración" de las estructuras preexistentes, coincidentes con el desmantelamiento que el Aguasvivas y el Ebro producen sobre el relieve calcáreo de la desembocadura.

En resumen, un relieve que se encamina hacia la "madurez", manteniendo retazos "jóvenes", directamente producidos por el escaso alcance erosivo sobre las formaciones cercanas a la depresión del Ebro (Anticlinal de Almonacid de la Cuba).

Todo este planteamiento traducido en las curvas hipsométricas se puede apreciar en el mapa de Superficies Extremas, comentado a lo largo del trabajo.

B) MATERIALES AFLORANTES

Ya hemos hecho mención de la aparición prácticamente de toda la serie geológica desde el posible Cámbrico de Anadón hasta el Cuaternario de las terrazas del Ebro y Aguasvivas; y como elemento destacable de toda la serie habría que hablar de su carácter sedimentario (detrítico y químico), quedando reducidas las rocas metamórficas al conjunto paleozóico de Anadón (cuarcitas) y el de Cabezo Bendito (esquistos, pizarras y cuarcitas) y rocas volcánicas pretriásicas, que atraviesan este segundo anticlinal.

Si tuviéramos que sintetizar aquellas facies predominantes, éstas serían las calizas (Jurásico, Cretácico y Terciario Superior) y arcillas, areniscas y conglomerados del Terciario en general.

1. *Materiales Paleozoicos*

A pesar de su carácter de basamento, sólo aparecen en superficie en el tramo superior del Aguasvivas, como típicamente serranos en la Ibérica Aragonesa.

Según la cronología podemos distinguir dos apuntamientos:

a) Paleozoico de Anadón.

Ha presentado dificultades a la hora de su datación debido a la inexistencia de fósiles, por lo que ha sido denominado Paleozoico Indiferenciado (MARTIN FERNANDEZ, CANEROT y otros, 1977). Se trata de un anticlinal de cuarcitas y areniscas rojizas con una dirección NNW-SSE.

b) Paleozoico de Cabezo Bendito-Mingo Blanco-Cabezos Altos.

Nos hallamos ante la ya aludida, prolongación NW. del anticlinal de Montalbán. Cronológicamente aparecen materiales correspondientes al Ordovícico, Devónico y Carbonífero. Hay que apuntar la escasez de estudios geológicos, y más concretamente estratigráficos, del anticlinal de Montalbán, debido a la violenta tectónica que presenta, a pesar de que la columna estratigráfica esté groseramente apuntada según los sistemas en la hoja I: 50.000 de Segura de los Baños del I.G.M.E. (1977).

Según los autores del Mapa Geológico de "Segura de los Baños" (1977), la sedimentación fue de carácter marino-litoral, debido a la alternancia calizomaterial detrítico hasta el Devónico Medio, mientras que a partir del Eifelense se inicia una laguna sedimentándose durante el Carbonífero el flisch pre-westfaliense, atravesado por un magmatismo ácido relacionado con una fase volcánica pérmica y representado por riolitas y cuarzo-dibasas, que quedan de manifiesto en la margen izquierda del Aguasvivas a su paso por el núcleo del Anticlinal paleozoico en el sector de Mingo Blasco.

Las condiciones de sedimentación durante el Carbonífero son discutidas, como señala IBÁÑEZ (1976) quien cita la controversia entre los que defienden la existencia del Macizo del Ebro, en cuyo caso los sedimentos terrígenos del Carbonífero provendrían del Norte y los que aseguran que el Macizo del Ebro quedó como bajo fondo dentro de este área depresiva, adjudicando la dirección sur a los sedimentos terrígenos, basándose en la posible extensión de un macizo paleozoico hacia el Sur. En un caso u otro, la sedimentación carbonífera se realizó a partir de los macizos emergidos en la orogenia Herciniana, que cuenta en nuestra zona con una datación postwestfaliense y anterior al Buntsandstein, el cual se asentará discordantemente sobre la formación paleozoica. De este modo, y tras la orogenia postwestfaliense se abre la sedimentación postherciniana.

2. *Primer ciclo de sedimentación Postherciniana: Triásico*

Lo que IBÁÑEZ (1976) denomina Primer ciclo de sedimentación Postherciniana está referido al Triásico con sus tres series del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

El afloramiento de las tres series del Triásico al completo queda reducido a dos estrechas franjas al norte y sur del sector paleozoico de Mingo Blasco.

Tras la orogenia herciniana, los relieves emergidos quedaron expuestos a una fase erosiva, datada en el Pérmico, la cual produjo sedimentos terrígenos, que una vez acumulados fueron cementados hasta dar lugar a los conglomerados y areniscas rojas del

Buntsandstein, las cuales son testigos de esa fase erosiva, que no ha dejado una huella clara en el relieve del Carbonífero de la zona. Así pues no podemos dar muestras de la Penillanura pretriásica en el terreno, aunque sí referimos a ella. El espesor del Buntsandstein es pequeño, unos 30 m. quedando en muchos casos como una fina película discordante sobre el Paleozoico y concordante con la siguiente serie del Triás, el Muschelkalk.

Tras la sedimentación continental del Buntsandstein se produjo una transgresión, la transgresión del Muschelkalk, de carácter epicontinental con sedimentos marinos carbonatados, dejando una alternancia de series calcáreas y margosas. El Muschelkalk se halla bien desarrollado, recubriendo el flanco norte del Anticlinal paleozoico, apareciendo los tres pisos (Inferior, Medio, Superior). Asimismo, lo encontramos bordeando el anticlinal de Anadón. Exceptuando estos dos apuntamientos bordeando los afloramientos más antiguos, el Muschelkalk no volverá a aparecer, y la causa más probable sea la potencia del Keuper.

El Keuper ofrece una sedimentación de tipo lagunar-nerítico de evaporitas. Se trata de una deposición de margas grises y yesos, cuyo papel tectónico-estructural es importante. El Keuper tiene una extensión aflorante mayor que las dos series anteriores del Triás Inferior y Medio. Los apuntamientos de Triás Superior se localizan en los flancos de los anticlinales paleozoicos, sobre las series anteriores, y en el núcleo de toda una serie de anticlinales estrechos, resultado de las extrusiones del Keuper que, sin llegar a la formación de diapiros, sí ha actuado como material eyectivo y base de despegue del resto de la sedimentación mesozoica. Este carácter eyectivo ha dado lugar a una estructura peculiar, la de amplios sinclinales, separados por anticlinales estrechos, que han actuado como umbrales ante las futuras cuencas terciarias. El apuntamiento más septentrional del Keuper lo encontramos en el anticlinal de Moneva, donde los yesos y arcillas del Triás Superior, forman el núcleo de esta deformación.

Sobre las tres series del Triásico, una sedimentación de carnioles pone fin a este Primer Ciclo de Sedimentación Mesozoica, abriendo el Segundo Ciclo.

3. Segundo ciclo de Sedimentación Postherciniana

Durante el Retiense² se produjo una transgresión del Sudeste, que invadió el Surco Ibérico hasta el Noroeste; se creó una situación de mar epicontinental con sedimentación de calizas, dolomías y margas.

La extensión del Jurásico en su totalidad es de un peso importante en todo el área de estudio. Los apuntamientos se pueden agrupar en:

- Conjunto de anticlinales paralelos entre sí, con una dirección WNW-ESE desde Maicas a Blesa, que forman parte de un paisaje suave.
- Conjunto Jurásico de Blesa a Moneva. Se encuentra en estado de arrasamiento, desdibujando las formaciones plegadas (La Gabardera, El Piquete).
- Complejo Jurásico del Anticlinal de Almonacid de la Cuba o Sierra de Belchite de dirección NW-SE, al que hace alusión PALACIOS (1896).

En la mayor parte de las extensiones enumeradas, se trata de un Jurásico Inferior, Liásico, quedando al Oeste del Anticlinal de Almonacid y Este del de Moneva el Dogger y Malm respectivamente.

² "Según la Hoja 1: 200.000 del Mapa Geológico, el Retiense queda incluido en el Liásico, mientras que el "I Coloquio de Estratigrafía y Paleografía del Jurásico en España", recomienda su alusión como techo del Triásico". IBÁÑEZ (1976). op. cit. pág. 26.

La historia geológica del Jurásico se concreta en la sedimentación marina; se trata de la Transgresión Retiense, que deposita las calizas dolomíticas en la base y lutíticas en el techo Toarciense. Tras este régimen transgresivo llega un período de regresión hasta fines del Dogger; es la regresión Calloviense, iniciándose un régimen transgresivo de nuevo en el Oxfordiense (BULARD, 1972) depositando calizas y margas, sobre las que se asentará el Cretáceo (sedimentación Wealdica).

El Cretáceo de nuestra región tiene como límite septentrional la facies Aptense representada en el sur de Blesa, lo cual reduce a este sistema a una zona muy pequeña en comparación con el Jurásico. La reducida extensión, en contra de su desarrollo en el Maestrazgo y la región de Utrillas-Castellote, debemos explicarla, no por su deposición y posterior erosión sino por su inexistente sedimentación, que quedaría avalada en todo el borde de la Depresión del Ebro e incluso en el Pirineo Aragonés, donde el Cretáceo Superior llega a asentarse directamente sobre el Trias (BONNARD, 1959), de igual modo que en la foz de Baños de Segura.

La explicación de este escaso desarrollo a partir de Blesa no puede radicar en otra causa que el papel de umbral ejercido por los relieves jurásicos de La Gabardera y Agudo, que al parecer resultaron infranqueables para las transgresiones marinas, siendo probable que el Cretáceo no esté presente en todo el sector sudoriental de la Depresión del Ebro.

El carácter del sistema cretáceo, allí donde tenemos testigos de su existencia, es un carácter de ciclo, de alternancia transgresión-regresión condicionante de litologías de diferente resistencia, siendo este rasgo fundamental la causa de la abundancia de formas estructurales, puesto que la erosión diferencial ha tenido campo idóneo sobre el que actuar.

Para el estudio del Cretáceo en la región dividiremos la sedimentación en Cretáceo Inferior (Wealdiense, Aptense, Albense) y Cretáceo Superior (a partir de la transgresión Cenomanense).

La facies Wealdiense no aparece en nuestro área de trabajo, así pues es el Aptense el que se deposita directamente sobre el techo jurásico. Este piso queda representado por calizas arcillosas ocreas, resultado de la transgresión marina, con dirección Este-Oeste, en facies nerítica; son las calizas del Barremiense Superior al Albiense que citan los autores de la Memoria del Mapa de Daroca (I.G.M.E. 1971), y que llega hasta una posible línea costera que pasa por Belchite-Teruel-Cañete.

El Aptense se localiza en el área que va desde el flanco norte del Anticlinal paleozoico hasta el sur de Blesa, donde lo encontramos bien como charnela sinclinal al Nordeste de Maicas, bien como una sucesión de pliegues de un signo u otro en el tramo desde el flanco sur del sinclinal colgado de Huesa del Común a Blesa. Hay que hacer notar la laguna estratigráfica del Aptense al sur del anticlinal de Montalbán (Mingo Blasco), haciendo que el Albiense se deposite directamente sobre el Jurásico Inferior; esto puede ser debido a la actuación como umbral por parte del macizo paleozoico, lo cual hizo que la transgresión Aptense no tuviera efectividad en esta zona.

Al finalizar el Aptense, comienza un período regresivo con la fase alútrica, esbozándose de este modo las estructuras alpinas y, siendo seguida aquella por una fase de erosión y sedimentación sobre unos surcos sinclinales, dejando como huella de esta erosión las facies Utrillas de margas, arcillas, limolitas, arenas y lignitos del Albense, con un carácter de sedimentación claramente continental, como señala SAEFTEL (1961). El Albense coincide con zonas deprimidas, comprensible si tenemos en cuenta la delezabilidad de los materiales (talud de la Cuesta de Anadón, flancos del Sinclinal de Huesa).

El Cretáceo superior hace su aparición con un carácter transgresivo la transgresión Cenomanense invade el ámbito secundario de la Ibérica, depositando calizas y margas

en facies epicontinental, dando lugar a formas topográficamente destacadas (escarpe de la Cuesta de Anadón, techo del Sinclinal de Huesa).

Resumiendo, en el Cretácico los alrededores de la dorsal de Cabezo Bentido-Mingo Blasco-Cabezos Altos, estuvieron caracterizados por un mar poco profundo, por lo que los sedimentos fueron bien marinos de poca profundidad, bien terrestres-parálícos, mostrándose rápidos cambios faciales.

Debido a movimientos epirogénicos en el Mesozoico, son comunes los períodos de no deposición o de erosión, representados éstos últimos por conglomerados del Buntsandstein, Infraaptiense y Albiense, y por las calizas y dolomías en el Jurásico y Cenomanense.

Como resultado del período Paleozoico-Mesozoico hay que destacar la disposición en cuencas independientes del relieve, acentuada a partir de los movimientos de fines del Jurásico (Movimientos cimméricos). Esta compartimentación se remonta al revestimiento del zócalo paleozoico fallado en la orogénesis herciniana.

4. *La Sedimentación terciaria*

El Terciario, en general, es el período que mayor extensión ocupa dentro de nuestra región; el relleno y el recubrimiento de las estructuras alpinas por parte de la sedimentación terciaria es uno de los hechos más extendidos y a destacar dentro de este estudio.

El primer y principal problema se presenta a la hora de diferenciar espacial y estratigráficamente el Paleógeno y el Neógeno. No es un problema nuevo; cualquier estudio sobre el Terciario de las depresiones intramontanas de la Cordillera Ibérica en este sector y de la del Ebro, ha hecho alusión a la dificultad que presenta el establecer una discordancia u otro tipo de diferenciación (litología). El problema se hace mayor si tenemos en cuenta la inexistencia de fósiles vertebrados como aseguran RIBA, VILLENA y MALDONADO (1971).

La división entre Neógeno y Paleógeno se ha hecho siguiendo la discordancia tradicional entre terciario preestampiense y postestampiense, aquel más o menos concordante con el Mesozoico subyacente, y éste, apenas deformado, casi horizontal y en discordancia angular con el Paleógeno. El problema aparece allí donde, dada la disposición del relieve en cuencas a finales del Mesozoico, encontramos el Paleógeno estructuralmente pseudo-horizontal, y en posición aparentemente concordante con el Mioceno debido a la ubicación en centro de cuenca, donde la laxitud de las formaciones paleógenas ofrece la impresión de una estructura horizontal (cuenca de Lagata).

El Paleógeno aflora puntualmente en el flanco norte del Anticlinal Jurásico de Almonacid (PALACIOS, 1896), en la cuenca de Lagata y bordeando el Cretácico de la Muela de Anadón en su reverso. Está representado por una facies conglomerática, resultado de la erosión de los relieves mesozoicos y paleozoicos (calizas y cuarcitas respectivamente) "pre y sinorogénicos" a la fase más intensa de la orogenia alpina.

El Neógeno no tiene ninguna representación en nuestra región, hasta sobrepasar el anticlinal paleozoico en sentido Sur-Norte. La causa de su inexistencia está basada en esta zona, en que la litología sobre la que se asienta el Aguasvivas en su cabecera, corresponde a los conglomerados stampienses de borde de cuenca. Sin embargo, el peso del Neógeno aguas abajo de Huesa es una característica constante e incluso monótona en el curso medio e inferior del río. El Mioceno rellena las depresiones topográficas fosilizando en muchos casos los relieves mesozoicos, que posteriormente han sido exhumados por la red fluvial.

La litología y facies son variadas; estableciendo una sucesión de facies de más grosera a más fina, refiriéndonos tanto a la Depresión del Ebro como a las depresiones intramontañas que jalonan el valle perpendicularmente.

- facies conglomerática, de borde cuenca representada tanto al sur de la Sierra de Belchite como al Norte del Cabezó de Samarán (anticlinal del Pantano de Mo-neva).
- facies areniscosa-arcillosa: en torno al tramo medio del Aguasvivas; relleno de la cuenca entre los dos anticlinales jurásicos anteriormente citados.
- facies de yesos: margen derecha del Aguasvivas entre Belchite y Azaila; son arenas yesíferas marginales correspondientes a los yesos de la Depresión del Ebro.
- facies calcárea de centro de cuenca, con intercalaciones de arenas y margas. Se ubican en el sector central de la Depresión del Ebro, y concretamente en la desembocadura del Aguasvivas (sector Azaila-La Zaida), donde encontramos los niveles de "Planas"). La cronología de esta facies va desde el Mioceno Inferior más al norte, al Mioceno Medio hacia el Sur.

Es lógico pensar, como señala IBAÑEZ (1976), que el cambio lateral de facies indica la existencia de una cubeta endorreica durante el Terciario Inferior y Superior donde se produjo una deposición detrítico-lagunar y completamente continental en según que sectores.

5. El Cuaternario

Los afloramientos cuaternarios quedan reducidos a dos tipos de sedimentación:

- terrazas fluviales, unidas al curso principal (hemos llegado a distinguir cinco niveles).
- formaciones detríticas cuaternarias tales como glacia, unidos a un sistema morfo-genético semiárido; los encontraremos con una profusión mayor en el curso medio del río y conos de deyección, destacando el gran cono entre Belchite y Azaila, flanqueando la margen izquierda del Aguasvivas. La datación de estos afloramientos la dejaremos pendiente hasta el estudio concreto de terrazas y glacia.

C) ESQUEMA EVOLUTIVO

Previo al estudio geomorfológico de detalle es interesante un marco evolutivo bajo el punto de vista geológico; para ello, hemos marcado unas etapas, ya clásicas en la cronología paleogeográfica: Ciclo Paleozoico o Herciniano y Ciclo Alpino y Postalpino.

1. Ciclo Herciniano

La Historia geológica de nuestra región comienza por la sedimentación paleozoica, dado el posible Cámbrico de Anadón hasta el Westfaliense. La sedimentación está representada cronológicamente por las pizarras, cuarcitas y areniscas del Ordovícico y Devónico y por el flysch de cuarcitas, pizarras y calizas del Carbonífero prewestfaliense y westfaliense.

Los depósitos paleozoicos se hallan formando parte de, como mencionan los autores

del mapa geológico de DAROCA, 1: 200.000 (1971) y SEGURA DE LOS BAÑOS, 1: 50.000 (1977) un eugeosinclinal que se vio afectado por la orogenia herciniana, en su fase astúrica (postwestfaliense-preestefaniense).

La configuración del relieve en el área es problemática; chocan las diferentes opiniones sobre la existencia del Macizo del Ebro, de cara a establecer la procedencia de los aportes terrígenos; en cualquier caso el pliege ibérico quedó esbozado antes del Mesozoico, dejando hacia el norte y sur dos grandes cuencas, que jugaron un papel receptivo importante durante el Mesozoico: la depresión del Moncayo al Norte y la de Molina al sur (BIROT, 1934), o la del Ebro y la del Maestrazgo en la misma dirección (MECKEL, van deer MOHR, 1971).

Pero con anterioridad al ciclo alpino, el umbral paleozoico se vio afectado por un período erosivo, que dio origen a la superficie de erosión postherciniana o pretriásica, de la cual no tenemos restos en nuestra región y; cuya conservación se ha visto dificultada por el factor litológico, dado que la delezabilidad de las pizarras ha desfigurado el "plano erosivo" postherciniano en favor del postalpino.

2. *Ciclo Alpino y Postalpino*

El ciclo alpino está dividido en dos grandes capítulos geológicos: sedimentación (Mesozoico y Paleógeno) y orogénesis.

La sedimentación mesozoica cubrió el geoanticlinal paleozoico, acumulando un mayor espesor a ambos lados de la arruga herciniana. Sucesivos movimientos orogénicos actuaron sobre los sedimentos mesozoicos de conglomerados y areniscas del Buntsandstein, calizas y dolomías del Muschelkalk, arcillas y yesos del Keuper, dolomías, calizas y margas del Jurásico y Cretácico y conglomerados paleógenos; cabe destacar la orogénesis neoquimérica (Comienzos del Cretáceo), que elevó el sector central del bloque paleozoico anticlinal cubierto por material del Triásico y Jurásico, y hundió progresivamente el bloque septentrional y meridional. Posteriormente fueron cubiertos "horst" y fosas por el Albense y Cretácico Superior.

La fase orogénica, responsable casi en su totalidad del aspecto que hoy ofrecen los relieves del Valle del Aguasvivas, corresponde en toda la Ibérica a una datación posterior al Eoceno y anterior al Mioceno en dos posibles etapas, una al fin del Eoceno y otra al final del Oligoceno (JOLY, 1926).

Ahora bien, esta afirmación general se puede matizar y establecer una cronología más concreta de este lento movimiento que supuso la génesis de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro. En 1926, ROYÓ y GÓMEZ habla de "una edad que oscila entre el Stampiense y el Tortoniense" en 1972, MOISSENET, CANEROT y PAILHE hacen alusión a una cronología poststampiense para el sector de Montalbán, IBÁÑEZ MARCELLAN en 1976 cita "la fase sálica, postoligocena, pre-aquitaniense, y más concretamente poststasmpiense, pre-aquitaniense, puesto que el paleógeno, datado como stampiense, en las proximidades de Montalbán, se encuentra trastocado por la tectodinámica con la que se relacionan las inversiones estratigráficas más importantes de este sector"; apoyando esta afirmación como fase sálica está la datación de GARCIA AMORENA; en 1980 MOISSENET señala que "la compresión principal se produit entre le Stampien moyen daté (Montalbán) effecté par le paroxisme du plissement el le Miocène Inferieur qui semble déja discordant".

Reafirmando esta datación general oligocena (poststampiense) añadimos la importante y clara discordancia entre los conglomerados oligocenos, que asoman en el flanco

sur del anticlinal de Almonacid de la Cuba buzando hacia el centro de la cuenca de Lagata, y la cubierta miocena en disposición horizontal. Los movimientos orogénicos supusieron la acumulación de sedimentos sintectónicos, correspondientes al Oligoceno.

Pero tras la configuración de una gran cordillera en situación dominante sobre la depresión subsidente del Ebro, que había quedado como una gran cuenca lacustre, ésta comenzó a recibir aportes, tanto terrígenos (bordes de cuenca), como lacustres (centro de cuenca); que son correlativos a la elaboración de una superficie de erosión, cuyos vestigios son constatables en gran parte de nuestra región y que biseló todo tipo de materiales y de estructuras. Coetánea y posteriormente a la formación de esta gran superficie, la actuación de la neotectónica mediante la acentuación de las estructuras generadas, dio lugar a los grandes abombamientos y algunas fracturas, allí donde los movimientos de elevación y subsidencia fueron funcionales; de ahí la laxitud en los pliegues sobre materiales postectónicos (refiriéndonos a la Tectónica alpina).

La actividad de la red fluvial ha proseguido la evolución geomorfológica regional, desempeñando el papel de retoque sobre las grandes líneas estructurales, y de ese modo terrazas y glaciares cubren, disecan y exhuman formaciones anteriores.

II. GRANDES CONJUNTOS MORFOTOPOGRAFICOS

El estudio de detalle lo hemos basado en un estudio de grandes conjuntos morfotopográficos, sirviéndonos de una visión tradicional de valle fluvial en curso alto, medio y bajo.

Además de un análisis detenido para cada sector, destacando unidades morfoestructurales sobresalientes, el carácter del valle fluvial, etc., resaltamos el hecho geomorfológico predominante. Así, en el curso alto nos ocupamos especialmente de la superficie de erosión; en el curso medio de los relieves banales, exhumados y glaciares y en el curso bajo del sistema de terrazas y las plataformas horizontales.

El Aguasvivas, de forma concordante o discordante, ha llegado a esculpir las estructuras previas a la instalación de la actual red, la cual ha modelado la región en gran parte mediante depósitos cuaternarios, que no son sino la consecuencia de los aportes laterales y longitudinales a dicha red.

A) TRAMO SUPERIOR DEL VALLE DEL AGUASVIVAS

Este tramo abarca desde el nacimiento del Aguasvivas, a unos dos kilómetros al Noroeste de Allueva (1.235 m.), hasta Blesa (770 m.). La superficie de todo este tramo es de unos 339 km², que son atravesados por el cauce principal a lo largo de 25 km.

Es el sector del valle correspondiente a las máximas altitudes, donde encontramos un paisaje típicamente serrano, que queda desfigurado por las superficies de erosión; los desniveles estructurales han sido desvirtuados por el plano erosivo. El estado de madurez del relieve es evidente, debido a la antigüedad de los materiales que forman el núcleo de este alto tramo, compuesto en gran parte por el anticlinal de Mingo Blasco, Cabezo Bendito, Cabezos Altos. Esto se ha traducido en un amplio sector donde las máximas altitudes no guardan correlación con los máximos desniveles.

Las formas erosivas ocupan un área notable. Pero junto a esto podemos afirmar que el Valle alto del Aguasvivas, va a ser el dominio de las formas estructurales de los grandes relieves isoclinales y monoclinales, derivados de la erosión diferencial sobre el

plano erosivo. La inexistencia de una cobertera vegetal medianamente densa, permite apreciar las líneas de capa, los reversos, los "chevrons", frentes, taludes, etc., en todo su esplendor. La litología ha sido el elemento que ha jugado el papel primordial a la hora de mantener unas estructuras espectacularmente resaltadas; así las calizas del Jurásico y Cretácico Superior y los conglomerados oligocenos han resistido a la erosión diferencial, a cargo sobre todo de la red fluvial, que ha dejado a la Sierra de Oriche (calizas cretáceas), la prolongación sudoriental de Sierra Pelarda (conglomerados oligocenos), El Cerro de la Muela (calizas cretáceas), etc., dominando topográficamente el valle.

1. Sector concordante del Alto Valle

La denominación de "concordante" para este sector está aplicada en función de la relación que se establece entre la dirección del Aguasvivas y la de las principales líneas estructurales.

Hemos insistido en sucesivas ocasiones en que la dirección Noroeste-Sudeste (con ligeras variaciones locales WNW-ESE, W-E...) es la dominante en la región de estudio. Pues bien, en este sector el cauce fluvial se abre en este mismo sentido, encajando entre los fuertes relieves casi estructurales de carácter monoclinial (aunque en realidad forman parte de un gran anticlinal cuyo núcleo paleozoico quedó recubierto por la sedimentación mesozoica y paleógena, y que posteriormente fue exhumado).

El sector oriental del curso concordante aparece muy bien delimitado, en función de otros factores además del cambio de dirección, como son el cambio de litología y el salto brusco de pendiente del río.

a) Sierra de Segura (prolongación Sudoriental de Sierra Pelarda)

Desde Fonfría a Segura de Baños, hemos cartografiado un relieve monoclinial que flanquea el Aguasvivas en su margen derecha, desde el nacimiento hasta el cambio de rumbo al NW de esta última población. Se trata de una estructura monoclinial cuyas alturas van desde los 1.402 m. en el sector más occidental (Cerro de la Eria) representando la cumbre altitudinal del valle, hasta los 1.262 (El Cerro, al NE de Salcedillo), y que se continúa hacia el Sur con un rumbo NW-SE más marcado, a partir de una falla de desgarre al NW de los Baños.

Estamos ante una unidad litoestratigráfica cuya génesis se sitúa en el plegamiento alpino. Se trata de los conglomerados y areniscas oligocenos, propios de borde de cuenca pre y sinorogénicos de ahí su pseudo-concordancia con las series anteriores, traducida en realidad, en una discordancia progresiva con el Neógeno.

El hecho de contar con una litología en su totalidad silíceo señala la existencia de una fuente que topográficamente dominó el sector en el momento de la deposición de dichos conglomerados. No es difícil suponer que se trata del paleozoico del Anticlinal de Anadón-Cabezo Bentido-Mingo Blasco Cabezos Altos, que se encuentra próximo a esta formación, cerrando al norte una cuenca de recepción en la que ya se habían depositado anteriormente los sedimentos mesozoicos con carácter marino o bien continental-lacustre.

Durante el Oligoceno la sedimentación queda reducida al ámbito continental-lacustre, dando lugar a una acumulación de cantos silíceos empastados en un cemento calcáreo.

El aspecto que ofrece esta unidad es el de un gran relieve estructural bastante evolucionado; son varias las causas que provocan esto³.

El río Aguasvivas se ha instalado en el límite norte de los conglomerados, dando lugar al primer escaupe, mientras que el río Segura (principal afluente del Vivel en este sector) se instala ya en el reverso de los conglomerados dando lugar a un segundo escaupe. Será el barranco de Mon, afluente del Segura, el que llegue a incidir en el reverso de cuesta y de lugar a un nuevo escaupe que tiene un desarrollo de unos cinco kilómetros, hasta que el Mon desaparece y quedan únicamente los "cortes" del Aguas y del Segura.

Pero no es sólo esta erosión fluvial, de tipo subsecuente, la que afecta a los conglomerados oligocenos. Hay que referirse a la red peneconsecuente que muerde los reversos de estas "subcuestas", corriendo en el mismo sentido de la pendiente, serán los barrancos de Cañamadera, Sabucar, Cañarramón, Tajuber, Manzanera, Lobera, etc., todos ellos afluentes del Vivel y con nivel de base en el Martín; realizan una erosión remontante sobre la penillanura somital, dando lugar a una red en bayoneta, resultante de la basculación del plano erosivo hacia el Sudeste.

Para terminar con lo concerniente a red fluvial, mencionaremos los barrancos que cortan el frente de cuesta, y que con carácter obsecuente van a parar a la red subsecuente. No podemos hablar de ningún barranco de este tipo con carácter importante, dado su nivel de base cercano.

b) Sierra de Oriche-Muela de Anadón alineación al NE de Segura

Flanqueando el Aguasvivas en su margen izquierda y, como continuación de la Sierra de Oriche, encontramos una gran cuesta de calizas cretácicas, que alcanza su mayor anchura en la llamada Muela de Anadón (2,5 km.), mientras que a Este y Oeste queda reducida a unos cientos de metros, hasta llegar a desaparecer.

De nuevo, nos hallamos ante un gran relieve estructural afectado por la erosión, pero cuyo armazón ha sido mantenido a lo largo del tiempo debido a la consistencia del material. Se trata de una gran unidad monoclinial, con calizas del Cretácico Superior a techo, y talud albense de arcillas arenosas, muy características por sus tonalidades violáceas y rojizas, consecuencia del fuerte estado de ferruginización. Este talud se halla formado en su base por las arcillas y yesos del Keuper. El asentamiento directo del Cretácico Inferior sobre el Keuper se explica mediante la hipótesis de una elevación de este sector durante el período jurásico; esto queda apoyado por la misma inexistencia de Jurásico a lo largo de prácticamente todo el flanco sur del anticlinal paleozoico de Montalbán hasta Palomar de Arroyo, donde las series de la Sierra de San Just, calizas cretácicas, descansan sobre el Keuper, por el que transcurre el río Palomar; el valle del Palomar se pone en contacto con la sierra mediante un talud albense de idéntica facies al de la Muela de Anadón.

La dirección NW-SE de esta alineación, queda desfigurada en su parte central, donde la Muela de Anadón rompe la anchura de la Sierra, para formar un verdadero "cabo" cretácico sobre el anticlinal paleozoico. Se trata de la conservación de la cobertera meso-

3 Entre ellas cabe destacar la elaboración de una superficie de erosión y la actuación de la red fluvial. En este sentido, y puesto que dedicamos al final de este Alto Valle, un capítulo dedicado exclusivamente a la superficie de erosión, sólo nos ocupamos de la erosión fluvial como "motor" modificador de la primitiva estructuralidad, tanto en esta como en otras unidades.

Del mismo modo, el modelado de las vertientes, ya sea en la Sierra de Segura o en otro sector, queda expuesto en el apartado de "Sistema Morfogenético de este conjunto morfotopográfico."

zoica en este sector gracias a la defensa ofrecida por una falla al Este de la Muela que deja a ésta como labio inferior ante el horst carbonífero, con lo que la erosión posterior a la fractura no ha afectado a este sector.

La actuación del plegamiento alpino produjo localmente fracturas sobre el Cretácico, fracturas inter cruzadas, predominando la dirección Nordeste-Sudoeste. Su datación alpina o Mioceno Medio cuando más, está basada en la inexistencia de una traducción topográfica, con lo cual la superficie de erosión ha nivelado el salto de falla. Una vez producido el plegamiento, la actividad erosiva dio lugar a un aplanamiento de las cumbres a partir de los 1.240 m. y afectando de manera indistinta al sector occidental de la sierra (1.345 m.) y al oriental (1.244 m.). Es decir, nos hallamos ante una superficie de erosión basculada hacia el Este (al igual que la que afectaba a los conglomerados oligocenos), que se traduce en la topografía y delimitada por un escarpe de carácter erosivo dejando a sus pies el talud albense.

En lo que se refiere a la disección fluvial el Aguasvivas fluye paralelo al reverso de la Muela en sentido subsecuente, y una red de barrancos en su margen izquierda disecciona toda la vertiente en pequeños pero marcados "chevrons", que llegan hasta los niveles altitudinales más bajos de la superficie de erosión, lo cual produce un cambio en el rumbo de los barrancos que, bruscamente, pasan de una dirección N-S a una NW-SE hacia el nivel de cabecera, debido al ya aludido basculamiento de la superficie de erosión. Como última apreciación con respecto a la Sierra de Oriche, resaltar la diferencia entre el relieve resultante al Este y al Oeste de la Muela de Anadón. Al Oeste de la Muela, el Cretácico se alza sobre la cobertera mesozoica, que prácticamente en todo el área queda reflejada en el Muschelkalk Superior de calizas y dolomías. Esta cubierta queda desmantelada únicamente al NW de Anadón, como resultado de la disección del río Anadón exhumando el paleozoico en estructura anticlinal. El desnivel topográfico entre la zona somital de la Muela y el nivel del Anadón es de unos 240 m. (1.305 m. en la Cruz Santa a 1.060 m. en el cauce del Anadón). Al Este de la Muela de Anadón, la cobertera mesozoica ha sido desmantelada casi en su totalidad, quedando únicamente alineaciones estrechas de pequeñas cuestas jurásicas y triásicas que flanquean el anticlinal paleozoico (Devónico y Carbonífero). El desnivel topográfico es menor que en el caso anterior, e 1.243 m. en La Planilla a 1.065 m. en Mingo Blasco. La explicación de este hecho de similar desnivel topográfico, a pesar de un desmantelamiento de la cobertera sedimentaria mesozoica, radica en la falla al Este de Anadón.

c) *Valle Subsecuente del Aguasvivas*

El Aguasvivas, como ya hemos dicho, se instala en la depresión formada entre la Sierra de Oriche y el talud de la Sierra de Segura, dando lugar a un valle claramente subsecuente en cuanto que corre paralelo a las direcciones estructurales hasta llegar a Baños de Segura donde, aprovechando un sistema de pequeñas fallas, el río cambia de dirección para tomar la Sur-Norte con la que se mantiene hasta Belchite en el curso bajo.

