

Contribución al conocimiento geomorfológico de la Valltorta (Castellón de la Plana) *

por JUAN ULLASTRE-MARTORELL

RESUM

És un article de divulgació en el qual s'ha procurat esbossar l'origen de la singular Valltorta tot assajant una síntesi d'evolució geomorfològica de la xarxa hidrogràfica d'una part del Baix Maestrat.

Tracta també del modelat càrstic, de l'evolució dels vessants i de l'origen de les balmes on es troben les famoses pintures rupestres.

RÉSUMÉ

C'est un travail de divulgation dans lequel on a tenté l'origine de l'étrange Valltorta à la fois qu'on essaye une synthèse d'évolution géomorphologique du réseau hydrographique d'une partie du Bas Maestrat.

On examine aussi le modelé karstique, l'évolution des versants et l'origine des abris sous roche où se trouvent les célèbres peintures rupestres.

La Valltorta, vínculo entre dos regiones geológica y geográficamente diferentes: el Alto y el Bajo Maestrazgo, encierra el misterio de aquellos lugares que han sido marco de hechos singulares no sólo en su remoto origen geológico sino también en las primeras etapas de nuestra protohistoria.

En el Maestrazgo se funden dos importantes sistemas de montañas que, por sus distintas raíces geológicas, condicionan el aspecto fisiográfico, el climático y en cierto modo el desarrollo humano de las dos entidades que lo componen. En esta ruda región levantina las estructuras de la Cordillera Ibérica, que corren en sentido NO.-SE., convergen con los accidentes longitudi-

nales de las Cordilleras Costeras Catalanas, que se desarrollan en el sentido general SO.-NE. El Alto Maestrazgo es del dominio Ibérico y el Bajo Maestrazgo lo es de los Catalánides; no obstante, tanto una región como la otra han sentido las influencias de ambos dominios.

El Alto Maestrazgo, constituido por calizas mesozoicas (generalmente del Cretácico), forma una región subtabular cruzada por unos pocos pliegues laxos y numerosas fallas mayormente en la parte meridional. La intensa erosión de algunos afluentes de las cuencas del Ebro y del río Mijares y la de los ríos mediterráneos Servol, Rambla de Cervera y del que en sus nacientes se llama Rambla de la Morellana, luego Valltorta y llega a la plana litoral con el nombre de río Coves o de San Miguel, ha labrado un relieve áspero y fragoso dominado por los fríos picachos y muelas que se alzan hasta más allá de los mil metros de altitud (Peñagolosa 1.813 metros, Muela de Ares 1.318 m.).

En el Bajo Maestrazgo el relieve decrece en altitud y se hace menos confuso e intrincado. Las sierras, formadas por bloques fallados de calizas jurásicas y cretácicas, se alinean paralelamente en sentido SSO.-NNE. hasta

(*) Este trabajo forma parte de una monografía, por el momento inédita, dedicada al barranco de la Valltorta y sus pinturas rupestres, realizada bajo los auspicios de la Excma. Diputación Provincial de Castellón de la Plana.

llegar a la costa. Partiendo de la cresta montañosa que forman las sierras de Esparraguera y Monte Gordo (837 m.) y en sentido hacia el mar se disponen la sierra de Engarcerán (en cuyo extremo NNE. se halla la Valltorta), la sierra de Valdancha, las Atalayas de Alcalá y finalmente la sierra de Irta. La benignidad del clima y el hallarse entre estas sierras amplios valles rellenos de blandos materiales neógenos y cuaternarios, hace que en ellos florezca la agricultura y la población sea más densa que en las crudas sierras del interior.

La Valltorta se halla en el corazón de este contexto geográfico. Es la porción de barranco comprendida entre el Monte Gordo (Tírig) y el valle de Cuevas de Vinromà (fig. 1) de un curso to-

rrencial que tiene su origen a unos mil metros de altitud al occidente de Catí y desemboca al mar al Sur de Alco-sebre.

El topónimo refiere el tortuoso trazado de su cauce, cuyo desarrollo es de 6'5 Km. mientras que el camino en línea recta recorrido por él es tan sólo de 4 Km. entre las cotas 400 m. y 280 m. de altitud.

El aspecto del relieve en el que la rambla se halla profundamente encajonada, la disposición de sus afluentes y el análisis de su trazado, entre otros detalles morfológicos, plantean cuestiones que solamente se puede intentar resolverlas extendiendo las observaciones más allá del reducido ámbito local. Resulta pues imposible el análisis del origen y evolución de la Valltorta desen-

