

José Querreda Sala

**DATOS PARA EL ESTUDIO DE LOS PROCESOS
TERMOCLASTICOS EN LA MONTAÑA MEDITERRANEA**

La provincia morfológica mediterránea ha estado sometida durante el Cuaternario, a frecuentes e intensos fenómenos de denudación. Específicamente y como consecuencia de movimientos tectónicos recientes, estas regiones abarcan extensos sectores relativamente elevados en los que los fenómenos de meteorización y morfogénesis se presentaron, y todavía se presentan, escalonados verticalmente a causa de la altitud.¹ Precisamente por ello, con frecuencia los fenómenos característicos de la denudación y acumulación mediterránea lindan con áreas de fenómenos periglaciales.

Estos procesos fríos fueron indudablemente mucho más enérgicos en tiempos pleistocénicos, al parecer con temperaturas mínimas würmienses de unos 6°C. más bajas que en el clima actual.² Es por ello por lo que los depósitos engendrados por aquellos procesos no suelen aparecer en superficie, adoptando presencia en paleoacumulaciones enmascaradas y cubiertas por otro tipo de depósitos o suelos.³

No obstante, y aunque los procesos torrenciales muestran su predominio en la morfogénesis mediterránea actual,⁴ consideramos que los fenómenos fríos, asociados a los termoclásticos, inscriben formas vivas en los paisajes actuales. El pie de las grandes murallas calcáreas se encuentra festoneando por conos y taludes de clastos. Además, cualquiera puede observar en invierno y no muy por encima de los 1.000 m. de altitud, cantos estallados por la helada, por ejemplo en Aitana, o pequeños fenómenos de *heaving* en Penyalgosa.⁵

En los Alpes marítimos, el predominio del modelado cryonival es absoluto por encima de los 1.800 m. y los efectos del mismo son sensibles hasta los 1.300-1.500 m., en donde formas heredadas y formas actuales coexisten.⁶

1. HEMPEL, Ludwig. «El significado de las medidas de orientación en el dominio mediterráneo verificadas sobre formas superficiales convergentes». Trad. de V. M.^a ROSSELLÓ VERGER. *Estudios Geográficos* n.º 143, mayo 1976, pág. 205.

2. ROSSELLÓ VERGER, V. M.^a «Clima y morfología pleistocena en el litoral mediterráneo español». *Papeles del Departamento de Geografía de Murcia*, n.º 2, págs. 79-108.

3. GINÉS ESCUDER, A. y MATEU BELLÉS, J. F. «Fenómenos de clima frío en el "Alt Maestrat"». T. N./a.-6 1977, pág. 96.

4. QUEREDA SALA, J. «Les Moles de Xert, análisis geomorfológico». *Millars III*. Castellón, 1976, págs. 81-92.

5. ROSSELLÓ VERGER, V. M.^a «Los canchales de montaña calcárea y los factores termoclásticos». *Trabajos del Neógeno*. III - Reunión Grupo Español del Cuaternario, Jaca, 1977, pág. 225.

6. JULIÁN, Maurice. «Une carte geomorphologique des Alpes maritimes franco-italiennes au 1/220.000 c, en couleurs, presentation succincte». *Méditerranée*, t-28, 1977.

No es pues una cuestión de azar el que estas altitudes correspondan a otros tantos niveles de humedad en la montaña mediterránea. Así, en Sierra Nevada, y hasta los 600-700 m., se mantiene claramente el clima mediterráneo típico, con un invierno húmedo y un estío, especialmente de mayo a septiembre, marcadamente seco. Aproximadamente a 1.000 m. de altitud, los índices de aridez estival, calculados con la fórmula de Martonne, se hallan en el límite fronterizo de la aridez y humedad. Por el contrario, a los 1.500 m. de altura se alcanzan ya unos veranos húmedos.⁷

Aquí se plantea en todo su rigor el complejo problema morfológico de deslindar el ensamblaje de procesos geomórficos y formas tan parecidas entre sí. Como etapa previa para el esclarecimiento de estas cuestiones, es necesario delimitar el complejo dominio en cuyo seno se operan los mecanismos que las engendran. Diversas experiencias iniciales nos situaron ante una delgada capa superficial que, para los efectos termoclásticos y periglaciales del paisaje mediterráneo en que trabajamos, no descendía más allá de los 10 e incluso de los 5 cm. de profundidad.⁸ Sin embargo, y como consecuencia de nuestros más recientes registros, hemos llegado a la conclusión de que la capa superficial expuesta a los fenómenos termomecánicos, debe restringirse en su espesor.