El río, a pesar de su nacimiento aguas arriba de Allueva, ejerce una incisión lineal una vez atravesada esta población, ofreciendo el aspecto de un valle, con cierta asimetría, en cuanto que corre más pegado a los "chevrons" de la Sierra de Oriche que a los relieves arenisco-conglomeráticos de la que hemos denominado Sierra de Segura. El contacto entre ésta última y el valle se realiza a través de formaciones detriticas, tipo glaciais.

Ahora bien, una vez que abandona su trazado subsecuente y se instala cortando las alineaciones elevadas, el valle se estrecha, hasta su casi estrangulamiento, en las calizas cretáceas. El perfil longitudinal del Aguas experimenta un salto de 80 metros en un recorrido igual a la octava parte de desnivel mediante la construcción de una estrecha foz; este "hueco" ha sido aprovechado por la carretera, que al llegar al nivel superior, queda por un lado enmarcada por el "tajo" de 80 m., mientras que al otro no hay prácticamente que descender para llegar al valle subsecuente del Aguas entre Segura y Allueva. La foz se halla flanqueada por las calizas blancas y rosáceas del Vraconiense apoyadas sobre el Albense, que descansa directamente sobre el Keuper de arcillas con intercalaciones de yesos en pequeños nódulos.

La explicación a ese codo dibujado por el río, se apoya en tres posibles hipótesis. Podemos pensar en una captura del Aguasvivas sobre un curso fluyente hacia el Martín. Una vez remontada la cabecera del Aguas hasta los relieves calcáreos de la Muela de Anadón, la mayor entidad y potencia en función del desnivel salvado, pudieron favorecer la captura de otro afluente que circularía en dirección NW-SE. Esta captura se encuentra avalada por la sinuosidad de la curva de superficies máximas (1.200) del mapa de superficies extremas al SE de Segura de los Baños.

La desnivelación topográfica, más concretamente la basculación del plano erosivo, estudiada en un capítulo posterior, favoreció la fluencia hacia el Nordeste de la red fluvial, fluencia que concurda con la mantenida por el Aguasvivas a lo largo de su recorrido.

Pero ambas hipótesis no tendrían validez si no tuviéramos en cuenta el condicionante tectónico que ha supuesto la existencia de un haz de fracturas en el mismo punto donde se realiza el codo, fracturas que serán aprovechadas por el río para desviar su cauce. No tenemos por qué excluir una u otra hipótesis, la conjunción de todas ellas ayuda a explicar el cambio de rumbo con una mayor facilidad.

2. Sector Discordante del Alto Valle

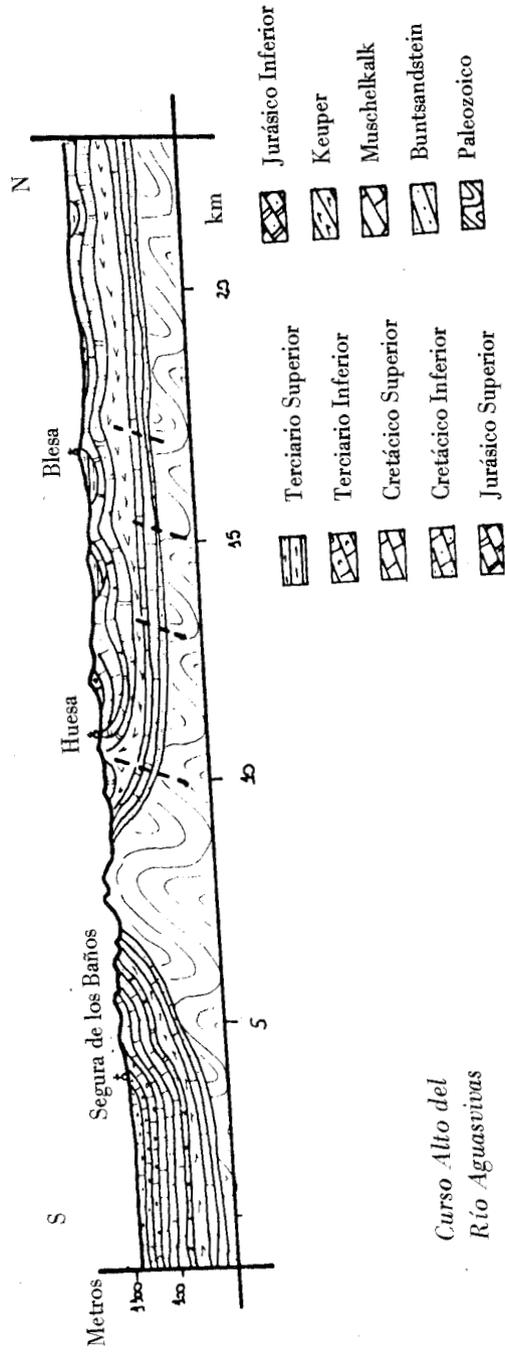
Sería reiterativo el explicar las razones que nos han llevado a la utilización del término discordante. Sin embargo, es conveniente recordar que la red hidrográfica del Aguasvivas ha sido el factor principal para la exhumación de las estructuras de este sector, quedando el relieve estructural como el dominante en el tramo, aunque de nuevo, la actuación de la erosión ha dado lugar a un característico paisaje de superficies planas.

Desde la foz de Baños de Segura hasta Blesa, la alternancia de estructuras paralelas entre sí con distintos signos (anticlinales y sinclinales) ha marcado una impronta especial, ayudada por la distinta respuesta de la litología a la erosión (corte I).

La existencia del anticlinal de Montalbán ha condicionado, tanto las direcciones como las disposiciones de las unidades geomorfológicas de la región; queriendo decir con esto que buzamientos, alineaciones, formas, etc. dependen en gran medida de este "manchón" paleozoico.

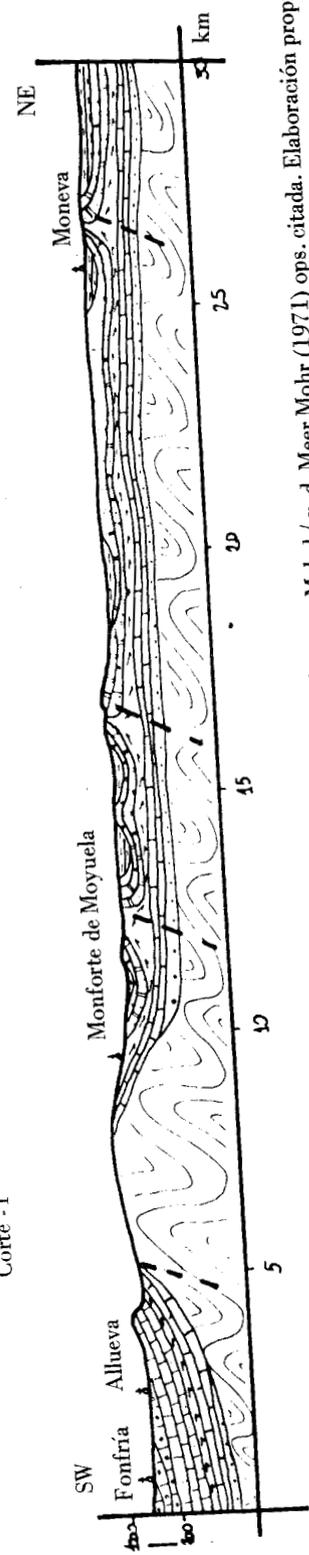
a) Anticlinal de Anadón-Cabezo Bendito y sus cobeteras sedimentarias

Dejando la carretera desde Allueva a Rudilla al Oeste y siguiendo el curso del río Anadón, nos encontramos, antes de llegar al pueblo de este mismo nombre con el nacimiento del Barranco de Anadón, cabecera del Marineta, afluente del Aguasvivas. El



Curso Alto del
Río Aguasvivas

Corte - I



Fuentes: Mekel / v. d. Meer Mohr (1971) ops. citada. Elaboración propia.

barranco está trabajado sobre las dolomías del Muschelkalk, que se encuentran en una disposición casi horizontal, como toda la cobertera mesozoica al Noroeste de la Muela de Anadón. Estas dolomías se hallan atravesadas por un "pequeño valle" de paredes escarpadas (60-80 m.) que tienen como fondo un afloramiento de areniscas limosas y cuarcitas en el basamento. Este afloramiento nos hace pensar en un tramo del gran anticlinal paleozoico que se desarrolla hacia el Sudeste, o bien ante un sector del apuntamiento precámbrico del Cabezo del Cuervo del Noroeste; en cualquier caso una ventana paleozoica.

Los anticlinales de Cabezo Bentido, Mingo Basco y Cabezos Altos son el límite noroccidental del, llamado genéricamente, "anticlinal de Montalbán", cuya estratigrafía va desde su núcleo ordovícico en el ángulo septentrional hasta el Carbonífero, de mayor extensión, como ya expusimos en el primer capítulo.

Se trata de un relieve típicamente paleozoico de lomas erosionadas dando la impresión de senilidad, a la que se ha llegado mediante las sucesivas etapas erosivas y la actuación continuada de los distintos agentes, en especial la disección fluvial. Esta disección es de carácter dendrítico, ubicada normalmente en aquellos puntos en que la litología pizarrosa lo ha permitido.

En conjunto, el paisaje es de relieves regularizados que han sufrido rejuegos de fallas, las cuales han puesto al descubierto materiales antiguos, elevándolos sobre la cobertera posterior.

La cobertera triásica está formada por areniscas rojas muy diaclasadas del Buntsandstein que forman el talud de las cuestras de Muschelkalk, cuyas dolomías ocupan la cornisa; la relación entre el Paleozoico y el Buntsandstein es discordante, lo cual nos indica la existencia de una orogénesis que afectó al material primario.

La cobertera tiene un desigual desarrollo en un flanco y otro. En el flanco septentrional (deberíamos denominarlo nororiental si contamos con la dirección general del anticlinal de Montalbán) la cobertera adquiere un gran desarrollo. Se encuentran los tres pisos del Muschelkalk diferenciados, aunque es el Superior el que da los relieves más notables.

La importancia topográfica y geomorfológica de la existencia de los tres pisos del Muschelkalk es nula, ya que las formaciones de relieve son las mismas que en el flanco sur: cuestras dolomíticas con una potente cornisa y un talud regularizado. En el flanco meridional (o suroccidental) tras el Muschelkalk, no diferenciando los pisos, la deposición de arcillas y margas del Keuper ha dado lugar a un valle erosivo; este valle individualiza el paleozoico y Muschelkalk de los relieves jurásicos.

La cobertera sedimentaria del Triás, se encuentra fallada en algunos sectores; son fallas de desgarre con un alcance mínimo, cuya acción queda relegada al ámbito triásico. Nos valemos por una parte de su actuación sobre la superficie erosiva del anticlinal paleozoico para comprobar que se trata de fracturas posteriores a la fase Sálica, e incluso posteriores a la formación de la superficie erosiva, además un tipo de falla similar es la que afecta, al oeste de la Planilla, a los conglomerados oligocenos biselados a techo.

En definitiva, un relieve maduro ocupando una banda alargada de NW a SE y marginada a lo largo de todo el flanco Nordeste por la cobertera triásica modelada en cuestras y valles paralelos entre sí, mientras que en el flanco Sudeste queda estrangulado por el afloramiento de Devónico.

Todo el conjunto es atravesado por el Aguasvivas que ha abierto un valle disimétrico, corriendo pegado a su margen izquierda, aprovechando la falla; cuya existencia está basada en tres hechos. El afloramiento de cuarzo-diabasas a lo largo de una línea groseramente recta. La continuación de esa posible falla en la cobertera triásica, ya que

estratigráficamente se da el mismo caso en Maicas. La tendencia del río a acumular depósitos en su margen izquierda, mientras que en la derecha corre pegado al posible escarpe.

b) *El Cerro de la Muela y la Depresión de la Candela*

A este primer topónimo corresponde la formación cretácica del Sinclinal de Huesa del Común. Desde la carretera de Muniesa-Plou y, llegando a este último pueblo, se alza a la izquierda de la vía, un relieve individualizado que muestra su flanco norte y cierre periclinal; en este cierre se disponen los estratos en forma de sinclinal prácticamente simétrico, aunque a medida que avanzamos hacia el Este, la disimetría se pone de manifiesto.

Se trata de un relieve donde la estructura ha quedado en resalte debido a la consistente litología. Los estratos superiores del sinclinal pertenecen al Vraconiense; es decir, encontramos las mismas calizas que en el techo de la Muela de Anadón. Al igual que en aquel caso, el talud está modelado en el Albense de arcillas ferruginosas, siendo fácilmente "vaciado", dando lugar a un relieve invertido.

Ya hemos señalado que se trata de una estructura sinclinal, cuyos flancos varían de buzamiento de Este a Oeste. El flanco norte sufre una variación notable desde su sector oriental (40° S), al sector occidental (15° S) localizado en la Foz de Huesa del Común. El flanco sur buza 75° N en su sector oriental (Cerro de la Muela) alcanzando 30° en el sector central, para llegar a la Foz de Huesa con 90° .

En ambas vertientes aflora el Albense, pero mientras que en la vertiente norte ocupa el talud de la pseudo-cuesta, en la vertiente sur queda un valle erosivo muy estrecho, flanqueado por los hog-backs aptenses y vraconienses.

El sinclinal se halla relleno por los conglomerados oligocenos que buzan hacia la charnela y fosilizan los "reversos" de las calizas somitales; estos conglomerados los hemos considerado como de borde de cuenca, si bien tenemos en cuenta que las dimensiones de ésta son muy reducidas.

El cerro de la Muela es diseccionado por cursos de agua de tres tipos en función de su dirección: discordantes, concordantes y peneconsecuentes.

Barrancos discordantes. El Aguasvivas y el Marineta, atraviesan transversalmente el sinclinal dando lugar a dos focos abiertas en las calizas cretáceas. Ahora bien, hay que diferenciar el distinto efecto en un flanco y en otro, mientras que en el flanco sur, al atravesar las calizas aptenses y vraconenses dispuestas en hog-backs, la foz resultante es impresionante, de paredes escarpadas y fuerte desnivel, en el flanco norte, al presentar un buzamiento menor en los estratos, se puede observar un espesor de calizas pequeño dada la poca inclinación y la fosilización del banco calcáreo.

Barrancos concordantes (subsecuentes). En este grupo hay que incluir el barranco que discurre paralelo a la charnela del sinclinal, excavando los conglomerados oligocenos al Este de Huesa mediante dos ramas, y poniendo de manifiesto el cambio lateral de facies experimentado en la "microdepresión" de Huesa. La rama principal corre más próxima al flanco sur, y la explicación radica en que la charnela se halla ligeramente desplazada en este sentido. Sin embargo el otro cauce se instala próximo al flanco norte, y esto se debe al contacto entre la facies calcárea y la conglomerática que ha condicionado su instalación. Hay que incluir en este grupo la serie de barrancos que individualizan la estructura y, que han dado lugar a los valles erosivos que delimitan el sinclinal, máxime en su flanco sur. Su excavación está facilitada por la litología albense, y da lugar,

en el flanco meridional, a un valle estrecho de paredes escarpadas y estructurales, ya que la verticalidad de los estratos coincide con la topografía.

Barrancos peneconsecuentes. Dentro de estos vamos a destacar los que desaguan en la charnela del sinclinal, formando los chevrons muy claros, que se dibujan en el flanco norte del sinclinal, mientras que en el flanco sur quedan reducidos a su límite occidental, teniendo en ambos flancos el plano erosivo como límite altitudinal. La inexistencia de "chevrons" en el flanco sur se debe a la disposición de los estratos, que llegan a modelarse en auténticos "menhires", quedando exentos en la vertiente como fruto de una erosión en planos paralelos a la vertical.

La depresión de La Candela está constituida por el Terciario del Sinclinal de Huesa, que va abriendo sus flancos a modo de cuenca que se ensancha y aloja en ella la sedimentación postcretácica.

Se trata de una topografía muy llana, sólo interrumpida por el afloramiento cretácico del flanco norte del sinclinal de Huesa, que divide a la depresión en dos: Cantuel (subsector norte) y La Candela (subsector sur).

Esta estructura se incluye en una gran depresión (Terciario de Moyela) que en este sector se estrecha por la aparición de los relieves secundarios y es atravesada transversalmente por el Marineta y el Aguasvivas, que forman entre sí un triángulo, cuyo vértice norte cierra el sector de Cantuel. Nos hallamos ante una pequeña cuenca donde encontramos los sedimentos en disposición paralela hacia el interior y con una alternancia significativa: conglomerados-areniscas-arcillas-areniscas-conglomerados. Evidentemente, se trata de una deposición con cambio lateral de facies.

c) *Las Planas de Cañamontero*

Esta denominación se corresponde significativamente con los relieves cretácicos arrasados de los alrededores de Plou.

Topográficamente es un sector ligeramente aplanado, alrededor de los 900 m., no ofreciendo ningún tipo de estructura destacada. Podemos suponer un plano topográfico ideal para toda esta zona, posteriormente reincidido por una red fluvial que ha encontrado el terreno propicio para su acción erosiva, puesto que se trata de una litología contrastada: calizas y margas del Aptense y arcillas del Albense, donde los estratos resistentes tienen un espesor de unos 50 cm., mientras que la potencia de los bancos blandos, aun siendo mayor, es variable.

La red fluvial ha incidido en los materiales blandos dejando los más resistentes en resalte. Esta incisión se traduce geomorfológicamente en toda la red de barrancos de fondo plano que delimitan pequeñas elevaciones redondeadas, las cuales destacan muy poco sobre los talwegs.

Se trata en definitiva de una superficie de erosión muy degradada que ha cortado los pliegues cretácicos.

Los contactos por falla entre Jurásico y Cretácico son muy frecuentes a lo largo de todo el límite oriental de Las Planas, quedando todos ellos nivelados y enlazando topográficamente con el Terciario de Muniesa, hecho importante para fijar la edad en que se produjo el ataque erosivo.

Quizás sea este el sector donde más claramente apreciamos el biselamiento de las capas, debido a que, tanto los grados de buzamiento de los estratos, superior a 30° en la mayoría de las ocasiones, como las complejas estructuras que deforman a estas, nos hacen más evidentes los arrasamientos. La estructura sólo ha sido conservada allí donde existe un techo Cretáceo, de calizas generalmente, que actúa como defensa en contra de

la erosión (Sinclinal de Plou). De lo contrario la erosión ha sido efectiva y la sucesión de deformaciones positivas y negativas con orientación WNW-ESE queda nivelada.

d) *Sucesión de anticlinales jurásicos⁴ y cretácicos al sur de Blesa*

En el tramo que va desde la depresión de Cantuel hasta Blesa, se suceden una serie de deformaciones positivas y negativas, paralelas entre sí, orientas de NW a SE y de un desarrollo diferente. Se corresponden con fenómenos de "pseudo-diapirismo" a través de posibles fallas; el Triás ha extruído atravesando su cobertera en algunos casos, y en otros simplemente la ha deformado; son pequeños, pero agudos apuntamientos que más tarde quedaron parcialmente fosilizados por el Terciario de relleno (fig. 3).

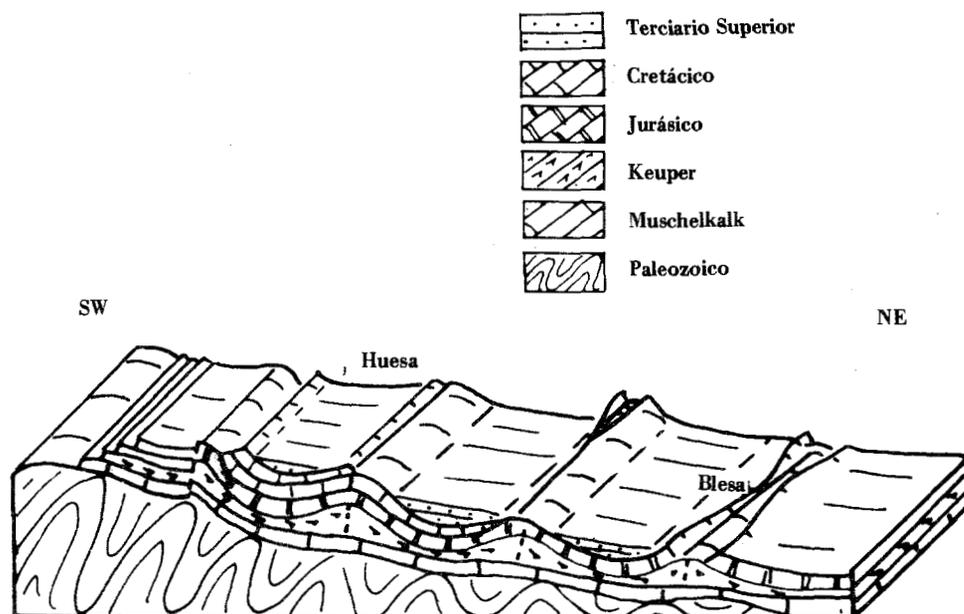


Fig 3. Bloque-diagrama del sector de Huesa del Común a Blesa. (Mesozoico plegado).

Nos hallamos ante el típico relieve de anticlinales estrechos y sinclinales que funcionan a modo de cuencas receptoras. La estructura no queda complicada, como en otros tramos de la Ibérica, con pequeños cabalgamientos o pliegues-falla vergentes hacia la Depresión del Ebro, sino que son en su mayoría pliegues rectos que, debido al estado de degradación que presentan, son prácticamente irreconocibles salvo por el modelado en "chevrons" que presentan los reversos allí donde no han desaparecido o han sido fosilizados por el relleno Terciario, hasta el punto de que éste pone en contacto la depresión de Muniesa y la de Moyuela, a través de los pequeños corredores entre las alineaciones anticlinales.

⁴ El calificativo de Jurásico lo hemos extraído del mapa de "DAROCA" a escala 1: 200.000, mientras que en el de "MUNIESA" a escala 1.50000, aparece como Triásico Superior, Retiense.

El papel de la red fluvial está representado por la resurrección de aquellas estructuras fosilizadas por la sedimentación terciaria; tal es el caso de los barrancos que corren en el contacto entre el reverso de los anticlinales y el relleno terciario (Barranco de la Saladilla). A esto hay que añadir el modelado en "chevrans" de los reversos calcáreos conservados, que facilitan el reconocimiento de la estructura interna.

e) *El Valle del Aguasvivas*

Ya se ha podido observar como cada una de las unidades geomorfológicas estudiadas es atravesada por el Aguasvivas en sentido transversal a la propia dirección estructural. Se trata evidentemente de una valle discordante. Existe un pequeño sector donde el Aguasvivas abandona esta discordancia; es el tramo entre los hog-backs aptenses y vraconienses de potentes bancos calcáreos, al sur de Huesa del Común. El río atraviesa en "cluse" las calizas aptenses, quedando sin la potencia suficiente para seguir "cortando" la muralla calcárea siguiente, por lo cual se instala concordante con las alineaciones estructurales y posteriormente se vuelve a encajar en las calizas vraconienses.

El curso fluvial en todo este sector, tiene un carácter erosivo y su potencia ha sido destinada a atravesar las estructuras, encajándose más o menos profundamente, según lo permita la litología dando como resultado una alternancia de sectores abiertos y angostos.

En definitiva, los tramos anchos de este alto valle discordante se corresponden con la litología perteneciente al Keuper (arcillas y margas), Albense (arcillas), Mioceno (arcillas) y Carbonífero (pizarras) y los tramos estrechos se corresponden con las calizas del Jurásico, Cretácico, las dolomías del Triásico y las cuarcitas del Carbonífero.

En este alto tramo, no hemos llegado a distinguir niveles de terrazas; simplemente un fondo de valle abierto por material aluvial que puede corresponder con la T1.

La red fluvial en su conjunto esta formada por una jerarquía de barrancos de fondo plano que, sólo llegan a incidir de un modo lineal allí donde el material es duro, dando lugar a "cluses", en el caso de que lleguen a atravesar una estructura isoclinal o monoclinial "chevrans" en el caso de que únicamente modelen el reverso de dichas estructuras; individualización de relieves monoclinales, subdividiendo una misma alineación en varios sectores.

3. *Superficie de erosión*

A lo largo del estudio geomorfológico de todo este alto valle se constata la existencia de áreas afectadas por una superficie de erosión. Nos hallamos ante un arrasamiento generalizado de estructuras y materiales diversos, lo que nos hace pensar en un gran período erosivo.

a) *Cartografía de la superficie de erosión*

La localización de las nivelaciones erosivas, además de en el mapa geomorfológico, hemos tratado de cartografiarla a partir de otro criterio, la medición a través de una red contadora uniforme (1 km²), utilizada por TISCHER (1966), de aquellos desniveles entre cotas máxima y mínima de elevación. Así pues, una vez aplicado este criterio a todo el valle y hallada la media del desnivel del conjunto, hemos establecido aquellos sectores superiores e inferiores a esa media.

En el curso alto del Aguasvivas, la media sectorial ($78,75 \text{ m/km}^2$) es mayor a la media general ($67,87$); hecho fácil de comprender si tenemos en cuenta que aquí se localizan las máximas alturas disecadas por la red fluvial. Sin embargo, no podemos pensar que no existan zonas de desniveles relativos pequeños, la localización de éstas se reduce a la Sierra de Segura, pequeños sectores del Anticlinal de Cabezos Altos, Las Planas de Cañamonte y los anticlinales mesozoicos entre Huesa del Común y Blesa. A pesar de ser poco extensas son muy significativas y su correspondencia con los tramos de localización de superficies de erosión es perfecta. Ahora bien, no encontramos en este alto valle ninguna cota de desnivel inferior a 20 metros; la causa es diversa. En el valle concordante, la superficie de erosión la hallamos inclinada, con lo cual el desnivel entre un área y otra siempre tendrá un valor apreciable. A esto hay que añadir el estado de degradación que ofrece la superficie de erosión, pero esto lo apreciamos mejor en el alto valle discordante.

En este último, la superficie de erosión (en este sector ya habría que aplicar el término de superficie de erosión-colmatación) se halla en un profundo estado de disecación, lo que conduce a la ausencia de tramos perfectamente llanos. Nos referimos concretamente al tramo de los pliegues de Huesa a Blesa, donde todo el sector ofrece el aspecto de penillanura imperfecta, debido a un abarrancamiento, poco incidido, pero que desvirtúa la primitiva superficie de erosión-relleno.

Por las razones aducidas llegamos a la conclusión de que no es en este alto valle donde se dan las condiciones idóneas para la conservación de la superficie de erosión; sin embargo no podemos generalizar, ya que si analizamos detalladamente los dos tramos en que hemos dividido el valle observamos que los menores desniveles, como he dicho antes, se encuentran allí donde tenemos cortografiadas las penillanuras erosivas.

b) Estructuras concretas a las que afecta

El primer paso para el estudio de esta topografía llana por sectores, nos lleva al análisis de aquellas estructuras afectadas. En este sentido clasificaríamos dichas estructuras en:

1. Estructuras Monoclinales: cuevas dispuestas a un lado y otro del gran anticlinal paleozoico de Cabezo Bendito, Mingo Blasco, Cabezos Altos.
2. Estructuras plegadas:
 - Positivas: Anadón, Mingo Blasco y el tramo de Huesa a Blesa.
 - Negativas: Sinclinal de Huesa y Plou.
3. Estructuras microplegadas: las plantas de Cañamonte.

A medida que hemos ido analizando la geomorfología de la zona nos hemos dado cuenta que allí donde existía una estructura plegada o monoclinal, ésta era biselada a techo, de tal modo que, haciendo un recorrido de sur a norte encontramos las cuevas oligocenas, cretácicas, jurásicas, triásicas, los pliegues paleozoicos, triásicos, jurásicos y cretácicos con sus zonas somitales arrasadas.

— Paleozoico:

El estado actual que presenta el anticlinal de Cabezo Bendito es claramente erosivo. Nos inclinamos a pensar que los vestigios de nivelaciones erosivas sobre paleozoico se deben a la erosión terciaria. Con esto no pretendemos negar la existencia de la superficie pretriasica, para cuya prueba había que señalar la acumulación de conglomerados basa-

les triásicos en los bordes del anticlinal, provenientes de la erosión de éste; pero hacemos constar que la datación del actual relieve aplanado, es posterior al plegamiento alpino, el cual fracturó y plegó el antiguo anticlinal, cuyas cumbres encontramos hoy a un mismo nivel topográfico.

— Jurásico:

El conjunto de anticlinales Huesa-Blesa presenta un aspecto de pequeñas elevaciones alomadas cuyo estado de evolución es extremo. Son retazos de una superficie de erosión sobre dolomías mal conservadas por el avanzado estado de disección ocasionado por la red de barrancos sobre dichas dolomías, y la fosilización miocena, que ha llegado a cubrir las estructuras preexistentes.

Las zonas arrasadas sobre material jurásico las encontramos en el sector más septentrional del alto valle (El Rellano, Huerta de Morenilla...), y las razones de esta restringida localización, no son otras que la inexistencia de este piso en el resto del área de estudio por los motivos ya expuestos. Únicamente en el límite Sudeste del Cerro de la Muela encontraremos una extensa penillanura sobre calizas jurásicas, que incluso llegan a dar la imagen en el extremo nororiental de superficie primitiva, salvaguardada de la disección fluvial, porque la erosión remontante de los barrancos no ha llegado a ese nivel topográfico.

Los buzamientos de las series arrasadas llegan a alcanzar los 50°, hecho que habrá que tener en cuenta para eliminar un determinismo causa-efecto, entre los grados de buzamiento y el modelado de una penillanura, además de su posible estado de conservación. Si bien los buzamientos superiores, próximos a la verticalidad y hog-backs se resisten a la conservación del afloramiento.

— Cretácico:

Las cuestas y pliegues cretácicos también han sufrido una marcada evolución, siendo afectados por la erosión en su totalidad, aunque en la actualidad el plano erosivo se conserve sólo allí donde la resistencia de los materiales ha bloqueado el posterior desmantelamiento de la red fluvial. Así las calizas del Aptense y Vraconiense conservan el biselado en sus estructuras, mientras que el Albense queda vaciado. El mejor ejemplo de superficie de erosión primitiva lo encontramos en la Muela de Anadón, donde sólo se aprecian pequeñas incisiones fluviales relacionadas con la erosión remontante de los barrancos que desaguan en el Aguasvivas.

En este caso del Cretácico, las estructuras afectadas son tanto plegadas como monoclinales. Dentro de las Plegadas podemos distinguir dos sectores:

— Sector de las Planas de Cañamontero, que se corresponde con una formación de flysh grosero, donde los estratos calcáreos tienen unos 50 cm. de potencia y se hallan interestratificados con una formación margosa.

— Sinclinal de Huesa, donde la serie superior se halla arrasada tanto en su flanco norte como en el sur, aunque en el septentrional alcanza una mayor extensión, gracias al menor buzamiento, que favorece el aplanamiento, modelado éste por los "chevorns" resultantes de la incisión fluvial posterior.

Dentro de los Monoclinales, hay que destacar la Sierra de Oriche, donde a lo largo de unos 14 km. ofrece un escarpe erosivo, resultado de la nivelación de su parte más alta, y la actuación de la red fluvial individualizando la cuesta. Se trata de una banda de no más de 200 m. de ancho en toda la alineación montañosa, dibujada en las calizas somitales

y únicamente desfigurada por los barrancos de reverso, que por erosión remontante, llegan a instalar su cabecera en el plano erosivo una vez que han variado el rumbo al llegar al cambio de pendiente.

— Oligoceno:

El único testigo que tenemos en todo el valle del Aguasvivas de Terciario nivelado, lo encontramos en el límite meridional de este alto valle. Nos referimos a lo que hemos llamado sierra de Segura, estructura monoclinial de conglomerados oligocenos que, siendo la elevación mayor del valle (llega a sobrepasar los 1.400 m.) se halla perfectamente nivelada a partir de los 1.200 m. Este relieve se halla incidido por barrancos que han llegado a instalar su cabecera prácticamente en el escape favoreciendo capturas hacia los afluentes del Aguas, que en un recorrido menor salvan un desnivel mayor que los barrancos, de reverso, quienes descienden al río Vivel, dibujando un perfil longitudinal suave.

Las conclusiones que podemos extraer de este apartado son varias:

A) No existe una relación determinante entre las estructuras y la ubicación, y posterior conservación, de la superficie de erosión. Tanto los pliegues como los relieves monoclinales se hallan afectados por ella, y únicamente las peculiaridades dentro de estos grupos estructurales son las que han favorecido la degradación y aun desaparición de la nivelación erosiva. Dentro de estas peculiaridades cabe resaltar el grado de buzamiento y la litología.