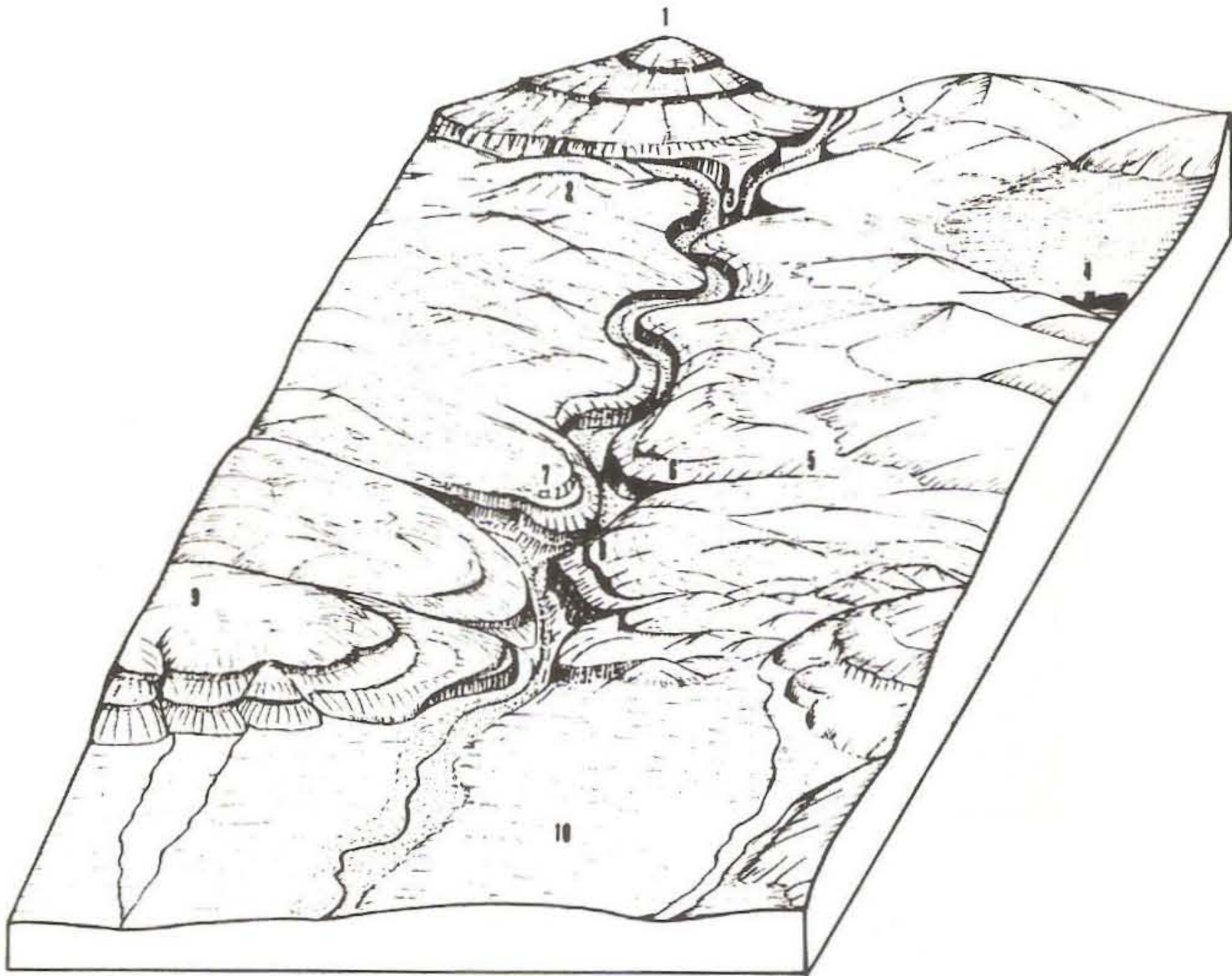


Fig. 1.—Diagrama de la Valltorta. 1. Monte Gordo (837 m.). 2. El Tormasal. 3. El Castellar (confluencia del Barranc Fondo con la Valltorta). 4. Tírig. 5. Barranc de la Rabosa. 6. Mas d'en Josep. 7. El Puntal. 8. La Saltadora. 9. Mas d'Abad. 10. Depresión de Cuevas de Vinromà.

garzándola del marco regional en el que está enclavada. Seguidamente intentaremos exponer una idea aproximada del modo que ha evolucionado el relieve y la red hidrográfica en las últimas etapas de la historia geológica.

El relieve y el trazado de las ramblas.

Cualquier observador atento, que estudie primero cuidadosamente los ma-

pas geográficos y geológicos y después recorra la zona en que se ubica la Valltorta, apreciará con facilidad el contraste entre los llanos de Cuevas de Vinromà y el altiplano de suaves lomas en que se encajan los barrancos de vertientes abruptas y el contraste entre éste y las enérgicas cumbres de la cresta Monte Gordo-Valdancha. Verá también que los únicos afluentes importantes de la Valltorta son los de su margen derecha y que los de su izquierda son valles diminutos y colgados por encima del álveo de la rambla. Notará asimismo que la alargada depresión de Tírig, al otro lado de la Valltorta, parece prolongarse hacia Albocacer por encima del camino surcado por el Barranc Fondo. En fin, podrá comprobar que mientras unas formas del relieve son de erosión otras son netamente estructurales y que al lado de las formas fluviales tenemos las kársticas. Llegará en suma a la idea de que, para comprender la presencia de todas estas formas, debe admitirse una compleja evolución durante la cual se ha remodelado el paisaje en función de los cambios climáticos y paleogeográficos (fig. 2).