Los gradientes superficiales

La anterior afirmación descansa sobre el examen de cuantiosas series gráficas de gradientes superficiales. En todas ellas se puede observar que a 2 ó 3 cm. de profundidad la oscilación o amplitud térmica se ha reducido tanto, con respecto a la superficie, que debe ser incapaz de provocar esfuerzos mecánicos. Los elevados gradientes superficiales podemos medirlos mediante la relación de amplitudes de la onda térmica observadas entre dos niveles equidistantes. Así, los valores obtenidos oscilan desde 3 en superficie a sólo 1'5 a 2 entre los 2 y los 10 cm.

Naturalmente esas pequeñas variaciones dependen de numerosos factores, entre los que desempeñan un papel más destacado el estado atmosférico, la cobertura y su naturaleza, la textura y estructura del suelo, así como su contenido en humedad. Sin embargo, en cualesquiera condiciones, la capa superficial en sus dos primeros centímetros de espesor experimenta los gradientes más elevados y efectivos. Así se manifiesta en los gráficos realizados a partir de los registros obtenidos en dos estaciones de condiciones muy contrapuestas.

7. HEMPEL, Ludwig. «Humide Höhenstufe in Mediterran landern?». *Feddes Repertorium*, Heft, 1-5, Seite 337, Berlín, 1970.

8. QUEREDA SALA, J. «Experiencias sobre procesos térmicos en el suelo». *Millars IV*, Castellón, 1977, pág. 23.

La figura 1 reproduce los gradientes térmicos registrados en Mosqueruela (Teruel), el día 7 de febrero de 1978. La instalación se hizo a 1.543 m. de altitud y las condiciones fueron sobre un suelo vegetal, de gran porosidad y elevado grado de humedad. Las circunstancias climatológicas se observan en la figura 2, donde, aunque en altura la circulación está perturbada por acusados meandros, el mapa de superficie muestra una configuración anticiclónica y el tiempo es despejado en las provincias de Castellón y Teruel.

