

Āl-Qannīš

BOLETIN DEL TALLER DE ARQUEOLOGIA DE ALCANIZ

القانيش



El área endorreica de Alcañiz (Teruel) Estudio interdisciplinar

■ Geomorfología del área de Alcañiz (Teruel) ■ Las lagunas del sector Alcañiz-Calanda como una manifestación hidrogeológica del drenaje de la cordillera ibérica en la depresión terciaria del Ebro ■ Respuesta de los sistemas lacustres y fluviales a los cambios medioambientales y a la actividad humana en Alcañiz (Teruel) ■ El poblamiento antiguo del área de Alcañiz (Teruel) ■ La fauna y la flora del complejo endorreico de las saladas de Alcañiz (Teruel) ■

Director

JOSÉ ANTONIO BENAVENTE SERRANO

Secretario

CARLOS NAVARRO CASES

Consejo de Redacción

TERESA ANDRÉS RUPÉREZ

ESTHER ARCHE GARCÍA

FRANCISCO MARCO SIMÓN

PEDRO A. PARACUELLOS MASSARA

JOSÉ LUIS PONZ PALACIOS

JESÚS VILLANUEVA HERRERO

Fotografías

Los autores
de los respectivos artículos

Diseño y coordinación técnica

VÍCTOR M. LAHUERTA GUILLÉN

Tratamiento de textos

PABLO CISNEROS BELENGUER

Fotomecánica e impresión

ARPIrelieve, S.A.

Blas Ubide, 5 y 7

50015 Zaragoza

Encuadernación

BOEL, S.A.

Depósito legal

Z-1690/92



La dirección de esta revista no se responsabiliza de las opiniones de los autores

Para información, intercambios y suscripciones dirigirse al

TALLER DE ARQUEOLOGIA
DE ALCAÑIZ
Aptdo. 127,
Alcañiz, Teruel

ESTA PUBLICACION HA SIDO SUBVENCIONADA POR EL INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES DE LA EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL DE TERUEL



Puerta barroca, 1987. Oleo sobre tela de ENRIQUE TRULLENQUE, a quién dedicamos este número del *Boletín del Taller de Arqueología de Alcañiz*.

SUMARIO

- 3 **Geomorfología del área de Alcañiz (Teruel).**
J.L. PEÑA MONNÉ y M.T. ECHEVERRÍA ARNEDO
- 3 *Introducción.*
- 3 *El marco geográfico general.*
- 4 *Los factores del modelado.*
- 8 *Rasgos geomorfológicos.*
- 14 *Bibliografía.*
- 16 **Las lagunas del sector Alcañiz-Calanda como una manifestación hidrogeológica del drenaje de la cordillera ibérica en la depresión terciaria del Ebro.**
J.A. SÁNCHEZ NAVARRO, J. SAN ROMÁN y E. GARRIDO
- 16 *Introducción.*
- 17 *El medio físico.*
- 18 *El origen del agua en las lagunas.*
- 21 *La salinidad de las aguas.*
- 22 *El origen y evolución del endorreísmo.*
- 23 *Bibliografía.*
- 25 **Respuesta de los sistemas lacustres y fluviales a los cambios medioambientales y a la actividad humana en Alcañiz (Teruel).**
A.C. STEVENSON, M.G. MACKLIN, D.G. PASSMORE y J.A. BENAVENTE
- 25 *Introducción.*
- 25 *Area de estudio.*
- 26 *Metodología.*
- 27 *Reconstrucción paleoambiental de la Salada Pequeña.*
- 30 *Reconstrucción paleoambiental del río Regallo.*
- 34 *Conclusiones.*
- 35 *Bibliografía.*
- 36 **El poblamiento antiguo del área endorreica de Alcañiz (Teruel).**
J.A. BENAVENTE SERRANO, C. NAVARRO CASES,
J.L. PONZ PALACIOS y J.C. VILLANUEVA HERRERO
- 36 *Introducción. El área endorreica de Alcañiz y el Plan de Regadíos del Canal de Calanda.*
- 38 *Las prospecciones.*
- 39 *Carta arqueológica de la zona afectada por el Plan de Regadíos del Canal de Calanda.*
- 84 *El poblamiento del área endorreica de Alcañiz. Conclusiones.*
- 89 *Bibliografía.*
- 93 **La fauna y la flora del complejo endorreico de las saladas de Alcañiz (Teruel).**
H. BOURRUT LACOUTURE
- 98 *La vegetación de las saladas de Alcañiz.*
- 103 *La fauna de las saladas de Alcañiz.*
- 105 *Ultimos datos sobre la avifauna de las saladas de Alcañiz.*
- 106 *Bibliografía.*

Geomorfología del área de Alcañiz (Teruel)

■

José Luis Peña Monné
María Teresa Echeverría Arnedo

Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza

Introducción

Ante las perspectivas de modificación del paisaje que podían producirse a partir de la aplicación del *Plan de Riegos del Canal de Calanda*, se decidió realizar un estudio geomorfológico que sirviera de base para la elaboración posterior de otros trabajos más especializados, referentes a modelados concretos, relación entre geomorfología y arqueología, hidrogeología, palinología, etc. Dicho estudio se comenzó en el año 1987 con el objetivo de efectuar una cartografía geomorfológica lo más detallada posible y una memoria en donde quedara patente la evolución general del relieve y el análisis de las formas más sobresalientes de esta comarca.

La escala de trabajo utilizada ha sido la 1:18.000, ya que los fotografías aéreas de esa escala eran los más recientes (en torno a 1980) y adecuados para este tipo de estudio, entre los vuelos oficiales a la venta. Algunos aspectos, como la localización de yacimientos o el análisis de morfologías de los paleocanales, hubieran requerido un ni-

vel mayor de detalle, que no ha sido posible.

El área cartografiada rebasa ampliamente el sector previsto inicialmente como regable, ya que no se conocía la ubicación exacta de los canales principales y secundarios, que iban a aportar las aguas hacia las zonas bajas y, además, se daba por segura una extensión marginal de riegos por bombeo que pueden exceder de los límites marcados al comienzo.

El marco geográfico general

El área regable por el *Canal de Calanda* está situada al Oeste y Suroeste de Alcañiz, entre los ríos Regallo y Guadalope, en la parte turolense del Bajo Aragón. Su superficie se halla repartida entre las hojas del MTN números 468 (Albalate del Arzobispo), 469 (Alcañiz), 494 (Calanda) y 495 (Castelserás) (fig. 1). Esta comarca forma parte del piedemonte de la cordillera ibérica, modelado al Norte de la alineación montañosa de las sierras

de Arcos, Peñas Blancas (670 m) y la Ginebrosa (890 m), que configuran el contacto con la depresión del Ebro. El límite Norte lo constituyen los relieves de *Puig Moreno* (465 m) y la orla de estructuras monoclinales que jalonan dicho apuntamiento paleozoico, aislado en el interior de la depresión.

Desde el punto de vista topográfico, la zona analizada ocupa un tramo de divisoria fluvial entre los ríos Guadalope, al Este, y el Regallo, al Oeste, afluentes del Ebro y que constituyen los niveles de base locales en ambos márgenes de la zona regable. El primero de ellos sitúa su cauce entre 380 m (Castelserás) y

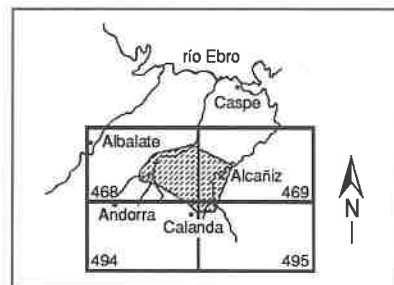


Figura 1. Esquema de situación del área de estudio en relación con la hoja del MTN 1:50.000.