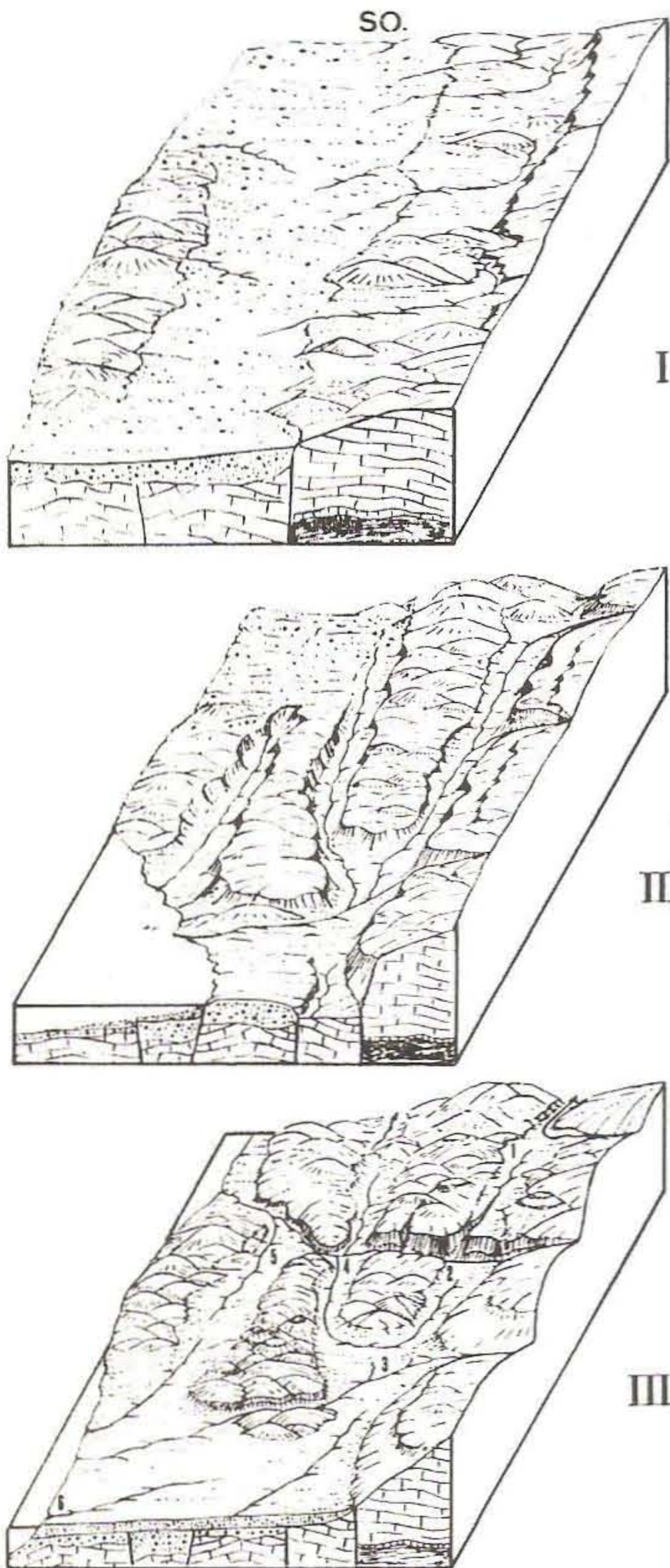


Fig. 2.—Diagramas en los que se muestran tres importantes fases de la evolución geomorfológica del sector noreste del Bajo Maestrazgo.

I.—A fines del Mioceno (Pontiense), gran parte de la región quedó fosilizada por una potente masa de sedimentos detríticos arrancados de los relieves cercanos a la cuenca de sedimentación.

II.—En el Plioceno, el juego de las fallas motivó la formación de cubetas estructurales, a lo largo de las cuales se organizó el drenaje superficial.

III.—Durante el Cuaternario, debido a los reajustes tectónicos, la modificación de la línea de costa y las fluctuaciones climáticas y eustáticas, tuvieron lugar intensos fenómenos de erosión provocando la desorganización de la antigua red hidrográfica. La excavación de la Valltorta parece ser producto de esta etapa evolutiva.

En el diagrama III los números indican las poblaciones siguientes: 1, Albocacer; 2, Tírig; 3, San Mateo; 4, Cuevas de Vinromà; 5, Alcalá de Chisvert; 6, Vinaroz.

* * *

Durante el Oligoceno superior y todo el Mioceno una gran parte del Bajo Maestrazgo fue fosilizada por los derrubios arrancados de las masas mesozoicas recién levantadas en torno a la cuenca de sedimentación continental. Algunas partes de los bloques, que estaban en posición elevada al iniciarse la gliptogénesis, debieron adquirir al final del Mioceno una notable peneplanización, mostrando un relieve de suaves lomas como resultado de la gran reducción de los interfluvios. Nos parece verosímil que el relieve del gran bloque cretácico rejuvenecido de la Valltorta pueda derivar de esta primitiva superficie de erosión, teniendo en cuenta su proximidad con lo que era el borde occidental de la cuenca miocénica; éste debió situarse en los alrededores de Cuevas de Vinromà a juzgar por los afloramientos.

En los últimos tiempos pontienses o más probablemente en el comienzo del Plioceno varias fallas paralelas a la costa, análogas a las que enmarcaban la cuenca sedimentaria del Mioceno, volvieron a entrar en juego acentuando la división en bloques y desnivelando los estratos miocénicos y otra vez el Mesozoico. El resultado de esto fue la formación de varias cubetas estructurales de dirección SSO.-NNE. entre las cuales tenemos: la cuenca Albocacer-Tírig-San Mateo, que se prolonga hasta el valle inferior del Ebro; el valle de Cuevas de Vinromà en el que sin duda alguna existen fallas longitudinales aunque ocultas en casi todo su camino por potentes masas de derrubios plio-cuaternarios; y la depresión de Alcalá de Chisvert en la que otra falla desnivela los materiales mesozoicos y miocénicos. Finalmente, al oriente de Alcalá, se eleva un último conjunto de bloques, que en este caso forman la sierra de Irta, delimitando una costa acantilada apenas transitable.

Durante el Plioceno, con el nuevo reajuste tectónico, el relieve se rejuveneció. Los escarpes de falla recién formados fueron explotados por la ero-

sión; un buen ejemplo de esta morfología lo tenemos en el borde occidental de la depresión Albocacer-Tírig-San Mateo. El drenaje, lógicamente, debió organizarse a lo largo de las depresiones estructurales, por lo que en aquella época las aguas de la Rambla Carbonera al llegar a la cubeta de Albocacer corrían seguramente hacia Tírig, siguiendo la vaguada en la que hoy se halla encajado el Barranc Fondo; la Rambla de la Morellana asimismo desaguaría hacia Tírig. En igual sentido debieron correr las aguas de las depresiones paralelas de Vinromà y de Alcalá. La marcha general del drenaje era pues hacia los llanos de Vinaroz y valle inferior del Ebro, en función del nivel de base determinado por el mar pliocénico. El régimen torrencial de la red hidrográfica y la arroyada llevaron consigo el que en las partes más deprimidas del relieve se acumulasen grandes espesores de materiales detríticos, de tamaño por lo general grosero y más o menos rodados en relación con el transporte experimentado por ellos; esto significó la nivelación de los cauces y como consecuencia una gran disminución del poder erosivo. En las cubetas de Albocacer, Tírig, San Mateo, Vinromà, Alcalá, Vinaroz, etc. pueden verse llanuras coluvio-aluviales cuyo origen se remonta a fines del Plioceno por lo menos.