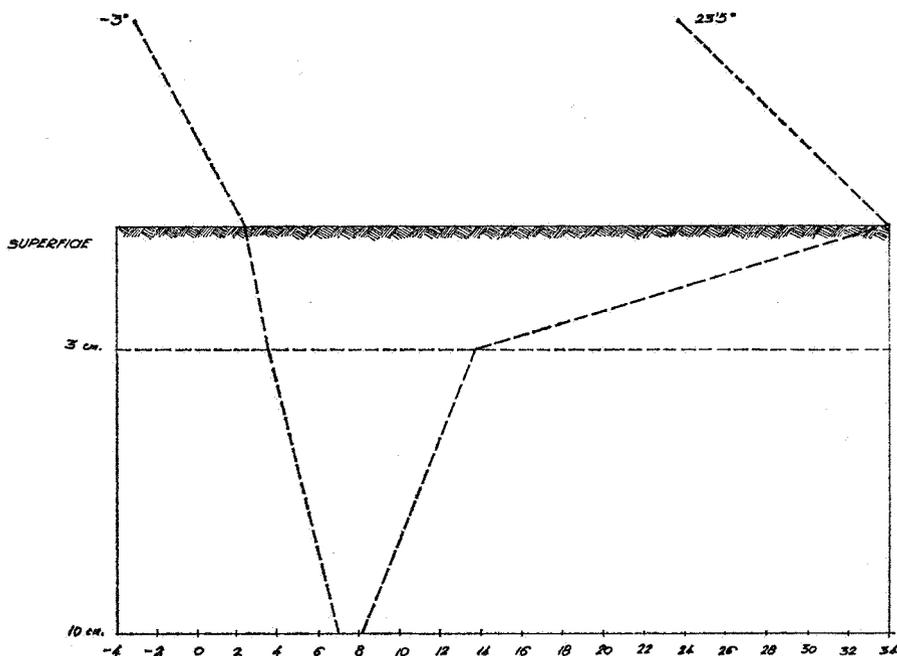


Figura 1.—Gradientes térmicos en Mosqueruela (Teruel) 7-II-1978

En estas condiciones, el gradiente superficial, hasta los 3 cm. es muy elevado, y su relación de amplitudes es de 3'2. En cambio, entre los 3 y los 10 cm. de profundidad alcanza sólo 1'6. La causa principal de este gran contraste es la mayor humedad de las capas más profundas. En ellas, el suelo, saturado de agua, adquiere un fuerte calor específico y su calentamiento resulta más difícil que en la porción superior, más desecada por la evaporación.

La figura 3 registra los valores obtenidos en la cima de Penyagolosa el día 13-I-1978. La altitud del pico es de 1.815 m., las sondas se conectaron en litosuelos calizos. Las circunstancias climatológicas se reflejan en las figuras 4 y 5. El mapa de superficie muestra una extensísima dorsal anticiclónica

clónica superior a 1.040 mb. que se extiende desde las latitudes tropicales hasta más allá del círculo polar ártico y cuyo eje SW-NE. atraviesa Irlanda y Escocia cubriendo los contornos más occidentales de todo el continente europeo. Sobre Europa central y oriental existe otro gran centro anticiclónico. Entre ambos y con centro en la desembocadura del Ródano existe una borrasca. Los gradientes barométricos son elevados superando los 2'5 mb/grado.

El mapa de 500 mb., figura 5, revela la potencia de los centros de acción en juego. De este modo la gran dorsal anticiclónica del Atlántico bloquea la circulación perturbada del océano desviándola hacia el norte. Sobre el flanco oriental de esta dorsal circula un potente flujo de aire ártico continental que se traduce en vientos del NE. y en un frío intenso: las temperaturas mínimas son notablemente bajas. El cielo permaneció en gran parte cubierto, como consecuencia de esa borrasca centrada en el golfo de León y cuya génesis está en relación a la vorticidad ciclónica desplegada por una potente gota de aire frío. La humedad aportada originó las copiosas precipitaciones de nieve que registró no sólo el macizo de Penyagolosa sino también las tierras vecinas de más de 600 m. de altitud. La situación isobá-

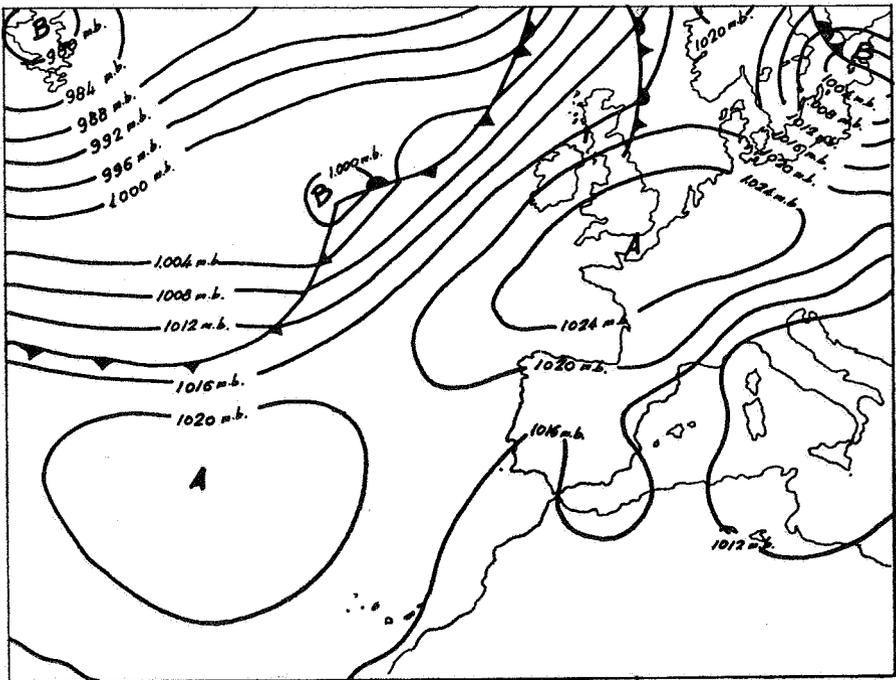


Figura 2.—Análisis de superficie a 00 h. (TMG) 7-II-1978. Puente anticiclónico sobre la Península Ibérica