Figura 2. Mapa geomorfológico del área de Alcañiz.

300 m (Alcañiz), mientras que el Regallo discurre, en el tramo de estudio, entre los 420 y 300 m.

Estre estos límites aproximados, el núcleo del trabajo se encuentra a alturas entre los 460 y los 300 m, resaltando de forma importante los cerros de Peña Blanca (468 m). Se trata por tanto de un área de escaso gradiente topográfico, donde los afluentes de los ríos indicados se reparten el drenaje, dejando amplios espacios con dificultades para la circulación hídrica y sectores claramente endorreicos, ocupados por áreas lacustres y encharcamientos,

especialmente en el sector centro-oriental.

Los factores del modelado

La situación geográfica y la altitud de este sector bajoaragonés, unido al clima y a las características litológicas y estructurales han determinado un paisaje único donde la actividad humana aparece integrada junto a los demás elementos del medio físico, manteniendo un equilibrio conseguido a través de

una utilización secular del espacio. Vamos a centrarnos en el papel de la geología y el clima en el desarrollo de los principales rasgos del relieve.

Las características litológicas y estructurales

La depresión del Ebro constituye una cuenca sedimentaria enmarcada por relieves montañosos, cuyo origen aparece ligado a las etapas de conformación de las unidades alpinas marginales. La cuen-

ca aparece configurada durante el transcurso del Paleógeno y recibe sedimentos de forma continuada hasta finales del Mioceno. Según RIBA et al. (1983) en la historia sedimentaria de la depresión del Ebro se puede diferenciar una primera etapa con depósitos íntimamente relacionados con el desarrollo estructural de los Pirineos, de forma que la cuenca está abierta a la penetración marina y los principales se-

dimentos se acumulan en la parte Norte; una segunda etapa comienza con la sedimentación continental debida a la retirada del mar y se hace extensiva a todo el conjunto de la cuenca.

El área de Alcañiz solamente comprende sedimentos de esta segunda etapa cuya edad abarca desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior (fig. 3). Los trabajos de geo-

logía regional más importantes son los de QUIRANTES (1969, 1978); RIBA et al. (1967); WILLIAMS (1975); RIBA et al. (1983). Según dichos autores los materiales aflorantes pertenecen a la *Formación Caspe* (fig. 4) que, así mismo, queda incluida dentro del conjunto deposicional denominado por CABRERA et al. (1985) *Sistema Matarraña-Guadalope*. La *Formación Caspe* se compone de materiales detríticos que presen-

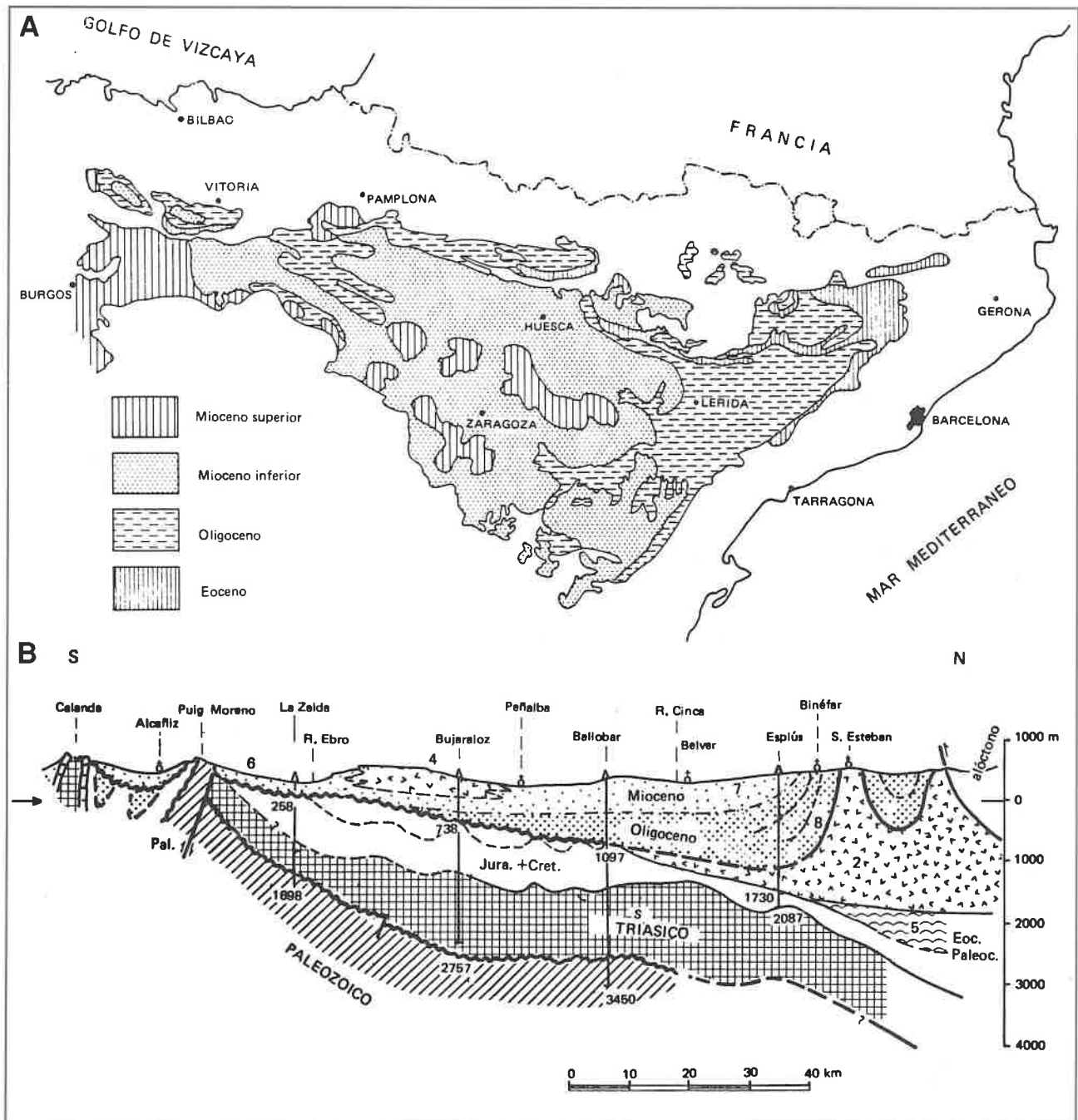


Figura 3. A. Esquema cronostratigráfico del Terciario continental de la depresión del Ebro (RIBA et al., 1983). **B.** Estructura estratigráfica de la cuenca del Ebro, en el sector aragonés. Corte N-S según datos de sondeos: 2. Yesos de Barbastro. 4. Yesos de Zaragoza. 5. Eoceno y/o Paleoceno marinos, con Garumniense en la base. 6. Molasa de Caspe. 7. Molasa de Sariñena. 8. *Formación Peraltilla* (RIBA et al., 1983).