A la regresión del mar astiense sucedieron las grandes convulsiones climáticas del Cuaternario. Los efectos eustáticos de las glaciaciones vinieron a deprimir aún más el nivel del mar de los albores del Pleistoceno. Durante este tiempo es probable que las fallas experimentasen nuevos reajustes y con ellos la costa fuese modificada. Todo esto reactivó la capacidad erosiva de los cursos hídricos. A partir de aquel momento la lucha en el drenaje, posiblemente ya iniciada a fines del Plioceno, se intensificó. Por una parte, los antiguos cursos que seguían las largas depresiones estructurales tenían que recorrer un camino demasiado largo para prevalecer en aquellas circunstancias

geológicas. Por otra parte, los ríos mediterráneos, perpendiculares a la costa, desplazaban con avidez sus cabeceras hacia el interior del Bajo Maestrazgo encajándose en las calizas mesozoicas unas veces por superposición (cuando estaban fosilizadas por la cobertera miocénica discordante), y otras por erosión regresiva. Consecuencia de ello fue la desorganización de la antigua red hidrográfica.

A la sazón, la erosión remontar debió llegar a la depresión de Vinromà dándole una salida directa al mar a través del río Coves o de San Miguel. En el bloque de la Valltorta se produjo un fenómeno de captura (fig. 3) (seguramente por derrame): la Rambla Carbonera-Barranc Fondo y la Rambla de la Morellana encontraron una salida más corta, en su camino hacia el

nivel de base general, a través de la joven Valltorta y el río Coves. Así quedó la vaguada Tírig-San Mateo como valle muerto. El arroyo de este valle muerto, actualmente, afluye al río Co-

Fig. 3.—Hipótesis acerca del trazado de la Valltorta.

El croquis I representa la disposición de la red hidrográfica durante el Plioceno. Véase cómo el Barranc Fondo (BF) y la Rambla de la Morellana (RM) desaguan hacia Tírig mientras que el Barranc de la Raçosa (BR) y el Barranc de Matamoros (BM) lo hacen hacia la depresión de Vinromà. Entre ambas cuencas la divisoria está marcada siguiendo la línea de cumbres de más de 500 m. de altitud.

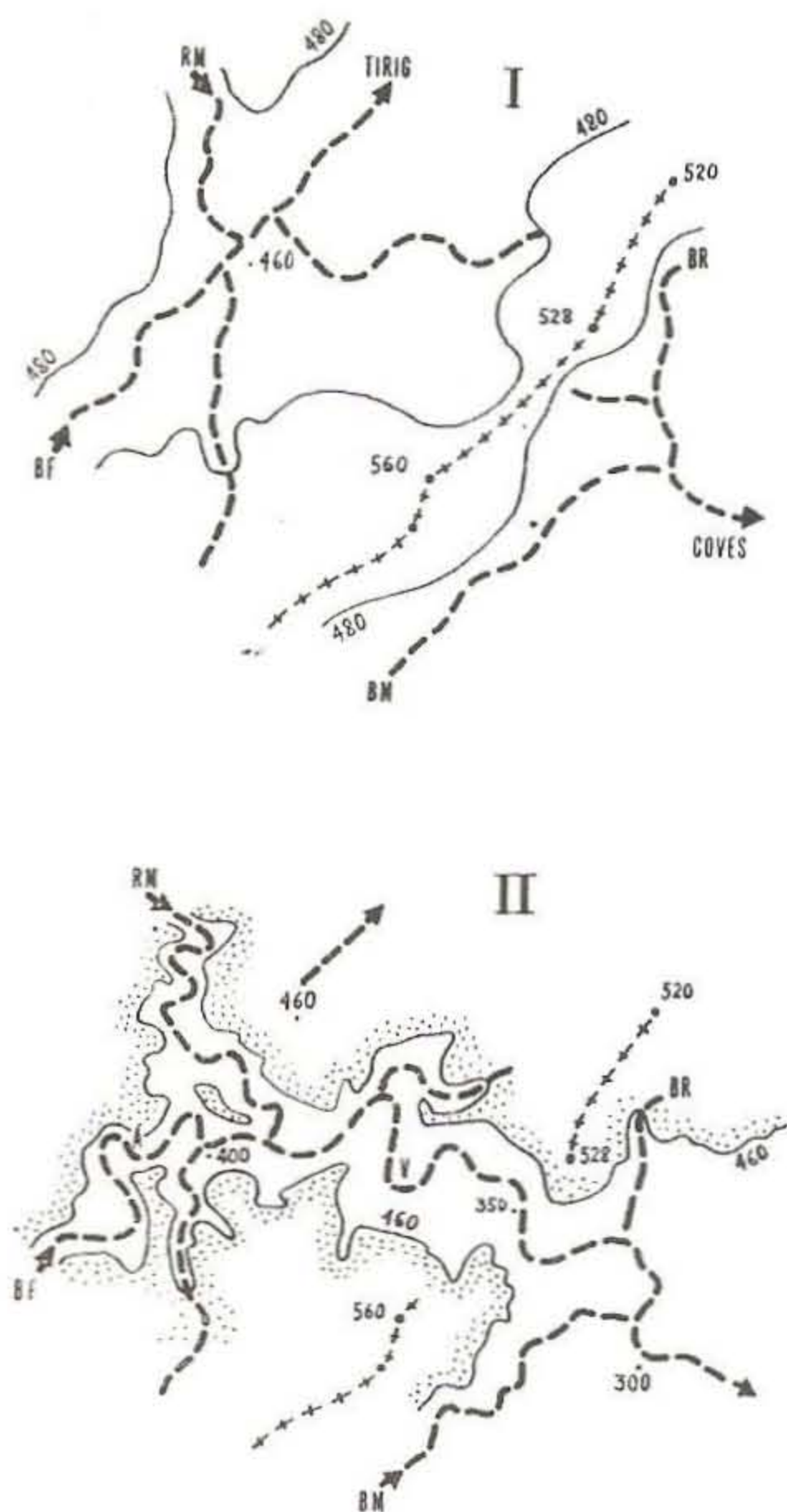
En el esquema II se ha representado el trazado actual. El análisis de los perfiles longitudinales de los talwegs viene en apoyo de la hipótesis evolutiva que proponemos.