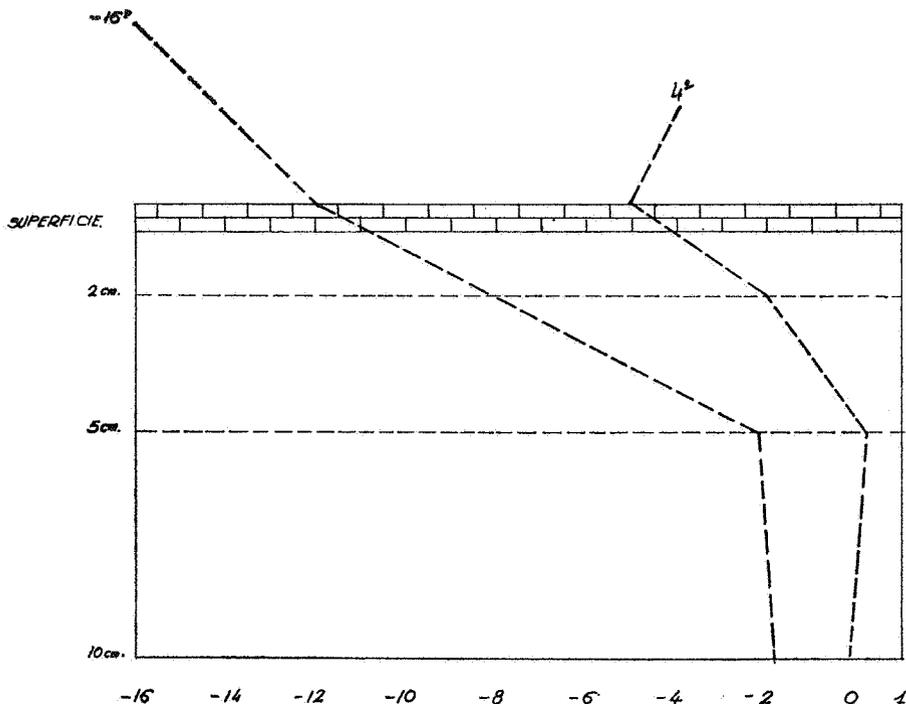


Figura 3.—Los gradientes térmicos en Penyagolosa, 13-I-1978

rica fue semejante a la de febrero de 1956, si bien el anticiclón, centrado entonces en Escandinavia, alcanzó los 1.045 mb. y la llamada al aire ártico continental fue más potente.⁹ Pero con todo, el termógrafo instalado en la cima de Penyagolosa registró -16°C . de mínima y -4°C . de máxima.

Por lo que respecta al fenómeno analizado de los gradientes superficiales, el gráfico de Penyagolosa es muy distinto al de Mosqueruela. Aunque, a causa de los fuertes vientos, la capa de nieve depositada sobre las sondas sólo alcanzó un espesor de 3 a 4 cm., su papel protector es evidente. Como consecuencia de su enorme capacidad de reflexión, que alcanza hasta un 88 % cuando acaba de caer, la temperatura máxima del aire fue de -4° , mientras que sobre la superficie de la nieve fue de -5° . Estos mecanismos convierten a la nieve en un verdadero aislante térmico que protege al suelo de las oscilaciones atmosféricas. Así, la penetración del hielo en profun-

9. LÓPEZ GÓMEZ, Antonio. «Las heladas de febrero de 1956 en Valencia». *Estudios Geográficos*, 1956, págs. 673-700.

didad es obstaculizada, los -16° ambientales de Penyagolosa se redujeron, el 13-I-1978, a -2° a sólo 5 cm. de la superficie. Las curvas térmicas aparecen en la figura 6.