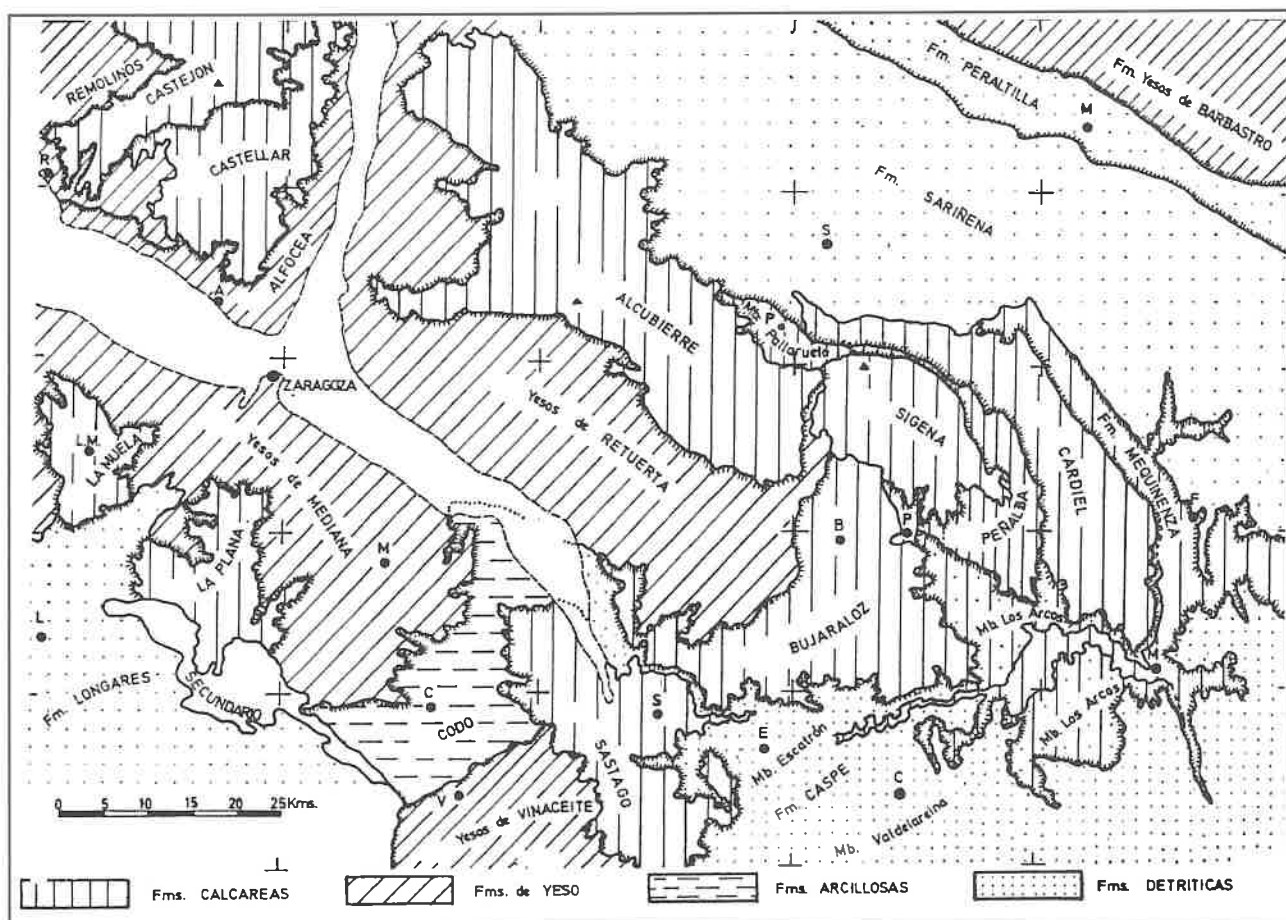


Figura 4. Formaciones litoestratigráficas del sector continental de la depresión del Ebro (QUIRANTES, 1978).

tan importantes cambios laterales de facies; en su sector central está formada por areniscas de paleocanales, intercaladas entre margas rojas, capas de areniscas, limos margosos y bancos estrechos de calizas detríticas, así como algunas trazas de yesos, que cortan la estratificación. Lo más característico de esta *Formación* es la abundancia de paleocanales que configuran una red muy compleja y que lateralmente pasan en algunos casos a formar capas continuas de arenisca. Su espesor aumenta de Oeste a Este y la dirección de escorrentía se orienta de Sudeste a Noroeste, siendo frecuentes los entrecruzamientos de los canales. Su estructura interna corresponde a barras fluviales de tipo braided y anastomosado, con flujo de alta turbulencia que da lugar a estratificaciones cruzadas y a variaciones laterales y verticales muy rápidas. Su composición varía desde areniscas muy finas hasta microconglomerados, observándose en algunos casos estructuras granodecipientes de muro a techo. Se-

gún RIBA et al. (1967) los minerales dominantes en las areniscas son la calcita (70-80%) y el cuarzo (10-26%); en cantidades menores aparecen minerales pesados (turmalina, circón, granate, rutilo, estaurilita, epidota...). La composición de los granos y el carácter calcáreo del cemento permite clasificar a estas areniscas como calcarenitas o, más concretamente, calcilititas (RIBA et al., 1967).

Estas barras se encajan en series lutíticas, siendo su anchura muy variable y su espesor entre 0,5-8 m, aunque a veces, como ya se ha indicado, se prolongan lateralmente con una potencia más reducida en forma de bancos de arenisca (fig. 5), lo que provoca contrastes litológicos de gran repercusión geomorfológica, sobre todo si tenemos en cuenta que estas secuencias de paleocanales se repiten en la vertical a lo largo de la

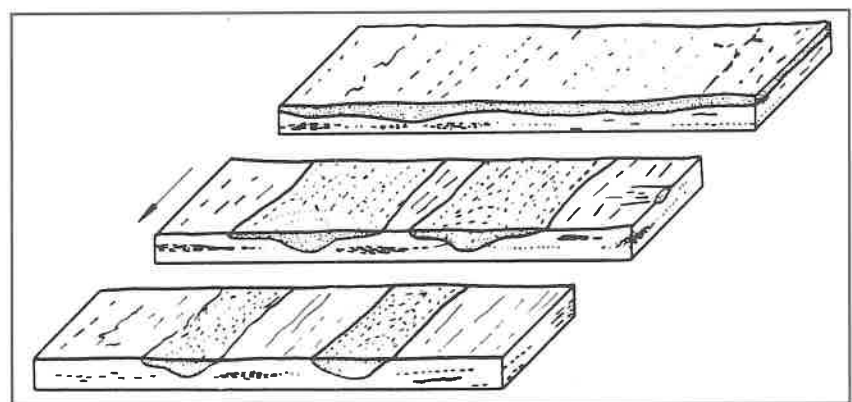


Figura 5. Diagrama explicativo del paso lateral de paleocanal a capas continuas de arenisca. La flecha indica la dirección de los aportes (QUIRANTES, 1978).

historia sedimentaria de esta *Formación*.

Según QUIRANTES (1969, 1978) la *Formación Caspe* se subdivide en dos miembros: *Valdelarreina* y *Escatrón*. Ambos tienen una misma composición litológica, si bien en el segundo de ellos hay menos intercalaciones calcáreas y son más frecuentes los estratos arenosos.

Los cambios laterales de facies están determinados por el dispositivo sedimentario correspondiente a un *aluvial fan* del borde meridional de la cuenca oligo-miocena, respecto a la cual esta *Formación* comprendería una parte del sector intermedio del abanico molásico. Hacia el Sudeste se encuentran las facies proximales de litologías conglomeráticas, en el tránsito a la cordillera ibérica. Hacia el Norte, Nordeste y Noroeste se va pasando hacia facies más distales con dominio de los depósitos finos (*mud-flats*) y evaporíticos (*sebkha*) de las *Formaciones Sástago, Bujaraloz y Mequinenza*. Este dispositivo sedimentario se repite en otros sectores próximos de la cuenca del Ebro, de modo que la *Formación Caspe* es equivalente en estructura litológica a la *Formación Urgell* en el piedemonte de las Catalánides y a la *Formación Peraltilla* en el piedemonte pirenaico.