El Barranc Fondo (BF), entre Albocacer y la cota 400 m., tiene una pendiente del 1'5%. El cauce de la Valltorta entre 400 y 350 m. de altitud tiene asimismo el 1'5% de pendiente; en cambio, entre 350 y 300 m. la pendiente aumenta considerablemente pasando a ser del 2'3% como herencia de la disecación de la antigua divisoria. Entre los 280 y 240 m. de altitud otra ruptura de pendiente, ésta del 4%, nos marca el escarpe de falla del borde occidental de la depresión de Vinromà; escarpe fosilizado por los derrumbios plio-cuaternarios y parcialmente exhumado por la erosión reciente de la Valltorta.

Los cortos barrancos dispuestos a los lados de la cota 528 m. presentan una fuerte ruptura de pendiente en su confluencia con la Valltorta, debida a la dificultad hallada en profundizar sus cauces a partir del momento en que se estableció la conexión entre las cuencas de Albocacer-Tírig y de Vinromà. Téngase presente que la capacidad erosiva de la Valltorta ha sido siempre muy superior a la de estos dos barrancos que drenan áreas muy pequeñas. El Barranc de Matamoros (BM), con una pendiente del 5%, ha ido adaptándose mejor a los niveles de base locales que la paulatina profundización de la Valltorta ha marcado, gracias a tener una cuenca de recepción mucho más grande.

La Rambla de la Morellana (RM) (antiguo afluente de la vaguada Albocacer-Tírig), a pesar de estar bastante evolucionada, tiene una pendiente en su recorrido inferior (entre los 400 y 500 m. de altitud) del 2'2%, a consecuencia de disecar el escarpe de falla del borde occidental de la depresión Albocacer-Tírig.

En el punto A (Cova del Cingle de l'Ermita), situado a 440 m. de altitud, se conservan restos de un depósito de aluviones pertenecientes a las primeras etapas de excavación de la Valltorta.



ves; no obstante, puede verse claramente, al SO. de San Mateo, que la divisoria entre él y los afluentes de la Rambla de Cervera, que conservan algo del sentido primitivo del drenaje, es muy indecisa.

Con todos estos cambios, sin embargo, la estabilidad de la red no se había alcanzado todavía. Los afluentes de la izquierda del río Mijares, procedentes del robusto y elevado macizo del Peñaglosa, retrocedían activamente sus cabeceras. De entre ellos la dilatada Rambla de la Viuda consiguió llegar a la cuenca de Albocacer y capturar la Rambla Carbonera. Con esto terminó, a grandes rasgos, la reorganización de la red hidrográfica y se alcanzó aproximadamente el estado actual.

En la Valltorta, a medida que avanzó la evolución se acentuó el trazado meandriforme, se labraron las balmas y otros afluentes como el Barranc de Matamoros se profundizaron; las vertientes sufrieron modificaciones más o menos sensibles y con ellas antiguas oquedades kársticas quedaron al descubierto. Finalmente, todo estaba dispuesto para que los primitivos pobladores del Maestrazgo desarrollasen allí su vida de cazadores y nos dejaran el testimonio más expresivo de su esencia.

El modelado kárstico.

Paralelamente a la instauración y evolución de la red hidrográfica, en el bloque de la Valltorta (fig. 4), desde el