Las amplitudes térmicas

En el cuadro 1 se han tabulado los registros obtenidos en Mosqueruela, entre el día 5 y el 17 de febrero de 1978. De esos datos podemos deducir que la superficie del suelo es siempre más cálida que el aire libre. Esta mayor calidez es función del mayor caldeoamiento durante las máximas, si bien el fenómeno de las mínimas es interesante. En todas las series observadas el mínimo superficial es mucho más cálido que el del aire, de 5 a 7° . La causa de ello debe atribuirse a la combinación de diversos factores. Por un lado, el proceso de la congelación de naturaleza exotérmica, que aporta al suelo cierto número de calorías y contribuye a elevar la calidez superficial durante las mínimas. En segundo lugar, el aislamiento térmico provocado por la cobertura de nieve y escarcha que nocturnamente recubre

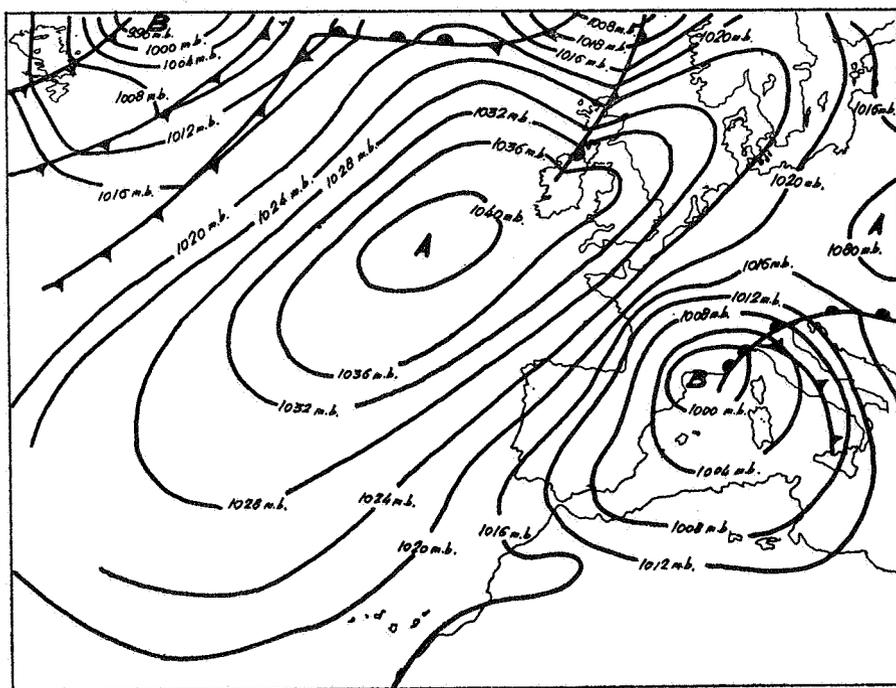


Figura 4.—Análisis en superficie a 00 h. (TMG), 13-I-1978

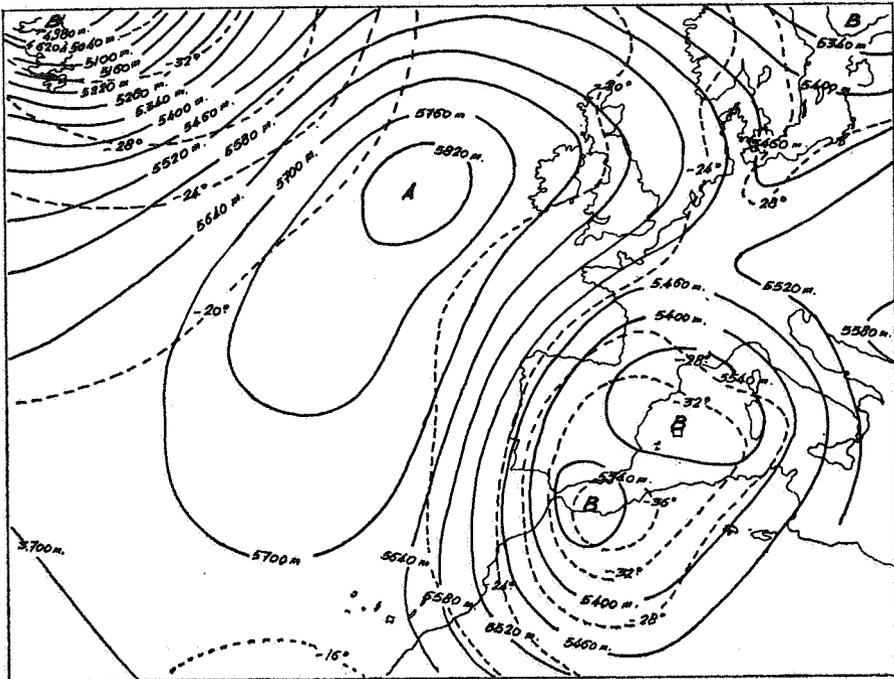


Figura 5.—Topografía de la superficie de 500 mb. a 00 h. (TMG), 13-I-1978. El potente anticiclón atlántico bloquea toda circulación oceánica que ha de contornearlo por el Norte alimentándose del manantial ártico