Fuera ya de nuestro área de estudio, se localiza el afloramiento paleozoico de *Puig Moreno* y su cobertura paleógena. El Paleozoico se compone de tres pequeños domos a los que se asigna una edad carbonífera (CROSS, 1966) constituidos por un flysch de pizarras, grauvacas y cuarcitas de unos 250 m de espesor, equivalente por tanto al reconocido en el anticlinal de Montalbán; de forma puntual también afloran pizarras, arcillas y areniscas de tonos rojizos y ocres que RÍOS et al. (1971) asimilan al Permo-Buntsandstein. Estos materiales adoptan una disposición anticlinal con buzamientos entre 30-45°.

Discordantes sobre el Paleozoico se encuentran margas y calizas del Paleógeno, que ANADÓN et al. (1981) denominan *Formación del Cabezo Negro*, asentadas sobre un conglomerado brechoide basal. Estos materiales presentan buzamientos entre 15-24° que se amoldan en torno a los tres apuntamientos paleozoicos.

Los materiales de la *Formación Caspe*, que yacen discordantes sobre el Paleógeno, únicamente han sufrido deformaciones en la zona cercana a *Puig Moreno*, donde pueden alcanzar buzamientos de hasta 15°. En el resto del área de estudio las capas conservan una disposición subhorizontal, y las deformaciones consisten en una red de fracturación de escasa intensidad.

El clima

Las características climáticas actuales son las propias de un área mediterránea continentalizada donde tiene gran influencia la existencia de barreras montañosas que cierran por el Sur y Sudeste esta comarca.

Las temperaturas medias anuales muestran un aumento progresivo desde los 13° en el arco montañoso de Castellote hasta los 15° al Norte de Alcañiz (fig.6); los inviernos son relativamente suaves (5-6° de temperatura media de enero), con escasas heladas, y el verano es caluroso (temperatura media de julio, 23-26°), siendo frecuentes las temperaturas absolutas entre 35-41°. Los valores medios de amplitud térmica anual, en torno a los 19° en Alcañiz y en Calanda, son indicativos del matiz continental, que se ve enfatizado por la escasez de precipitaciones (fig. 8A); el total anual varía entre 350-400 mm (Alcañiz, 387,5 mm; Calanda, 380,5 mm; Valmuel, 352,2 mm), registrándose los máximos en otoño y primavera (fig. 7). La irregularidad interanual en los valores de precipitación es muy elevada, oscilando en la estación de Alcañiz entre 287 mm (año 1966) y 561 mm (año 1969). Las necesidades hídricas mostradas por el Mapa de evapotranspiración po-

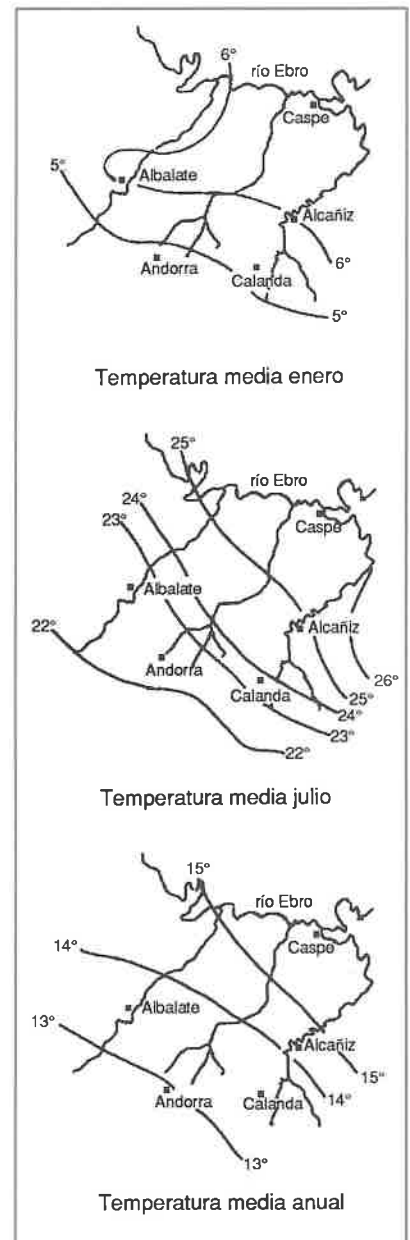


Figura 6. Mapas de isotermas.

tencial (fig. 8B) se cifran entre 750-800 mm anuales, muy por encima de las precipitaciones, por lo que se trata de un área muy deficitaria en

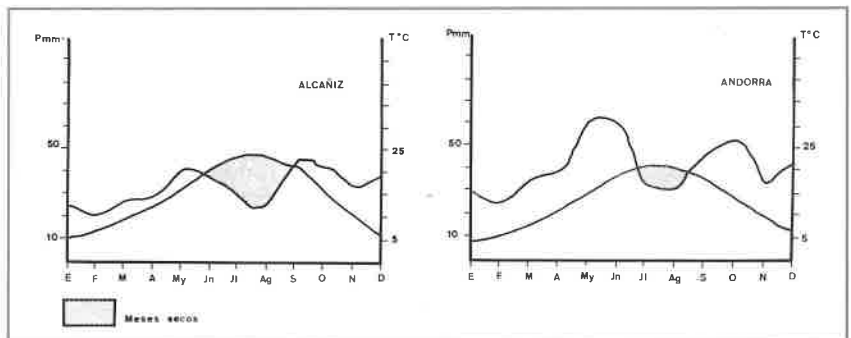


Figura 7. Gráficas ombrotérmicas de Alcañiz y Andorra (basadas en PEÑA et al., 1989).

Por otra parte, el escaso espesor de los bancos que sustentan estas morfologías, así como su alternancia con intercalaciones más blandas no permite el modelado de cornisas potentes y rectilíneas. En ocasiones, suelen presentar un escarpe muy festoneado, debido a la caída de bloques por gravedad y al fácil socavado por los barrancos, como ocurre en las cercanías del valle del Guadalupe, dado que allí el contraste topográfico es mucho más marcado. Pero en la mayoría de las plataformas meridionales y algunas de las centrales, las cornisas están muy atenuadas y apenas se llega a apreciar el contraste con respecto al talud, ofreciendo una morfología de plataforma mucho más redondeada.

En su conjunto, estos relieves estructurales tienden a alargarse de Noroeste a Sudeste debido a la disposición de la red fluvial oligomiocena en este sector de la cuenca, de manera que refleja de una forma directa la orientación estructural de los materiales terciarios. Solamente en la orilla oriental del río Guadalupe la forma de las plataformas viene determinada directamente por el encajamiento de la red cuaternaria que vierte hacia el mencionado curso fluvial, tendiendo a disponerse de Este a Oeste.

Los **relieves de paleocanales** de areniscas y microconglomerados aparecen prácticamente en toda la zona (RIBA et al., 1966), incluso formando parte de relieves en cuesta y de plataformas, pero es en el sector central y norte donde estos paleocanales alcanzan una gran densidad y constituyen los relieves dominantes.

Los paleocanales son estructuras sedimentarias fluviales en un medio restringido y canalizado con escasa migración lateral y con superposición de distintas secuencias en la vertical. Su ubicación sedimentaria entre litologías más deleznableles les convierte en niveles de elevada resistencia a la erosión, de manera que su modelado consiste en cordones alargados y sinuosos, que pueden alcanzar hasta 3 km de longitud, manteniendo un rumbo general SSE-NNO.