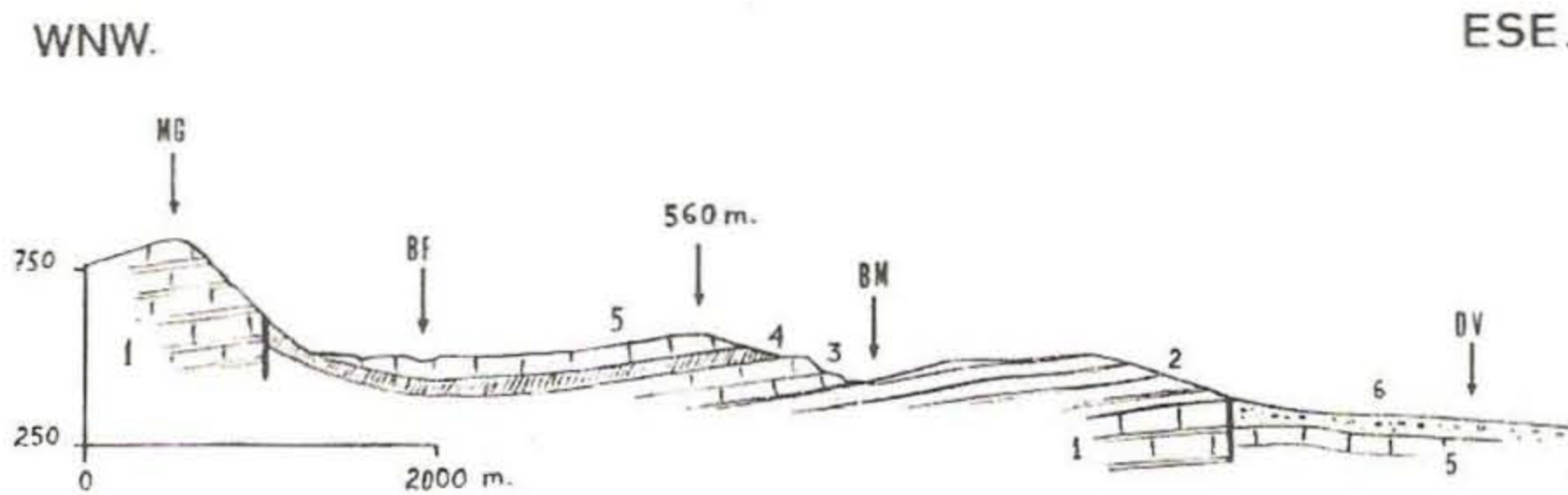


Fig. 4. — Corte geológico a través del bloque cretácico de la Valltorta, entre el Monte Gordo y la depresión de Vinromà.

Jurásico-Cretácico: 1. Calizas, calizas arcillosas y dolomías.

Cretácico: 2. Calizas y margas. 3. Calizas masivas con algún nivel margoso. 4. Calizas arcillosas y margas. 5. Calizas en bancos gruesos.

Plioceno-Cuaternario: 6. Depósitos coluvio-aluviales. Gravas, arenas y arcillas.

MG: Monte Gordo (837 m); BF: Barranc Fondo; BM: Barranc de Matamoros; DV: Depresión de Vinromà.

Terciario superior hasta nuestros días se ha venido produciendo un modelado kárstico. Sin lugar a dudas, las sucesivas etapas de su desarrollo son muy difíciles de precisar, especialmente a medida que se retrocede en el tiempo. No obstante, a pesar de lo poco que ha sido estudiada la zona en este sentido, pueden citarse unos pocos testimonios correspondientes a las fases de karstificación más recientes.

Sobre la superficie erosionada durante el Pontense debieron modelarse formas kársticas subaéreas, no sólo en las

partes más elevadas del bloque calizo sino también en las proximidades de la depresión estructural Albocacer-Tírig. Estas formas, a lo largo del Plioceno, alcanzaron con gran probabilidad un desarrollo considerable. Durante este desarrollo, en los campos de la piaz, en las depresiones kársticas y en algunas hendiduras profundas, se acumularon notables cantidades de productos residuales de la descalcificación, que, más tarde, la arroyada arrastró y resedimentó en la depresión Albocacer-Tírig. Si observamos los depósitos plio-

cuaternarios, que actualmente fosilizan en parte dicha depresión (especialmente entre la Valltorta y Albocacer), podremos constatar la existencia de importantes niveles de arcillas rojas de descalcificación mezcladas con otros materiales detríticos, las cuales sugieren el desmantelamiento de antiguas formas kársticas en las que se habían acumulado inicialmente.

En relación con las formas kársticas subterráneas, algunas como el Avenc de Santa Bárbara, que se abre por encima de Tírig, el Avenc del Mas Nou y el Avenc del Cingle del Mas d'en Salvador, entre otras, son ejemplos de oquedades que ejercieron, en épocas pretéritas también, el drenaje de las aguas superficiales hacia el subsuelo del macizo. Además, en las vertientes de la Valltorta y en el Barranc de Matamoros, se abren otras muchas cavidades; mas, en todo caso, determinar su posición dentro del proceso evolutivo del conjunto es muy difícil.

En el Barranc Fondo, sin embargo, hay una cueva en el Cingle de l'Ermita que se nos presenta como un testimonio de excepción capaz de arrojarnos luz sobre la karstificación y la evolución de la hidrografía superficial. Se trata de una serie de conductos y chimeneas, que se abren a 440 m de altitud y a unos 30 m por encima del álveo de la rambla, en los que se aprecian cuatro fases morfogénicas importantes: erosión - corrosión, concrecionamiento estalactítico, relleno aluvial y desmantelamiento parcial de la cavidad y del relleno. Un testigo de características similares, aunque se trate de una oquedad kárstica completamente degradada, se halla a una altitud aproximada (460 m) al pie de la carretera de Tírig-Albocacer, unos dos kilómetros antes de llegar a la población y por encima del álveo de un pequeño tributario del Barranc Fondo. Estos rellenos deben ser considerados como verdaderas terrazas que nos acreditan el paso de la rambla por este nivel y a la vez la preexistencia de las cavidades kársticas en las que se han preservado los sedimentos. Por su posición altimétrica cabe

pensar que estas reliquias de aluviones pertenecen a una época en la cual el Barranc Fondo ya había empezado a desaguar a través de la, en aquel entonces, joven Valltorta; recuérdese que el borde occidental de la depresión de Tírig se halla sólo a unos 20 m por encima del nivel marcado por los aluviones de la cueva del Cingle de l'Ermita.

Evolución de las vertientes y origen de los abrigos.

En las vertientes de la Valltorta dominan las cornisas estructurales formadas por los duros bancos de calizas cretácicas al ser paulatinamente cortados en sentido vertical por la poderosa erosión lineal del torrente. Sin embargo, a estas vertientes talladas a pico casi siempre se les contraponen otras con declive mucho más suave, coincidiendo con la margen convexa de los meandros (fig. 5).