B) El grado de buzamiento no puede ser considerado como un elemento insalvable a la hora de explicar la existencia o no de una superficie de erosión. Ahora bien, es evidente pensar que en situaciones límites puede ser fundamental. Es decir, allí donde los estratos se presentan a modo de "hog-backs", la biselación de las capas es difícil, máxime si a este criterio añadimos el de espesor de la serie, una serie estrecha vertical podrá ser biselada, por su posterior conservación se encuentra dificultada por la facilidad con que puede ser atacada a partir de los planos de estratificación y afloramiento de rocas incoherentes. Basta para entender esto la evolución del flanco sur del Sinclinal de Huesa.

En el otro extremo, un grado de buzamiento pequeño, unido a un espesor considerable de la serie afectada, garantizará una superficie de erosión extensa y probablemente más duradera, en las mismas condiciones litológicas que la anterior (Sierra de Oriche).

C) Como hemos visto, la génesis, de un penillanura no va unida a un tipo determinado de litología (Planas de Cañamontero), pero ésta es el elemento fundamental para su conservación.

A pesar de habernos referido a este punto como no determinante en el sentido de encontrar superficies planas sobre repliegues de diversidad litológica, no podemos olvidar que la dureza o delezabilidad de las rocas constituye el factor clave para la conservación de esa planitud. Así, los casos de resistividad diferencial entre arcillas albenses y calizas vracenienses se repiten en el alto valle; sin embargo las margas y calizas aptenses son aplanadas a un mismo nivel, como si tal diferencia ante la erosión no existiera entre ellas, este distinto comportamiento se explica por un factor ya mencionado: el espesor del techo calcáreo en el caso de la sierra de Oriche es de 10 m. y el talud de arcillas del Albense llega a una potencia de 60 a 70 m. La erosión ante estas condiciones arrasó en un primer momento ambas litologías, pero su conservación posterior sólo es palpable en los materiales resistentes, mientras que los incoherentes son excavados.

c) *Correlación de testigos de la superficie de erosión*

Nos hemos referido ya a la cronología de cada una de las series afectadas por la nivelación erosiva; éstas van desde el Ordovícico al Oligoceno.

Intentamos llegar a una localización topográfica para establecer el origen de esos aplanamientos, tratando de dilucidar si ha habido un arrasamiento generalizado o varios períodos erosivos. El punto más alto donde constatamos el aplanamiento está a 1.404 m. en el Cerro de la Eria (sector Occidental de la Sierra de Segura), y el más bajo, dentro del área del alto valle, se halla a 880 m. en la alineación anticlinal que pasa por Blesa. El desnivel entre ambas cotas es de 524 m., evidentemente grande, si tenemos en cuenta que nos referimos a un sector muy reducido.

La gradación de alturas es un hecho, traducido en el relieve a modo de peldaños topográficos. El biselado erosivo se localiza en⁵:

- Sierra de Segura: 1.240 m. (E) y 1.400 m. (W).
- Sierra de Oriche: 1.220 m. (E) y 1.300 m. (W).
- Anticlinal Paleozoico; de Este a Oeste:
 - Cabezos Altos: 1.040 m.
 - Mingo Blasco: 1.060 m.
 - Cabezo Bendito: 1.000 m.
- Cerro de la Muela: 1.000 m. (E) y 900 m. (W).
- Planas de Cañamontero: 900 m.
- Anticlinales de Huesa a Blesa: 820 m. (E) y 900 m. (W).

No debe equivocarnos el hecho de que se vaya produciendo un escalonamiento en la nivelación erosiva, puesto que existe un paralelo escalonamiento topográfico, que con una pendiente utópica de un 3,33 % va descendiendo hacia el norte, dirección dominante en la afluencia del río. Las causas de esta diferencia de cotas pueden ser varias:

- Variedad de períodos erosivos, si bien no podemos plantearnos la existencia de tantos períodos como niveles erosivos.
- Complejo de fracturas, que desnivelen una misma superficie de erosión. Resulta difícil imaginarse, sin embargo, sucesivas banquetas desniveladas por fracturas paralelas entre sí, dando como utópico salto de falla 500 m. Existen fallas afectando a las series niveladas, pero la mayoría de ellas ligadas a fases de la orogenia alpina anteriores a la biselación y han sido así mismo niveladas por la propia erosión.
- Actuación de un ciclo erosivo ligado a la topografía de modo que "barriera" los relieves sobresalientes a lo largo de todo el valle, afectando sólo al "techo" de las estructuras cuya topografía fuera similar a la actual. En líneas generales, el aspecto que ofrece hoy el valle del Aguasvivas y sus márgenes sería similar al resultante de la orogenia alpina, si bien habría que matizarlo con basculamientos, rejuegos de fallas y sobre todo, un aplanamiento erosivo decapitando los relieves culminantes. Así pues, creemos que el condicionante fundamental para la explicación de la desnivelación topográfica de un relieve en descenso progresivo hacia un "nivel de base general" localizado en nuestro caso en el norte, es decir en la depresión del Ebro. Se trataría así de una "desnivelación singenética" impuesta

⁵ Las cotas expuestas se corresponden con el nivel topográfico a partir del cual se constata la superficie de erosión.

por la desnivelación original, cordillera Ibérica-Depresión del Ebro. Pero además la erosión ha ido "acomodándose" en unos casos y otros a la altitud inicial de cada una de las estructuras. Todo lo cual no excluye la fracturación de la superficie erosiva, pero en nuestra opinión se trata de simples juegos postalpinos que sólo desnivelan localmente la penillanura (La Planilla, El Cerro de la Muela, etc.).

d) *Cronología*

Utilizando el más tradicional de los sistemas de datación cronológica en geomorfología, hemos intentado deducir la edad del arrasamiento, a partir por una lado de las series a las que afecta, y por otro lado, a partir de aquellas cuya estructura no ha sido nivelada; posteriormente se trata de averiguar cuál es la relación entre estas últimas series y la superficie erosiva.

Ya vimos en el primer análisis de la superficie de erosión cuáles son las estructuras afectadas, todas ellas generadas durante la orogenia terciaria, por lo que se puede hablar de una superficie de erosión postalpina y más concretamente posterior a la gran fase saábrica de dicha orogenia. Si bien no vamos a relacionar todas y cada una de las formaciones, sí haremos mención de cuál es el último piso nivelado en nuestro sector; se trata del Sannoisiense u Oligoceno Inferior, representado por las cuevas conglomeráticas que señalan el límite sur del valle del Aguasvivas. Mediante este criterio únicamente podríamos datar la superficie como post-stampiense, por ser éste el período en que se produjo la deformación de los conglomerados sannoisienses. Ahora bien, existe un largo período geológico entre el Stampiense y las formaciones que enlazan topográficamente con la superficie de erosión, y que corresponden al Mioceno Medio, con estratificación horizontal rellenando las cubetas entre los anticlinales arrasados de Huesa a Blesa. Esto nos permite matizar más la cronología de la superficie, puesto que hay una correlación entre el mecanismo destructor y el relleno, una dependencia entre erosión-colmatación simple: a medida que se van arrasando los relieves sobresalientes, el material arrancado se acumula en las charnelas sinclinales o áreas depresivas, rellenándolas. Se trata del criterio de datación de superficies erosivas por depósitos correlativos. Ahora bien, dentro de este curso alto, estamos faltos de formaciones neógenas que sirvan de "comodín" para datar la superficie de erosión; la explicación de esta inexistencia puede estar en la elevación topográfica de este sector durante la sedimentación terciaria, lo que no favoreció la deposición neógena, por lo cual hay que descender hacia el norte, hasta Huesa, para encontrar un Mioceno, que ayude a datar dicha superficie por el criterio antedicho.

Como indicamos, es necesario llegar a Huesa para encontrar un Mioceno albergado en las depresiones mesozoicas. Todavía en el sinclinal de esta población, la penillanura destaca topográficamente sobre el rellano terciario, pero hacia el Oeste, la superficie de erosión va enrasando con la deposición miocena, quedando a un mismo nivel topográfico. El mismo caso se produce hacia el Este donde, en las Planas de Cañamongo, sector oriental, el Cretácico nivelado enlaza altitudinalmente con el Terciario de la Depresión de Muniesa. Este enlace se repite en el curso alto y, tenemos constancia de él en los alrededores de Blesa (límite septentrional de este curso), donde el Mesozoico arrasado y Mioceno se confunden topográficamente.

En función de lo expuesto la superficie de erosión puede considerarse miocena. Sin embargo, hacia el oeste de Fonfría, en el alto valle encontramos una formación datada como Mioceno Medio (CARLS, 1964), Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (MOISSENET, 1980) o como Mioceno Medio (YETANO, 1980). Frente a esta opinión, MARTIN

FERNANDEZ, CANEROT y otros (1977) datan esta formación como pliovillafranquienes admitiendo una tectónica muy reciente que habría elevado dicha formación hasta los 1.600 m. a los que se encuentra.

Nosotros aceptamos mejor las primeras opiniones.

Pues bien dicha formación se encuentra fosilizando la superficie de erosión elaborada sobre los conglomerados del Oligoceno Inferior. De aquí deducimos que dicha superficie es cuando menos pre-mioceno medio.

Esto nos ha llevado a plantearnos si la superficie de erosión del Alto Valle es pre-miocena. Bajo nuestro punto de vista no. Es cierto que la superficie de erosión en un sector de la Sierra de Segura, se halla fosilizada por una acumulación del Mioceno Inferior-Medio, pero también es evidente que en el sector de Blesa-Muniesa la superficie de erosión emplama con el Mioceno Medio-Superior, por lo que concluimos en una datación Mioceno-Superior.

Puntualizando más la génesis de la superficie de erosión del alto valle, y según una idea que es recogida de nuevo en el curso medio, la elaboración de la superficie de erosión en el curso alto del Aguasvivas sigue diversas etapas:

1. Una vez finalizada la principal fase de la orogenia alpina comienza la elaboración de la superficie de erosión.

2. La fase principal, de carácter compresivo, va seguida de fases de distensión que hacen rejuglar las estructuras preexistentes durante el Mioceno (fallas, intrusiones, pliegues laxos...) lo que modifica localmente la topografía inicial de la superficie.

3. Tras estas pulsaciones intramiocenas se pone fin a la elaboración de la superficie de erosión al final del Mioceno.

e) *Características de la nivelación erosiva*

El estudio de las superficies de erosión en toda la Ibérica, ha supuesto numerosas investigaciones sectoriales en las que se han utilizado diversos razonamientos para explicar los distintos niveles topográficos de los aplanamientos. Así GUTIERREZ ELORZA (1981) parte de una misma superficie de erosión nivelando todos los relieves preexistentes, y fracturas en bloques a causa de los movimientos postalpinos; YETANO (1980), refiriéndose al sistema Ibérico Zaragozano, se refiere a una "superficie en collados" respetando los relieves residuales.

Dentro del alto valle la disposición de la superficie erosiva tiene una característica concreta, la disminución del nivel topográfico hacia el norte. Desde las cuestas de conglomerados stampienses al anticlinal retiene de Blesa, existe una gradación altitudinal suave, encontrando entre los distintos niveles una diferencia de no más de 100 metros, que nunca se traduce en la topografía, sino que los niveles se hallan separados espacialmente por excavaciones erosivas (valles sobre el Keuper, Albense, etc.). Se trata de una superficie de erosión inclinada singenéticamente y acomodada a la topografía. Con un nivel de base hacia el norte, el "barrido erosivo" desmoronó las cumbres estructurales según su elevación. De este modo, los relieves que tras el plegamiento alpino dominaron altitudinalmente el sector, hoy lo siguen haciendo, a pesar de su aplanamiento de cumbres, manteniendo "grosso modo" la misma gradación en altura que existía a fines de la fase Sávica.

Aceptar la génesis de una superficie de erosión inclinada singenéticamente hacia el norte, excluye implícitamente la existencia de fracturas responsables de los distintos niveles erosivos. Es cierto que la subsidencia de la depresión del Ebro, con pulsaciones

más o menos intensas, pudo producir un cierto escalonamiento en dirección a la propia depresión, pero como ya apuntamos no podemos admitir que sea ésta la explicación válida para nuestro sector, por la no constatación de dichas fallas, y menos en un número suficiente como para individualizar cada bloque.

Creemos que el hecho de tener un nivel de base subsidente, la depresión del Ebro, ha condicionado durante todo el período genético de la superficie de erosión-relleno, el dispositivo de ésta.

No podemos comparar nuestro caso con el de otros sectores de la Ibérica, donde sin seguir dirección dominante alguna, los niveles erosivos se elevan a alturas variadas, bien sea por juegos neotectónicos o por la existencia de sucesivos niveles residuales a la erosión.

2. *Basculamiento*

A la mencionada inclinación del plano erosivo hipotético hacia el Norte, hay que añadir otro basculamiento continuado en el espacio y real en cada sector; nos estamos refiriendo al basculamiento hacia el Este de la superficie de erosión. En el capítulo de correlación de testigos establecimos una localización de cotas en el sector oriental y occidental para cada estructura nivelada erosivamente y el resultado es el de una clara desnivelación en dirección Oeste-Este en todos y cada uno de los relieves aplanados.

La explicación pudiera estar en una basculación genética o en una basculación posterior a la elaboración de esa superficie de erosión, traducción de una movilidad neotectónica post-alpina. Carecemos de elementos de juicio para ambas hipótesis. Ahora bien, en el caso de que la desnivelación fuera postgenética debiéramos de encontrar el Terciario de relleno también basculado, puesto que son correlativas y sincrónicas la superficie de erosión y la de colmatación; el Terciario Superior sedimentado en posición horizontal habría sufrido, simultáneamente al nivel erosivo, un basculamiento hacia el norte.

Por último, un acomodo a la topografía existente. De nuevo una estabilidad tectónica continuada podía permitir hablar de una superficie de erosión acomodada a las alturas somitales preerosivas. Todo esto nos lleva a pensar en un nivel de base para los agentes erosivos situado en el ángulo nooriental de nuestro sector. Esta explicación queda en parte reforzada por la actual disposición de la red fluvial del Aguasvivas, a lo largo de todo su recorrido. El río únicamente recibe afluentes por su margen izquierda, llevando él mismo una dirección tendente a SW-NE. El hecho queda reflejado en la figura 4 donde hemos intentado plasmar esquemáticamente la disposición de la superficie de erosión inclinada en dos direcciones cuya combinación hace resultar una pendiente generalizada de dicha superficie hacia el NE, producto de una basculación singenética acomodada a la topografía existente.

4. *Modelado de Vertientes y estudio del sistema morfoclimático*

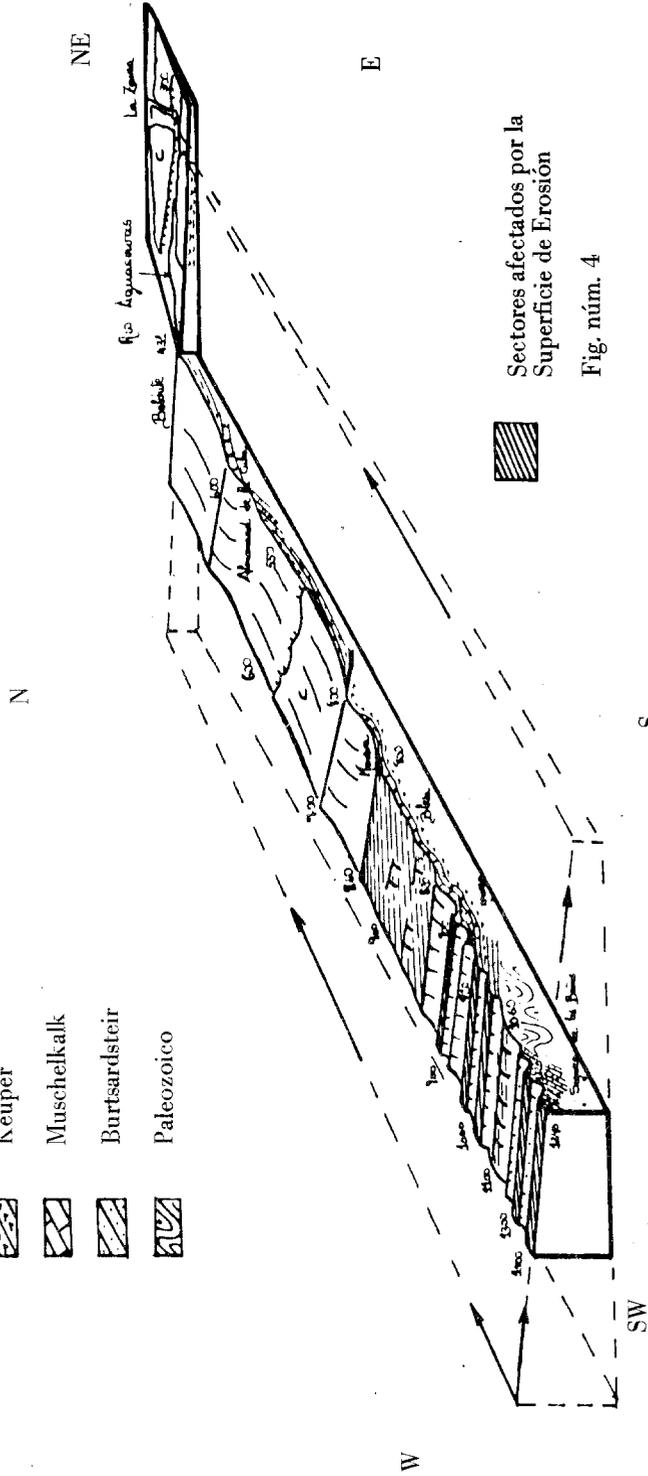
El estudio de las vertientes del Alto Valle merece un capítulo por el interés que ofrece su modelado, debido a la existencia de fenómenos relacionados con un sistema morfogenético de tipo periglacial, aunque la matización del término es importante. Obviamente nos referimos a un modelado periglacial heredado de fases frías cuaternarias, si bien no descartamos un periglacialismo de carácter muy reducido y estacional.

El capítulo queda dividido en dos grandes apartados:

- Modelado de Vertientes.
- Sistema morfogenético.

Disposición de la Superficie de Erosión

-  Cuaternario
-  Terciario Superior
-  Terciario Inferior
-  Cretácico Superior
-  Cretácico Inferior
-  Jurásico
-  Keuper
-  Muschelkalk
-  Buntsandstein
-  Paleozoico



Sectores afectados por la Superficie de Erosión

Fig. núm. 4

a) *Modelado de Vertientes*

En este apartado nos concretamos a las vertientes de las cuevas que bordean al anticlinal paleozoico, modeladas en sus frentes por pequeñas terrazas de soliflucción y algunas acumulaciones, pequeños canchales de clastos heterométricos.

Nos hemos detenido para el estudio de estos fenómenos en la cobertera del flanco sur del anticlinal paleozoico, donde hemos constatado ambas formaciones.

— Soliflucción:

Las condiciones favorables para el modelado en terrazas de soliflucción en nuestro valle están basadas en dos hechos. Por un lado la existencia de un material incoherente y poco permeable que, al mezclarse con el agua (fluvial o de deshielo) circulante sobre la vertiente, alcanza el estado solifluidal y es capaz de descender pendiente abajo gravitadamente. Este sería el caso de las arcillas, tanto del talud de la sierra de Segura (Danien-ses), como del de la Sierra de Oriche (Albense); y por otro lado la presencia de agua suficiente para que el material adquiera el estado solifluidal.

Este proceso se ve favorecido por la ausencia de una vegetación lo suficientemente densa como para favorecer la retención del suelo.

Estas vertientes con soliflucción presentan un perfil con características concretas, tanto en la Sierra de Oriche como en la de Segura, la pendiente en el talud es fuerte (24 % en la Sierra de Oriche y 20 % en la de Segura) dando lugar a pequeños escalones solifluidales que no alcanzan más de 5 m. de anchura.

— Canchales:

Hemos constatado la existencia de canchales en la cabecera de algunos barrancos temporales en las vertientes del Alto Valle (Sierra de Oriche, sinclinal de Huesa). Se trata de pequeñas acumulaciones de clastos calcáreos de aristas vivas y superficies groseramente lisas. De estas dos características parten nuestros planteamientos sobre su origen crioclásico.

La eficacia de la gelifracción sobre las calizas es importante, presuponiendo condiciones idóneas, produciendo mediante la alternancia hielo-deshielo gelifractos que según las condiciones climáticas, pueden disponerse ordenadamente en la vertiente. De nuevo la inexistencia de una vegetación que actúe defendiendo el sustrato rocoso, hace que el hielo sea activo como agente de erosión. Estos canchales, encontrados a partir de los 1.000 metros de altitud no tienen ningún tipo de continuidad; se identifican con pequeños "huecos" en la vertiente en los que se han podido crear unas determinadas condiciones microclimáticas que favorecen la producción de gelifractos. El espesor de esas acumulaciones es mínimo, hasta el punto de aflorar el sustrato calcáreo-arcilloso en la mayoría de las acumulaciones.

El problema de ambas formaciones, solifluidales y canchales, lo constituye su marco cronológico, al cual ya hemos hecho mención: Cuaternario o Actual.

Es innegable la existencia de un periglacialismo Cuaternario, ya que existe constancia de que el fenómeno afectó a nuestro sector —TRICART, 1967—. Ahora bien, esta acción del hielo, sobre todo en la gelifracción "es la manifestación del frío más común en las regiones mediterráneas. Sobre el borde septentrional del Mediterráneo y en altitud, se continúa ejerciendo en nuestros días sobre las pendientes fuertes y en numerosos lugares donde la vegetación está degradada y cubre mal el suelo..." TRICART et CALLEUX (1965).

Así pues, tampoco podemos desechar la funcionalidad de la gelifracción, aunque sea

atenuada y muy reducida espacial y temporalmente. Esta temporaneidad nos la afirma el estudio climático del sector sobre el que trabajamos.

b) *Estudio del sistema morfoclimático*

El hecho de que aparezca intercalado en el estudio geomorfológico un apartado climático, no está motivado por el único interés de añadir un apéndice inconexo con el tema.

Sólo contamos con una estación donde podamos recoger conjuntamente datos de temperatura y precipitación: Muniesa. Aun así la serie de la que disponemos es muy corta (1945-1958). Ahora bien, sería un error aplicar el carácter del clima de Muniesa a todo el Alto Valle, en la medida que altitudinalmente dicha localidad ocupa una de las cotas más bajas de este sector (783 m.), lo que supone una dulcificación de las temperaturas, así como una disminución de las precipitaciones matizando que estas últimas tienen un carácter nivoso poco acusado, hecho clave de cara a la funcionalidad de formaciones periglaciares.

Ante la inexistencia de datos de temperaturas más elevada, hemos extrapolado los datos de Muniesa en dos puntos: la Sierra de Oriche, generalizando su altitud a los 1.200 metros y la Sierra de Segura 1.300 m., incluyendo los datos de precipitación de la estación de Huesa del Común a 869 m. (Fig. 5).

— Precipitaciones:

Los 408,4 mm. anuales de precipitación media a lo largo de la serie de años estudiada no pueden considerarse cuantiosos; nos hallamos ante una zona de escasas lluvias, regularmente repartidas a lo largo del año, hecho que nos resulta extraño si atendemos únicamente a la ubicación regional. Al indicar bien repartidas debemos matizar, ya que si bien las diferencias no son notables entre meses o estaciones, tampoco cabe esperarlas, dado el escaso volumen total.

Tras haber realizado un estudio de las máximas precipitaciones diarias, hay que dejar claro que si bien la cuantía de las lluvias no es grande en su cifra absoluta, el hecho de que se registren máximos diarios rondando los 60 mm., nos está indicando la existencia de una precipitación torrencial. A esta afirmación va unido el carácter de aquella que se produce en verano (tormentas originadas por una borrasca térmica), y primavera y otoño (ciclogénesis mediterránea de carácter tormentoso). Este tipo de lluvias descargadas normalmente en un espacio de tiempo reducido (carecemos de datos que indiquen la intensidad de la precipitación diaria), producen un efecto muy claro de erosión en algunas vertientes. Pero podemos llegar a pensar en otro tipo de efecto sobre la litología blanda. Una cantidad suficiente de agua puede llegar a destruir la conexión entre las partículas que tapizan la vertiente, envolviéndolas en una película líquida y, siendo deslizadas pendiente abajo. La falta de una cubierta vegetal densa acelera el proceso de empapamiento por parte del sustrato rocoso. Ahora bien, en nuestro sector no podemos avalar la funcionalidad de la soliflucción en virtud de la escasa cuantía de precipitaciones evaluadas y del abancalamiento antrópico que han sufrido algunas vertientes.

En lo que se refiere a las precipitaciones nivosas, éstas son escasas temporalmente, alrededor de cinco días de nieve al año, lo que supone cinco posibles ciclos de hielo y deshielo. No podemos, sin embargo, evaluar la importancia de estos ciclos ya que carecemos de datos referentes a la cuantía de la precipitación nivosa, presumiblemente mínima a juzgar por la escasa humedad de la zona, y a la pervivencia temporal del manto nival.

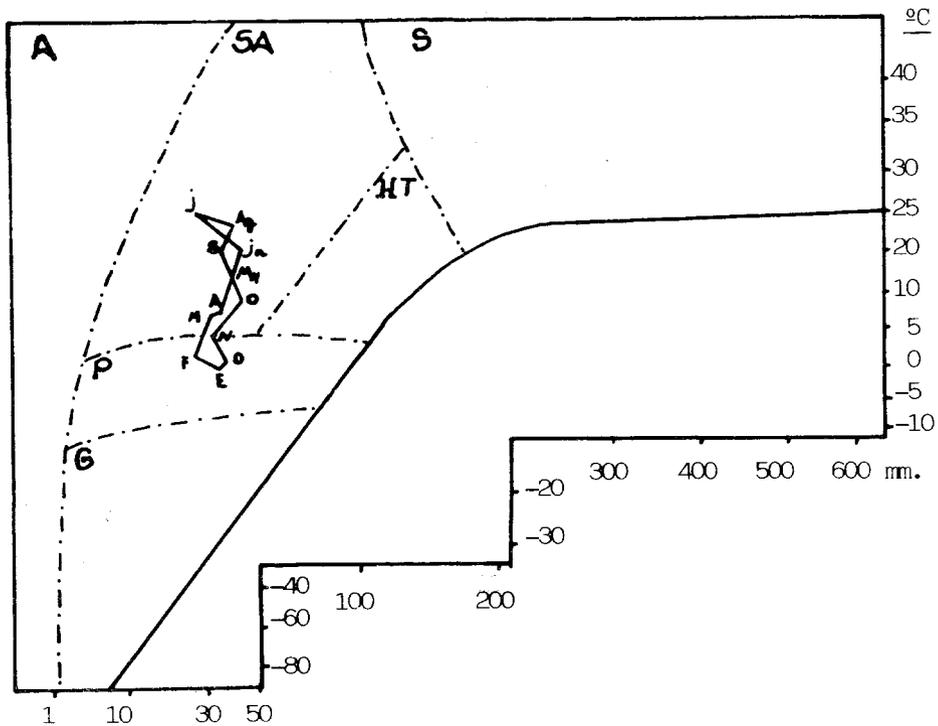
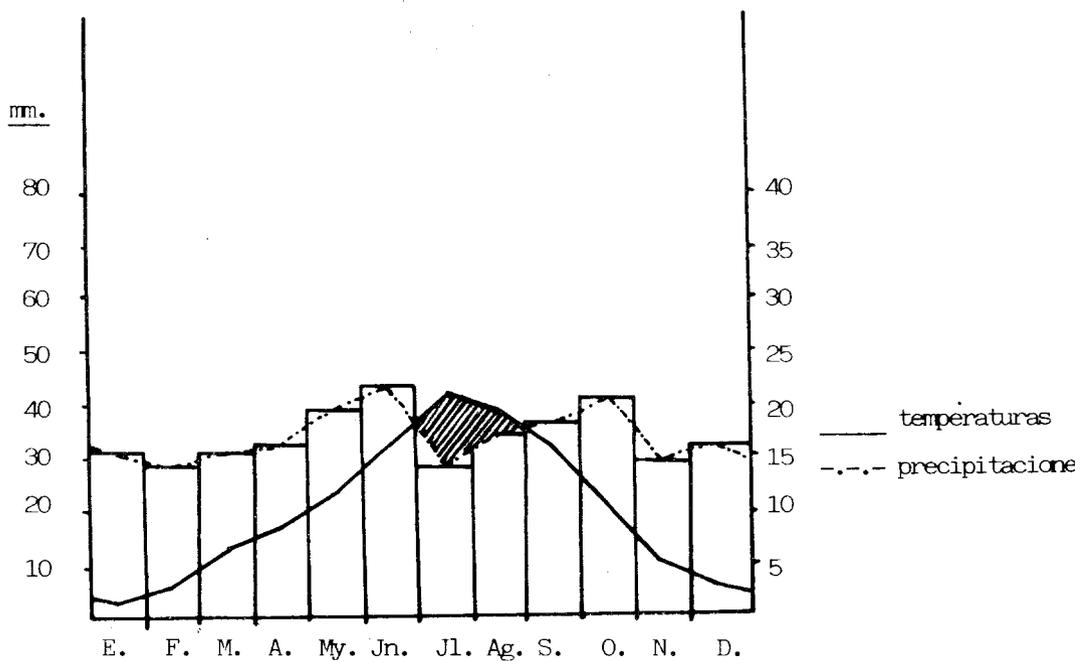


Fig. 5. Climograma y gráfico de temperatura y precipitación elaborados a partir de los datos referidos a Huesa del Común.



Así pues, tanto por la cuantía de precipitaciones líquidas como sólidas no es posible afirmar la funcionalidad de los procesos de soliflucción.

— Temperaturas:

Si la soliflucción no ha quedado explicada por las precipitaciones actuales, dado su escaso volumen, el otro fenómeno a estudiar, la aparición de canchales, queda unido directamente a los ciclos térmicos. En este sentido no podemos basarnos en las temperaturas medias mensuales como único elemento a "barajar" en el estudio climático; sin embargo, carecemos de datos de temperaturas máximas y mínimas referentes a Huesa del Común, por lo que nos conformamos forzosamente con los datos de Muniesa, donde desde noviembre a abril se cuenta con unas medias mensuales de mínimas absolutas por debajo de los 0°, lo que está indicando en relación con las medias mensuales un ciclo de hielo-deshielo de carácter diario.

Contando con un período anual de ocho meses en los que puede helar, la condición para que se produzcan estas heladas es que exista una humedad ambiental determinada. Pues bien, hemos intentado relacionar el número de días de escarcha y lo único que hemos encontrado son datos referidos a cinco años (1955-1960) en Huesa del Común y de doce años (1970-81) para Muniesa. La fiabilidad de las medidas correspondientes sería escasa; por un lado lo corto de la serie en Huesa arroja valores poco representativos; por otra parte los valores de Muniesa no son fiables a una realidad que se produce 400 m. por encima de su localización topográfica. Así y con todo, las medias respectivas son 12,5 días para Muniesa y 25,6 para Huesa (al año).

Así pues, podemos hablar de una pequeña y probable funcionalidad de los canchales, que además se encuentran sin colonizar por parte de la vegetación, prueba ésta que apoya su actividad. Si a estas afirmaciones añadimos la especial ubicación de todas las acumulaciones, en vertientes nortes escarpadas, con escasas horas de insolación invernal, podemos afirmar la existencia de crioclastia funcional, aunque no por ello nos atrevemos a emplear el término "periglaciario", ni tan siquiera temporalmente, ya que estas acumulaciones no son otra cosa que formaciones marginales del periglaciario, que pueden por lo tanto producirse fuera del ámbito periglaciario, como resultado de la interacción de distintos factores, tales como una litología géliva favorable (calizas), una exposición idónea (vertientes nortes), y unas condiciones climáticas que, sin ser claramente "periglaciares", favorecen la existencia de formaciones marginales.

En definitiva, estamos muy lejos de poder hablar de una región morfogenética periglaciario. Todo este Alto Valle hay que englobarlo en un sistema morfogenético semiárido en función principalmente de las escasas precipitaciones. Admitimos sin embargo, y ateniéndonos a las bajas temperaturas invernales, la existencia de un ciclo hielo-deshielo en algunas épocas en que la humedad ambiental lo permita. De ahí que, cuando menos, consideramos funcionales los canchales afirmando el carácter heredado de la soliflucción.

Aplicando los criterios de WILSON (1969), las características morfogenéticas de nuestro sector son:

- Moderada desagregación mecánica
- Moderada alteración química
- Mínimos desplazamientos en masa
- Máxima erosión fluvial
- Moderada erosión eólica.

Las tres primeras características son explicables en base al escaso contingente hídrico, tanto referido a precipitación (desplazamiento en masa), como a humedad atmosférica y temperatura (desagradación y alteración). La cuarta característica obedece a un determinado modo de producirse la precipitación (torrencial). El último punto está condicionado por la topografía, ya que Muniesa se halla en una pequeña cuenca donde la acción eólica se ve frenada por los relieves circundantes, mientras que en función de la disposición del relieve, no es de extrañar que el viento influya en las depresiones intramontanas, las cuales están orientadas de NW a SE, dirección predominante del viento en la Depresión del Ebro.

B) TRAMO MEDIO DEL VALLE DEL AGUASVIVAS

Aguas abajo de Blesa el paisaje cambia, las grandes estructuras desaparecen dominando las acumulaciones postorogénicas⁶ que rellenan las áreas depresivas y enlazan con los retazos de penillanuras erosivas. Es el dominio de las formaciones banales. Se van sucediendo relieves, en su mayoría aplanados que descienden hacia el Aguasvivas mediante pendientes no superiores al 5 % en algunos casos. Nos hallamos aquí ante una extensión máxima de los glaciares a lo largo del valle, que fosilizan el Terciario entallado por el Aguasvivas que, aun sin llegar a crear nítidos escarpes estructurales, debido a su escasa potencia, condiciona la génesis de un relieve tabular.