la superficie. Estos efectos son tanto más evidentes en cuanto que se contrastan mínimos sobre 0° y por ello sin el mecanismo nival o de helada. En todos esos casos, aunque la superficie sigue siendo más cálida, su diferencia con respecto al aire no sobrepasa los tres grados. Finalmente actúa la textura fina y el alto grado de humedad de los suelos. En ellos, las fuerzas atractivas de los materiales finos determinan un descenso en la temperatura de congelación. El agua del suelo es mantenida en un estado sobrefusivo, con incesantes aportes de profundidad que continúan aportando al suelo sus calorías y la temperatura de niveles inferiores más cálidos. La capa superficial del suelo está, de este modo, caldeándose continuamente, por ese flujo que le aporta el calor almacenado en las capas profundas y que no se disipa al exterior por la pantalla que sobre la superficie forma la cobertura helada o de nieve.

Por otra parte la influencia del tipo de tiempo en el valor de la amplitud es decisiva. Sólo basta comparar la situación isobárica del día 6 de febrero, figura 7, con una oscilación superficial en Mosqueruela, de 32° , con la del día 11 de febrero, figura 8, en el que la amplitud no superó los 8° .

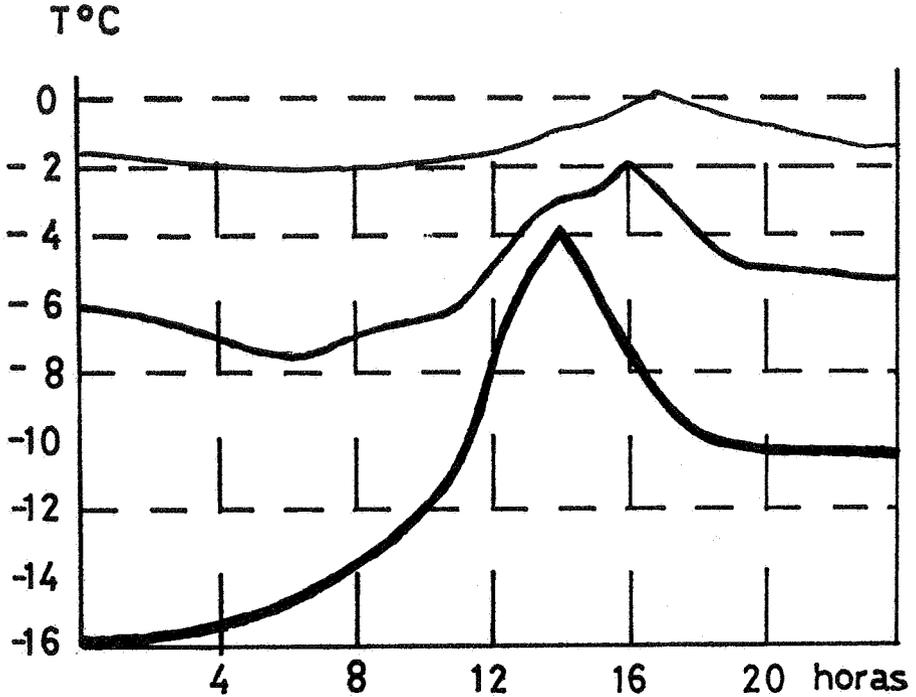


Figura 6.—Las curvas térmicas de Penyagolosa 1.815 m. (13-I-1978)