Desde el punto de vista geomorfológico se trata de relieves inverti-

dos producidos por erosión diferencial (*fig. 10A*). Los cordones han sido exhumados a lo largo del proceso de instalación de la red fluvial cuaternaria, que ha dejado en resalte estas morfologías entre valles arcillosos, donde la erosión ha progresado más activamente.

Una vez puesto en resalte el paleocanal, comienza un proceso de degradación general, cuya importancia está en relación con el espesor y anchura del paleocanal, abundancia de cambios sedimentarios internos, tales como estratificación cruzada, estructuras lenticulares, cambios laterales, densidad de fracturación, constitución basal, contraste topográfico con los valles marginales, orientación respecto a la insolación y vientos dominantes, etc.

Las zonas de debilidad, que favorecen el avance progresivo de la erosión del paleocanal, son las superficies de discontinuidad, capaces de permitir la penetración del agua en el interior de la masa de

areniscas. Estas superficies, por una parte, los planos de estratificación, y por otra, la red de diaclasas producidas bien por actividad tectónica, bien por descompresión lateral, al perder el apoyo marginal del paleocauce por erosión.

El proceso más simple consiste en la movilización de bloques a partir de fisuras paralelas al contorno del paleocanal, que se desprenden de la cornisa y por la acción de la gravedad caen al pie de la misma. Este proceso gravitatorio se ve ayudado habitualmente por la sobreexcavación de los niveles inferiores lutíticos, que descalzan el bloque previamente preparado para su caída. En casos muy concretos se puede producir el empuje de los bloques más internos, que presionan al bloque marginal, favoreciendo su movilización (*topple* o volcadura). La acumulación de material de meteorización en las fisuras y el crecimiento de la vegetación en su interior puede ejercer una acción físico-biológica que acelere la separación de estos bloques; su caída determi-

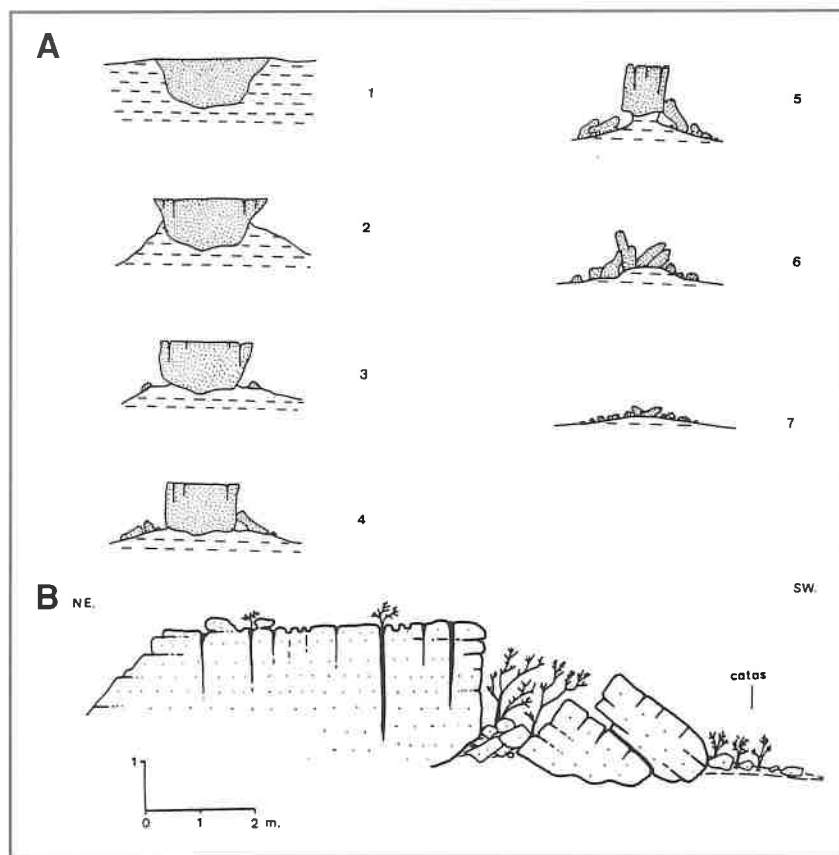


Figura 10A. Esquema evolutivo de un relieve de paleocanal: 1. Afloramiento original del paleocanal. 2. Inversión del relieve. 3-4. Desplomes por sobreexcavación y fisuración vertical. 5. Paleocanal residual. 6. Desmoronamiento final. **B.** Detalle del Paleocanal de Alonso Norte (PEÑA y ECHEVERRÍA, 1989).

na la presencia constante de escarpes verticales y taludes cubiertos de bloques, morfología extensible a los frentes de cuestras y escarpes de plataformas.

Las cornisas de los paleocanales y demás relieves estructurales se han visto afectadas de forma muy intensa por la actividad humana, ocupando las cavidades basales, que en muchos casos han sido ampliadas para permitir un hábitat más espacioso, dado que de forma natural nunca se generan socavaciones profundas ni grandes voladizos. Esta ampliación por erosión antrópica ha facilitado, con posterioridad, la caída de bloques por falta de sustentación. La relación de esta acción erosiva con la presencia humana queda demostrada por la abundancia de restos cerámicos y líticos de distintas edades, al pie de cornisas y de bloques desprendidos (BENAVENTE y ANDRÉS, 1985; PEÑA y ECHEVERRÍA, 1989), que únicamente pueden estar relacionados con abrigos actualmente destruidos (*Las Torrazas, Alonso Norte...*) (fig. 10B).

El máximo nivel de degradación de una paleocanal se produce cuando la socavación basal y la consiguiente caída de bloques han ido progresivamente reduciendo la amplitud del afloramiento de areniscas, creando pasillos que rompen la continuidad del relieve, e incluso bloques aislados y basculados en zonas arcillosas, que difícilmente permiten reconstruir la forma y dirección original del paleocanal.

Microformas de meteorización

Tanto la superficie como las paredes de los paleocanales y de los demás relieves estructurales están afectados por procesos de meteorización que generan formas alveolares de muy variadas morfologías y tamaños. La tipología de formas se puede encuadrar en dos grupos: *taffonis* y *gnammas*.

Los *taffonis* son modelados de meteorización en paredes abruptas, cuya forma es subcircular o elíptica, tendiendo a profundizar hacia el interior y hacia arriba, siendo, por tanto, frecuentes los

voladizos. Las dimensiones de los *taffonis* de la zona estudiada varían entre pequeñas oquedades de unos pocos centímetros de diámetro, hasta más de 2 m, con profundidades variables, que pueden alcanzar hasta más de 1 m, e incluso llegar a perforar el paleocanal por coalescencia de dos *taffonis* enfrentados.

La mayoría de los *taffonis* están situados en posición elevada, siendo muy escasos los *taffonis* basales; donde aparecen estos últimos es muy frecuente su utilización en épocas prehistóricas, ya que constituían las cavidades naturales más favorables. La forma de los *taffonis* está muy condicionada por la estructura de la roca, siendo normal su tendencia hacia formas alargadas en la dirección de la estratificación u otras líneas de debilidad. Aunque no se ha realizado un cuantificación de los *taffonis* respecto a su orientación, parece claro que no hay un determinante microclimático efectivo, siendo mucho más importante el factor estructural.

Las *gnammas* son morfologías muy frecuentes sobre las superficies estructurales de las plataformas, cuestras y paleocanales. En estos últimos es seguramente donde alcanzan la mayor densidad, desde pequeños alveolos o *pitting* de 1-5 cm de diámetro, hasta *gnammas* de escala métrica (fig. 11). GUTIÉRREZ e IBÁÑEZ (1979) diferencian en la región de Alcañiz cinco tipos de *gnammas*, basados en los trabajos de TWIDALE y CORBIN (1963): las de bordes suavizados, los *pits*, un tipo intermedio entre las dos anteriores, los *pans* y *gnammas* en vertiente o *armchair*. Las más abundantes son los *pits* y las de bordes suavizados, que nosotros denominamos en artesa.