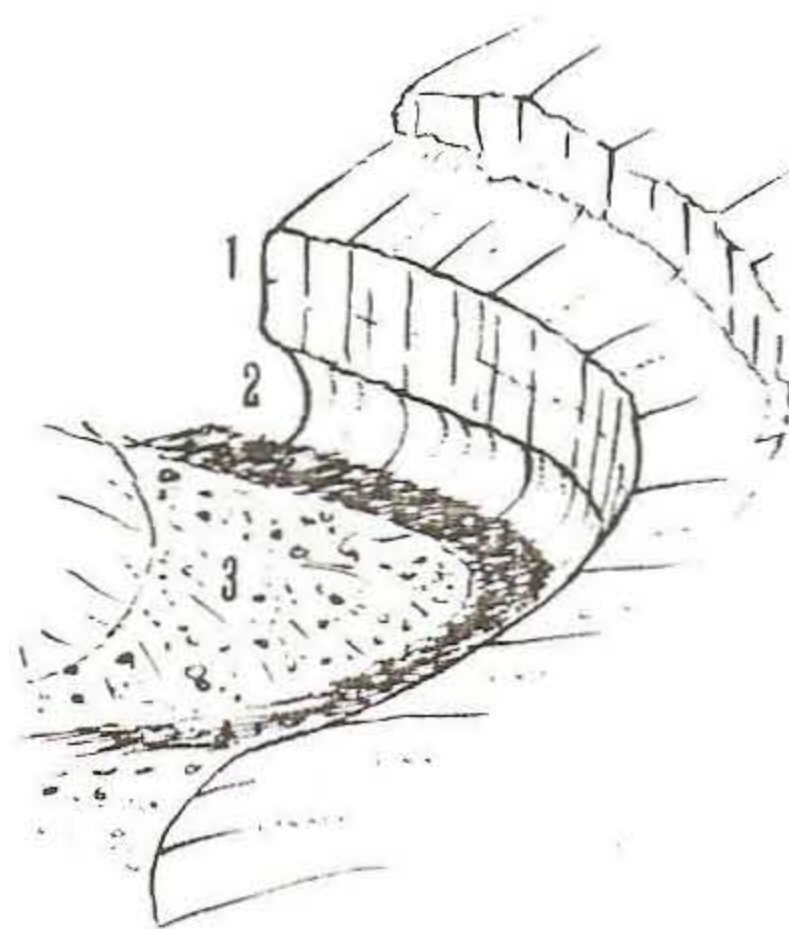


Fig. 5. — Elementos morfológicos de un meandro encajado. 1. Cornisa estructural. 2. Balma de meandro modelada sobre un nivel más fácilmente disgregable (margen cóncava). 3. Lóbulo de colmatación (sedimentación de aluviones sobre la margen convexa).

Las cornisas estructurales evolucionan por retrocesos debidos a la caída de grandes bloques o al desprendimiento incluso de paquetes enteros de calizas.

El fenómeno del retroceso se puede descomponer en tres fases: ensanchamiento de las diaclasas (formación de



Fig. 6. — Evolución de una cornisa estructural: 1. Grieta de desprendimiento. 2. Talud de coluviones. 3. Balmas de meandro abandonadas.

grietas de desprendimiento, fig. 6), posición en falso de los bloques y caída de los mismos. En este proceso intervienen la disolución kárstica, la fuerza de turgencia radicular, el socavamiento a favor de los bancos menos resistentes y la atracción al vacío. Como consecuencia de estos desprendimientos y la posterior disgregación de los materiales caídos, se forma, en la base de las paredes, un talud de coluviones muy característico.

La formación de los abrigos o balmas, en las vertientes de la Valltorta y de sus principales afluentes, obedece a distintos procesos.

Existe el caso en que la evolución de la vertiente ha desmantelado parcialmente una cavidad kárstica preexistente; si ha sido así, la cueva o abrigo se caracteriza por tener prolongaciones hacia el interior, ya sean en forma de chimeneas o de pasadizos, como ocurre con la cueva del Cingle de l'Ermita o con las cuevas del Puntal, etc.

No obstante, el origen de la mayor parte de los abrigos propiamente dichos se debe a la intervención de otros mecanismos morfogenéticos. Un buen número de ellos los atribuimos a la erosión diferencial, bien sea por simple disgregación meteórica de algunos bancos que por su estructura se prestan a ella o por la acción de las aguas de los

torrentes al chocar contra la margen cóncava de los meandros (fig. 5). Este último mecanismo, que también se beneficia de la mayor debilidad de algunos estratos, nos parece que es muy generalizado en la génesis de los abrigos, teniendo en cuenta su sugestiva situación en el referido lado de los meandros. Muchos abrigos, pues, deben ser balmas de meandro abandonadas (fig. 6) que luego han sido más o menos remodeladas por los agentes de la meteorización.

Los procesos de remodelación de una balma quedan explicados en la fig. 7.