Tomando Blesa y Belchite como frontera meridional y septentrional respectivamente, el río desciende desde los 770 metros a los 430 m. a lo largo de 37 km.

El curso medio del Aguasvivas, lo hemos limitado geomorfológicamente por dos ejes estructurales: el anticlinal de Almonacid de la Cuba al Norte y el anticlinal de Blesa al Sur. De este modo englobamos una cuenca terciaria rodeada de deformaciones mesozoicas. Esta cuenca queda dividida por otro afloramiento jurásico, el anticlinal de Moneva (del pantano de Moneva), que individualiza dos sectores: el Subsector meridional, con deformaciones mesozoicas arrasadas y el Subsector septentrional de relleno terciario tabular y retoque cuaternario (terrazas y glaciares).

Esta individualización es la que jalona el guión a seguir y de nuevo es el cauce fluvial el que "presenta" las unidades atravesadas.

El estudio del Curso Medio finaliza con el capítulo dedicado a la superficie de erosión evitando, al igual que en el Curso Alto, la reiteración de estudios parciales dedicados a este tema.

1. *Subsector Meridional*

La individualización de este tramo no se debe exclusivamente a una división espacial orientada a un tratamiento de escala más asequible, sino que la diferencia geomorfológica con el subsector septentrional impone un estudio separado. Los últimos apuntes mesozoicos del valle (exceptuando el anticlinal de Almonacid de la Cuba) se encuentran aquí, y este hecho marca una impronta paisajística basada en mayores niveles topográficos, aparición de estructuras plegadas y localización de nivelaciones erosivas sobre los pliegues jurásicos. Todo ello acompañado por una extensión reducida de los glaciares (en comparación con la que adquieren en el subsector septentrional) y la

6 Posteriores a la fase compresiva principal de la orogenia alpina: fase sálica.

casi inexistencia de niveles de terraza. En definitiva, un dominio de las estructuras plegadas sobre aquellas en disposición horizontal.

Al Aguasvivas dibuja un recorrido SSW-NNE en el tramo Blesa-El Ginebral para instalarse con un claro rumbo Sur-Norte hasta el pantano de Moneva. El cambio brusco de rumbo hace pensar en dos posibles hipótesis. Por un lado la superposición. Se parte de un antiguo cauce fluvial sobre la superficie de erosión-colmatación siguiendo la dirección SSW-NNE. En este caso el primitivo cauce habría despreciado las diferencias litológicas entre el Mesozoico y el Neógeno.

Paralelamente a este hecho, se admitiría la existencia de otro cauce fluvial que, teniendo como nivel de base la subsidente depresión del Ebro ubicaría su cabecera en el Terciario de Moneva. La evolución de ambos ríos se deduce rápidamente. La mayor actividad erosiva del segundo es comprensible si tenemos en cuenta la menor resistencia litológica de su valle. El retroceso de su cabecera puede permitir la captura del "antiguo" Aguasvivas, que lentamente cruzaba las calizas del Anticlinal de Moneva. Esta hipótesis quedaría avalada únicamente por la existencia de un paleocauce que continuara con la dirección del río hasta el Ginebral. Sin embargo, no hemos encontrado ningún paleocauce a partir de la fotografía aérea, aunque sí un barranco de fondo plano que fluye perfectamente alineado con el río; se trata del barranco que atraviesa el Plano de las Ventas. Apoyando esta idea observamos que la isolínea de 800 m. en el mapa de superficies extremas máximas señala la presencia de un antiguo cauce en este sector, ancho y poco encajado, que pudiera corresponderse con el hipotético Aguasvivas inicial.

La segunda hipótesis está basada en la aparición de una estructura con una dirección desconocida hasta este tramo; nos referimos al Anticlinal de las Lomas que, de Sur a Norte, flanquea por la margen derecha al Aguasvivas. Aun teniendo en cuenta que el río se ha instalado sobre una superficie de erosión-colmatación, el progresivo rejuvenecimiento de las estructuras ha condicionado su dirección; la existencia al norte de Blesa de una estructura desarrollada de Sur a Norte, con unas dimensiones considerables, habría impuesto la dirección del río. El Aguasvivas se encajó en la charnela del anticlinal de calizas eolíticas para aguas abajo incidir en el Terciario conglomerático.

Al llegar a la Ermita de Sanched, el río dibuja un codo al excavar su cauce en una litología más blanda; se trata de un sustrato de arcillas y bancos de conglomerados, que han facilitado la instalación del río, adoptando localmente el rumbo SSE-NNW, "salvando" el domo de Moneva, para llegar al pantano con un sentido que le será habitual hasta Samper de Salz, el Sur-Norte.

Cualquiera de las dos hipótesis es aceptable aunque no definitiva. Replantaremos el problema al hacer el estudio geomorfológico y tectónico del Anticlinal de Las Lomas, tratando de dilucidar cuál ha sido la verdadera causa del cambio brusco de dirección, aunque no deseamos los planteamientos sugeridos en las dos anteriores explicaciones.

a) *Anticlinal de Las Lomas*

Quizás el aspecto más destacable del anticlinal sea su dirección Norte-Sur, a diferencia de las direcciones seguidas por las alineaciones de pliegues mesozoicos que se adaptan a la dirección del gran eje paleozoico de Montalbán; nos hallamos en presencia de una estructura en completa discordancia con los pliegues que le rodean, ya que hacia el nordeste (sierra de Arcos), se vuelve a adoptar la dirección NW-SE. La explicación a este cambio brusco de dirección nos hace pensar en una adaptación al zócalo paleozoico fracturado. Esta estructura presenta un carácter completamente disimétrico, puesto

que sólo uno de los flancos, el oriental tiene una representación extensa, mientras que el occidental, a pesar de la aparición de todos los pisos litoestratigráficos correspondientes, carece de una extensión aflorante similar. Esta disimetría parece estar indicando el sentido de la fracturación del zócalo; suponiendo la fractura en la charnela del anticlinal, el flanco elevado sería el oriental y el hundido el occidental (Corte II).

El aspecto que ofrece la casi totalidad del afloramiento jurásico es la de una estructura aplanada, cuyas cimas traducen una penillanura desigualmente extensa y conservada según los sectores en función de:

1. La estructura misma del pliege. En el flanco oriental del anticlinal los estratos tienen una disposición subhorizontal lo cual si no ha determinado, sí ha favorecido la elaboración de un nivel de aplanamiento claro, fácilmente observable desde la carretera al norte de Muniesa.

2. La litología. La existencia de una gran variedad de pisos aflorantes desde el Jurásico basal hasta el Malm (desde el Hettagiense al Kimmeridgiense), no se corresponde con una posible variedad litológica, que queda resuelta en una alternancia entre margas y calizas.

La conservación de esos aplanamientos está en función de la mayor o menor delezabilidad de las rocas. En relación con esto, y refiriéndonos al flanco oriental, se constata una perfecta correspondencia entre niveles topográficos y afloramientos litológicos. La red fluvial se ha encajado allí donde la litología lo ha permitido, llegando a individualizar alineaciones de pequeñas cuestas de cornisa calcárea (Dogger) y talud margoso (Toarciense, Liásico) en el sector del Reguero, desapareciendo en estos tramos cualquier vestigio de penillanura; por el contrario, los afloramientos calcáreos del Malm han favorecido la conservación de la planitud erosiva, aunque ésta tenga una característica especial: el escalonamiento topográfico. Nos encontramos en presencia de una superficie elaborada en el flanco oriental, y que de Oeste a Este posee la siguiente localización altitudinal:

	Oeste	Este	
Sector Norte	758 m.	822 m.	Los Villaretos
Sector Central	776 m.	860 m.	Cabezo de los Ramos
Sector Sur	780 m.	840 m.	El Piquete

El desnivel topográfico que encontramos es grande, más si tenemos en cuenta que la desnivelación se realiza no a través de pendientes suaves, sino a través de escarpes.

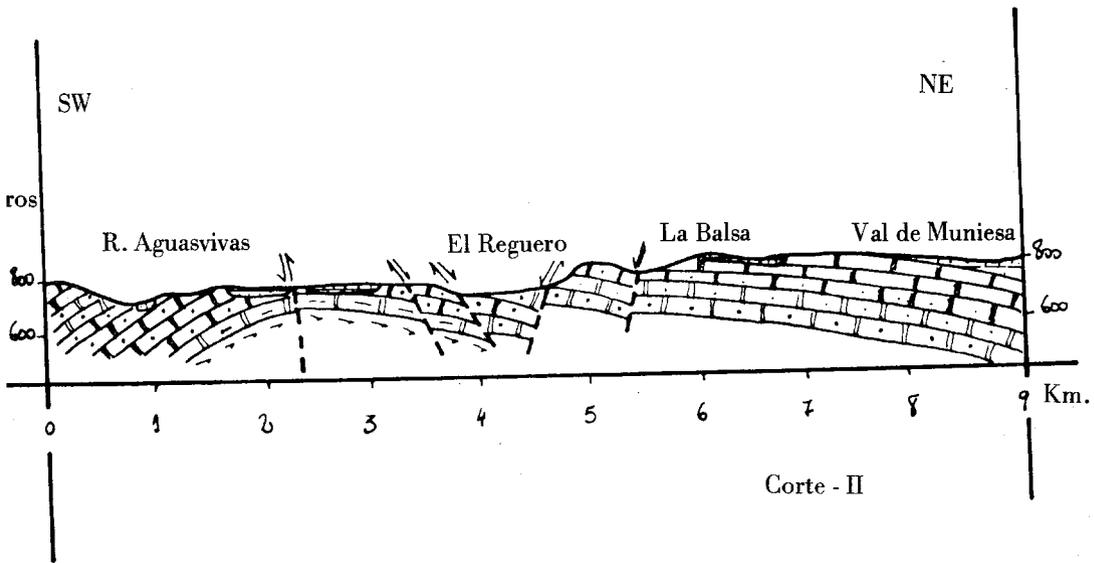
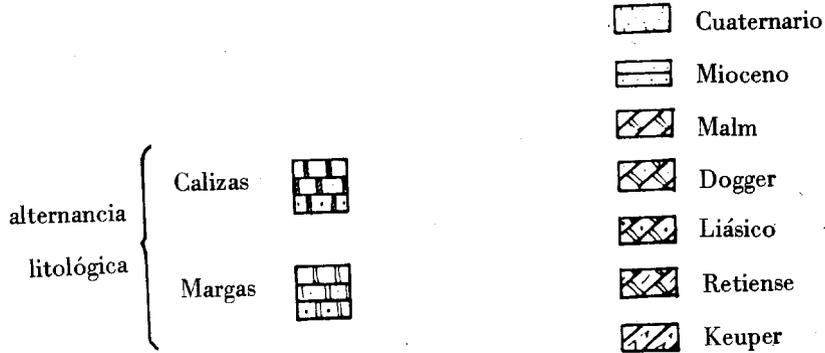
3. El escalonamiento de la superficie de erosión a partir de fallas. Podríamos plantearnos la existencia de una correspondencia entre dicho escalonamiento y el estratotecho calcáreo-dolomítico de cada piso crono-estratigráfico y litológico, donde el escaso buzamiento de la formación podía dar lugar a banquetas estructurales, a modo de una gran pseudo-tábula con escarpes derivados y compuestos, quedando patente la estructura a partir de la incisión de la red fluvial.

Sin embargo, el estudio detallado sobre el terreno y sobre la fotografía aérea, permite constatar la existencia de líneas de capa biseladas a distintos niveles topográficos, cuya planitud en muchos casos está intacta, favorecida por los factores ligados a litología y estructura.

Así pues, nos hallamos en presencia de un escalonamiento de superficies erosionadas con un doble sentido.

El escalonamiento norte-sur se produce mediante una falla aprovechada por la val, sobre la que se instala la carretera que va de Moneva a Muniesa.

Anticlinal de las Lomas



El bloque de Los Villaretes-El Serrallón, se levanta sobre el sector meridional, quedando a 100 metros sobre éste último. Además de elevar el bloque septentrional sobre el meridional unos 100 m., ha provocado un basculamiento hacia el Norte, hecho deducible del sentido de la disección fluvial que se ha establecido con un rumbo SW-NE, sentido de la desnivelación de la superficie de erosión; lo que ha contribuido a mantener el plano de falla "limpio" de la erosión lineal.

Por otro lado el escalonamiento Oeste-Este es paralelo cronológicamente al escalonamiento norte-sur; existe un desnivel Oeste-Este, que ha condicionado la evolución oriental del Anticlinal de Las Lomas en banquetas, cuyo principal problema planteado es el origen y el momento en que se produjeron.

Habíamos desechado la posibilidad de un escalonamiento de la estructura suboriental a partir de la disección de la red fluvial. La constatación de estratos biselados a un mismo nivel en cada banqueta nos obliga a hablar de superficie de erosión.

Ante la presencia de tres niveles de aplanamientos cabe preguntarse sobre su origen y la respuesta es simple si realizamos una abstracción; en efecto, si olvidamos las incisiones fluviales de la serie de barrancos que desembocan en la Val de El Reguero (Hilada de la Vega, Barranco del Polillo...) y unimos los relieves más sobresalientes se obtiene una perfecta línea recta que se corresponde con el escarpe entre banqueta y banqueta; se trata de una falla. Estas fallas se han desnivelado hacia el centro del Aguasvivas, quedando las banquetas con una gradación altitudinal mayor a medida que nos alejamos del cauce principal.

Este escalonamiento tectónico se conserva en algunos tramos en estado primitivo: Corral de Cámaras, con 500 m. de escarpe conservado y donde el retoque fluvial sólo ha hecho retroceder el plano de falla unos metros y El Piquete, separando la banqueta superior de la media y prácticamente toda la alineación entre la media y la baja.

Hacia el flanco occidental y próxima al núcleo del anticlinal, encontramos una nueva banqueta, en un estado de evolución muy avanzado pero sobresaliendo topográficamente sobre la anterior. La nueva fractura ha sido aprovechada por el barranco del Reguero, que se encaja fuertemente en ella, aprovechando de este modo la fosa tectónica.

Resulta muy interesante observar la concordancia entre la dirección de la Val de El Reguero y el Aguasvivas a partir del codo que este último marca en El Ginebral. Hemos encontrado aquí la base para la explicación del codo a que anteriormente nos referimos: la formación de una pequeña fosa subsidente rellena de material terciario, y cuya posible y casi segura deformación no nos es fácil descubrir. Pues bien, esta pequeña fosa de edad reciente (no olvidemos que desnivela la superficie de erosión) sería cuando menos intra o fininiocena) ha dirigido la dirección del río, marcando un cambio brusco en su rumbo de fluencia, hasta este punto SW-NE y, localmente hasta Moneva, SE-NW.

4. La mayor o menor actividad de la red fluvial. Dentro del flanco oriental encontramos una mayor intensidad erosiva en la vertiente occidental, debido a la proximidad del nivel de base del Aguasvivas; se trata de un salto en algunos casos con pendientes superiores al 60 % que ponen en contacto el relieve plegado con un glacis de erosión de pendientes menores a un 5 %. Esto es explicable si tenemos en cuenta la disposición sectorial vista en el apartado anterior, dado que la red de fallas va escalonando el relieve hacia el río. Ahora bien, hay que matizar esta generalización, ya que en la zona de El Reguero, la ubicación de la pequeña fosa citada dentro de este flanco condiciona la fluencia de los barrancos hacia su centro, hasta el punto de encontrar dos colectores.

Sin embargo, la vertiente oriental del flanco que nos ocupa carece de desnivel hacia la Val de Muniesa. La carretera coincide con la val, excavada en el Terciario, donde ape-

nas se aprecia un desnivel con las zonas más altas, ya que nos hallamos ante una superficie de erosión-colmatación, escasamente retocada.

Lo mismo ocurre con la Val Honda, que discurre hacia Muniesa con una pendiente inferior al 5 %, lo que ha significado la creación de un curso de agua poco encajado. El resultado en líneas muy generales es el de una vertiente oriental apenas retocada, frente a una vertiente occidental abarrancada considerablemente.

En el flanco occidental las condiciones para la conservación de la superficie de erosión son de carácter negativo. La acción de los barrancos, abundantes, ha dado lugar a la formación de auténticas hiladas de margas completamente disecadas y a algún pequeño banco calcáreo, que queda como testigo de la superficie erosiva. Además todo este sector occidental se halla modelado por un extenso glacis de erosión que se enraíza en Agudo y bisela los pliegues jurásicos, dejando en resalte únicamente pequeñas lomas redondeadas.

En definitiva nos hallamos ante una unidad cuyo aspecto, monótono, no responde en ningún modo a una complejidad tectónica (de varias direcciones), y en la que la red fluvial ha jugado un papel decisivo, siendo favorecida en su acción erosiva por una litología alternante en cuanto a su resistencia; dicha red tiende a rejuvenecer un relieve erosionado y dislocado, que ha quedado como un hito fundamental para la datación tanto de la superficie de erosión como de movimientos postalpinos.

b) *El Domo de Moneva*

El "Volcán", llamado así por los habitantes de la zona, es un afloramiento pequeño de Triásico Superior e Infralías o Retiense en su núcleo y cobertera respectivamente. La aparición del Triás de nuevo, tras los afloramientos del curso alto ocupando algunas charnelas de pliegues mesozoicos en el tramo de Huesa del Común a Blesa, responde a las características propias de una eyección local del Keuper. La localización puntual de esta extrusión puede deberse a la confluencia de varias fracturas rejugadas.

La aparición de este relieve extrusivo se relaciona con un rejuego postalpino. La constatación de movimientos intramiocenos que creen fenómenos de extrusión (domo de Moneva) o dislocación (superficie de erosión del anticlinal de Las Lomas) nos hace abandonar la idea de calma tectónica miocena que manteníamos para el Alto Valle, en donde constatamos un descenso topográfico paulatino del nivel erosivo, por lo cual, durante el período de elaboración de la superficie de erosión y con posterioridad no parece que se produjesen reajustes tectónicos, salvo el posible basculamiento de la propia superficie de erosión.

El actual estado del domo es el de un relieve desventrado, donde la litología ha favorecido el vaciado del núcleo arcilloso, dejando la cobertera dolomítica, con una potencia de unos 20 metros, como testigo estructural de la formación. Un barranco de incisión lineal ha excavado el núcleo del domo, formando una pequeña red de surcos fluviales, que con una componente radial desmantelan las deleznable arcillas verdes, rojas, naranjas agranadas... del Keuper, que por otro lado dan un talud regularizado. El domo ha quedado individualizado por una red de barrancos de fondo plano, que lo exponen como una muestra espectacular.

El aspecto predominante estructural que ofrece el domo se debe a dos factores fundamentales; por un lado el tipo de litología que lo configura. Sabemos que las arcillas del Keuper son fácilmente excavables, hecho que condiciona determinadamente la no conservación de un plano erosivo, que sólo podríamos encontrar en las dolomías retien-

ses. Por otro lado el hecho de que la extrusión de haya producido a partir de un rejuego intramioceno ha hecho desaparecer las nivelaciones anteriores.

c) *El Terciario de Moneva*

La referida manifestación extrusiva del Keuper en el domo de Moneva por movimientos intramiocenos, enlaza con la idea de una fase distensiva (posterior a la fase compresiva principal) a la que habríamos ligado los escalones de la superficie de erosión en el Anticlinal de Las Lomas y que, remontándonos hacia el curso alto está también relacionada con las deformaciones (extrusiones similares a las del domo de Moneva) de los pliegues mesozoicos entre Huesa del Común y Blesa.

En relación con esta fase distensiva intramiocena hay varios hechos que refuerzan su existencia:

1. En las proximidades del domo de Moneva encontramos un Mioceno conglomerático completamente deformado buzando 35° hacia el Este.

Es curiosa su disposición; se trata de un potente banco de conglomerados heterométricos, no ordenados, con bolos calcáreos, adosados al domo en la misma dirección y con el mismo sentido de su buzamiento.

Sobre éstos se asienta un Terciario discordante y horizontal. Nos hallamos en presencia de un movimiento anterior al Mioceno Superior y posterior al Mioceno Inferior y Medio.

2. Dejando los Materiales mesozoicos que ocupan el sector de los Villarettes-El Serallón y hacia la Depresión Terciaria de Moneva, hallamos otro paquete conglomerático apoyado discordantemente sobre las calizas y margas jurásicas. Se trata de un banco de conglomerados miocenos que buza unos 30° al Oeste incluido en una formación con tres niveles.

3. En la margen izquierda del Aguasvivas, a su paso por Moneva, aparece otra formación detrítico-grosera buzando alrededor de 45° en el mismo sentido y dirección que lo hacen las dolomías retienses del domo en este sector.

Se trata presumiblemente, y por su semejanza con otras formaciones cercanas (conglomerados de Blesa en la depresión que enlaza la cuenca terciaria de Muniesa y Moyuela) de conglomerados miocenos con una tonalidad rojiza dominante, debido a las interstratificaciones de arcillas.

En definitiva, tras las observaciones referidas, el planteamiento es el siguiente: Encontramos un mioceno Inferior o Medio basculado y manteniendo una relación con los relieves mesozoicos preexistentes a este buzamiento de dos tipos: 1) Concordante. Entendiendo como representativo el caso del Terciario adosado al Domo de Moneva, de modo que la extrusión del Keuper y el levantamiento de las dolomías retienses afectó a un Terciario que entonces se encontraba en posición horizontal como relleno de las deformaciones mesozoicas. En el momento del rejuego, los conglomerados son levantados en el mismo sentido que lo hace el domo quedando éste rodeado de una aureola conglomerática que posteriormente será fosilizada por un Mioceno más reciente y desmantelada en algunos lugares donde, aprovechando el contacto entre el Terciario y el Mesozoico, la red fluvial ha llegado a individualizar el domo, exento de los relieves circundantes. 2) Discordante. Este sería el caso del mioceno conglomerático de la hilada de la Carretera, apoyado sobre el flanco este del Anticlinal de Las Lomas con una disposición contraria a ese Mesozoico.

La discordancia viene a coincidir con la prolongación de la línea de falla que limita

la fosa de El Reguero, y su explicación es la siguiente: en el momento en que se produjo la falla y el consiguiente levantamiento del bloque mesozoico, el Terciario que estaba depositado horizontalmente fue levantado y apoyado sobre la fractura.

Exceptuando estos apuntamientos locales de Mioceno Inferior y Medio "movidos" encontramos en todo este subsector meridional del Valle Medio un Mioeno horizontal, instalado en el centro de la fosa de Moneva, que es atravesado por el Aguasvivas, el cual aprovecha la referida línea de falla que limita al Oeste la pequeña fosa de El Reguero. Esta formación terciaria queda deprimida en función de la fosa tectónica, pero a su vez se halla dominando el talweg del Aguasvivas.

d) *Los glacis*

Los glacis se presentan en este subsector meridional como una de las más destacadas formas de modelado en las proximidades del curso fluvial. Favorecida, en cierto modo, su localización por la existencia de fracturas paralelas al cauce del Aguasvivas, se enraízan en las líneas de falla y tienen como base el propio Aguasvivas o el Barranco del Reguero.

Se trata en su mayoría de glacis erosivos, que presentan sólo algún tipo de acumulación detrítica llenando huecos preexistentes, por lo que en algún caso pueden ser considerados como mixtos. El carácter erosivo es una constante a lo largo de todo el curso medio, tanto en el subsector meridional como en el septentrional. En muchos casos sólo han quedado las superficies inclinadas sobre el sustrato rocoso, mediante un plano utópico, debido a la aparición de pequeñas y redondeadas lomas mesozoicas, retazos de una disecada superficie de erosión sobre las calizas, que rompen el plano de pendiente del glacis.

La inclinación varía de unos sectores a otros, siendo superiores los valores de la margen izquierda (Campillo de Moneva, 2 %; El Quemado, 3,3 %; Sanchez, 1,8 %; La Ausiella, 3,7 %) sobre los de la margen derecha (La Porquera, 5,3 %; El Polillo, 5,9 %; La Tarihueta Roya, 5,4 %).

La diferencia entre ambas márgenes se explica por distintos factores. De un lado hay que tener en cuenta que "La pendiente de los glacis donde aflora el sustrato es habitualmente superior a la de los glacis con material detrítico" (TRICART, 1972). Por otra parte estas pendientes están condicionadas por las distintas ubicaciones de las formaciones mesozoicas con respecto al nivel de base, que difiere según los casos, siendo mayor dicha distancia en la margen izquierda.

La datación de este nivel de glacis, que consideramos único, resulta difícil si tenemos en cuenta que las terrazas, elementos decisivos para la datación relativa, no existen en este sector. Además de las acumulaciones de fondo de valle y la TII, sólo contamos con un pequeño retazo de la TII, en el sector del Barranco de la Librería sobre el cual descansa el glacis que desciende de los relieves mesozoicos.

Nos servimos sobre todo de la diferencia altitudinal con respecto al nivel de base. Esta diferencia oscila alrededor de los 10 m. Ayudándonos de ambos criterios nos atrevemos a datar el glacis como del Cuaternario Medio-Reciente en el sentido de que altitudinalmente fosiliza la TII y queda por debajo de la TIII.

2. *Anticlinal del Pantano de Moneva*

El límite que hemos establecido entre los dos subsectores del curso medio está representado por un anticlinal, suponemos que fallado, con un carácter profundamente asimétrico y de gran importancia en cuanto a la constatación en él de rejuegos intra-miocenos.

Analizando detenidamente las series litológicas que componen el anticlinal encontramos una sucesión de terrenos que van desde el Triásico Superior (Keuper) hasta el Mioceno Medio; la deformación afecta a todos ellos, aunque de distinta manera.

A techo aparece una diferencia entre ambos flancos. Mientras que en el flanco sur, directamente sobre el Jurásico, se disponen los conglomerados del Mioceno Inferior Medio, que sufren una pseudoconcordancia deposicional en este sector, en el flanco norte y concordantes con las series anteriores, aparecen unos bancos areniscosos de tonos agranados. Estas areniscas de cemento calcáreo, dada su clara concordancia con las series anteriores y su discordancia angular con los conglomerados y arcillas miocenas, las hemos considerado paleógenas, anteriores a la principal fase de compresión orogénica, causa primera de la deformación anticlinal. Recubriendo esta deformación, se encuentran los conglomerados miocenos, tanto del Mioceno Inferior Medio (flancos norte y sur) como del Mioceno Superior (flanco sur), diferenciándose ambas formaciones tanto por la composición litológica como por las características de dichos componentes; los conglomerados del Mioceno Inferior Medio, tienen unos componentes areniscoso-cuarcíticos y calcáreos, éstos últimos en mayor proporción, con un cemento arcilloso-areniscoso e índices de rodamiento y desgaste variado según la ubicación, así como una ordenación sectorial. Los conglomerados del Mioceno Superior son calcáreos en su totalidad, sin ningún tipo de ordenación, presentando un aspecto caótico en cuanto a la heterometría de los cantos entre los que destacan grandes bolos decimétricos. El cemento es detrítico arenoso y los cantos no presentan ningún tipo de rodamiento ni desgaste.

Estos conglomerados presentan un valor de buzamiento entre 15 y 30° que no se explica únicamente por una sedimentación acomodada a la estructura plegada, sino en base a un rejuego posterior a la principal fase de la orogenia alpina. Esto se confirma por la observación hecha en la margen izquierda del Aguasvivas en donde encontramos areniscas paleógenas fosilizadas por los conglomerados, los cuales se hallan completamente discordantes (al igual que en la margen derecha), pero afectados por una pequeña fractura a un lado y otro del paquete de areniscas.

Una de las características más destacables de este anticlinal es su disimetría, causa directa del distinto estado de conservación de ambos flancos. Esta asimetría la suponemos originada por una falla, respuesta a una fracturación inversa que ha dado lugar a un pliegue-falla con una vergencia clara hacia la Depresión del Ebro. Nos hallamos en presencia de una falla del tipo de las descritas por RÍCHTER (1956) en algunos sectores de la Ibérica.

Una vez analizados los componentes litológicos, así como las estructuras y tectónica, vamos a referirnos al modelado cuaternario para poder explicar el actual aspecto que ofrece el pliegue. La combe excavada por los Barrancos del Pantano ha sido favorecida, tanto por la litología (arcillas miocenas, margas triásicas), como por la tectónica (fractura del núcleo del anticlinal) y estructura (contacto discordante de las facies areniscosas y arcillosas).

Los flancos del anticlinal (refiriéndonos a la cubierta más externa de conglomerados y calizas miocenas) se hallan modelados de distinta forma. El flanco sur se halla mode-

lado por una alineación de "chevorns" en su parte inferior, resultado de una acción fluvial impresa. Estos "chevrons" quedan fosilizados por los glaciares de la Porquera que descienden hacia el río. El flanco norte se modela en "lenguas" de conglomerados separados por barrancos encajados que, aguas abajo, van ensanchando su perfil transversal, convirtiéndose en "vales" de límites imprecisos. Este flanco se halla retocado por un plano erosivo, cuya génesis queda facilitada por la subhorizontalidad de las capas.

3. *Subsector Septentrional*

La planitud topográfica, "grosso modo", es la principal característica de este sector, planitud que se basa en dos hechos.

Un primer hecho lo constituye el dominio casi total de formaciones terciarias de relleno. La existencia de los dos citados diques jurásicos al norte y sur de este subsector ha condicionado una deposición en cuenca, provocando un cambio lateral de facies durante el Mioceno. Estas formaciones que, a priori, podían dar lugar a un relieve tabular, han sido frenadas en su evolución por la existencia de una red hidrográfica de escasa potencia. Las vales de fondo plano, poco impresas y de límites difusos, apenas han retocado el relieve inicial. Sólo el principal cauce, el Aguasvivas, y sus afluentes más importantes (río Cámaras) han creado escarpes importantes en las series terciarias.

El segundo hecho se refiere al modelado en glaciares de todo este sector. Niveles de glaciares enraizados en los relieves topográficamente más elevados del Anticlinal de Moneva y las formaciones detríticas superiores de conglomerados miocenos.

La conservación de la nivelación ha quedado dificultada por la inexistencia de una red fluvial lineal, sustituida por otra derivada de condiciones tanto estructurales como climáticas, que no han permitido la concentración de las aguas corrientes.

La cuenca posee un carácter asimétrico, ya que la vertiente meridional es mucho más suave (1,25 %) que la vertiente septentrional (2,5 %), de ahí el desigual modelado de ambas. Esto tiene como única explicación el factor estructural. La sierra jurásica de Belchite ha condicionado la deposición de los materiales detríticos. La facies grosera de conglomerados se extiende desde el pantano hasta las cercanías de Lagata por ambos márgenes del río y cierra la cuenca por su límite occidental, flanqueando la margen izquierda del Aguasvivas. Al norte de Letux, predomina sin embargo una facies arcillosa, con intercalaciones de material evaporítico y con una formación detrítica a techo, responsable de los pocos relieves sobresalientes de este sector.

El río ha seguido en este sector dos direcciones. Una primera dirección, sur-norte, desde el Pantano de Moneva a Samper de Salz, ya que al correr encajado en los conglomerados no tiene libertad para divagar. Sólo al sur de Montalvo y Baldasnos, el río dibuja unos meandros, favorecidos por la existencia de una facies arcillosa-margosa. A partir de Samper de Salz el Aguasvivas retoma su dirección habitual SW-NE. De nuevo el ya aludido cambio de facies es el motor que favorece el cambio de rumbo. Al Norte abandona los conglomerados, que no aparecen aguas abajo más que en su margen izquierda, y discurre sobre las arcillas miocenas, hasta llegar al Anticlinal de Almonacid de la Cuba.

La basculación a la que aludimos en el curso alto refiriéndonos a la Superficie de Erosión parece que se vuelve a repetir en el curso medio. El río, cuando las condiciones litológicas le permiten, tiende a fluir hacia el Nordeste, motivado, suponemos y planteamos, por una supuesta rampa con dirección al nivel de base subsidente.

En definitiva nos hallamos ante un sector en el que la impronta litológico-estructural, acompañada por unas condiciones climáticas determinadas, ha dado lugar a un paisaje geomorfológico donde las formas banales son imperantes.

a) *Relieves de Conglomerados*

Facies dominante en el curso medio, es en este subsector donde su extensión es máxima. Al norte del pantano, salvo pequeños retazos de facies detríticas más finas y químicas (arcillas y calizas respectivamente) en el sector de Galán, y areniscas en el de Montalvo, el valle del Aguasvivas se encaja en los conglomerados hasta Samper de Salz donde desaparecen para dejar paso, por la margen derecha del río, a los materiales arcillosos y evaporíticos.

Esta formación presenta una variedad de facies constatable en un mismo sector; así, en el mismo pantano de Moneva podemos evidenciar la existencia de micro-conglomerados ordenados, próximos a bolos heterométricos intercalados en un banco caótico. Las diferentes condiciones sedimentológicas que tuvieron lugar durante su deposición son las responsables directas de esta diversidad de facies.

El resultado geomorfológico de estas potentes masas conglomeráticas es un paisaje en banquetas estructurales poco definidas. En efecto, la combinación de factores climáticos, litológicos, y estructurales ha dado lugar a un paisaje de formas mal definidas, constituyendo esto uno de los principales problemas para elaborar la cartografía de detalle. De aquí que hayamos, sólo en algunos casos, "sacrificado" la minuciosidad, por una mayor expresividad. Los múltiples y por otro lado apenas discernibles desniveles, que presentan las plataformas estructurales, los hemos reducido a aquellos más sobresalientes, estableciendo tres únicamente:

- Nivel de Alturas (720 m.), Varello Curto (660-680 m.) por la margen derecha del valle, y Montalvo (630 m.) y La Loma del Volar (604 m.) por la margen izquierda.