Las *gnammas* de artesa tienen bordes muy suaves, de límites indefinidos y algo irregulares, con diámetro muy amplio y escasa profun-

dididad (la relación diámetro/profundidad es de 1/10). Aparecen sobre rocas masivas y en algunos casos presentan sectores de mayor profundidad, limitados por ligeros escarpes denticulados que corresponden a sectores de mayor permanencia del agua y, por lo tanto, de mayor disgregación. Este tipo de *gnamma* engloba también el tipo intermedio señalado por GUTIÉRREZ e IBÁÑEZ (1979).

Los *pits* son depresiones de forma subcircular (25-30 cm de diámetro) con paredes verticales y una relación diámetro/profundidad entre 1/1 y 1/3; suelen aparecer rellenas parcialmente de sedimentos arcillosos y arenosos, con coloraciones oscuras debido a que la presencia de vegetación en estas oquedades favorece los procesos de edafización. Se modelan sobre bancos de arenisca masivos y sin intercalaciones finas, a pesar de que suelen generarse en zonas de confluencia de diaclasas y tienden a orientarse en la dirección de fracturas cerradas.

Los *pans* son depresiones subcirculares, de bordes abruptos y con profundidad intermedia entre los *pits* y las artesas; un voladizo bordea la boca del pan pudiendo presentarse de forma disimétrica debido a diferencias en la profundidad lateral de la meteorización. El voladizo suele relacionarse con la presencia de niveles superficiales más duros, aunque la ampliación interior puede estar condicionada tanto por la estructura masiva de la arenisca, como por la más larga persistencia del agua en su interior; en algunos casos se observa una relación de la disimetría del pan con las direcciones dominantes del viento. El fondo del pan puede ser completamente liso, pero tal como se ha observado en el campo de *gnammas* del *Cabezo Sellado*, también es posible reconocer áreas de mayor ex-

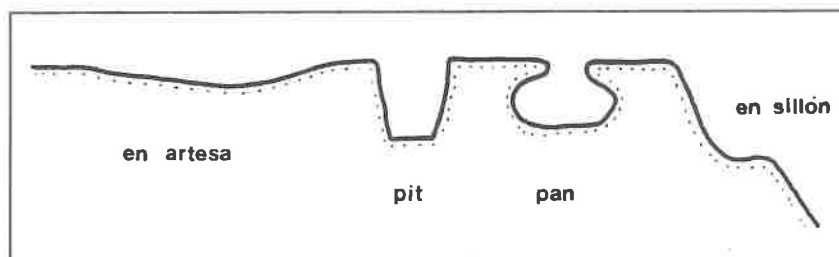


Figura 11. Tipología de *gnammas*.

cavación con morfología de anillo, que deja un espacio central sobre-elevado. Al igual que los pits, estas *gnammas* suelen aparecer rellenas, total o parcialmente, por sedimentos y ocupadas por vegetación.

Los *armchairs* sólo aparecen puntualmente sobre bloques desprendidos de la cornisa y que presentan superficies inclinadas; en ocasiones los *armchairs* corresponden originalmente a otros tipos de *gnammas* sobre superficies planas, que han sido remodeladas al bascular el bloque sobre el que se asentaban.

Es frecuente la existencia de canales de desbordamiento o de desagüe siguiendo líneas de fractura, a través de los cuales se produce la salida del agua, cargada de sedimentos en suspensión, en momentos en que ésta rebasa el nivel de la *gnamma*, comunicando dos o más *gnammas* entre sí, o bien éstas con la pared de la cornisa.

La génesis de los *taffonis* y *gnammas* está ligada a rocas granudas como las areniscas de la *Formación Caspe*, con líneas de fácil penetración del agua que por procesos de humectación-secado, de disolución y de haloclastismo es capaz de producir una disgregación granular que va corroyendo lentamente la roca. La acción del viento queda prácticamente reducida a la evacuación de sedimentos disgregados, que deja la roca preparada para nuevas fases de meteorización.

En los *taffonis* la profundización se produce por la creación de unas condiciones microclimáticas en el interior de la cavidad, que provoca disgregación y descamación de las paredes en las zonas de mayor humectación; los procesos de ascenso del agua por capilaridad facilitan la progresión hacia arriba de estas morfologías.

Las *gnammas* son el resultado de procesos similares, aunque la mayor posibilidad de permanencia del agua, sobre todo en los *pits* y *pans*, acrecienta la disolución del carbonato cálcico de los granos y del cemento de la arenisca; por otra parte, las sales arrastradas por el viento o movilizadas a través de la evaporación desde las depresiones salinas cercanas y transportadas por el agua de lluvia, pueden provo-

car procesos de haloclastismo, por crecimiento de cristales de sal en los espacios intergranulares y en las fisuras. Hay que indicar que existen, así mismo, hiladas milimétricas de yeso cristalino y fibroso que atraviesan los niveles arenosos, formando trazas discontinuas, que también pueden ser disueltos y recristalizados en el interior de las fisuras. Los líquenes y musgos existentes sobre la roca y en el interior de estas depresiones segregan ácidos capaces de acelerar los procesos de disgregación. La evacuación de los detritus se realiza, como ya hemos indicado, a través de canales de desagüe o por simple desbordamiento en momentos de fuerte precipitación, así como por acción eólica. Esta última actividad parece menos efectiva en los pans debido a la existencia del voladizo, pero en estos casos, la turbulencia del aire movilizandolos sedimentos y restos de líquenes del interior de la *gnamma*, puede generar una acción abrasiva.

Formas relacionadas con la red de drenaje

El drenaje superficial aparece organizado hacia los ríos Guadalupe y Regallo, que actúan como niveles de base generales, pero existe un amplio área sin drenaje exorreico, ocupando zonas bajas en amplios valles, modelados entre los relieves estructurales. Este doble aspecto en la circulación de las aguas crea una clara diferenciación entre unos cursos fluviales de corto recorrido que vierten hacia los dos ríos principales, con valles encajados y marginados por plataformas abruptas, y los amplios valles o vales de fondo plano que configuran la mayor parte de la comarca, sin apenas incisiones superficiales y con áreas de encharcamiento y zonas de acumulación temporal de agua en forma de pequeñas lagunas.

Los **valles de fondo plano** han sido modelados en las facies arcillosas de la *Formación Caspe* y constituyen valles en artesa y en cuna cuyo fondo se prolonga suavemente hacia los taludes de las plataformas, cuestas y paleocanales de arenisca. El fondo de estos valles presenta un recubrimiento de material fino limo-arcilloso, en parte de origen local, pero también con

aportes por arroyada procedentes de los relieves marginales, así como limos transportados por la acción eólica.

La pendiente de estos fondos de valle es escasa, dando lugar a sectores de difícil escorrentía donde el agua se encharca en los momentos de fuerte precipitación. Algunos de esos valles contienen así mismo lagunas, como en el caso de las Saladas. Especialmente estas amplias vales constituyen la morfología que ocupa mayor extensión y la principal área cultivable.