— Aire — 2 cm. bajo suelo — 5 cm. bajo suelo

CUADRO 1

LAS AMPLITUDES TERMICAS (en grados centígrados)

Mosqueruela (Teruel) - Febrero 1978

		Aire	Superficie	3 cm.
DIA 5:	máxima	28	37	15
	mínima	2	5	5
	oscilación	26	32	10
DIA 6:	máxima	27'5	36	14
	mínima	-1	4	4
	oscilación	28'5	32	10
DIA 7:	máxima	23'5	34	13
	mínima	-3	4	4
	oscilación	26'5	30	9

		Aire	Superficie	3 cm.
DIA 8:	máxima	17	32	12
	mínima	-3	2	2
	oscilación	20	30	10
DIA 9:	máxima	15	25	10
	mínima	0	6	4
	oscilación	15	19	6
DIA 10:	máxima	10'5	16	8
	mínima	0	5	4'5
	oscilación	10'5	11	3'5
DIA 11:	máxima	6	13	8
	mínima	-2	5	4
	oscilación	8	8	4
DIA 12:	máxima	20	31	13
	mínima	1	2	3
	oscilación	19	29	10
DIA 13:	máxima	7	10	8
	mínima	-2	4'5	4
	oscilación	9	5'5	4
DIA 14:	máxima	21	32	13
	mínima	-2'5	2	2
	oscilación	23'5	30	11
DIA 15:	máxima	19	32	13
	mínima	-2	3	3
	oscilación	21	29	10
DIA 16:	máxima	26	31	11
	mínima	0	5	4
	oscilación	26	26	7
DIA 17:	máxima	11	19	10
	mínima	-2	6	6
	oscilación	13	13	4

Conclusiones

La capa superficial de las rocas en cuyo seno se producen los fenómenos térmicos que están en la base de los notables esfuerzos mecánicos, es muy delgada. Las observaciones realizadas nos permiten afirmar que su espesor no supera los 2 ó 3 cm. para los efectos termoclásticos. La gelifracción, no obstante, puede ejercerse a profundidad algo mayor, 5 ó 6 cm. Sin embargo, ambos procesos erosivos siguen estando vigentes en el sistema morfoclimático mediterráneo. Los abundantes canchales y pedrizas son su mejor expresión. Estas formas se escalonan a diversas altitudes siguiendo la accidentada orografía regional.

La efectividad actual de los procesos termoclásticos y de gelivación puede sostenerse tras el estudio de dos elementos del paisaje mediterráneo. Uno es la frecuencia de conos, taludes y acumulaciones de fragmentos clásicos superficiales, especialmente en las estructuras calcáreas. El distinto calibre y espesor de esos clastos pueden servir como criterio para deslindar la parte correspondiente a cada uno de esos dos procesos en juego dentro de la morfogénesis mediterránea y a tenor de sus gradientes y altitudes.