Esta diferencia topográfica dentro de un mismo nivel se debe a la disposición estructural ya que, como indicamos en el capítulo anterior, la paleografía previa a la deposición miocena era la de una cuenca cerrada por dos anticlinales de diferentes alturas. Pues bien, este nivel se corresponde con el techo de la deposición conglomerática, que ha sido puesta en resalte por la incisión fluvial. El resultado es el de plataformas individualizadas y aisladas.

- El segundo nivel topográfico y más extenso aparece en todo el curso medio del Aguas, desde el pantano a Almonacid de la Cuba.

Son los sectores de Baldasnos (590 m.), La Foya (560 m.), Peña del Rudena (570 m.) por la margen derecha, y el interfluvio entre el Cámaras y el Aguasvivas (560-580 m.), la Cerzana (540 m.), El Bolar (560 m.) por la margen izquierda.

Estas plataformas enlazan con las superiores por medio de glaciares erosivos o con material detrítico fino.

- El último e inferior nivel topográfico de conglomerados lo encontramos puntualmente localizado como borde inmediato del río: sector entre el Barranco del Lugar y Barranco de la Huerta en la Margen izquierda y el Campillo, al NW de Letux (520 m.) en la misma margen.

Este nivel está incidido a su vez por el río, que al salir de sus márgenes conglomeráticos, deposita su primer nivel de terraza (norte del pantano de Moneva, en el sector entre Baldasnos-Montalvo-Alturas).

Una vez establecidos los tres niveles topográficos en las formaciones englobadas bajo la denominación de "conglomeráticas" (por ser la facies dominante) nos referimos a las diferentes litologías.

Mientras que en la margen derecha del Aguasvivas los conglomerados no desaparecen hasta Samper del Salz, donde quedan cubiertos por facies más finas y de origen químico en algunos casos (yesos de Letux), en la margen izquierda se produce un "lapsus" conglomerático al Este de Galán donde encontramos plataformas de estratos calcáreos, margosos y areniscosos.

Ya hemos ido puntualizando cuál es el modelado sobre las formaciones conglomeráticas en lo que se refiere a la red fluvial. Pues bien, los cambios que ésta experimenta a medida que nos acercamos al hipotético centro de cuenca (sector al Este de Lagata) marcan un distinto modelado en el paisaje. Mientras que en las proximidades del Anticlinal del Pantano y del de Almonacid de La Cuba la red fluvial es de carácter lineal, incidiendo con mayor o menor potencia en el sustrato en función de la energía de relieve, hacia el centro de cuenca la red va perdiendo precisión en sus límites y disminuye su potencia erosiva; de los relieves exentos e individualizados (claras lenguas de Alturas), se pasa a las lomas redondeadas, donde es difícil apreciar los suaves encauzamientos del sector de La Foya-Baldasnos-Garganta (Hilada del Rosario, Hilada de Garnacha... en su curso bajo). Estas lomas dibujan un grosero aplanamiento a techo, sólo interrumpido por pequeños retazos de un nivel superior conglomerático que ha sido desmantelado.

En resumen, nos hallamos ante un paisaje geomorfológico monótono con un predominio de litología conglomerática que, en función de un determinado tipo de red fluvial, ofrece una sucesión de escalones cuyos "peldaños" se hallan suavizados en la mayoría de los casos por retoques cuaternarios, exceptuando el gran corte que en algunos sectores realiza el Aguasvivas creando escarpes que reducen el valle del río a un pasillo flanqueado por fuertes murallones conglomeráticos (estrechamiento del valle en Samper de Salz).

b) Plataformas de Lagata-Letux

Agua abajo del sector anterior asistimos al ya mencionado cambio de facies. Una vez abandonados los conglomerados que llegan hasta Samper, como límite más septentrional dentro de la margen derecha del río, aparecen formaciones de areniscas-arcillas-yesos; en este mismo orden y de norte a sur se presenta una típica sucesión de facies. Pero son las arcillas y yesos alternantes en bancos de unos 70 cm. de espesor las que forman el paisaje fundamental en todo este sector.

Es comprensible que la disposición de los materiales que acabamos de mencionar sea la horizontal. Pero esta generalización habría que matizarla ante la situación de las areniscas del NE de Letux, las cuales fosilizan los relieves monoclinales oligocenos de cuevas conglomeráticas. En Las Canteras y el Certón, las areniscas miocenas se asientan discordantemente sobre los relieves oligocenos, los cuales provocan, sin embargo, una basculación ligera hacia el centro de cuenca en las series miocenas.

El estudio de este sector permite que resaltemos el carácter asimétrico de esta cuenca interior. Mientras que los conglomerados ocupaban en el borde sur de la depresión y por su margen derecha entre 6-7 km., no aparecen en el borde norte, si bien cierran la cuenca por el oeste. El Anticlinal de Belchite se halla fosilizado desde Almonacid hasta el Montecillo por los relieves oligocenos, y éstos cubiertos directamente por las areniscas miocenas, que ocupan un sector muy reducido para dar paso a las arcillas y yesos de centro de cuenca.

El modelado de las plataformas está estrechamente ligado a las características de la red hidrográfica sobre la litología descrita. Barrancos de fondo plano y similares a los descritos en sectores cercanos a éste, imponen de nuevo un paisaje de relieves banales poco definidos.

c) *Cuestas paleógenas del Valle Medio*

En la vertiente sur del Anticlinal de Almonacid de la Cuba, se encuentran adosados a las calizas jurásicas unos bancos conglomeráticos y areniscosos a los que hace mención PALACIOS (1898), dispuestos en bandas paralelas y dando lugar a un relieve monoclinal de pequeñas cuestas que quedan fosilizadas, como hemos visto, por el mioceno horizontal. Este afloramiento del Oligoceno es puntual.

En el sector de Las Canteras aparecen estos estratos de areniscas y conglomerados, de unos 20 cm. de potencia con un buzamiento de unos 30-40° SE. Las areniscas, de tonos agranados, son muy deleznable, en función de su composición arcillosa, recordando aquellas que constatamos en el flanco norte del Anticlinal del Pantano de Moneva. Los conglomerados se disponen bajo un banco arenoso muy cementado y de color grisáceo.

El aspecto más singular es la falta de uniformidad de una a otra de las cuestas, traducida en una variedad de tamaños y de componentes litológicos. Esto nos hace suponer una sedimentación en distintas condiciones, o bien ligadas a diferentes fuentes suministradoras de materiales; en este sentido, los detritus pudieron proceder en determinados momentos de la Sierra de Cucalón y Herrera, explicándose de este modo la distinta componente y el mayor o menor porcentaje calcáreo o cuarcítico según los casos. Así, habría que entender la sedimentación como una serie de abanicos de material más o menos grosero y depositados en distintas condiciones. En cualquier caso estos razonamientos son hipótesis planteadas que intentamos exponer sin más pretensiones.

d) *Anticlinal de Almonacid de La Cuba*

Como frontera topográfica y geomorfológica de todo el curso medio se alza, aguas abajo de Letux, el tantas veces mencionado Anticlinal de Almonacid de La Cuba o Sierra de Belchite, utilizando la terminología de PALACIOS (1898).

Se trata del apuntamiento mesozoico más septentrional de nuestro valle, que como si quisiera dejar clara la importancia que el gran anticlinal paleozoico del curso alto ejerce en toda la región, guarda un paralelismo casi perfecto con la dirección cuasi-hercínica que aquel dibuja.

Este pliegue calcáreo aflora entre el Terciario detrítico y desaparece a noroeste y sudeste mediante dos claros cierres periclinales. Su interés geomorfológico tiene más importancia que el estructural o tectónico resuelto en unos puntos sencillos. De litología calcárea prácticamente en su totalidad, presenta una variedad de pisos que van desde el Lías al Dogger, apareciendo también dolomías (Liásico) y margas (Dogger). Son calizas blancas en su mayoría y con una diferente composición desde los estratos externos al núcleo.

Todo el conjunto se halla microplegado y profundamente tectonizado, resultando una aparente complejidad de direcciones estructurales que enmascaran la principal.

El hecho de que estemos en una región de transición entre la Sierra y una depresión de carácter subsidente, la del Ebro, condiciona los tipos de deformaciones que se

produjeron. Señalamos anteriormente algunas disimetrías en los anticlinales, tanto del curso alto como del medio, vergentes ligeramente hacia el norte. Pues bien, esta característica se puede manifestar también en un microplegado gravitacional, es decir en una serie de pequeños pliegues que van "cayendo" hacia la depresión, aunque el edificio estructural se mantenga en su forma anticlinal.

El modelado de la Sierra de Belchite traduce la erosión de barrancos lineales instalados en las calizas, dibujando "chevrons" y pequeñas pseudocuestas en ambos flancos, mejor conservadas en el flanco meridional como resultado de una vergencia hacia el Ebro. Además del modelado en "chevrons" y pseudocuestas hay que mencionar el vaciado de la charnela, que ha quedado como una "espina" con líneas de cumbres redondeadas.

La estructura se halla en gran parte fosilizada por el Mioceno detrítico (conglomerados) en su mitad occidental, y cubierta por el Oligoceno conglomerático en la oriental (nos referimos a las cuestas ya descritas). Su flanco meridional está fosilizado por los conglomerados, bien paleógenos, bien miocenos, resultando de ello un desnivel de 50 a 100 metros entre la base de la cuenca y el techo del anticlinal (asi entre La cerzana, 520 m., y la Zoma, 560 m.); en el sector occidental hay un desnivel de 40 m. y entre las Canteras y el Mojón del Lobo en el sector oriental, un desnivel menor a 90 m.). Esta energía de relieve se produce en escasos metros, siendo un contacto transgresivo entre el Mioceno y el Jurásico-Paleógeno y dando una pendiente de un 8 %. En el flanco septentrional el desnivel entre la cota más alta (Mojón del Lobo, 630 m.), y Belchite (430 m.) es de 200 m. que quedan dibujados en una pendiente de valor menor a un 6 %. Sin embargo en el flanco norte el contacto entre las series plegadas y las horizontales se hace mediante formaciones detríticas de tipo glacis que suavizan el desnivel, con lo cual a pesar de que la sensación de relieve es ligeramente mayor desde Belchite, es menos nítida que desde Letux.

El Anticlinal ha actuado como una barrera que ha permitido la colmatación de la cuenca que bordea y esto es constatable en la foz del Aguasvivas abierta en Almonacid de la Cuba, donde el desnivel topográfico que salva el río es de unos 80 m. favorecidos por la instalación de una presa en época reciente (romana), dificultando el "vaciado" de la depresión por parte del Aguasvivas. Pero este hecho supone que la Sierra de Belchite ha mantenido nuestro sector como una región endorreica o cuando menos de difícil drenaje, hecho que queda plasmado en la existencia de paleocauces en el trayecto de Samper de Salz Letux, dando lugar a áreas que topográficamente se asemejan a lagunas disecadas (nordeste de Letux).

e) *Glacis*

Hemos querido analizar previamente las unidades estructurales del sector para tener una idea de cuál es el ensamblaje en el que quedan modelados los glacis. Primeramente trataremos de explicar la tipología que hemos establecido en función de las distintas características que presentan:

1. Glacis de erosión: Aparece únicamente el sustrato rocoso, y en todo caso una fina película de material coluvial de vertiente, de tipo arcilloso.
2. Glacis de acumulación: El manto detrítico fosiliza los relieves subyacentes.
3. Glacis mixto: El sustrato rocoso aparece desnudo en algunos tramos, alternando con otros donde observamos una acumulación de material detrítico grosero.

1. *Glacis de erosión*

Ya hemos visto en el subsector meridional de este curso medio cuales eran las características de los glacis erosivos elaborados sobre los conglomerados que flanquean el río. Este mismo tipo de glacis aparece a lo largo de todo el curso del Aguasvivas, desde el pantano de Moneva a Almonacid de la Cuba.

Hemos reseñado en la cartografía cuáles eran estos tramos. En la margen derecha del Aguasvivas, a la salida del pantano, entre Baldasnos y Alturas, existe una banqueta de conglomerados inclinada hacia el cauce fluvial (7 % de pendiente). Esta banqueta empalma topográficamente con el glacis de la margen izquierda. Se trata de un nivel encajado en otro nivel más extenso al que nos referimos más adelante. Queda en resalte topográfico sobre el nivel II de terraza que cartografiamos en este sector. En el Campillo, al noroeste de Letux situamos este mismo tipo de glacis, aunque el desnivel relativo con el Aguasvivas sea ligeramente menor. Mientras que en él quedaba a unos 20 m. sobre el río, este del Campillo destaca de 6-8 m. sobre el talweg.

La razón de esta distinta ubicación responde a la adaptación al edificio estructural. Dado que son banquetas de conglomerados, un mismo nivel de glacis puede ser interrumpido por un estrato conglomerático y continuar pendiente abajo de modo que, si bien en unos sectores puede conservarse el tramo superior del mismo glacis en otros podemos encontrar el tramo inferior únicamente.

2. *Glacis de acumulación*

El único sector donde encontramos un glacis de acumulación típico es en Lagata. Asentado sobre los conglomerados miocenos, las características de uno de los perfiles estudiados son:

- Altura relativa de unos 20-25 m. sobre el nivel del río Aguasvivas.
- Rellanos de unos 200 m. de anchura con una pendiente inapreciable (1,6 %).
- El espesor del manto detrítico en la parte de mayor potencia es de unos 75 cm. mientras que en pocos metros desaparece.
- La composición litológica es de una mayoría de calizas (80 %) frente a una menor proporción de cuarcitas (20 %).
- Se trata de cantos heterométricos; heterometría que viene dada en gran parte por la existencia de bolos calcáreos, mientras que la mayoría de los cantos oscilan entre los 3-7 cm.
- No existe una ordenación clara.
- Cantos poco cementados con una matriz arcillosa ocre.

Se trata de una extensión puntual, muy local, de glacis que queda dominando la TIII, que se eleva sobre el río 15 m. Consideramos este nivel como Cuaternario Medio-reciente.

3. *Glacis mixto*

Identificamos como tal el localizado en el sector de Montalvo donde una banqueta conglomerática y erosionada queda recubierta según los tramos por un manto detrítico.

Desde el Barranco del Lugar al Barranco de la Huerta constatamos la presencia de una topografía inclinada que, con una pendiente de 5,33 %, une una mesa conglomerática con un estrato inferior, conglomerático igualmente. Esta topografía responde en

unos tramos a un simple retoque erosivo sobre el sustrato que ha quedado desnudo o bien un rellano detrítico en otros.

Es la carretera de Samper al Pantano de Moneva la que ofrece los perfiles, más o menos frescos, de este nivel detrítico:

- La altura relativa de este nivel es de unos 15 m. sobre el río.
- Las dimensiones de este glacis son de 1 km. desde el área fuente a su escarpe interno y poco más de 2 km. de largo.
- La potencia de la acumulación es de 2 a 2,5 m.
- Aspecto ordenado en bancos horizontales.
- Composición litológica predominantemente calcárea, guardando la misma proporción que la de los conglomerados de los que procede.
- Dominio de cantos de pequeño tamaño.
- Existe escaso material fino; sólo a unos 50 cm. de la base encontramos una capa arcillosa.

Bajo este nivel aparece un banco conglomerático que queda flanqueando el río. Este nivel topográfico de glacis queda ligeramente más bajo que el de la margen derecha del Aguasvivas en este mismo sector, y les damos una semejante datación cronológica.

Por último vamos a referirnos a la formación detrítica al nordeste de Letux.

Las plataformas de materiales evaporáticos y arenoso-arcillosos al este y nordeste de Letux quedan en algunos casos coronadas por un banco detrítico que actúa de estrato resistente ante la erosión lineal. Este depósito detrítico se asienta discordantemente sobre los conglomerados y areniscas paleógenas (Las Canteras) y concordantemente sobre los yesos y arcillas miocenos (La medalla). Hemos estudiado en el sector de las Canteras un perfil de esta formación y revela las siguientes características:

- Potencia entre 1-2 m.
- Material heterométrico, bastante cementado.
- No se aprecia ningún tipo de ordenación, aunque en la base aparecen pequeños cantos en bancos horizontales.
- La litología dominante es la calcárea con 80 % de calizas y 20 % de cuarzo-areniscas.
- Aparecen en el conjunto bolos decimétricos de cuarcitas y areniscas.
- El cemento es arenoso-calcáreo y los cantos presentan una pequeña costra recubriéndolos.

La inclusión de esta formación aquí es la de su posible calificación como glacis fuertemente disecado del que se encuentran hoy pequeños retazos y, que genéticamente estaría ligado a los relieves paleógenos adosados al Anticlinal de Almonacid, posteriormente excavados. En este caso nos hallaríamos en presencia de un nivel muy antiguo de glacis, correspondiente quizás a una datación villafranquiense.

4. Superficie de Erosión

Del mismo modo que en el curso alto nos planteamos un capítulo dedicado exclusivamente a las superficies de erosión, aunque en este valle medio la extensión sea menor, también creemos importante la recopilación de lo analizado en los diferentes apartados con el fin de dar una visión unitaria del tema.

A lo largo de todo este sector medio del valle del Aguasvivas sólo hemos podido cartografiar niveles erosivos localizados en el Anticlinal de las Lomas, donde constatamos una serie de bloques nivelados a distintas alturas, consecuencia de un rejuego de fallas que han elevado y hundido, según los casos, la primitiva y única superficie erosiva.

Pero antes de ocuparnos de las características de dicha superficie habría que distinguir dos aplanamientos en lo que a cronologías se refiere, aunque ambos participen de un mismo proceso erosivo.

a) *¿Dos aplanamientos?*

Si en el Alto Valle no constatábamos una discordancia brusca entre el Oligoceno y el Mioceno, encontrando siempre un Mioceno de borde de cuenca, cuya deposición era pseudoconcordante con el Paleógeno plegado, en este Valle Medio presenciarnos una discordancia brusca entre el Oligoceno plegado y el Mioceno subhorizontal. Tanto en el pantano de Moneva como en el flanco sur del Anticlinal de Almonacid de la Cuba puede observarse la fosilización, por parte de formaciones detríticas postorogénicas de las areniscas oligocenas fuertemente basculadas. Así pues, la discordancia intraterciaria es nítida. Se trata de arrasamientos puntuales del Oligoceno que podemos enlazar con aquel nivel erosivo al que nos referimos en los conglomerados de la Sierra de Segura (Alto Valle). La diferencia entre los dos radica en que en la Sierra de Segura se mantiene una discordancia progresiva con las series neógenas que no cubren la sierra en su totalidad. En base a esto el modelado erosivo ha podido proseguir a lo largo de todo el Mioceno lo que explicaría su mayor extensión y perfección del aplanamiento.

La datación de estos arrasamientos está en función de la litología que los recubre. En el pantano de Moneva ésta pertenece al Mioceno Inferior, con lo cual el arrasamiento es anterior, mientras que en el Anticlinal de Almonacid de la Cuba es incierta la datación de la formación que recubre las capas oligocenas.

La superficie de erosión cartografiada en el Anticlinal de las Lomas presenta aún más dificultades para ser datada, en cuanto que serán diversas las edades de los materiales que la fosilizan. Encontramos la superficie de erosión recubierta por los conglomerados del Mioceno Inferior-Medio, y fragmentada, afectando dichas fracturas a los conglomerados que se hallan algo movidos. Estos rejuegos no llegan a afectar al Mioceno Medio Superior, por lo que se pueden considerar anteriores a éste.

Mediante este razonamiento parece que el aplanamiento erosivo de las Lomas finalizó antes del Mioceno Inferior que lo fosiliza. Sin embargo, existe un sector de esta superficie que no está fosilizado por los materiales del Mioceno Inferior, y que empalma topográficamente con el Mioceno Medio Superior. Nos referimos al sector de Cuesta Blanca y a la carretera de Lécera-Muniesa, donde el Terciario Superior queda al mismo nivel altitudinal que el Mesozoico arrasado, teniendo de este modo una datación post-Mioceno Medio Superior o, en todo caso, sincrónica a este último.

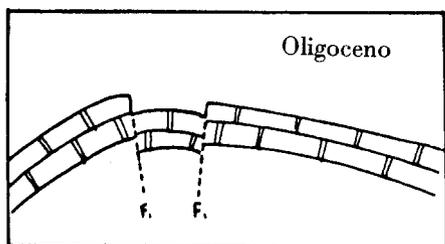
Pero el proceso de elaboración de la superficie de erosión atraviesa distintas fases:

- 1) Tras la principal fase compresiva de la orogenia alpina en la Ibérica, el anticlinal de las Lomas es fallado mediante una tectónica distensiva.
- 2) Tras el Oligoceno Superior a la vez que comienza el período de elaboración de la superficie de erosión, empieza el relleno de la fosa.
- 3) Durante el Mioceno Medio, sucesivas fases distensivas desnivelan la superficie de erosión que queda en forma de banquetas escalonadas (Fig. 6, F₂).
- 4) A lo largo del Mioceno Superior la superficie de erosión continúa elaborándose y proporcionando material detrítico, conglomerados del Mioceno Superior que enlazan topográficamente con la Superficie de erosión.

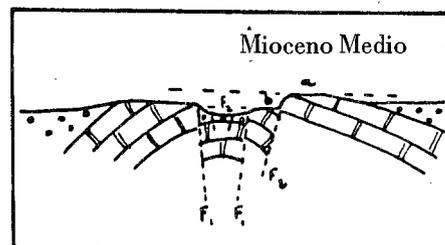
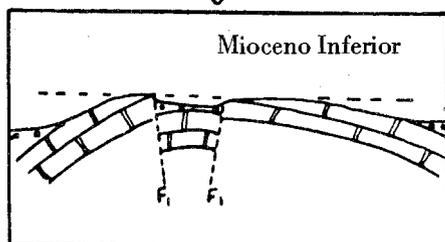
El hecho es que los distintos aplanamientos provienen claramente de un mismo nivel erosivo que, según los sectores, podemos datarlo como Premioceno Inferior Medio, Premioceno Superior o Finimioceno (Fig. 6 a, b).

WSW

ENE



Orogenia Post-stampiense



Orogenia Postburdigaliense-Previndoboniense



- Mioceno Medio-Sup.
- Mioceno Inf.-Medio
- Jurásico

Fig. núm. 6

*Etapas de elaboración
de la Superficie de Erosión
en el Anticlinal de las Lomas
(sector de El Polillo)*

b) *Estructuras a las que afecta*

Todos los sectores donde se ha cartografiado la superficie de erosión se corresponden con estructuras plegadas que resaltan, ligeramente redondeadas, sobre las series terciarias. En concreto hacemos una alusión detallada del aplanamiento del Anticlinal de las Lomas.

Ya nos hemos referido a esta estructura repetidas veces; se trata de una deformación positiva de gran radio. La disimetría de sus flancos ha favorecido la elaboración y posterior conservación de la penillanura en el flanco oriental, mientras que el occidental ha quedado prácticamente fosilizado por el Terciario detrítico. El extenso aplanamiento del flanco está favorecido por la litología. Nos hallamos ante una potente sucesión de pisos calcáreos (calizas en general intercaladas con margas y dolomías) que han contribuido a la conservación de la penillanura erosiva. Es el Malm, con un espesor calcáreo de unos 80 m. el que da la mayor extensión erosiva; lógico teniendo en cuenta la subhorizontalidad de los estratos.

El río Aguasvivas corre encajado entre dos paredes jurásicas (norte y sur de Moneva) formadas por calizas en bancos estrechos (0,5 - 1 m.) biseladas a techo. Debemos hacer notar que aunque la escasa inclinación general de los estratos ha favorecido el aplanamiento, también encontramos sectores donde el buzamiento alcanza los 40° y se encuentran igualmente biselados (cercañas de Moneva).

Así pues, litología y estructura se aúnan en este tramo creando condiciones idóneas para el no desmantelamiento de la superficie de erosión.

c) *Correlación de testigos*

Basta con echar un vistazo al mapa de isopletas para seguir manteniendo la idea de la "rampa erosiva" basada en un descenso topográfico de los arrasamientos a medida que nos acercamos a la Depresión del Ebro. Sin embargo, sólo podemos constatar la teoría de la rampa en la margen izquierda del Aguasvivas, mientras que en la margen derecha la desnivelación tectónica de la superficie produce un cierto caos topográfico que no traduce ningún tipo de correlación. Esto indica la existencia de una neotectónica que, aunque sectorialmente adquiere cierta importancia, trastocando las estructuras sálicas y aun la superficie de erosión, descarta la idea de inestabilidad tectónica que permite la elaboración de la rampa erosiva, ya que su influjo no pueden considerarse ni grande ni generalizado.

En cuanto a la relación de la superficie con la sedimentación terciaria la novedad respecto del alto valle, viene dada por el Mioceno Superior en el sector de el Cabezo de Samarán, que enlaza topográficamente con la nivelación erosiva.

En lo que se refiere al basculamiento de la "rampa" hacia el nordeste, el relleno terciario mantiene esta misma desnivelación topográfica, traducida en un mayor número de afluentes que desembocan al Aguas por su margen izquierda en contra de la casi total inexistencia de cursos fluviales por su margen derecha. Esta idea enlaza con la que plantea YETANO (1980): "da la sensación como si a partir de un eje imaginativo que fuera de Herrera de los Navarros a Aguilón hubiera un umbral en basamento que obligara a una divergencia del basculamiento de las plataformas, la de Santa Bárbara al noroeste y la de Herrera de los Navarros al nordeste". Pues bien, la inclinación en nuestro sector

enlaza con las plataformas de Herrera de los Navarros, límite occidental del valle del Aguas en este tramo. La línea Samper de Salz-Lagata-Letux-Almonacid de la Cuba, recoge todos los barrancos y afluentes del Aguas, que mantienen una afluencia SW-NE. Incluso el propio río queda desviado hacia el Nordeste en función, suponemos, del basculamiento del terciario.

C) TRAMO INFERIOR DEL VALLE DEL AGUASVIVAS

Al norte de la Sierra de Belchite se sitúa lo que hemos denominado Curso Bajo o Tramo Inferior del Valle del Aguasvivas. Si todavía en el curso medio encontrábamos testigos de la morfología serrana (estructuras fuertemente plegadas y fallas, series sedimentarias mesozoicas, aplanamientos erosivos generalizados...), en este sector el paisaje está condicionado por un fuerte dominio del modelado cuaternario sobre series correspondientes a la deposición en centro de cuenca. La monotonía es patente en función de una estructura ligeramente horizontal en todo el área, de una litología homogénea, de una topografía prácticamente llana y de un modelado que ha uniformado el paisaje expandiendo acumulaciones detríticas.

La energía de relieve adquiere los valores mínimos, siendo el desnivel relativo menor a 50 m/km^2 , en la casi totalidad de la región. Sólo los escalonamientos tabulares en los alrededores de Azaila ofrecen un desnivel mayor a 50 m., llegando incluso a superar los 100 m. en el codo que el Aguasvivas realiza en el sector de El Torme, mientras que el resto del paisaje se resuelve en una planitud suavemente desdibujada por lomas modeladas en material blanco (arcillas y yesos) o en formaciones cuaternarias, tales como la gran extensión detrítica del cono, en la margen izquierda del río o el glacis de Masatrigos en la margen derecha.

En el mapa de superficies extremas, las distancias entre las isolíneas de cotas inferiores y superiores es enorme, traduciendo la planitud topográfica. Tanto el Aguasvivas como el Ebro han desmantelado los relieves tabulares, quedando la isolínea de superficies máximas de 300 m. en el sector cercano a la desembocadura como testigo de ello. La planitud se radicaliza en aquellos sectores donde alcanza valores extremos, $0-10 \text{ m/km}^2$, coincidentes con zonas endorréicas, tema al que dedicamos el último capítulo de esta parte.

Planteada esta primera visión de conjunto, se puede entender que la dedicación al estudio de las estructuras de este tramo sea menor, dejando el grueso del análisis para el modelado cuaternario y las huellas y funcionalidad de un sistema morfoclimático concreto.

1. Estructuras Horizontales

La formación de una cuenca cerrada a lo largo del Terciario Superior y su posterior desagüe, a partir de la superposición de la actual red fluvial hacia el Mediterráneo, condiciona en todo momento la disposición de las distintas litologías y su modelado. Tanto sedimentos de borde como de centro de cuenca dan lugar a estructuras horizontales, posteriores a la fase Sávica de la orogenia alpina si bien existen basculaciones, sin-sedimentarias.

El dispositivo de la cuenca se traduce en un cambio lateral de facies, desde las facies más groseras, conglomerados del flanco norte de la sierra de Belchite, a las más finas, yesos y calizas del sector entre Vinaceite y Azaila.

a) *Relieves de conglomerados y areniscas al Sudoeste de Belchite*

Fosilizando el flanco norte del Anticlinal de Almonacid de la Cuba, llamado también Sierra de Belchite, se extiende ocupando escasamente 200 m. de anchura en dirección a Belchite, una masa de conglomerados de idéntica facies a la de los conglomerados del curso medio. Se trata de una continuación de los que flanquean el Aguasvivas por su margen izquierda en Almonacid y cierran la cuenca de Lagata por el límite occidental. De aquí que aparezcan únicamente en esta misma margen, y de ahí también el desplazamiento del cauce fluvial hacia el nordeste.

Los conglomerados miocenos llegan a cubrir el Anticlinal jurásico, hecho que es patente al dejar atrás la foz del Aguas sobre el serrajón mesozoico, donde los depósitos conglomeráticos transgreden los pliegues calcáreos. Dicha foz pone al descubierto la fosilización de las series areniscosas oligocenas, fuertemente basculadas en el mismo sentido de las calizas jurásicas y que, constituyen la cubierta paleógena de la deformación anticlinal.

Hacia Belchite, los conglomerados dejan paso a las facies de areniscas y arcillas, que sirven de sustrato a las acumulaciones detríticas cuaternarias.

De idéntico dispositivo horizontal, los relieves areniscosos quedan disecados en pequeñas plataformas por el Aguasvivas y una serie de barrancos (Barranco de la Serretilla, Barranco del Volar, Barranco del Faure y otros) de recorrido corto pero de fuerte impresión, dado el desnivel entre la cabecera y el colector, el cual se encaja unos 50 m. en los bancos de areniscas, de potencia entre 0,5 y 1 m., con interstratificaciones arcillosas que han favorecido la incisión lineal. Hay que matizar el calificativo de horizontal referido a estas series, en el sentido de que en las cercanías al Balsete de Tafalla, la acumulación detrítica del cono parece estar ligeramente basculada hacia el sur, como consecuencia de una inclinación muy suave del sustrato areniscoso. Se aprecia un ángulo inferior a 5° sur en los estratos de areniscas que condicionan la posterior deposición: "El Mioceno de la zona de Belchite, Peñarorra y Calanda —según ASHAUER y TEICHMULLER (1935)— ha sido deformado por unos movimientos "póstumos" que tuvieron lugar durante el depósito de los conglomerados marginales: así les fue posible separar cartográficamente un Mioceno Inferior y otro Superior..., muy probablemente las deformaciones intramiocenas del Bajo Aragón serán correlativas de la discordancia pre-vindoboniense y postburdigaliense que hemos precisado, por primera vez en la cubeta de Calatayud, tan rica en yacimientos de vertebrados". En definitiva se trata de una deformación ligada a una fase orogénica secundaria: si ésta basculación la enlazamos al sur con la deformación sinsedimentaria de borde de cuenca, se dibuja un pequeño pliegue de signo negativo, aprovechado por formaciones detríticas, pero de este tema nos ocupamos más adelante.

b) *Relieves en arenisca*

Una alineación de estratos horizontales areniscosos, de un espesor que oscila entre 0,5 y 1 m., se extiende de forma continuada espacialmente desde el flanco norte del Anticlinal de Almonacid de la Cuba hasta el Sudoeste de Vinaceite, donde cambia la facies apareciendo como dominante la evaporítica. Areniscas de cementación calcárea, de color grisáceo y poco compactas, denominador común de toda esta facies en el curso inferior, se hallan alternando con arcillas en bancos de mayor espesor.

La disposición estructural es horizontal en toda la formación, exceptuando el sector próximo al anticlinal donde los estratos areniscosos están condicionados por la basculación del sustrato mesozoico.

Esta alineación ha quedado como testigo de una extensión mayor, retazos de la cual son los cerros en el sector de Masatrigos, retocados a techo por glaciares de acumulación sectorial (mixtos).

La actuación de la red fluvial ha sido decisiva para el actual aspecto del paisaje; en el sector occidental los barrancos, de recorrido corto y un desnivel topográfico de unos 200 m., desigualmente repartidos, salvan una pendiente mayor a un 10% en los 100 primeros metros hasta ponerse en contacto con el nivel superior de terrazas, T. V, donde la pendiente es menor; finalmente "caen" al río, encajados fuertemente de nuevo. Esta incisión lineal ha creado "lenguas" de areniscas claramente individualizadas por una red de barrancos, lineales en su mayoría e integrada por el del Faure, el río Fanés y otros. En el sector oriental, la red hidrográfica adquiere caracteres imprecisos, con límites poco definidos y escaso encajamiento, dejando en resalte pequeñas elevaciones de areniscas, difícilmente cartografiadas por la escasa nitidez de su perfil.

c) *Lomas yeso-arcillosas*

En dirección al centro de cuenca las series horizontales están representadas por yesos alternantes con estratos areniscosos y calcáreos, que dan lugar a los relieves topográficamente resaltados.

Las areniscas de igual facies que las del sector inmediatamente occidental quedan como banco resistente dentro del conjunto, y dan paso a las calizas poco compactas a medida que nos acercamos a Azaila, donde se convierten en la litología dominante.

Pero los yesos imponen el modelado; sobre ellos, las mismas características descritas para la red hidrográfica en las estructuras areniscosas se radicalizan: apenas si se vislumbra un margen, un límite en los anchos barrancos de fondo plano. No podemos siquiera hablar de lomas, el relieve se resuelve en ondulaciones yesosas que definen el triángulo Vinaceite-Azaila-La Salada; ondulaciones que sólo en contados casos llegan a definirse como pequeñas mesas allí donde el nivel arenicoso o calcáreo se halla bien conservado (Valdealarma, Ardil, Sardones Altos), y con una potencia superior a 30 cm.