Las áreas endorreicas. El tema del endorreísmo ha sido estudiado tanto a nivel del territorio español (DANTÍN CERECEDA, 1929; PLANS, 1969), como de la Depresión del Ebro en particular (DANTÍN CERECEDA, 1942a, b; IBÁÑEZ, 1975; ALBERTO et al., 1984). En áreas próximas, ARAMBURU (1904), QUIRANTES (1965) y MINGARRO et al. (1981) han establecido las características morfológicas y sedimentológicas de los focos endorreicos de Los Monegros, que pese a tratarse de lagunas de origen distinto a las de Alcañiz, responden a las mismas características climáticas de aridez. IBÁÑEZ (1973, 1976) realiza una descripción detallada de las características geomorfológicas, la génesis y la composición de las aguas estancadas en estas depresiones; PUEYO (1978-79, 1980) estudia la composición de las salmueras y la sedimentación evaporítica; SUAREZ y SAEZ ROYUELA definen las características de la vegetación y la fauna del entorno de estas áreas salinas y las medidas a tomar para su protección. Finalmente, ALONSO y COMELLES (1985) han estudiado, dentro de un catálogo de balsas y lagunas de la provincia de Teruel, las características químicas y morfométricas de varias de estas lagunas bajoaragonesas.

Las zonas endorreicas se localizan en el fondo de valles amplios, modelados en las series arcillosas o en sectores cerrados por paleocanales; como señala IBÁÑEZ (1973), estos focos endorreicos son consecuencia de la convergencia de una serie de factores morfo-estructurales y climáticos. Las litologías impermeables de las zonas bajas facilitan el estancamiento de las aguas de escorrentía, que a su vez se infil-

tran a través de las series porosas que configuran sus márgenes. Por otra parte el dominio de las estructuras subhorizontales impide que el avenamiento superficial se produzca con excesiva rapidez, lo que tiende a concentrar las aguas en áreas puntuales, que en algunos casos son grandes depresiones, pero en otros son encharcamientos reducidos. La presencia de paleocanales con orientación dominante NNO-SSE determina el alargamiento de estas depresiones en esa misma dirección, aunque también ha podido influir la acción eólica, como señala IBÁÑEZ (1973), que las considera de origen hidroeólico. Desde el punto de vista climático, las condiciones de aridez ya señaladas, con un elevado déficit de agua, especialmente en verano, y la presencia de un cierzo desecante, potencian aún más la ausencia de un drenaje exorreico en esta región.

Se han contabilizado unos ochenta focos endorreicos, de los cuales los de mayores dimensiones son los de la *Estanca*, la *Salada Grande*, la *Salada Pequeña*, la *Salada de la Jabonera* y las *saladas* del sector meridional, que por otra parte son las que poseen mayor duración de la lámina de agua. La única que posee agua de forma permanente es la *Estanca*, debido a que es utilizada como embalse para el riego, alcanzando su eje máximo una longitud de 1,5 km, una profundidad máxima de 14 m y una capacidad de 11hm³. La segunda laguna en importancia es la *Salada Grande* con 1,250 km de longitud máxima; el resto de las áreas encharcadas no sobrepasan el 0,5 km.

Todas estas áreas se caracterizan por una elevada salinidad debida a la disolución de los materiales terciarios por el agua de escorrentía. La concentración de sales es mayor en los momentos de fuerte evaporación, en verano. Al producirse la total desecación, el fondo queda cubierto por cristalizaciones de sales, de tonos blanquecinos, formando eflorescencias y costras evaporíticas. La laguna con mayor contenido en sales es la *Salada Grande*, en la que IBÁÑEZ (1975) señala un total de 21,5 gr/l, seguida de la *Salada de la Jabonera* con 15,9 gr/l; la de menor salinidad es la *Estanca* con 0,5 gr/l debido a la presencia

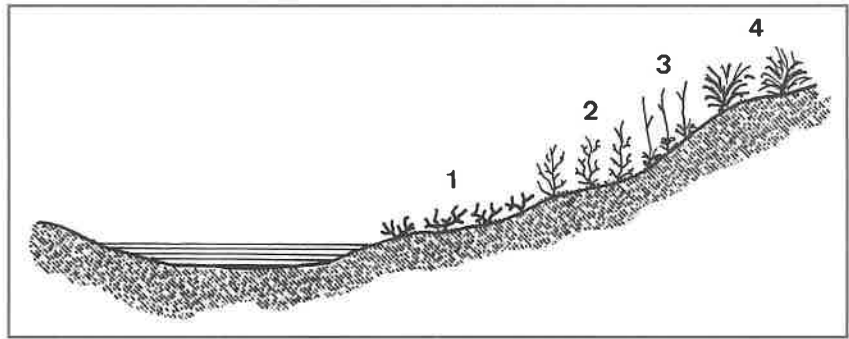


Figura 12. Catena de vegetación en torno a las saladas: 1. Comunidad hiperhalina compuesta por *Salicornia herbácea*. 2. Comunidad formada por *Sueda fruticosa*, *Spergularia media* y *Limonium sp.* 3. Banda de juncuales, con *Juncus maritimus*, *Inula chritmoides* y *Soncus maritimus*. 4. Comunidad de margas yesíferas, con *Lygeum sparteam*, *Stipa parviflora*, *Ononis tridentata*, *Helianthemum squamatum*, etc. (SUÁREZ y SÁEZ ROYUELA, 1982).

de aguas alóctonas procedentes del río Guadalope. Las sales dominantes son los cloruros y sulfatos sódico-magnésicos y cálcicos.

Los márgenes de estas lagunas principales presentan eflorescencias salinas, marcando los límites máximos de ocupación por lámina de agua, e incluso en las *saladas Grande y Pequeña* se aprecia la existencia de un escarpe que limita una plataforma más extensa correspondiente al área de máxima ocupación en fases más húmedas cuaternarias. La fuerte salinidad de esos márgenes crea un medio-ambiente adecuado para la adaptación de especies vegetales halófilas; SUÁREZ y SÁEZ-ROYUELA (1982) diferencian tres anillos de vegetación bordeando las *saladas* (fig. 12), compuestos por comunidades progresivamente menos halófilas a medida que nos alejamos de las lagunas.

Este sistema endorreico funcional obedece a una configuración holocena del relieve, aunque a lo largo del Pleistoceno se debieran suceder etapas de sobreexcavación de valles amplios y depresiones, mediante un proceso continuado de erosión diferencial, ligado a la exhumación progresiva de la red de paleocanales. La evolución de estas morfologías cerradas es el resultado del equilibrio entre la capacidad de sobreexcavación hidro-eólica y la potencia de la erosión regresiva de los afluentes del Guadalope y del Regallo.

Los cursos fluviales. La región estudiada está marginada por dos cursos fluviales afluentes del Ebro, que constituyen los niveles de

base locales de la red exorreica; estos ríos son el Guadalope y el Regallo.

El río Guadalope que tiene su cabecera en las sierras del Maestrazgo, alcanza la comarca de Alcañiz tras atravesar el anticlinal de Calanda e introducirse en los sedimentos terciarios de la depresión del Ebro, sobre los que se ha instalado mediante una profunda erosión lineal, que únicamente permite ampliaciones del valle en sectores de afloramientos blandos, como el entorno de Alcañiz. Se trata de un curso ameandrado, especialmente al Nordeste de Alcañiz, y las acumulaciones cuaternarias más extensas se localizan en lóbulos de dichos meandros.