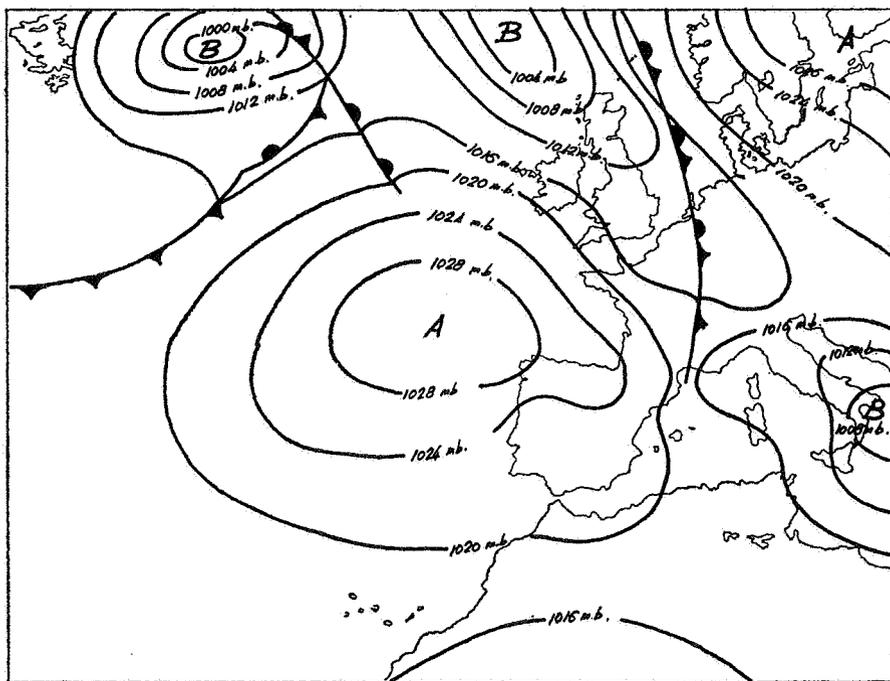


Figura 7.—Situación isobárica superficial 00 h. (TMG) el 6-II-1978

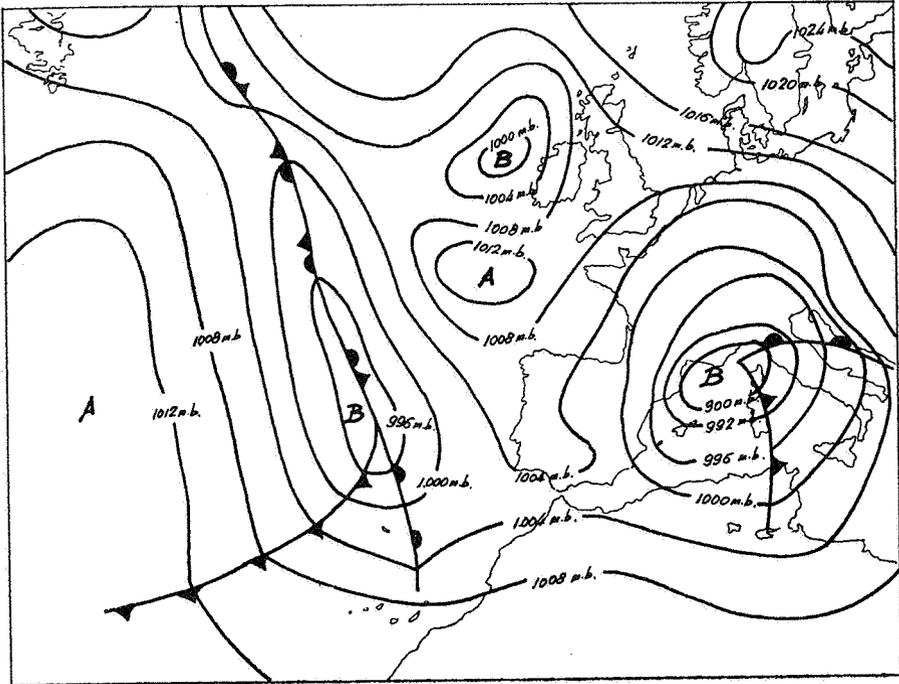


Figura 8.—Análisis en superficie a 00 h. (TMG) el 11-II-1978

Naturalmente con una precisa determinación litológica previa. El segundo elemento lo constituye el actual marco climático que, en unión de los otros componentes del medio físico, activa la realización de los procesos mencionados. Las amplitudes térmicas de superficie y un período de helada casi diaria no inferior a los tres meses entre diciembre y febrero, nos permiten presentir los mecanismos aludidos. Todo ello sin extrapolaciones de unas observaciones llevadas a cabo entre los 1.500 y los 1.800 m. de altitud, que podemos considerar como de montaña media mediterránea. En ella y al contrario que en las más altas cordilleras, las estaciones más contrastadas, invierno y verano, no son las silenciosas morfológicamente¹⁰ sino al contrario, las más activas. Sus secuencias, experimentables en laboratorio mediante la reducción de los tiempos muertos de la naturaleza, deben ser la tarea inmediata.¹¹

10. BARRÈRE, P. «Évolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne pyrénéenne». *Pirineos*, 1953, VIII, pág. 203.

11. TRICART, J. «Etude expérimentale du problème de la gélivation». *Biuletyn Peryglacialny*, Lodz, 1956, n.º 4, pág. 285.