El paisaje está salpicado por pequeñas cubetas que temporalmente se cubren de costras salinas o de charcas, constituyendo los testigos más evidentes del endorreísmo regional.

d) *Plataformas calcáreas*

La última formación atravesada por el Aguasvivas, antes de llegar al Ebro, se corresponde con la típica deposición de centro de cuenca, deposición de tipo químico y que da lugar a las plataformas calcáreas que forman el relieve habitual en el sector central de la Depresión del Ebro.

La existencia de un estudio geomorfológico de detalle sobre las plataformas (IBANÉZ, 1976) nos permiten no insistir en el análisis de estas estructuras.

2. Acumulaciones Cuaternarias

Ya hemos mencionado cuál es la importancia de estos depósitos en el tramo inferior del Aguasvivas. glaciares, conos y terrazas tienen un despliegue espectacular, basado en dos hechos. Por un lado, la extensión de la formación tipo cono que flanquea el río por su margen izquierda desde Belchite hasta Azaila; por otro el escalonamiento de los cinco niveles de terrazas a partir de Belchite, en contraste con la inexistencia generalizada de niveles aguas arriba, exceptuando algún retazo sin continuidad espacial.

En este último tramo, el río ha perdido por completo su capacidad erosiva dando lugar a depósitos de acumulaciones detríticas, que en algunos casos quedan favorecidos en su instalación, como vemos más adelante, por el edificio estructural.

El problema fundamental para el análisis de las acumulaciones cuaternarias lo ha constituido su datación cronológica. Esto se debe a la falta de posibilidad de estudios comparativos, ya que las acumulaciones que nos ocupan además de ser locales, responden a la acción del río Aguasvivas, de menor entidad que otros afluentes del Ebro, por lo que difícilmente pueden ser comparados sus depósitos cuaternarios con los de otros cursos fluviales, datados mediante criterios relativos (MENSUA e IBANEZ, 1977).

a) *El Saso*

El topónimo hace referencia a la más espectacular de las formaciones cuaternarias encontradas en el valle. Desde Belchite hasta el sector de El Abejar, al noroeste de Azaila, se extiende esta planicie, topográficamente en resalte, que domina el río Aguasvivas por su margen izquierda. Con una forma alargada (17 km. de largo por 5,5 km. en su parte más ancha) El Saso se enraiza en Belchite mediante un vértice abierto hacia el este que va ensanchándose gradualmente hasta llegar a El Abejar donde desaparece, dando paso a la aparición en superficie de los relieves calcáreos de La Romana.

El problema principal que plantea esta formación es la de su génesis como, glacis o terraza. Un estudio de su ubicación y dirección, morfología y morfometría arroja luz sobre el hecho:

1) *Ubicación y Dirección.* Inmediatamente después de cruzar el Anticlinal de Almonacid de la Cuba, el Aguasvivas dibuja una sinuosidad muy marcada, abandonando su dirección habitual sudoeste-nordeste, y tomando la de oeste-este, igual a la de El Saso. Esto puede ser debido a varias causas. Por un lado cabe pensar que el primitivo cauce del Aguasvivas continuará la dirección sudoeste-nordeste al salir de la foz de Almonacid para llegar al Ebro a la altura de Fuentes.

Apoyando este planteamiento aparece en el mapa de Superficies Extremas una ondulación de las curvas de 400 a 500 m. (cotas máximas) en representación de un "paleocauce" que bien podría corresponderse con el del hipotético primitivo río. En este caso, la actual dirección del Aguasvivas sería el resultado de una captura por parte de otro cauce fluyente al este favorecida por un sustrato litológico más blando. Este menor cauce habría ido retrocediendo mediante erosión remontante, llegando a capturar el supuesto cauce sudoeste-nordeste. Pero en este caso, ¿cómo explicar la dirección de El Saso si el río fluía hacia el norte? Esto nos conduce a exponer una segunda hipótesis.

En el estudio estructural de los relieves areniscos que forman la facies marginal de la Depresión del Ebro, y que sirven de sustrato a la acumulación de El Saso, observamos unos buzamientos menores a 5 % sur, al norte del Balsete de Tafalla, hecho que nos indujo a pensar en una cubeta sinclinal, cuyo flanco opuesto vendría dibujado por la

deformación deposicional sinsedimentaria que experimentan estas mismas series al apoyarse en el Anticlinal de Almonacid de la Cuba. Con un dispositivo estructural favorable, el Aguasvivas, tras su labor erosiva sobre la formación jurásica de la Sierra de Belchite, deposita su carga a modo de abanico aluvial canalizado por la deformación depresiva. Si a esto añadimos la generalizada fluencia hacia el este de toda la región, condicionada por el basculamiento topográfico del relleno terciario, podemos afirmar la hipótesis de una antigua fluencia similar a la actual.

En este caso, la deposición continuada de sedimentos a la salida de un abrupto nos hace pensar en una deposición de tipo cono o terraza. Pero son las siguientes características las que nos perfilan la elección.

2) Morfología. Con un vértice nítido al este de Belchite, se inicia una forma en abanico alargado, que se va progresivamente ensanchando a medida que avanzamos en dirección este, hasta llegar a El Abejar.

Esta formación queda topográficamente en resalte, a unos 45-50 m. del río en su vertiente meridional, superando altitudinalmente el nivel T-V de terraza en la margen derecha del Aguasvivas.

El Saso presenta una topografía prácticamente plana, surcada muy suavemente por una red de barrancos (Barranco de Valdeserón y otros) de fondo plano, de iguales características a las descritas para la margen opuesta del río en este mismo sector. Si bien esa red de barrancos paralelos entre sí y al propio cauce del Aguas ofrece unos límites más o menos definidos en su curso bajo, a lo largo de su recorrido estas márgenes se tornan difícilmente precisables.

3) Morfometría. El resalte topográfico que ofrece El Saso sobre el Aguasvivas y el nivel superior de terraza, la carencia de continuidad espacial en la margen derecha del río y sus dimensiones nos hace pensar que no se trata de una terraza típica.

El rellano alcanza una altitud absoluta de 457 m. al este de Belchite y desciende a 287 m. en El Abejar marcando por lo tanto una pendiente de 0,94 % similar a la del Aguas en este mismo sector del recorrido, 0,96 % y esta pendiente mínima está desvirtuada por la fluencia imprecisa de los barrancos que la surcan. No existe, sin embargo una pendiente transversal al Aguasvivas como ocurre en los depósitos tipo terraza.

El estudio de los depósitos detríticos de El Saso ha sido efectuado en uno y otro extremo de la formación.

En el vértice occidental, al este de Belchite, el perfil ofrece las siguientes características:

- Sector inferior (espesor de 2-2,5 m.)
 - Gran abundancia de cuarcitas con una proporción de 80 % frente a un 20 % de calizas.
 - Existencia de "bolos" decimétricos, todos ellos cuarcíticos, llegando incluso a un eje de 0,5 m.
 - Heterometría acusada, con una sensación caótica aumentada por los "bolos" cuarcíticos.
 - Inexistencia de ordenación en la deposición.
 - Alteración química, tanto de los cantos, como de la matriz, presentando una tonalidad amarillenta, producida por los óxidos de hierro que denotan un clima cálido o húmedo.
 - Matriz arcillosa rojiza.
- Sector superior
 - La proporción calcárea aumenta, si bien siguen dominando las cuarcitas (64 % de cuarcitas frente a un 36 % de calizas).
 - Ausencia de bolos decimétricos cuarcíticos, con una mayoría de material pequeño y homométrico (menor a 8 cm.).
 - Ordenación en pequeños bancos horizontales.
 - Desaparición de la alteración ferruginosa presentando en este sector superior una facies blanquecina, debida a una mayor cementación de los cantos de tipo calcáreo, y la aparición zonal de una costra pelicular.

Los índices de desgaste y aplanamiento en este sector (Fig. 7) muestran unas diferencias mínimas, aunque expresivas con el nivel superior de terraza en la orilla opuesta, arrojando valores medios de desgaste y aplanamiento menores para ambas litologías estudiadas, lo que confirma una mayor torrencialidad del depósito cuyos cantos llegan espasmódica y rápidamente a ser depositados; de ahí la existencia de bolos cuarcíticos alternantes con detritos más pequeños, manteniendo una potencia de transporte enorme y de tipo torrencial.

En el sector de El Abejar, el corte estudiado, situado junto al pantano de Almochuel ofrece un aspecto muy distinto al de Belchite. El sustrato de arcillas y yesos aflora en superficie en gran parte de este sector, fosilizado en pocos casos por un espesor reducido de detritos groseros que han cedido a los aportes de material fino:

- El espesor del depósito llega escasamente a 0,5 m. de cantos en forma de lentejones acomodándose a las irregularidades del sustrato.
- De idénticas proporciones litológicas al sector inferior del depósito occidental, con un dominio cuarcítico.
- Material de tamaño pequeño, con una total inexistencia de 'bolos'.
- Ausencia de ordenación en el depósito.
- Los valores de los índices de desgaste y aplanamiento (Fig. 8) son ligeramente superiores a los evaluados en Belchite, lo que es lógico en función de un mayor recorrido (18 km.) si bien algún valor se encuentra deformado por valores extremos no representativos (histograma de desgaste de las calizas).
- Aparecen interestratificadas, entre la matriz arcillosa que une los cantos unas "rosas del desierto", pequeñas y poco compactas, pero testigos de un proceso de formación de yesos importante en el momento de deposición del cono.

Una vez analizado el depósito, creemos que su carácter de "cono" viene apoyado por multitud de factores: 1) La propia ubicación a la salida de una foz donde el río va perdiendo su capacidad erosiva y de transporte hasta verse obligado a sedimentar; 2) La forma de "abanico", con un vértice nítido y un ensanchamiento ligado a la divagación del río al salir de la foz. Por otra parte, el cono se alarga en función de la cubeta que como anteriormente apuntábamos, dibujan las series terciarias; 3) El paralelismo entre la figura en abanico y el espesor del depósito, que va adelgazando a medida que nos vamos alejando del vértice, se traduce en una deposición masiva una vez que el río ha perdido su fuerza y alcanza el nivel de base, expandiendo carga, que gradualmente va perdiendo espesor a medida que nos alejamos del punto de expansión; 4) La heterometría que presenta el depósito en la base del perfil analizado próximo a Belchite indica unas condiciones deposicionales emparentadas con un régimen torrencial. No obstante, hacia la cumbre, se observa una mejor clasificación, en relación con una variación en las características hidroclimáticas del Aguas a medida que se avanza en el tiempo.

Además de estos planteamientos en favor de una formación tipo cono, podemos argumentar algunas premisas en contra de su génesis como glacis o terraza. Tanto la forma en abanico con sentido oeste-este, su individualización topográfica sin ningún relieve lateral cercano que sirva de arranque a tan extensa formación y su composición litológica con altos porcentajes cuarcíticos, son hechos que no permiten ligar genéticamente la acumulación a un glacis, aunque morfológicamente (pendiente de 0,94 %) pudiera aproximarse a esa forma. De ahí nuestra denominación para el Saso como "cono-glacis", en el sentido de que, si bien genéticamente se trata de un cono, morfológicamente se corresponde con un glacis.

El segundo problema que se plantea en relación con El Saso es el de su datación cronológica.

Si atendemos al criterio de altitud relativa sobre el río, resulta un desnivel de unos 40-50 m., enlazando con el nivel T-III de la Huerva, que es datado como Riss por YE-

TANO (1973), es decir como Cuaternario Medio. Ahora bien, las características de heterometría, torrencialidad, alteración del depósito, presencia de grandes cantos de cuarcitas y una cota topográfica superior a la del primer nivel de terraza (T-V) parecen indicarnos que puede corresponder a una cronología quizás más antigua. Creemos que la cronología es la de un Cuaternario Antiguo, sin que nos atrevamos a dar una datación más precisa, si bien incluso hemos pensado en su posible relación con un Villafranquiense, apoyándonos en las ideas de RAYNAL (1975): "Las regiones en cuestión se refieren a las márgenes del dominio mediterráneo y se insertan en el área estructural alpino-mediterránea. Caracterizada por una inestabilidad tectónica particularmente intensa en el Plio-Cuaternario, debido a la disposición general en una estructura en bloques con movimientos de componente vertical... En efecto, las partes levantadas de la depresión han sido capaces de abastecer de material detrítico más o menos grosero, que se instala en conos sobre los piedemontes para dar lugar a las anchas superficies de glacis. En consecuencia los "épanrages" máximos de material grosero de toda clase de piedemontes han sido modelados en glacis, que a menudo están modelados a despensas de promociones poco resistentes del Neógenos".

b) *El sistema de terrazas*

La inexistencia a lo largo de todo el trabajo de comentarios referidos a acumulaciones de tipo terraza se basa en que éstas no constituyen un fenómeno con entidad suficiente hasta que llegamos al Curso Bajo.

Una vez depositado el "cono-glacis" de El Saso, la actividad hidrológica del Aguasvivas a lo largo del Cuaternario ha dado lugar a la formación de cinco pequeños niveles de terraza tras atravesar al Anticlinal de Almonacid de la Cuba. El adjetivo de "pequeños" para los distintos niveles está basado, no sólo en el escaso espesor de los depósitos, sino en el mínimo desnivel que ofrecen unos escalones con respecto a otros, lo que hace pensar que se trata de un fenómeno local en el sentido de que únicamente en 28,5 km. de los 103 km. que recorre el Aguasvivas, tenemos oportunidad de observar el sistema de terrazas en su totalidad.

Existe una disimetría del valle clara entre Belchite y el río Fanés, por la desigual aparición de unos y otros niveles, siendo mayor la extensión en la margen derecha, debido lógicamente a la ubicación del "cono-galcis", que ha cerrado el paso al río y ha obligado a desplazar su cauce hacia el sur. La altitud relativa de estos niveles es la siguiente: T-V, 35 m.; T-IV, 25-30 m.; T-III, 15-20 m.; T-II, 5-10 m.; T-I, 1-2 m.

— Nivel superior T-V.

A un nivel altitudinal ligeramente inferior al de El Saso (35 m.) aparece el nivel superior de terraza, que se reduce exclusivamente a la margen derecha del Aguasvivas y la explicación está estrechamente ligada al papel de "tope" que jugó el gran cono, desviando como ya hemos indicado, el cauce fluvial hacia el sur durante la formación de los niveles superiores de terraza.

La constatación de este nivel aluvial superior es relativamente puntual. Una estrecha banda entre 200 y 250 m. de anchura destaca en el terreno con un desnivel relativo sobre la terraza inferior de unos 5 m., y a su vez dominando el glacis de Masatrigos, al cual nos referimos más adelante y que enlaza topográficamente con la T-IV. La extensión de esta terraza es de unos 9 km. paralelos al cauce fluvial y que no mantienen una continuidad espacial; mientras que los 3,5 km. desarrollados en el sector de la Dehesa se resuelven

en pequeñas elevaciones disecadas por una red de barrancos profundamente encajados en el sustrato arenoso-arcilloso (Barranco del Volar, Barranco del Faure); al este, el río Fanés divide los 6,5 km. restantes en dos cerros escasamente disecados, a excepción del gran "corte" producido por el río.

El estudio detallado de este nivel ha sido realizado tomando como base el perfil que la carretera Belchite-Lécera pone al descubierto, a 1,5 km. del cruce con la que se dirige a Letux (detrás del Cementerio de Belchite, en el sector de Dehesa). Las características del depósito son:

- La potencia es de 1-1,5 m.
- No existe ninguna ordenación en el depósito, que se halla sin ningún tipo de alteración y con una cementación calcárea.
- El tamaño de los cantos es variable, con un dominio de cantos pequeños y medianos, aunque exista una alternancia con bolos cuarcíticos (20 cm.).
- La construcción de histogramas de desgaste y aplanamiento (Fig. 9) arroja valores similares, aunque ligeramente superiores a los de El Saso. Podemos afirmar que el carácter de torrencialidad va desapareciendo en función de que el número de bolos es menor y la mediana de los índices indica un mayor aplanamiento y desgaste general. El diverso origen de los cantos, en muchos casos retomados de los conglomerados miocenos del Valle Medio, y otros arrancados del área fuente, da lugar a una dispersión de los valores que se hace patente en todos los histogramas, especialmente en los de desgaste, tanto para las calizas como para las cuarcitas. De aquí que la fiabilidad de los valores medios, Medianas, se vea un tanto desmerecida, teniendo que servimos del análisis directo del depósito más que del estudio morfométrico de los aluviones.

- Nivel de la T-IV.

A unos 25-30 m. sobre el cauce fluvial la T-IV aparece por primera vez en la "cluse" de Almonacid, a modo de estrechos pasillos. Con una morfología similar a la de una pequeña banqueta, ambos rellenos quedan "salpicados" por los grandes bolos cuarcíticos que encontrábamos tanto en el "cono-glacis" como en el nivel superior de terraza. El río, a medida que perdía potencia de transporte fue abandonando la carga más pesada.

Aguas abajo el nivel se extiende en ambas márgenes del río, presentando un marcado carácter disimétrico. De máxima anchura en La Dehesa (500 m.), no encuentra su nivel correspondiente en la margen izquierda hasta llegar a unos 5 km. valle abajo de Belchite, donde como un estrecho corredor paralelo al río, se extiende a lo largo de 6,5 km., sin ser correspondido en la orilla opuesta. Al desaparecer el nivel T-IV en la margen izquierda, vuelve a aparecer en la derecha donde se continúa hasta Vinaceite (5 km.) con una anchura máxima de 200 m. Aguas abajo de esta localidad son dos pequeños cerros en la margen derecha los últimos representantes de este nivel.

Esta alternancia espacial y disimetría sigue condicionada directamente por la morfología de El Saso, que en el sector de la Dehesa continúa actuando como barrera y desplazando el curso fluvial, haciendo divagar el río.

Ahora bien, una vez que el "gran cono" deja de obstruir el curso del río, permitiendo la divagación de éste, el Aguasvivas depositará en ambas márgenes (desde el Corral de Malo hasta el Corral de Marín), siendo incluso más importante la deposición en la orilla izquierda, que ha funcionado a modo de orilla cóncava de una gran meandro (el río da lugar a un meandro laxo en este tramo, acoplado a los límites de El Saso).

El Barranco del Volar ofrece un perfil de este nivel a la vez que se encaja profundamente en el sustrato arenoso-arcilloso. Las características de este "corte" son:

- La potencia del depósito es de unos 2 m. El espesor va disminuyendo hacia el este en general, ya que en el sector de Pedernales, último testigo de este nivel, el escarpe que dibuja la terraza está teñido de un blanco característico de material yesoso, que forma el sustrato.
- Material detrítico ordenado presentando escasa matriz fina, arcillosa.

- Los cantos, muy cementados, se hallan encostrados pelicularmente.
- Existe una proporción notablemente mayor de cuarcitas (60 %) que de calizas (40 %).
- La homometría de los cantos es más marcada, abandonando el aspecto caótico que veíamos en el nivel superior, a pesar de encontrar todavía algún bolo arenoso o cuarcítico.
- Atravesando el depósito aparecen costras pulvulentas en sentido vertical, testigos claros de un cambio en las condiciones morfoclimáticas, contrastando con las oxidaciones férricas de El Saso, indicadoras de un clima más húmedo.
- El estudio de índices de desgaste y aplanamiento (Fig. 10) sigue presentando una dispersión de valores que ya observamos en los niveles superiores.

La evolución hacia un régimen hidrográfico más reposado queda avalada, no sólo por los caracteres externos del depósito, sino por el aumento en las cifras de los valores medios, tanto para el desgaste como para el aplanamiento.

Las cuarcitas arrojan valores medios superiores a los del resto de los depósitos estudiados aguas arriba en función directa a la lejanía del área fuente, mientras que las calizas, si bien tienen valores altos, no son máximos con respecto a los tramos superiores, a causa de los aportes procedentes al Anticlinal calcáreo de Almonacid; el valor de rodamiento está condicionado por el escaso recorrido desde el área fuente al depósito.

- Nivel T-III.

La disimetría que hemos encontrado hasta ahora, desaparece prácticamente, en cuanto que, casi de forma continuada existen testigos de este nivel en ambas márgenes. El Saso deja de constituir un obstáculo para la deposición detrítica en el sector de El Voladico. El Aguasvivas excava sus márgenes y sedimenta libremente.

La T-III quizás sea el nivel que mayor continuidad espacial presenta, flanqueando al talveg casi en su totalidad desde Belchite hasta Almochuel, con un desnivel de 15-20 m. El río sólo encuentra condicionada su trayectoria en aquellos sectores donde todavía la morfología de El Saso resulta un obstáculo a salvar, depositando lógicamente en la orilla opuesta a la "convexidad" (noroeste de Vinaceite, margen izquierda).

El estudio de un perfil de la T-III en Almochuel (margen derecha del Aguasvivas) presenta las siguientes características:

- La potencia del depósito es de 2 a 2,5 m., elevándose por encima del nivel inferior unos 5 metros.
- No existe una ordenación general; el aspecto caótico que encontrábamos en la T-V lo volvemos a presenciar.
- La proporción de los componentes litológicos sigue siendo favorable al material cuarcítico que, incluso ha aumentado su porcentaje con respecto a las calizas (75 % de cuarcitas frente a un 25 % de calizas).
- Los cantos se encuentran muy cementados y alterados, dando un color amarillento resultado de la oxidación en contacto con un medio ambiente húmedo.
- Presencia de "bolos" cuarcíticos.
- El perfil traduce dos fases de deposición; mientras que en la base del depósito podemos aplicar todas y cada una de las características expuestas hasta ahora, a techo aparece una formación más ordenada y con una proporción mayor de calizas.

Es la misma sucesión que encontrábamos en el perfil de El Saso, en Belchite, donde la alternancia de las condiciones morfoclimáticas es evidente.

- La morfometría de los cantos en este perfil (Fig. 11) presenta idénticas características que en el resto de los niveles estudiados. Similares valores medios e igual dispersión. Destacamos no obstante, la disminución del valor de la mediana en los índices de desgaste de cuarcitas y calizas, así como en el aplanamiento de estas últimas, como expresión del régimen torrencial y espasmódico bajo cuyo efecto fue sedimentado el depósito; torrencialidad que queda afirmada por las características externas del depósito.

= T-II

Con una extensión notablemente más reducida que la T-III, la T-II jalona el valle desde Belchite a Azaila, apareciendo en forma de pequeños retazos que destacan sobre

el cauce fluvial entre 5 y 10 m. La grosera simetría que apreciábamos en la T-III es de nuevo aplicable a este nivel inferior.

El perfil que hemos analizado se halla localizado en la margen derecha del Aguasvivas a su paso por Almochuel:

- A 5 o 6 m. sobre el río posee una potencia de unos 75 cm. de cantos sobre un sustrato arcilloso.
- No existe una fuerte cementación de los detritos, que se encuentran desordenados.
- Constatamos la ya habitual presencia de bolos cuarcíticos.
- La proporción de los componentes litológicos es similar a la de niveles superiores, es decir una proporción más alta de cuarcitas que de calizas.
- Los índices de desgaste (Fig. 12) ofrecen unos valores medios casi idénticos a los que presenta la T-III en este mismo sector, indicando un similar medio morfoclimático que da lugar a idénticas condiciones de sedimentación.

= T-I. Nivel Inferior y depósitos de fondo de valle

Dadas las escasas dimensiones de los depósitos de terraza tanto por su potencia como por el resalte sobre el nivel inferior del cauce del río, hemos preferido agrupar la T-I con los depósitos de fondo de valle.

En las cercanías de la desembocadura (sector entre Vinaceite y Azaila) hemos podido llegar a distinguir un subnivel de la T-I que apenas se aprecia en la realidad.

c) *Glacis de Masatrigos*

En la margen derecha del Aguasvivas, sector de la Dehesa a Masatrigos, las series terciarias de areniscas-arcillas (la Dehesa) y areniscas calcáreas (Masatrigos y las Boqueiras) se ponen en contacto con el sistema de terrazas del Aguasvivas, mediante un plano inclinado con una pendiente suave (2,8 %) que topográficamente queda por debajo del nivel T-V y que llega a empalmar con la T-IV.

Se trata de la formación que hemos denominado glacis de Masatrigos, y que se extiende en su límite oriental hasta el barranco de Valdespartera, donde desaparece la topografía de glacis para entrar en contacto con el sector endorréico de El Tollo-Las Hoyas. Nos referimos a un glacis de tipo mixto, donde encontramos sectorialmente depósitos detríticos rellenando los "huecos", mientras que el resto de la extensión cartografiada se resuelve en afloramientos arcillo-areniscos que morfológicamente dan lugar a una topografía suavemente plana, dado que la red hidrográfica es divagante y poco impresa.

Hemos analizado uno de los perfiles que la carretera Belchite-Lécera corta a 1,5 km. del cruce con la carretera a Letux:

- Espesor de unos 2 m. variables en función de sus características (glacis mixtos).
- Cantos groseramente homométricos.
- La naturaleza de los cantos es calcárea en un porcentaje muy alto (80 %), similar al que encontrábamos en la formación detrítica al nordeste de Letux. El dominio calcáreo se halla estrechamente ligado al área fuente donde se enraiza el glacis, calizas del anticlinal jurásico de Almonacid.

La existencia de cuarcitas está unida a la cobertera paleógena del anticlinal mesozoico, que en la actualidad no aflora en este flanco nororiental, pero cuya existencia dimos a conocer en el flanco suroccidental.

- Los cantos ofrecen un encostramiento pelicular.
- Los valores de la mediana extraídos de los histogramas de desgaste y aplanamiento (Fig. 13) arrojan unos valores similares a los de aquella formación de Letux, proporcionando un valor

de desgaste y aplanamiento para las calizas menor que cualquiera de los extraídos para el sistema de terrazas, como resultado del escaso recorrido desde el área fuente, mientras que los valores medios de las cuarcitas son ligeramente superiores.

La disposición de la acumulación detrítica sobre el sustrato está realizada mediante un contacto irregular, en el sentido de que ha ido aprovechando las concavidades depositándose allí el material grosero.

El conjunto del glacis se halla disecado en distinto modo en el sector occidental (la Dehesa) y en el oriental (Masatrigos), en función de las características de la red fluvial en uno y en otro sector, ya explicadas en el capítulo de "Relieves en areniscas".

d) *Evolución de las condiciones morfoclimáticas cuaternarias*

El desarrollo de un sistema de cinco niveles de terraza a lo largo del curso bajo, contrasta con la inexistencia de los cuatro niveles superiores de forma generalizada en el Medio Valle.

La génesis de los depósitos cuaternarios está estrechamente ligada a un rejuvenecimiento de la erosión a partir de la incisión de la red fluvial cuaternaria, desmantelando el paisaje, geomorfológicamente resuelto en un plano de erosión inclinado hacia la Depresión del Ebro. Posibles rejuegos tectónicos elevaron el conjunto paleozoico del Alto Valle, proporcionando los altos porcentajes de material cuarcítico que forman los depósitos cuaternarios, dada la cantidad de material que suministra para ser transportado, lo suponemos más elevado que el conjunto mesozoico calcáreo.

El estudio de los depósitos cuaternarios (glacis, conos, terrazas) permite ahondar en la evolución de los condicionamientos, tanto morfológicos como climáticos; mediante el análisis detallado de sus perfiles podemos esbozar la evolución morfoclimática de la región, tomando como punto de partida el cuaternario antiguo del "cono-glacis".

El aspecto de caos, heterometría y oxidación de los depósitos superiores (Cono, T-V) responde a un medio climático húmedo y cálido (oxidación), bajo el cual la torrencialidad de los cursos de agua ha sido capaz de transportar una carga pesada ("bolos decimétricos") y depositar ésta mediante un régimen caótico (en "vrac") con ausencia de ordenación.

Estas condiciones, que pudieron corresponder a un clima de tipo tropical, se transforman paulatinamente por medio de la regularización de las precipitaciones, que queda de manifiesto en la ordenación a techo de los cantos correspondientes al depósito de El Saso en Belchite. Esta regularización en el régimen fluvial es de una duración temporal corta, ya que en el nivel T-V volvemos a observar el desorden en la deposición, a pesar de cierto encostramiento en los cantos, afirmando unas condiciones posteriores con sequía estacional al menos y, con precipitaciones torrenciales en función de dicho desorden y de la existencia de bolos cuarcíticos en este nivel superior. Estas mismas características se reconocen en todos los perfiles analizados, donde el desorden evidencia un régimen de aguas torrenciales; y por otro lado el encostramiento, aunque pelicular, de los cantos, y la existencia de alguna costra pulvurulenta (recordemos la T-IV) son claros testigos de un medio seco.

Esta generalización hay que matizarla en base a pulsaciones húmedas dentro del proceso hacia la aridez, encontrando algún depósito alterado por la acción de los óxidos de hierro (T-III), si bien en el mismo perfil se observa, a techo, el cambio de las condiciones climáticas hacia una mayor aridez.

El proceso continuado a lo largo del Cuaternario ha llegado a nuestros días, representado por un endorreísmo funcional.

3. *Evolución geomorfológica durante el Cuaternario*

Elaborada la superficie de erosión-colmatación en nuestra región a fines del Terciario, la actual red fluvial se instala en dicho plano, aprovechando la pendiente que éste presenta hacia el nordeste, hasta llegar al área endorréica que va de Samper de Salz a Lagata. Aquí, favorecido por la estructura, el río pierde capacidad erosiva y queda retenido por el anticlinal calcáreo de Almonacid.

Una vez atravesado el pliegue mesozoico en "cluse", el Aguasvivas expandirá los materiales arrancados al Serrajón jurásico; no obstante son sobre todo materiales cuarcíticos los que integran esa expansión, de ahí que pensemos en un rejuvenecimiento del relieve paleozoico en el tramo superior del valle con un claro efecto, un aumento de desnivel relativo en el perfil longitudinal del río. El Aguas aumenta su potencia erosiva transportando los grandes bolos cuarcíticos que aparecen en todos los depósitos cuaternarios.

Simultáneamente a este aumento de desnivel relativo, el incremento de potencial erosivo permite al Aguasvivas "cortar" el Anticlinal jurásico. Así "evacúa" la carga, que es depositada en el transcurso de todo el Cuaternario bajo las distintas condiciones morfoclimáticas que acabamos de exponer en el capítulo anterior.

Las posibles variaciones del curso del Aguasvivas a lo largo del Cuaternario sólo las podemos suponer para el Curso Inferior, basándonos en los depósitos cuaternarios longitudinales (cono-glacis y terrazas). Para el resto del Valle sólo mencionar algo que comentamos en su momento, el desplazamiento lateral del curso de agua hacia el Este.

El estudio comparativo de los distintos niveles de terrazas nos lleva a conclusiones generales:

- Al comienzo del Cuaternario el río tiene como nivel de base la zona endorréica del Pantano de Almochuel. A su vez un cauce menor irá encajándose en las plataformas calcáreas entre Azaila y La Zaida, con un nivel de base en el Ebro.
- A lo largo del Cuaternario Antiguo, el río se desplazaría hacia el sur. El Saso actúa de nuevo "tope" teniendo el Aguas que fluir por el borde meridional de este gran cono y depositando su carga únicamente en la margen derecha (T-V-T-IV).
- A partir del Cuaternario Medio, el río depositó carga en ambas márgenes, con lo cual podemos suponer un trazado similar al actual.

La deposición de la carga se halla condicionada por la morfología del cono, que da lugar a un ameandramiento del río repartiendo los sedimentos en los sectores cóncavos.

- Durante el Cuaternario Reciente (T.II-T.I), el río posiblemente fue capturado por el curso fluvial que atraviesa las planas calcáreas, desapareciendo toda señal de terrazas, quedando reducido el sistema al fondo de valle y a la T.I, hasta alcanzar el Ebro.

4. *Estudio morfoclimático del curso inferior*

Al igual que en el curso Alto realizamos un estudio de las condiciones climáticas para la posible explicación de un sistema morfogenético determinado, en este tramo y de forma intentamos razonar este paisaje dominado por la aridez.

Las peculiares características de la red hidrográfica, tanto en el subsector septentrional del Curso Medio, como en el Inferior, y la existencia de un endorreísmo funcional, tienen como base, además de un factor estructural y litológico, un tipo determinado de clima.

El calificativo de "semiárido" para el sistema morfogenético de la Tierra Belchitana (entendiendo sus límites físicos, y no humanos, desde el sector endorreico de Lagata hasta la desembocadura del Aguasvivas), queda reflejado en los gráficos confeccionados según el modelo de WILSON (1969) (Fig. 14) elaborados con los datos de temperaturas medias y precipitaciones mensuales, referidos a la estación de Belchite respondiendo a los valores medios de la serie climática que va de 1950 a 1976. El climograma queda incluido en el ámbito semiárido, extremándose la aridez a medida que descendemos el valle, hasta el punto de que julio llega a quedar dentro del sistema morfogenético árido.

a) *La Aridez*

La combinación de los datos de temperatura y precipitación, a lo largo del año nos conduce al estudio de la aridez. La cuantificación de este fenómeno la hemos basado en los índices de De Martonne y de Thornthwaite, que arrojan unas cifras de 9,868 y 56,967 respectivamente para Belchite.

En Belchite las condiciones son las de un clima que se acerca a la aridez, dado que la cantidad de agua precipitada es absorbida rápidamente en función de dos factores:

- Por un lado la evaporación estival condicionada por las altas temperaturas.