Se diferencian cinco niveles de terraza a alturas relativas sobre el cauce de 60 m (T5), 50 m (T4), 20 m (T3), 10 m (T2), 1 m (T1). El nivel mejor representado es el T2 que bordea prácticamente todo el valle; el nivel T3 se conserva en la orilla izquierda del río entre Alonso y Alcañiz y en el mismo meandro de dicha ciudad; el T4 se ha localizado solamente en dos retazos al Oeste y Sudoeste de Alcañiz y el T5 se observa en el Castillo de esta misma localidad. Por lo general, el perfil del valle es claramente disimétrico, con un predominio de las plataformas estructurales en su orilla oriental y una mayor abundancia de niveles de terraza en su margen occidental. La potencia del depósito varía de 1 a 3 m, estando formado por gravas calcáreas heterométricas, con índices de desgaste y de aplanamientos muy elevados (IBÁÑEZ, 1976), con estratificaciones horizontales y cruzadas, aunque en

algunos sectores el depósito es masivo, mezclado con materiales finos; las acumulaciones están escasamente cementadas, y sólo esporádicamente se observan niveles carbonatados. No se dispone de dataciones de estos niveles de terraza, aunque es de esperar que las pros-

pecciones que se están realizando aporten algunas aproximaciones relativas.

El Regallo es un río corto que nace en la sierra de Arcos situándose la mayor parte de su curso en el interior de la depresión del Ebro. En el área de estudio el Regallo

discurre entre los relieves de *Puig Moreno* y las cuestas de areniscas de *Monferré, Masía de Goñi* y *Val de Isón*. Su valle es disimétrico, desarrollándose un sistema de terrazas en la orilla izquierda, que enlaza con glaciares de procedencia lateral de la depresión de Valmuel. ■

Bibliografía

- ALBERTO, F., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., MACHÍN, J.L., POCOVI, A. y RODRÍGUEZ, J., 1984: *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*, Universidad de Zaragoza y Estación Experimental de Aula Dei, 217 pp., Zaragoza
- ALONSO, F. y COMELLES, M., 1985: "Catálogo limnológico de las balsas y lagunas de la provincia de Teruel", *Teruel*, 73, pp. 59-134, Teruel.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., COLOMBO, F., MARZO, M. y RIBA, O., 1981: *Estudio sedimentario y sedimentológico del borde meridional de la depresión del Ebro entre Alcañiz y Borges Blanques (provincias de Teruel, Zaragoza, Lérida y Tarragona)*, Informe de la Junta de Energía Nuclear, Madrid.
- ARAMBURU, P., 1904: "Las saladas de Sástago", *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, IV, pp. 428-429.
- ASCASO, L. y CUADRAT, J.M., 1981: "El Clima", en HIGUERAS, A. (Dir.): *Geografía de Aragón*, I, pp. 91-131.
- BENAVENTE, J.A. y ANDRÉS, T., 1985: "El yacimiento neolítico de Alonso Norte (Alcañiz, Teruel): Informe preliminar", *Bajo Aragón. Prehistoria*, VI, pp. 205-218.
- CABRERA, L., COLOMBO, F. y ROBLES, J., 1985: "Sedimentation and tectonic interpretations in the Paleogene marginal alluvial systems of the Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments". En MILA, M.A. y ROSELL, J. (Eds.): *6th European Regional Meeting. Excursion Guidebook*, pp. 393-492, Lérida.
- CROSS, G., 1966: "Paläozoikum und Tertiär am Puig Moreno (prov. Teruel, Spanien)", *Neues Jahrbuch für Geol. und Paläont.*, Helf 9, 5, pp. 554-562, 3 Abb.
- DANTÍN CERECEDA, J., 1929: "Localización de las zonas endorreicas de España", *Mem. Real Sociedad Española de Historia Natural*, XV (2), pp. 829-836, Madrid.
- 1942 a: "Localización del endorreísmo aragonés", *Las Ciencias*, año VII, 3.
 - 1942 b: "Distribución y extensión del endorreísmo aragonés", *Estudios Geográficos*, 8, pp. 505-595, Madrid.
- GUTIÉRREZ, M. e IBÁÑEZ, M.J., 1979: "Las *gnammas* de la región de Alcañiz", *Estudios Geológicos*, 35, pp. 193-198, Madrid.
- IBÁÑEZ, M.J., 1973: "Contribución al estudio del endorreísmo de la depresión del Ebro: el foco endorreico al W. y SW. de Alcañiz (Teruel)", *Geographica*, 2ª época. año XV, 1, pp. 21-33, Madrid.
- 1975: "El endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro", *Cuadernos de Investigación de Geografía e Historia*, 7, pp. 35-48, Logroño.
 - 1976: *El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio Geomorfológico*, CSIC, 523 pp., Madrid.
- MINGARRO, F., ORDÓÑEZ, S., LÓPEZ DE AZCONA, M.C. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1981: "Sedimentoquímica de las Lagunas de los Monegros y su entorno geológico", *Boletín Geológico y Minero*, XCII-III, pp. 171-195, Madrid.
- PEÑA, J.L., CUADRAT, J.M. y SÁNCHEZ, M., 1989: "El clima de la provincia de Teruel", *Cartillas Turolenses*, Instituto de Estudios Turolenses, Teruel (en prensa).

- PEÑA, J.L. y ECHEVERRÍA, M.T., 1990: "Características geomorfológicas del yacimiento de Alonso Norte (prov. de Teruel)", *Al-Qannis-1*, pp. 59-62, Zaragoza.
- PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., LOZANO, M.V., RODRÍGUEZ, J., SÁNCHEZ, M., SIMÓN, J.L., SORIANO, M.A. y YETANO, L.M., 1984: *Geomorfología de la provincia de Teruel*, Instituto de Estudios Turolenses, 149 pp., Teruel.
- PLANS, P., 1965: "Problemas del endorreísmo español", *Revista de la Real Soc. Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, LXIII (2), pp. 271-309, Madrid.
- PUEYO, J.J., 1978-79: "La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área de Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (provs. de Zaragoza y Teruel)", *Revista del Instituto de Investigación Geológica de la Diputación Provincial de Barcelona*, 33, Barcelona.
- 1980: "Procesos diagenéticos observados en las lagunas tipo playa de la zona Bujaraloz-Alcañiz (provs. de Zaragoza y Teruel)", *Revista del Instituto de Investigación Geológica de la Diputación Provincial de Barcelona*, 34, pp. 195-207, Barcelona.
- QUIRANTES, J., 1965: "Notas sobre las lagunas de Bujaraloz-Sástago", *Geographica*, XII, pp. 30-31.
- 1978: *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*, Institución Fernando el Católico, CSIC, 200 pp., Zaragoza.
- RIBA, O., VILLENA, J. y QUIRANTES, J., 1966: "Hallazgo de un nuevo tipo de relieves en el Terciario del Ebro: paleocanales", *Actas del I Simposio de Fotografía Aérea Aplicada a la Arqueología y Ciencias Naturales*, Madrid.
- 1967: "Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (prov. de Zaragoza)", *Anales de Edafología y Agrobiología*, XXVI, 1-4, pp. 617-634, Madrid.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J., 1983: "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro", en ALONSO, A. et al.: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, t. II, IGME, pp. 131-159, Madrid.
- RÍOS, L.M. y otros, 1981: *Mapa Geológico de España, Escala 1: 50.000: Albalate del Arzobispo (468)*, IGME, 23 pp, Madrid.
- SUÁREZ, F. y SÁEZ-ROYUELA, C., 1982: "Un medio natural a proteger: las Saladas de Alcañiz", *Teruel*, 67, pp. 153-162.
- TWIDALE, C.R. y CORBIN, E.M., 1963: "Gnammas", *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 14, pp.1-20.
- WILLIAMS, R.Ch., 1975: *Fluvial Deposits of Oligo-Miocene Age in the Southern Ebro Basin, Spain*, University of Cambridge, pp. 220 (inédito). ■