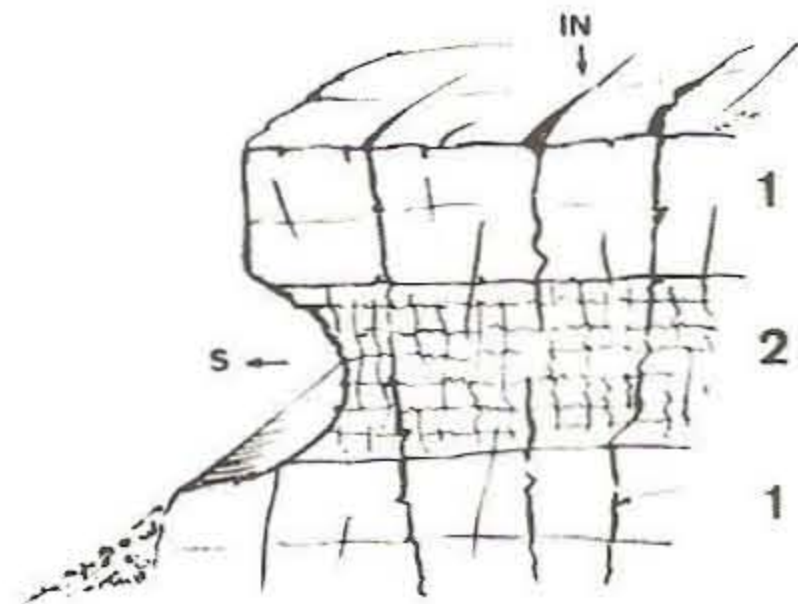


Fig. 7. — Procesos de remodelación de una balma de meandro excavada en un nivel de caliza muy estilolitizado.

1. Caliza masiva cruzada por diaclasas. 2. Caliza con una estructura poliédrica debida al entrecruzamiento de pequeñas soluciones de continuidad, a menudo casi ortogonales, llamadas *estilolitos*; las de componente horizontal son, generalmente, de origen sin-sedimentario, mientras que las subverticales deben atribuirse a los esfuerzos tectónicos. Aparte de esta diferencia estructural, entre los niveles 1 y 2 no existen diferencias de textura y composición que justifiquen comportamientos distintos frente a la erosión.

A través de las grandes diaclasas que cuartejan el banco superior, se produce la infiltración (IN). El agua de lluvia que penetra hacia el interior circula por el banco 1 en sentido gravitacional siguiendo las diaclasas (permeabilidad en grande). Al alcanzar el nivel 2, sin embargo, debido a que la permeabilidad del banco radica en las microfisuras (*estilolitos*), el agua se rezuma por ellas hacia el exterior en virtud de fenómenos de tensión superficial (capilaridad) (S). En las balmas, que ya inicialmente fueron modeladas sobre estos niveles menos consistentes, tiene lugar el referido rezumo y como consecuencia de él pueden producirse varios fenómenos remodeladores. Tales son: corrosión, disgregación crioclástica o gelivación (períodos fríos) y concrecionamiento (períodos cálidos).

De ellos, posiblemente, la disgregación crioclástica o gelivación haya tenido gran importancia durante los períodos fríos del Cuaternario; la circulación hídrica intersticial y el frío hicieron que estos bancos fisurados sobremanera fuesen fácilmente gelivados. Los productos de este proceso de disgregación, y por tanto de remodelación de las balmas, casi siempre han sido barridos por la erosión posterior, de aquí que este proceso lo consideremos actual; sin embargo, en el interior de los abrigos de la Saltadora aún se conservan, protegidos por una colada estalagmítica, pequeños depósitos de cantos angulosos cuyo desprendimiento de la pared debe remontarse a los referidos períodos cuaternarios.

Bastante más recientes son los fenómenos de concrecionamiento parietal que se aprecian principalmente en las balmas soleadas. Su causa está también en el agua que se rezuma por las muchas grietas que cuartejan la caliza, pero, esto, bajo unas condiciones de clima benigno favorables a la precipitación del bicarbonato cálcico que esta agua lleva en disolución. Por último, la corrosión, ya sea con o sin la intervención de determinados organismos, es un factor más que en la actualidad produce la alteración de las paredes de las balmas.

Así pues, vemos que no sólo a lo largo de la historia geológica sino incluso en nuestros días la faz de estos abrigos utilizados y decorados por el hombre prehistórico sufre cambios más o menos sensibles; pero, desgraciadamente, la degradación de los testimonios pictóricos de nuestros aborígenes no está limitada a la acción destructora de la Naturaleza, que casi siempre es lenta y en cierto modo benévola, sino que a

menudo ha sido brutalmente acelerada por la intervención de obcecados elementos de nuestra propia sociedad, los cuales han causado estragos en la mayoría de abrigos que contienen arte rupestre.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERT, F., SERRAT, D. y PARÍS, C. (1976): «Estudio geomorfológico del Barranco de la Valltorta (Castellón de la Plana)». *Speleon.* 22: 139-144.
- ALMELA, A. (1956): «El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana». *Mem. del I.G.M.E.* 57: 129-160.
- DUPUY DE LOME, E. (1963): Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000. Explicación de la hoja n.º 594, Alcalá de Chisvert. *Inst. Geol. y Min. España.* Madrid.
- DUPUY DE LOME, E. y SÁNCHEZ LOZANO (1965): Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000. Explicación de la hoja n.º 593 Cuevas de Vinromá. *Inst. Geol. y Min. España.* Madrid.
- HAHNE, C. (1943): «La cadena celtibérica al este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra». *Publ. alemanas sobre Geol. de España.* 2: 7-50.
- I.G.M.E. (1973): Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000. Hojas: n.º 571 Vinaroz, n.º 593 Cuevas de Vinromá, n.º 594 Alcalá de Chisvert. Madrid.
- I.G.M.E. (1972): Mapa Geológico de España a Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hojas: n.º 41 Tortosa, n.º 48 Vinaroz. Madrid.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947): «Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». C.S.I.C. Inst. Lucas Mallada. Barcelona. :1-372.
- PANZER, W. (1926) (1948): «El desarrollo de los valles y el clima de época cuaternaria en el NE. de España». *Estudios Geográficos.* :79-130.
- SOLÉ SABARÍS, L., MACAU, F., VIRGILI, C. y LLAMAS, M. R. (1965): «Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del bajo Ebro». *Mem. y Com. Inst. J. Almera (Barcelona).* 2.ª Serie. 1: 83-91.

Rebut: Juny 1978.