Aplicando la fórmula de Thornthwaite para un cálculo mensual el resultado es el siguiente:

Índice de aridez	
Meses	Índice de aridez
Enero	0
Febrero	0
Marzo	0
Abril	0
Mayo	48,38
Junio	72,18
Julio	89,41
Agosto	85,33
Septiembre	60,65
Octubre	31,92
Noviembre	12,77
Diciembre	0

La estación estival comienza en julio con un agotamiento de los excedentes hídricos invernales y primaverales, que se adelantan a mayo, favorecido por el ascenso de las temperaturas.

- En segundo término hay que contar con el factor "viento", por su carácter desecante.

Carecemos de información sobre el viento para esta región, pero contamos con los datos de Zaragoza, bajo unas condiciones climáticas y de ubicación similares (YETANO, 1978):

- Vientos dominantes de 4.º cuadrante (47,3 %) seguidos de los del 2.º cuadrante (15,4 %).
- Vientos del 4.º cuadrante, cierzo, superan los 40 km./h., son vientos fríos y desecantes que dominan en invierno.
- Los del 2.º cuadrante, bochorno, aportan el mayor tanto por ciento de precipitación. Son vientos ligeramente cálidos y húmedos en invierno que no sobrepasan los 40 km./h. En verano son secos y producen olas de calor. En las estaciones equinocciales van asociados a sistemas nubosos que provocan precipitaciones. Son más frecuentes en primavera, la estación más lluviosa, siendo mayo el mes en que más se registran (25,5 %).

Tanto unos como otros son de carácter desecante, y esto condiciona, no la cuantía de precipitaciones, sino el balance hídrico, aumentando el déficit de agua.

Con este apunte sobre los datos climáticos hemos intentado demostrar gráfica y numéricamente una realidad climática que provoca, junto con otros factores litológico-estructurales, la existencia de un área donde son los agentes de erosión mecánica los que predominan.

Las influencias directas del clima sobre el edificio lito-estructural se traducen en:

- Un abarrancamiento de tipo band-lands en las arcillas y margas, donde las lluvias torrenciales se encajan en cauces fluviales profundos (Barranco del Fauce, río Fanés, aprovechando el sustrato arcilloso).
- Afloramientos salinos extensos; a un sustrato litológico apto, yesos, hay que añadir una cuantía de precipitaciones escasas que es absorbida por las altas temperaturas. El resultado es la existencia de afloramientos salinos en las estaciones secas.
- Endorreísmo, cuyas principales características y dimensiones son estudiadas en un capítulo a parte.

b) *Endorreísmo*

“El sector central de la Depresión del Ebro se identifica con una de las zonas endorréicas más interesantes de la Península, fundamentalmente en cuanto a su extensión, reflejándose en un gran número de lagunas, estancas, charcas y balsas localizadas en amplias áreas depresivas o en extensas llanuras en cuya superficie se han excavado pequeñas cubetas que temporal o permanentemente aparecen cubiertas de agua” (IBÁÑEZ, 1975).

No vamos a referirnos al endorreísmo terciario, directamente ligado al dispositivo en cubeta de la Depresión del Ebro, limitada por las cadenas alpídicas (Pirineos, Ibérica, Catalana y Cantábrica), sino al endorreísmo cuaternario que hoy sigue siendo funcional a pesar de la “evacuación” general de las aguas hacia el Mediterráneo.

Hemos cartografiado unas quince charcas en el tramo entre Vinaceite y Azaila en ambas márgenes del Aguasvivas. Con una dirección WNW-ESE, quedan incluidas en el sector denominado Tierra de Belchite y Bajo Aragón por IBÁÑEZ (1975).

Una vez estudiado el marco litológico, estructural y climático la interrelación de todas estas variables ofrece unas condiciones idóneas para la extensión del endorreísmo. La horizontalidad estructural de las series detríticas (areniscas, arcillas) y químicas (calizas y yesos) se halla correspondida con una horizontalidad topográfica. El proceso hacia un medio morfogenético árido a lo largo del Cuaternario no ha dado lugar a la “talla” de grandes escarpes, cuyo resalte topográfico favoreciera una concentración de los escasos aportes hídricos. Esta situación se ha mantenido hasta la actualidad donde el paisaje se caracteriza por unas pendientes débiles no dando lugar a la concentración de las aguas corrientes.

La abundancia de arcillas como sustrato ha inducido a la impermeabilización del escaso contingente de agua. Los yesos, el gran conjunto litológico del curso bajo, son

disueltos y precipitan en superficie a medida que la disolución se satura de sales ante la disminución de la cantidad de agua.

“Es precisamente en las zonas de contacto entre las distintas litologías en donde se ha realizado el proceso de erosión diferencial, que ha desembocado en la aparición de algunas áreas depresivas, groseramente paralelas al eje del valle del Ebro” IBAÑEZ, 1975.

De este modo la litología se convierte en uno de los factores que favorecen la ubicación del endorreísmo.

En nuestra región el cambio lateral de facies entre areniscas y el conjunto yeso-arcilloso de Las Hoyas ha favorecido la ubicación de estas lagunas, que quedan alineadas en el sector de contacto entre ambas facies. Al norte del Aguasvivas, en este mismo sector, Pantano de Almochuel, el cambio de facies es inexistente y el origen de estas cubetas —como afirma IBAÑEZ (1975)— puede atribuirse a un proceso erosivo ejercido a expensas de afloramientos locales en el techo de distintos niveles cuaternarios, de facies arenosas o limosas poco coherentes, lo que supondrá una diferencia de resistividad a la erosión favoreciendo la excavación de los materiales menos diagenizados. Este criterio es aplicable a El Planerón en Almochuel y una serie de lagunas alineadas al oeste de El Planerón. Las acumulaciones detríticas groseras del “cono-glacis” van desapareciendo dando lugar a la sedimentación más fina. Esta diferencia de resistencia ante la erosión se hace notar en la ubicación de estas lagunas.

En definitiva es un endorreísmo funcional con unas características resumidas en:

- Funcionalidad temporal. El régimen pluviométrico no permite la existencia a lo largo del año de una cubierta hídrica. Sólo en los momentos de precipitaciones cuantiosas las “charcas” recogen el agua de lluvia.
- En muchos casos estas lagunas son reconocidas por su transformación en “manchas” salinas. Las sales precipitan como resultado de la saturación de la disolución, por evaporación del agua. Esta disolución está favorecida por el sustrato evaporítico que aflora en todo el sector.
- Las lagunas, todas ellas de dimensiones similares, constituyen un foco endorréico, tanto por su unidad espacial como por su dimensión.

Ya habíamos constatado pequeños sectores endorréicos alejados de esta zona (Las Canteras en el Curso Medio), que quedan aislados espacialmente de las Hoyas.

- Las dimensiones de las charcas son siempre inferiores a los 300 m. y 200 m. de eje mayor y menor respectivamente, exceptuando La Salada, al sur de Azaila (750 m. x 250 m.) y el Planerón, al norte de Almochuel (1.000 m. x 350 m.). La impresión en el sustrato es mínima, indicando su débil funcionalidad, hasta el punto de que en muchos casos son únicamente reconocidas mediante la fotointerpretación, mientras que en el campo su morfología escapa a la escala humana.
- La edad de este endorreísmo es cuando menos Cuaternario Medio. La razón de esta afirmación está basada en el proceso de excavación previo a la laguna actual. La Salada, al sudoeste de Azaila, se instala en el seno del glacis que empalma topográficamente con la T.IV; si este nivel lo consideramos como Cuaternario Medio, la elaboración de la cubeta debe ser posterior a esta datación.

Como señala IBAÑEZ (1975) “puede afirmarse que la excavación de las cubetas se produjo fundamentalmente durante el Cuaternario Medio y Reciente”.

Para finalizar este capítulo recogeremos una frase de IBAÑEZ (1975) referida al futuro del endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro, marco geomorfológico más amplio que acoge nuestro foco: “la tendencia general es la evolución de estas lagunas a una colmatación progresiva de las hondonadas en que se alojan”.

III. CONCLUSIONES

Quizás el análisis detallado de los grandes conjuntos morfotopográficos nos haya alejado de una evolución unitaria del Valle; de aquí la importancia de una síntesis geomorfológica que recoja las principales ideas extraídas a lo largo del trabajo.

El área que abarca el Valle del Aguasvivas debe su aspecto principalmente al papel jugado por la orogenia alpina durante su fase Sávica, datada en el capítulo de evolución geológica como Postestampiense. El definitivo levantamiento de la Ibérica con respecto a la Depresión del Ebro es la consecuencia más sobresaliente de esta compresión y uno de los factores claves en la configuración del relieve en nuestro valle.

El conjunto paleozoico elevado en el curso superior condiciona las principales direcciones de las deformaciones. La dirección hercínica, NW-SE, queda de manifiesto en la tectónica de revestimiento que afectó a la cobertera mesozoica del gran anticlinal.

El plegamiento resultante de la fase compresiva alpina significó la disposición estructural de deformaciones positivas y negativas, paralelas entre sí, con un estilo eyectivo de anticlinales estrechos y amplios sinclinales, condicionante estructural favorable a la sedimentación Postsávica.

Tras la compresión de las series sedimentarias preestampienses comienza el proceso de elaboración de una superficie de erosión estrechamente ligada a la paulatina subsidencia de la Depresión del Ebro, nivel de base a partir del cual se genera. Este hecho unido a la escasa transcendencia de los reajustes tectónicos a lo largo del Terciario Superior, da lugar a la creación de una "rampa" de erosión basculada hacia el nordeste.

El largo período de formación de la superficie de erosión (Post-Oligoceno-Fini-Mioceno) queda suspendido temporalmente por "pulsaciones orogénicas", movimientos distensivos correspondientes a fases tectónicas intramiocenas. Estos trastocan tanto la elaboración de la superficie de erosión, que queda fallada (Anticlinal de las Lomas) o basculada (Cabezo de Samarán), así como la sedimentación Miocena que, sectorialmente aparece "movida" en función de los reajustes de bloques (proximidades del Domo de Moneva, Anticlinal del pantano de Moneva...).

Los sedimentos terciarios se depositan bajo un dispositivo en "cambio lateral de facies", condicionado por el edificio estructural en cuencas a dos escalas diferentes. A gran escala, el valle del Aguasvivas supone una de las márgenes, la meridional, de la gran depresión del Ebro. De aquí la transición de una facies grosera marginal (conglomerados Miocenos del curso medio) a una más fina (areniscas del curso medio y bajo y yesos-calizas del curso inferior). A pequeña escala cada una de las cuencas intramontañosas da lugar a un cambio lateral de facies, donde la transición entre las distintas litologías se realiza en un recorrido espacial corto (depresión de la Candela, cuenca de Lagata...).

La formación de la superficie de erosión no finaliza hasta el Mioceno Superior, donde el paisaje geomorfológico queda resuelto en un plano de erosión-relleno que, inclinado hacia el nordeste, determina la imposición de la red fluvial cuaternaria, perpendicular a las direcciones estructurales. El Aguasvivas explotando los contrastes de resistencia litológica se encaja en aquellas series incoherentes, dejando en resalte los niveles cálcico-dolomíticos, aplicando una erosión diferencial.

La mayor potencia erosiva del curso Alto ha permitido que sean los relieves estructurales los que dominen en este tramo; sin embargo, a medida que descendemos el valle, el escaso poder de incisión del Aguas, unido al dispositivo estructural de la Depresión del Ebro, convierte el curso Inferior en un sector en el que dominan las acumulaciones Cuaternarias y los relieves banales de dicha depresión favoreciendo junto con otros factores la aparición del endorreísmo que imprime un sello de desolación en los horizontes indefinidos de este curso, en contraste con los abruptos y estrechas focas que jalonaban el alto valle.

Formación tipo cono en Belchite

(Litología: 3-7 cm.)

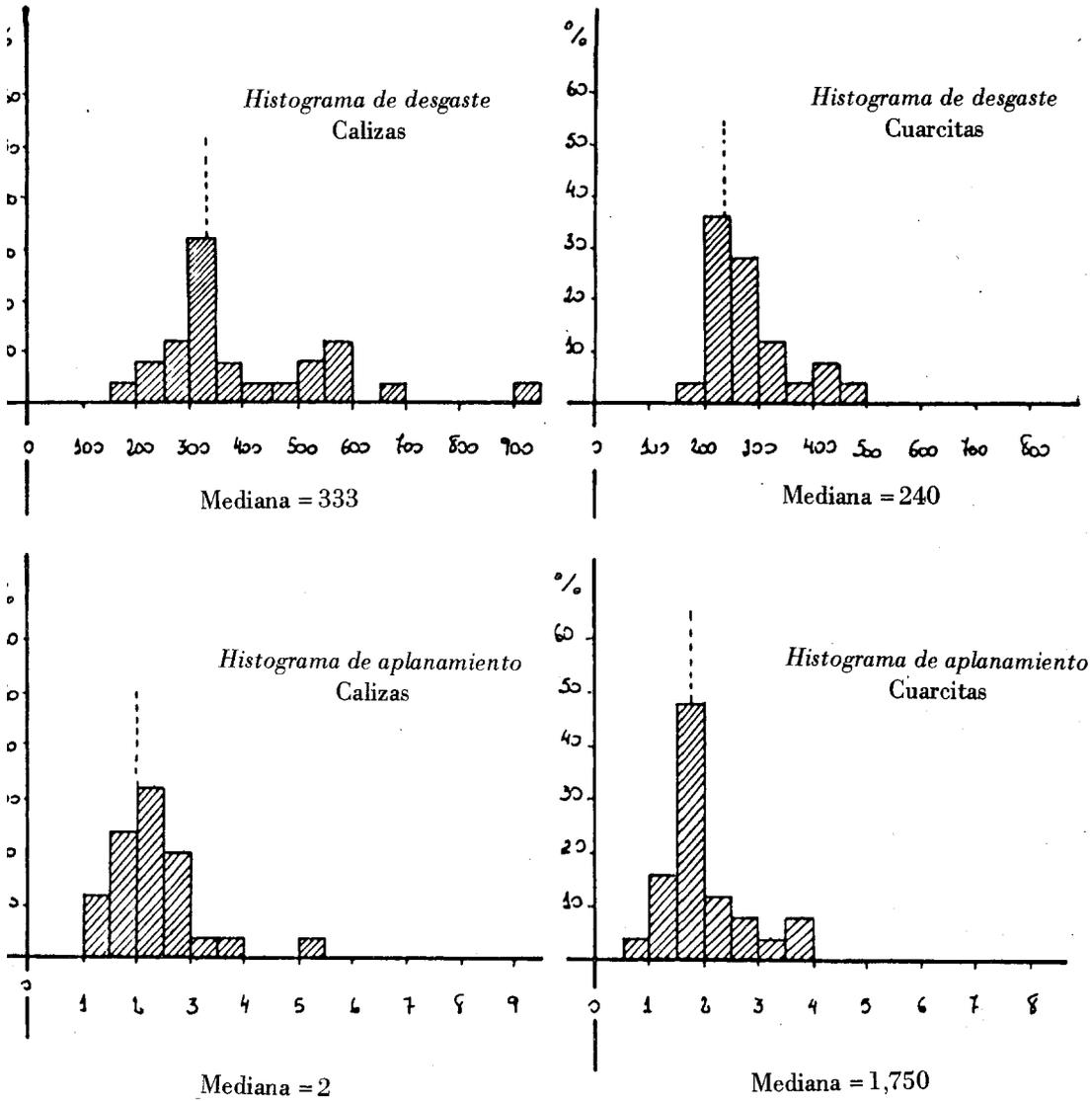


Fig. núm. 7: Estudio morfométrico de la formación tipo-cono en Belchite.

Formación tipo-cono en Almochuel

(Litología: 3-7 cm.)

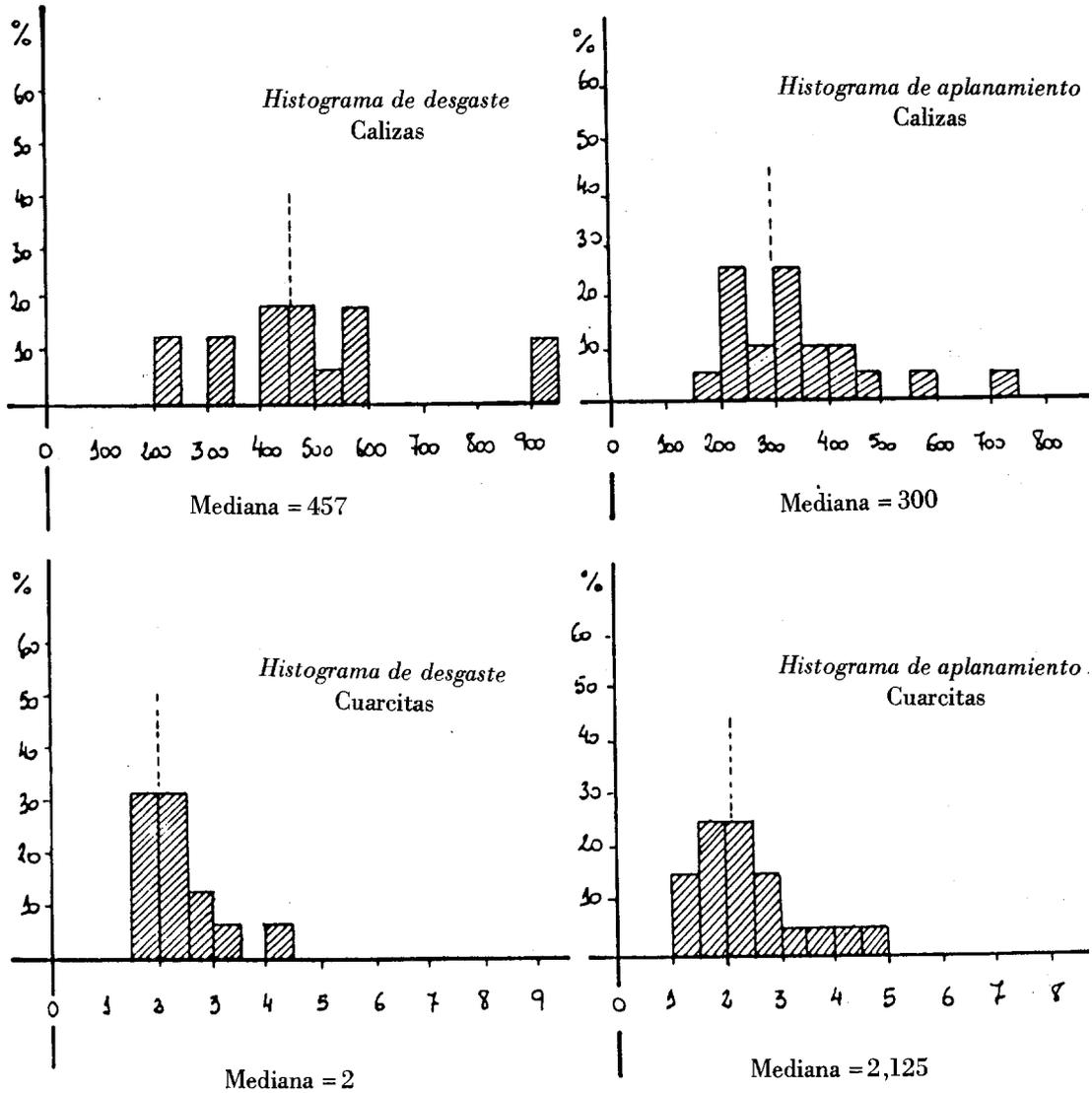


Fig. núm. 8: Estudio morfométrico de la formación tipo-cono en Almochuel.

Nivel T-V en Belchite (margen derecha)

(Litología: 3-7 cm.)

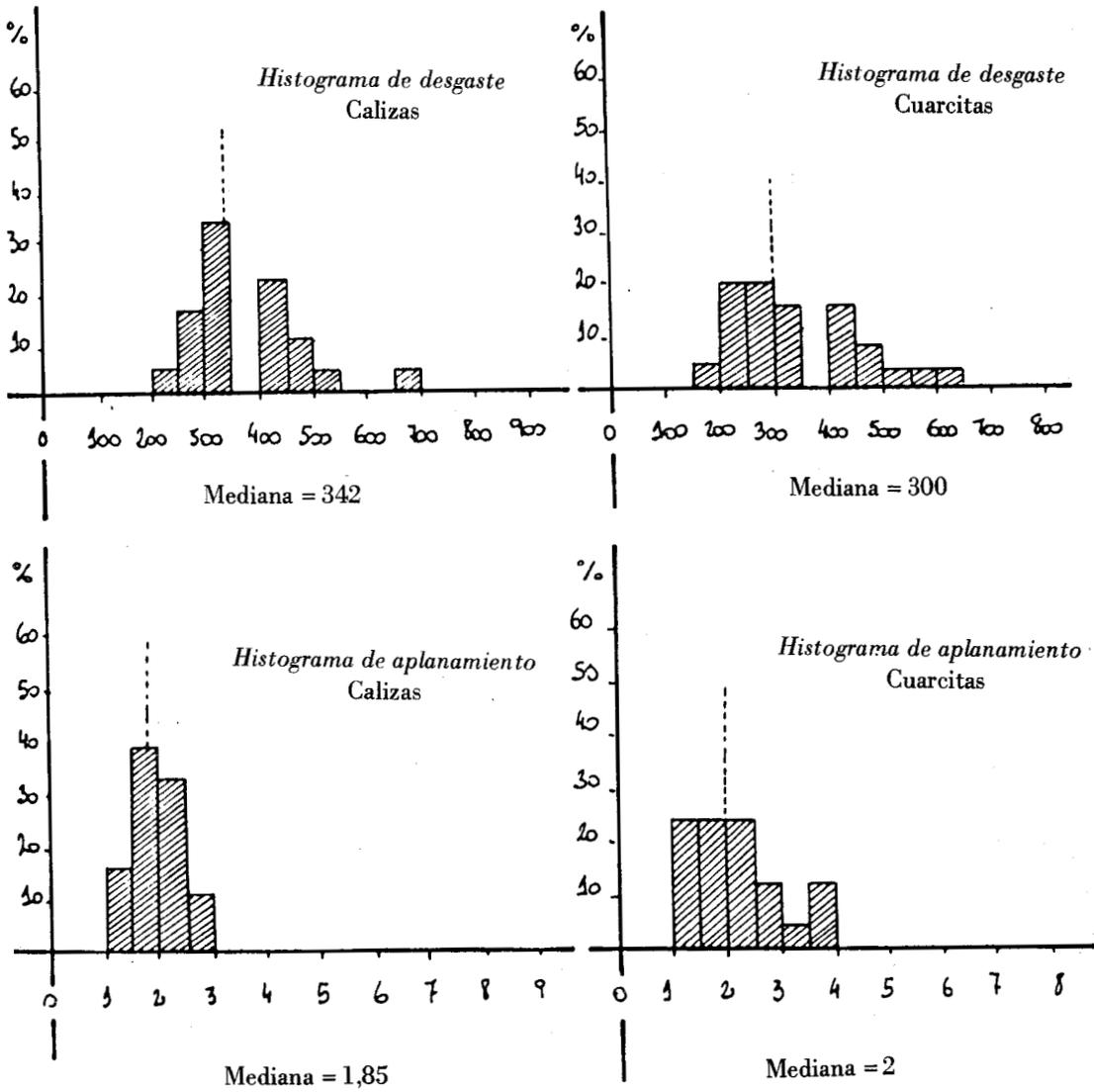


Fig. núm. 9: Estudio morfométrico del nivel T-V en Belchite.

Nivel T-IV en Belchite (Bco. del Volar)

(Litología: 3-7 cm.)

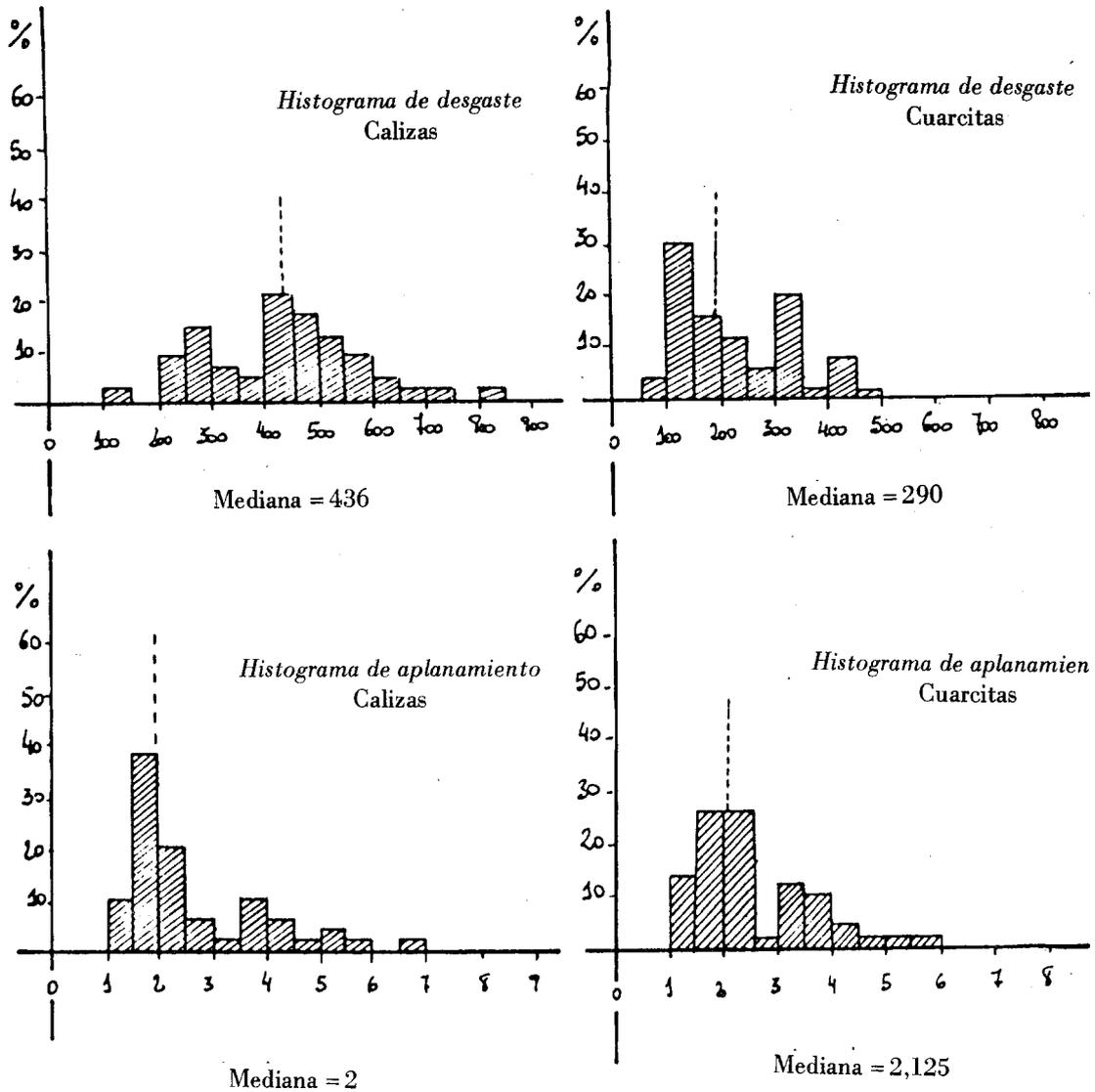


Fig. núm. 10: Estudio morfométrico del nivel T-IV en Belchite.

Nivel T-III en Almochuel (margen derecha)

(Litología: 3-7 cm.)

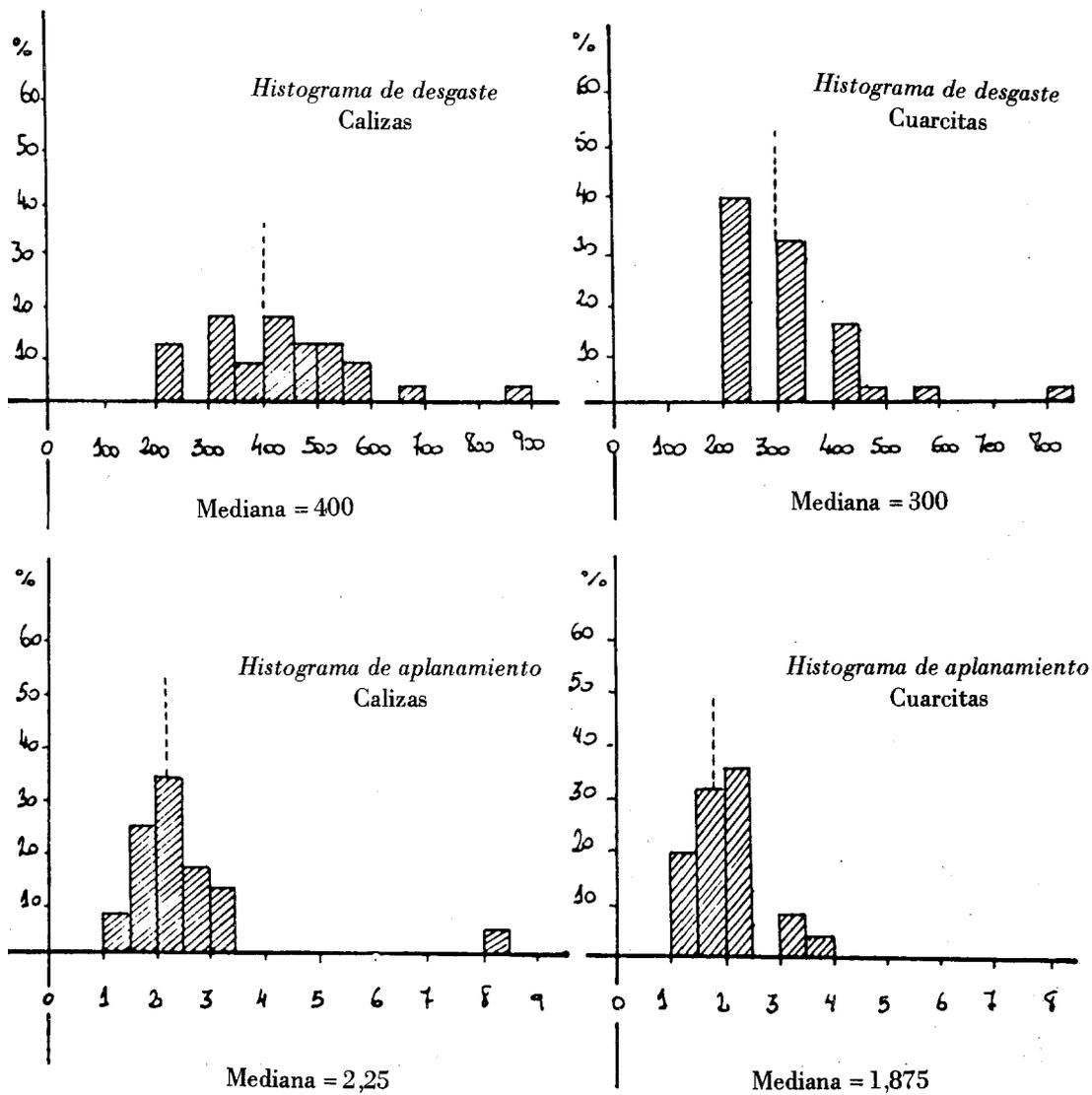


Fig. núm. 11: Estudio morfométrico del nivel T-III en Almochuel.

Nivel T-II en Almochuel (margen derecha)

(Litología: 3-7 cm.)

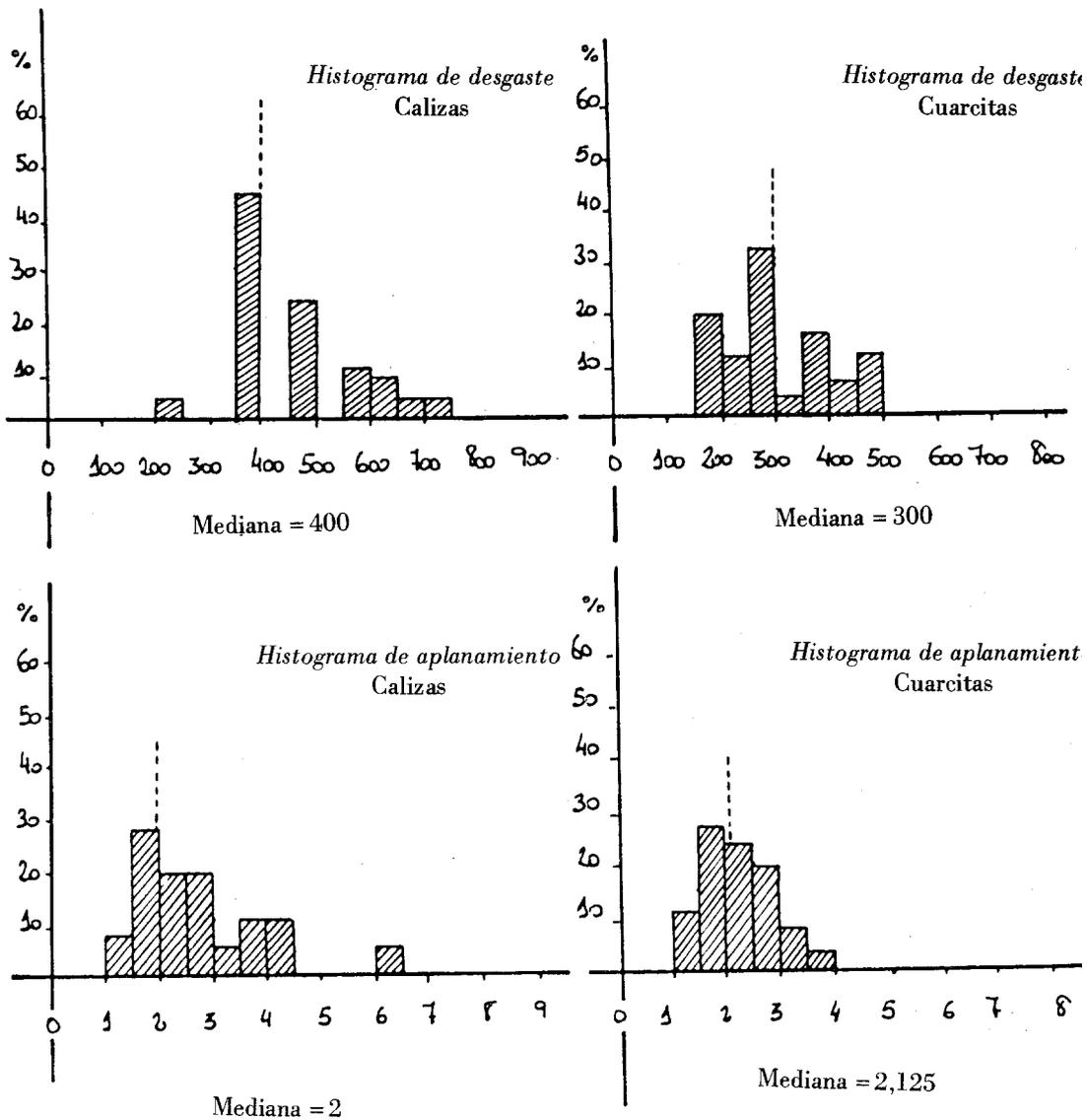


Fig. núm. 12: Estudio morfométrico del nivel T-II en Almochuel.

Glacis de Masatrigos (SE de Belchite)

(Litología: 3-7 cm.)

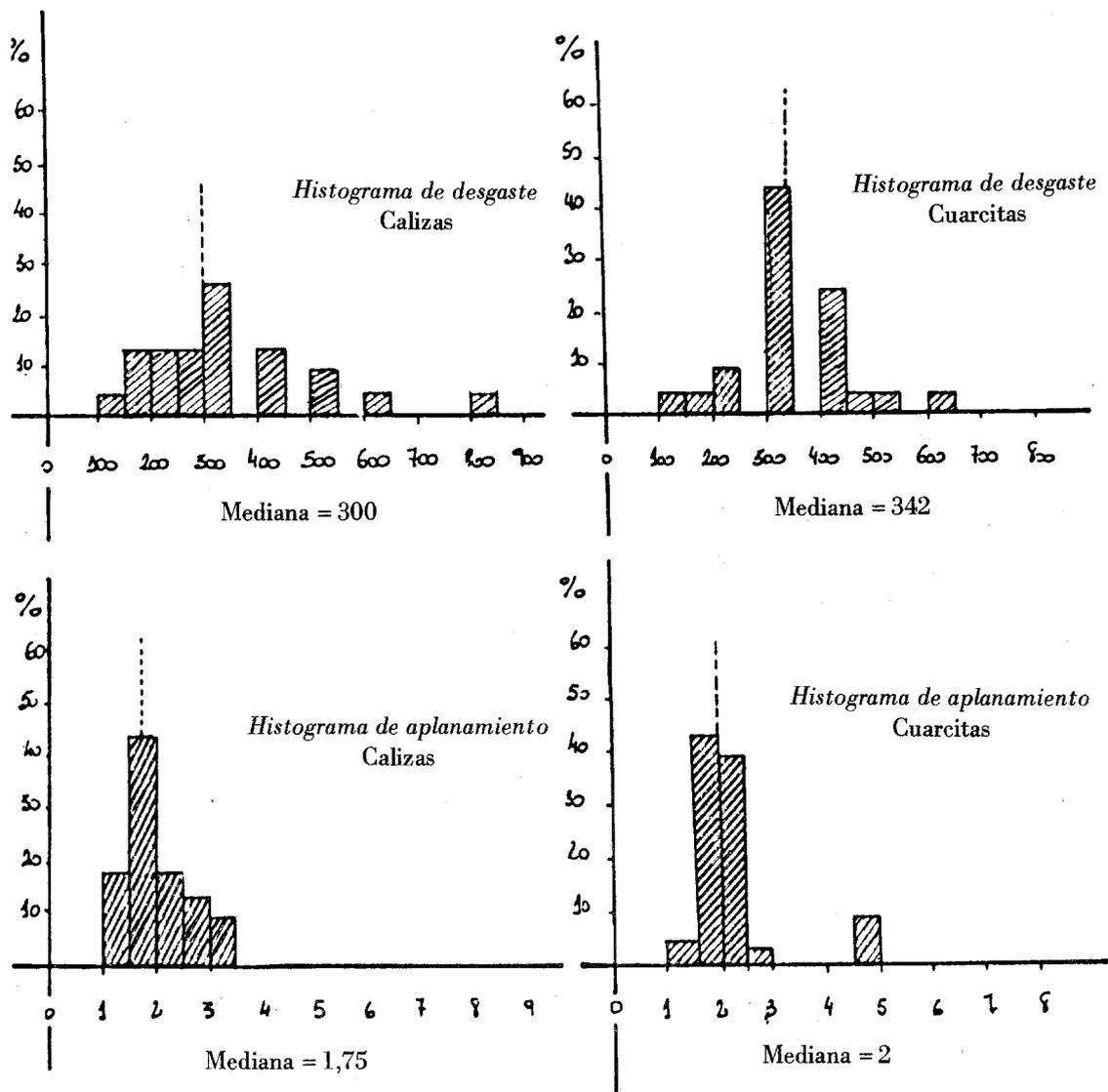


Fig. núm. 13: Estudio morfométrico del glacis de Masatrigos.

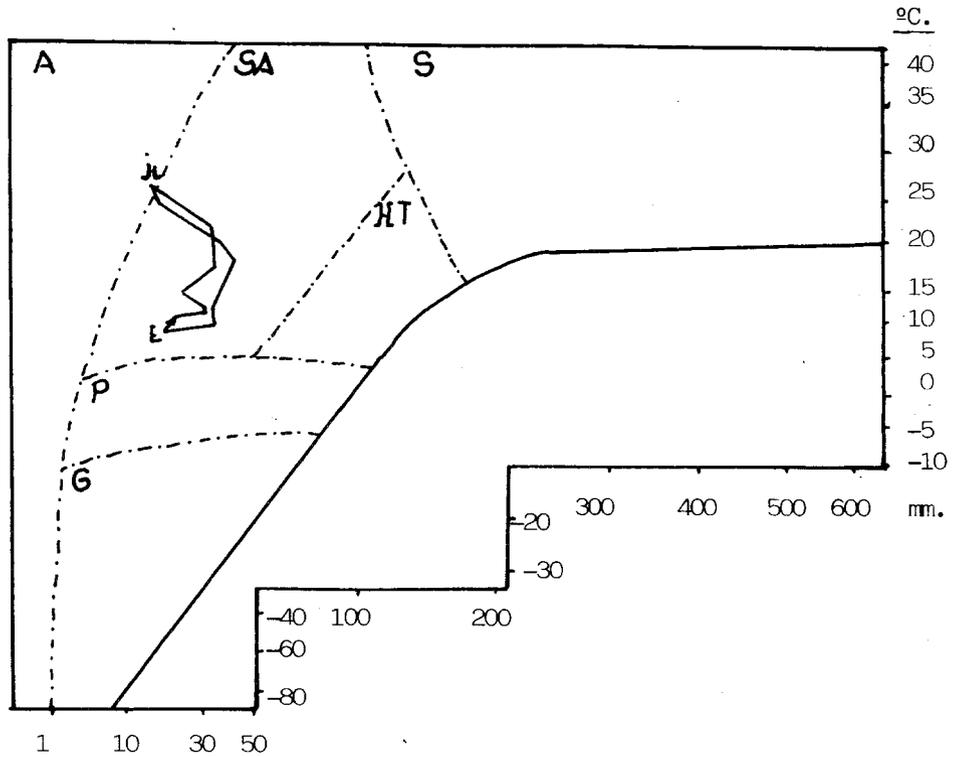
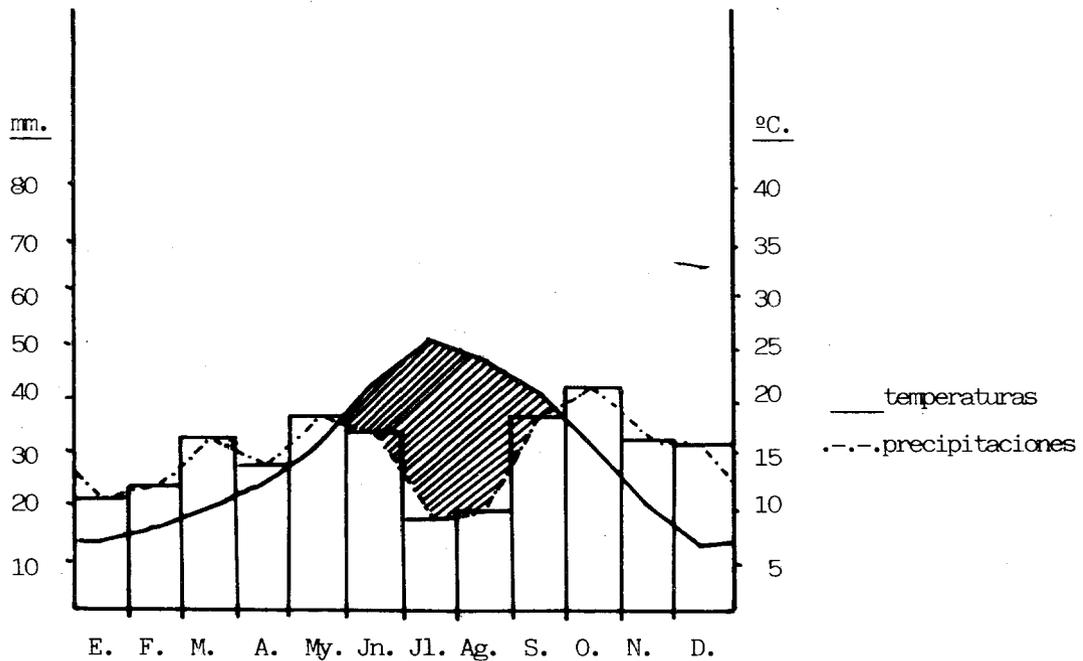
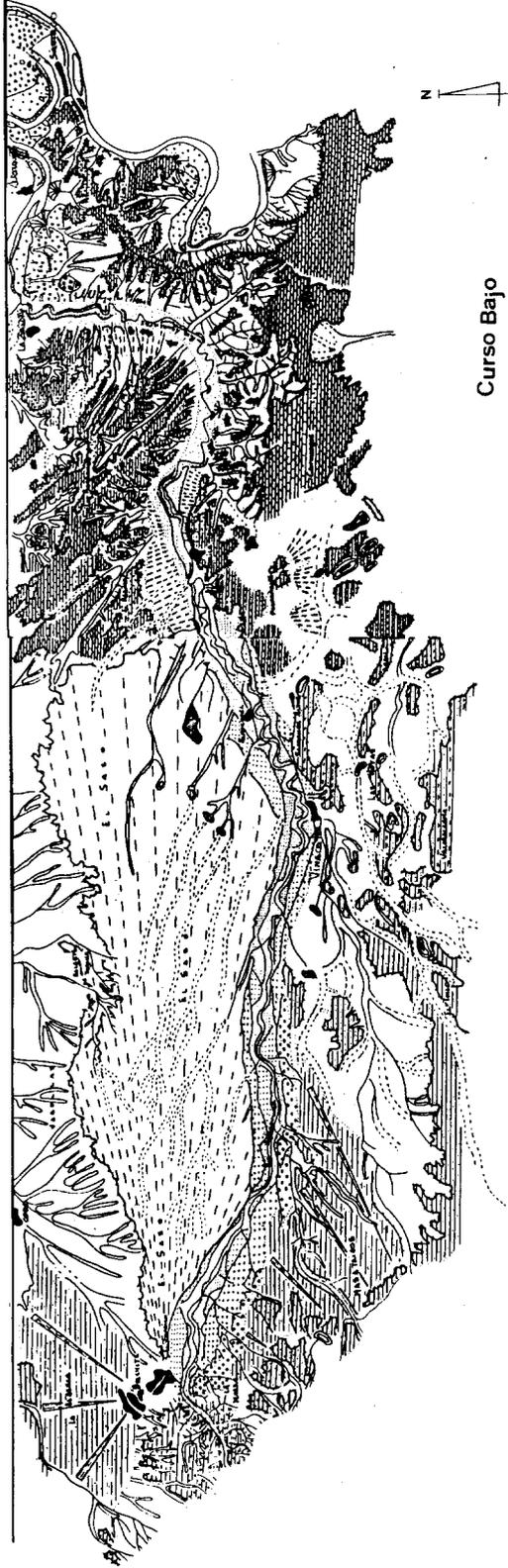
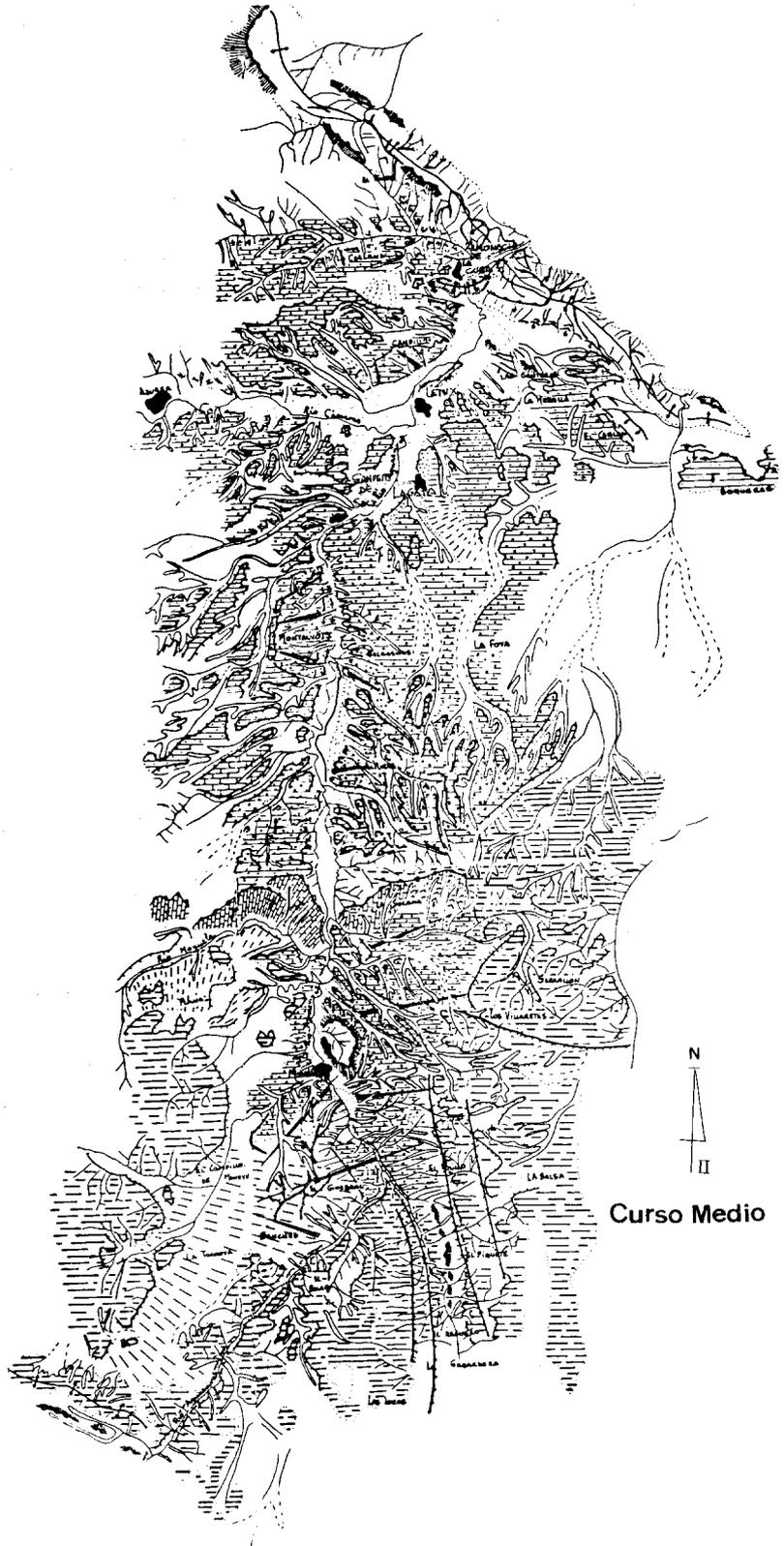


Fig. 14. Climograma y gráfico de temperatura y precipitación elaborados a partir de los datos referidos a Belchite.

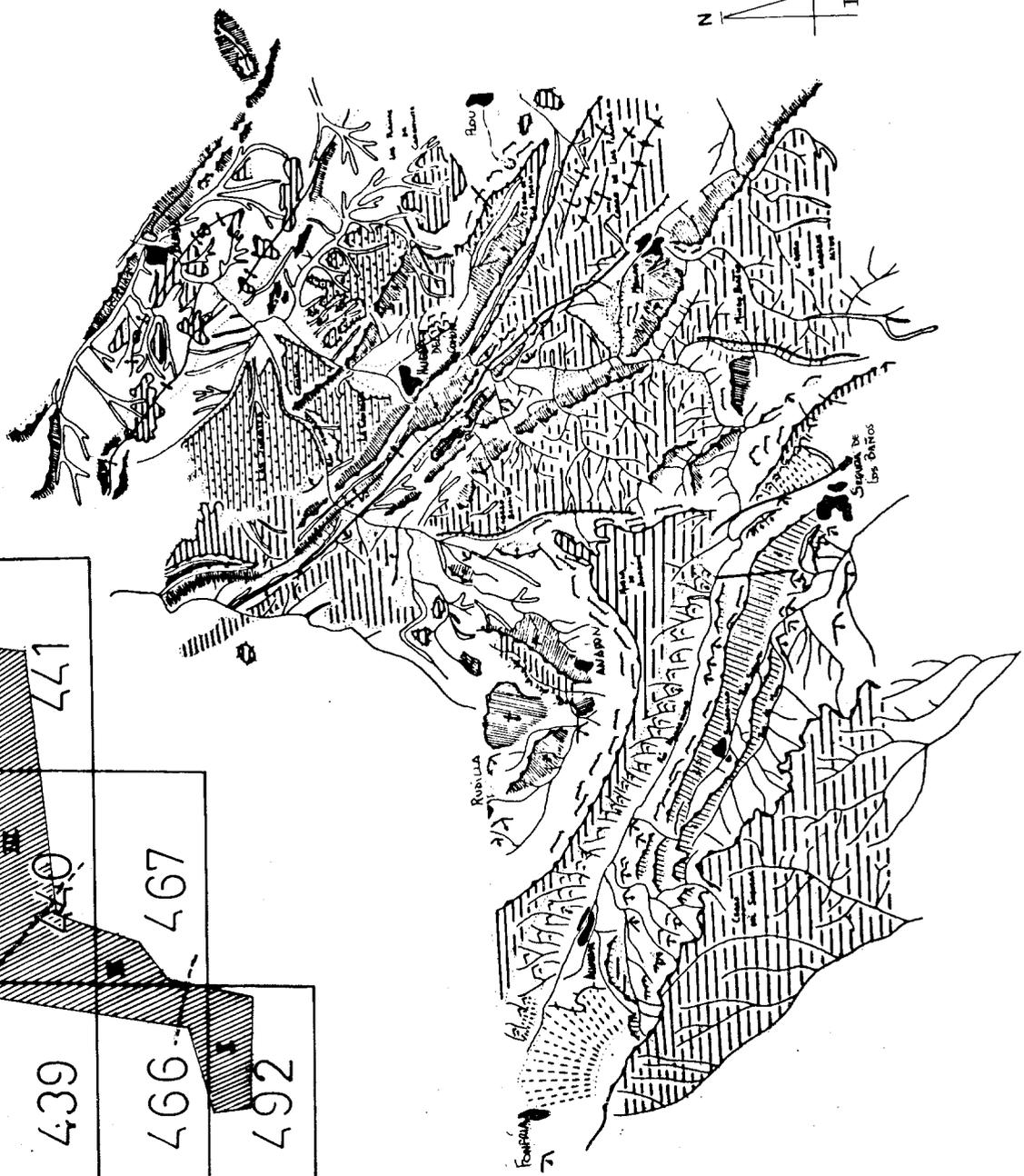
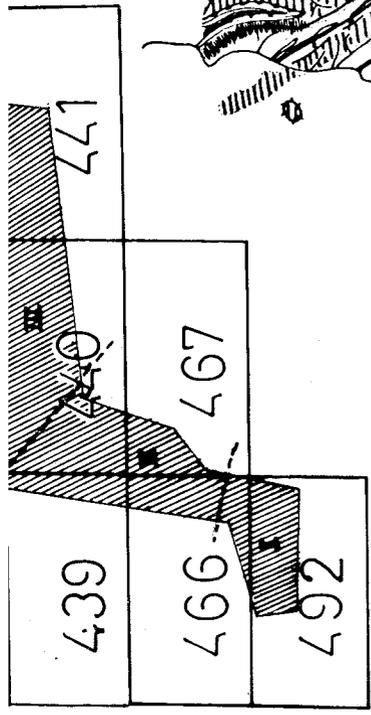






Curso Medio

Curso Alto



LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLOGICO

I. RELIEVES ESTRUCTURALES

A. Superficies Estructurales: 1. Horizontales.

-  Calizas del Terciario Superior
-  Conglomerados del Terciario Superior
-  Areniscas del Terciario Superior
-  Yesos del Terciario Superior

A. Superficies Estructurales: 2. Monoclinales.

-  Calizas Mesozoicas
-  Conglomerados y areniscas del Terciario Inferior.

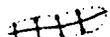
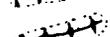
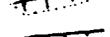
B. Formas lineales de Erosión Diferencial

1. Rebordes de Plataforma.



2. Escarpes de Cuesta

-  estructural
-  erosivo
-  líneas de capa en reversos de cuesta.

-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Falla indicando cuál es el labio hundido.

 Núcleos de población

II. FORMAS DE DENUDACION

A. Superficies de Erosión

-  Superficie de erosión bien conservada.
-  Superficie de erosión degradada

B. Formas de Incisión Lineal

-  Barrancos encajados
-  Barrancos de fondo plano con márgenes netas.
-  Barrancos de fondo plano con márgenes difusas.

C. Cubetas Endorréicas

-  Con intervención antrópica
-  Naturales y temporales

III. FORMAS DE ACUMULACION

A. Terrazas

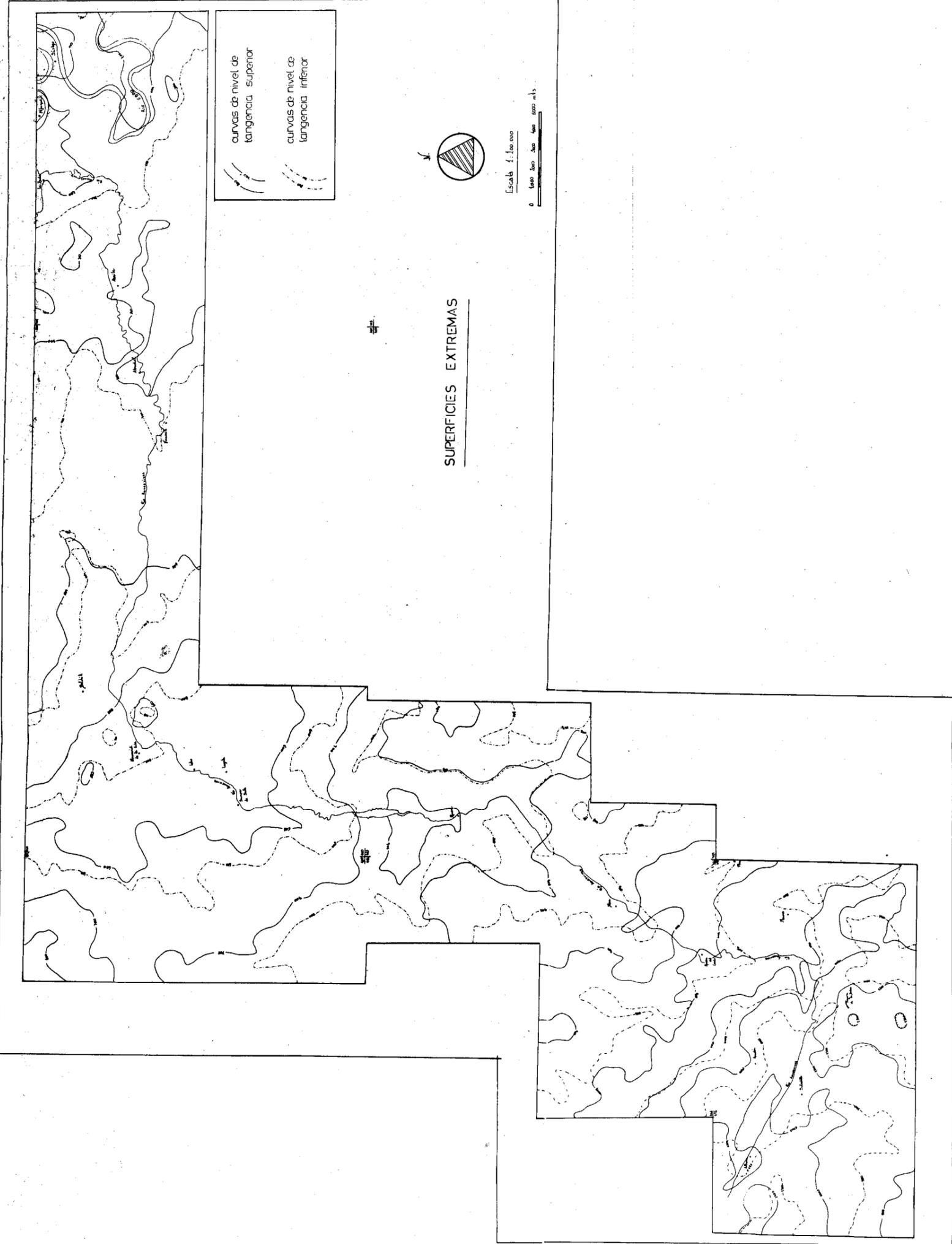
- | | | | | | |
|--------------------|----------------------|---|------------|---|--|
| | | 1. Aguasvivas | | 2. Ebro | |
| Cuaternar Antiguo | T-V |  | T.V y T.V |  | de acumulación  |
| | T-IV |  | T.III-T.IV |  | |
| Cuatern. Medio | T-III |  | | | erosivo  |
| Cuaternar reciente | T-II |  | T.I - T.II |  | |
| | T-I y fondo de valle |  | Subactual |  | mixto  |

C. Conos



D. Soliflucción

terrazas de soliflucción 



BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P. (1934): "A propos de quelques travaux récentes sur la Chaîne Celtibérique et ses annexes". *Annales de Géographie*. Pp. 96-99.
- BIROT, P. (1959): "Monts Celtibériques orientaux. Esquisse Morphologique". *Bull. de la Section de Géographie*. Tomo LXXII. París.
- BOMER, B. (1979): "Les piemonts du Bassin de l'Ebre (Espagne)". *Méditerranée*, núm. 3.
- BOMER, B. (1955): "Tres aspectos del contacto entre los montes celtibéricos orientales y la cuenca del Ebro". *Publicaciones Extranjeras sobre temas de Geografía Española*, núm. 8.
- BONNARD, E. G. (1959): "Algunas observaciones sobre la carencia de Cretáceo en el borde meridional de la depresión terciaria del Ebro, entre Calanda y la Almunia de Doña Godina". *Notas y Com. del Inst. Geológico y Minero de España*, núm. 53.
- BRINKMANN, R. (1960-1962): "Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne". *Livre à la mémoire du professeur Fallot*. Tome I, pp. 291-299. *Société Géographique de la France*.
- BROSCHÉ, K. (1978): "Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica". *Estudios geográficos*. T. XXXIX, núm. 151, pp. 131-157.
- BULARD, P. F. (1972): "Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre". *Thèse à l'Université de Nice*. Inédita.
- CAILLEUX, A.A. (1956): "La Era Cuaternaria. Problemas y métodos de estudio". *CSIC. Memorias y Comunicaciones del IGME*. Barcelona.
- CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1965): "Initiation à l'étude des sables et des galets". *CDU*. París.
- ELIAS CASTILLO, F. y RUIZ BELTRAN, L. (1977): "Agroclimatología de España". *Instituto Nacional de Investigaciones agrarias. Minist. de Agricultura*. Cuaderno INIA, núm. 7.
- FERRER REGALES, M. y MENSUA FERNANDEZ, S. (1956): "Las formas de relieve del centro de la Depresión del Ebro". *Geographica*. Año III, núms. 9-12. Zaragoza.
- GARCIA AMORENA (1978): "Estratigrafía y tectónica del Terciario lacustre aragonés". *R. Soc. Esp. Hist. Natur.* Vol. I Centenario, pp. 167-178.
- HEKEL, J. F. M. y van der MEER MOHR (1971): "Explicación del Mapa fotogeológico de la región de Montalbán". *ITC. Publications*.
- IBAÑEZ MARCELLAN, M. J. (1976): "El piedemonte ibérico bajo-aragonés. Estudio geomorfológico". *Instituto de Geografía Aplicada. Univ. Zaragoza*. CAZAR.
- IBAÑEZ MARCELLAN, M. J. (1973): "El endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro". *GEOGRAPHICA*. Año XV, núm. 1, pp. 35-47.
- IGME (1977): "Segura de los Baños". Escala 1: 50.000 (492). *Mapa Geológico de España*.
- IGME (1981): "Muniesa". Escala 1: 50.000 (467). *Mapa Geológico de España*.
- IGME (1971): "Daroca". Escala 1: 200.000 (40). *Mapa Geológico de España*.
- IGME (1972): "Tortosa". Escala 1: 200.000 (41). *Mapa Geológico de España*.
- JOLY, H. (1926): "Etudes géologiques sur la chaîne celtibérique". *Congreso Geológico Internacional. C. R. de la Session en Espagne. II Fascículo*, pp. 523-584.
- MAQUEDA, A. (1979): "Estudio geomorfológico del Macizo paleozoico y su cobertera sedimentaria". *Tesis de Licenciatura*.
- MENSUA, S. y PELLICER, F. (1980): "El piedemonte del Moncayo. Contribución al estudio de los contactos entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro". *Estudios de Cuadernos Borjanos*. VI. *CSIC*.
- MOISSENET, E. (1980): "Relief et déformations récents: trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales". *Révue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. Tome 51. Fasc. 3, pp. 315-344.
- MOISSENET, E., CANEROT, J. et PAILHE, P. (1972): "Géologie et relief dans la région de Montalbán". *Mélanges de la casa de Velázquez*. Tomo VIII, pp. 5-50.
- PAILHE, P. (1982): "La chaîne ibérique et son piémont septentrional: effets respectifs de la tectonique et du climat". *Colloque Montagne-Piémont*.
- PAILHE, P. (1974): "Montagnes et Plateaux de la bordure de la Chaîne Ibérique". *Estrait de la Revue des Pyrénées et du Sud-Ouest*. Tomo 45. Fas. 1.
- PALACIOS, P. (1896): "Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza". *Boletín de comisión del mapa geológico*. Madrid.
- PELLICER, F. (1981): *El Periglaciario en el Moncayo*. *Geographica*, 7-8.
- QUIRANTES, J. (1971): "El Cuaternario en la parte central de la Depresión del Ebro". *Cuadernos de Geografía*, núm. 2.

- RAYNAL, R. (1975): "*Essai de synthese de quelques donnés acquises sur le Quaternaire des marges humildes du domaine Mediterranéen*". Mélanges par ses amis et disciples a Georges VIERS. Toulouse.
- RIBA, O. y RIOS, J. M. (1960-1962): "*Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la chaîne Ibérique*". Livre à la memoire du porfesseur FALLOT. Tome I. Société Géographique de la France, pp. 275-290.
- RICHTER, G. (1956): "*Fenómenos de despegue en el Triás de la cordillera Ibérica*". Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España. CSIC. Tomo IX. Madrid.
- ROYO y GOMEZ, J. (1926): "*Tectónica del terciario continental ibérico*". Congreso Geológico Internacional Comp. Rend. de la XIV^{eme} Session en Espagne. II fascículo, pp. 593-624.
- SAEFTTEL, H. (1961): "*Paleografía del Albense en las cadenas Celtibéricas de España*". Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España, núm. 63. III trimestre.
- SOLE SABARIS, L. (1964): "*Las rampas o glacis de erosión en la Península Ibérica*". Aportación española al XX Congreso Geográfico Internacional. CSIC, pp. 13-18.
- STILLE, H. (1948): "*La divisoria ibérica*". Publicac. Extr. sobre geología de España, pp. 297-303.
- TISCHER, R. (1966): "*Datos geomorfológicos sobre la cuenca superior del río Alhama*". Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España, núm. 84, pp. 55-92.
- TRICART, J., RAYNAL, R. y BESANCON, J. (1972): "*Cônes rocheux, pédiments, glacis*". Annales de Géographie, núm. 443. LXXXI^{eme} année, pp. 1-24.
- TRICART, J., CAILLEUX, A. (1965): "*Introduction a la Géomorphologie Climatique*". Société d'édition d'enseignement Supereur.
- TRICART, J., CAILLEUX, A. (1967): "*Le modélé des régions périglaciaires*". TOME II du traité de Geomorphologie. Société d'édition d'enseignement Superieur.
- WILSON, L. (1969): "*Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie*". Révue de Géographie physique et de Géologie Dynamique. Volumen XI.
- YETANO, L. M. (1978): "*La evolución geomorfológica del valle de la Huerva*". Separata de la revista Geographicalia.
- YETANO, L. M. (1980): "*El Sistema Ibérico zaragozano*". Tesis Doctoral Inédita. Zaragoza.