

LOS DEPÓSITOS DE LADERA DE LA SERRA DE SERRELLA (ALICANTE)

Enrique Matarredona Coll

RESUMEN

Se analizan en el presente estudio las pedrizas de Serrella (Alicante), conocidas en la zona con los topónimos de *pedrisses*, *cantals* o *runars*. Se trata de derrubios de ladera muy frecuentes en el área tanto por los condicionamientos tectónico-litológicos, como por los determinantes climáticos que, aún alejados de las condiciones óptimas pleistocenas, mantienen la funcionalidad actual de estas formas. El cálculo de índices de aplanamiento (Cailleux) y el análisis de orientación (Poser) nos han permitido comprobar la importancia de la rotura mecánica y confirmar la acción prioritaria de la gravedad como agente de transporte.

ABSTRACT

The present study analyses the slope debris of Serrella (Alicante), known in the place as *pedrisses*, *cantals* or *runars*. These screes are very common in the area, this is due to tectonic and lithologic conditions, and even more important are the climatic conditions, even though these are now far from the optimum they reached in the Pleistocene. After the calculation of shape indices, such as the *Flatness Index* (Cailleux) and the analysis of the orientation of the stones (Poser) the results have proved the importance of mechanical weathering and have confirmed the priority of gravity as an agent of transport.

1. Introducción

Este estudio de los depósitos de ladera de la Serra de Serrella se incluye en el contexto de la Geomorfología climática y pretende reconocer los aspectos más significativos de estas formas de modelado de vertientes, así como estimar los posibles factores que han contribuido en su génesis y posterior evolución.

Con el nombre de depósitos de ladera queremos referirnos a esas formaciones características de muchas vertientes de la montaña alicantina que comúnmente se pueden conocer con el nombre de «derrubios de ladera», canchales, pedrizas o *pedrisses*, *cantals* o cantalares, e incluso *runars*, topónimo -este último- utilizado más bien para definir regueros de piedra, estrechos, extendidos a lo largo de la pendiente y de un calibre normalmente inferior a los 5 ó 6cm de diámetro máximo (*runars* de Benassau).

Por otro lado, la investigación que presentamos puede insertarse en una serie de trabajos que sobre el espacio alicantino y sobre esta misma problemática han plasmado otros investigadores: Rossello (1977, 1978), Morales (1983), Bernabé (1977, 1979) y Marco (1987), entre otros. Con el que ahora se ofrece al lector queremos aportar datos puntuales de un espacio concreto: la Serra de Serrella, al tiempo que intentamos reconocer y tipificar los depósitos de derrubios de sus laderas y hacer referencia a los paleoprocesos que los han originado y a los fenómenos morfoclimáticos que en la actualidad les confieren un cierto dinamismo.

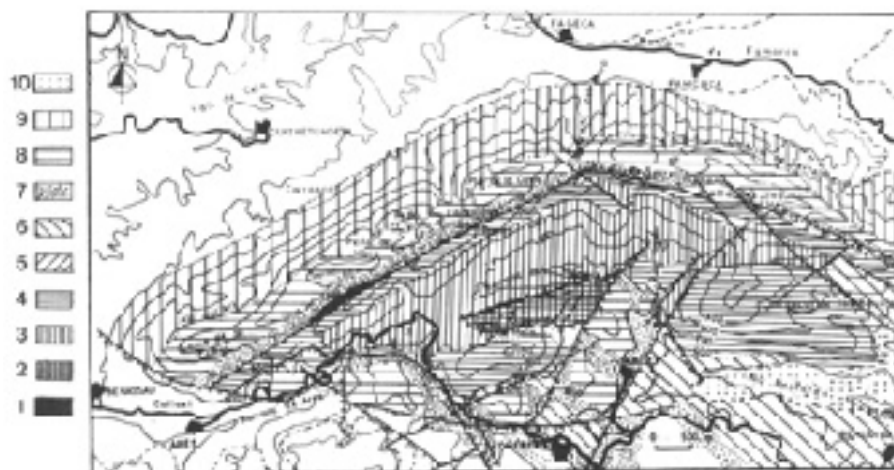
Los límites del área de estudio, pese a no ser de índole cerrada, se muestran bastante claros: en el cuadrante NE, la frontera se sitúa en el *Barranc de Famorca*; por el SE, la demarcación está dibujada por la *Vall de Guadalest* que lo separa de la Serra de Aitana, límite topográfico bien preciso; al E el límite con la Serra de la Xortá se ciñe al Barranc de la Canal y su continuación a través del Barranc de les Coves; finalmente, el sector septentrional está ocupado por la Vall de Seta, que marca su separación con la Serra d'Alfaro.

La investigación se inició recopilando y seleccionando la bibliografía disponible, ciertamente escasa -por no decir inexistente para el área de estudio labor que fue seguida de una serie de jornadas de campo que sirvieron de primera fase de aproximación y reconocimiento. Siguió sesiones de análisis e interpretación de fotogramas aéreos que concluyeron en una cartografía esquemática.

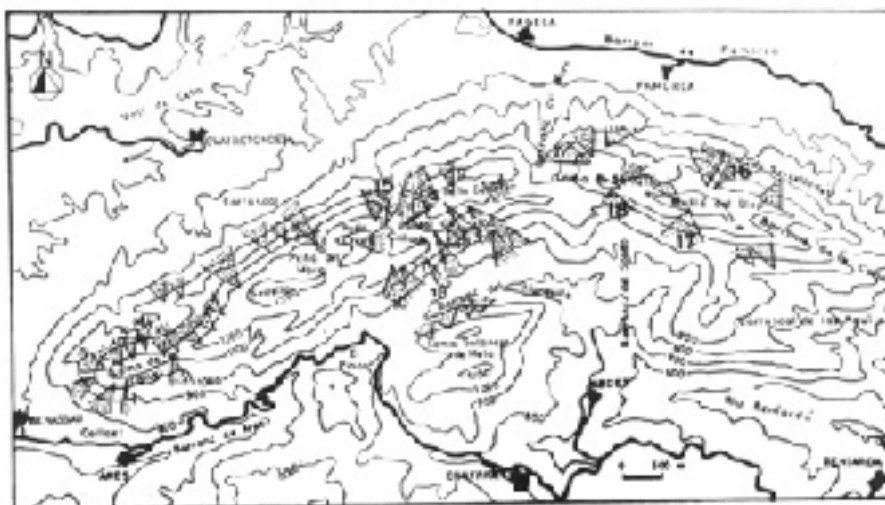
El estudio y tratamiento de los fotogramas del vuelo de 1978 (E 1:18.000), nos sirvió para concretar el mapa de localización de los derrubios de ladera, y su comparación con las imágenes ofrecidas en el vuelo americano (1956) nos permitió establecer elementos de juicio de cara al posible dinamismo de ciertos depósitos y a la actualidad del fenómeno en determinados sectores (recubrimiento de clastos en áreas abancaladas próximas a los taludes en zonas del Barranc del Moro).

En cualquier caso, esta fase de la investigación nos ayudó a comprobar que, pese a las variadas condiciones litológicas, topográficas e incluso climáticas del entorno serrano, los depósitos de clastos aparecen distribuidos por doquier, si bien su intensidad y magnitud es superior en las zonas de umbría, excepción hecha de la zona del Plá de la Casa en la que ofrecen una acusada presencia en la vertiente meridional de Serrella explicable por la posición de una falla que fractura la estructura y que puede haber contribuido en la formalización del depósito, toda vez que la milonitización ha podido facilitar la alimentación del canchal (depósitos de orientación S, frente a la Loma Solanica de Mela).

Superadas las etapas de recopilación de material y cartografía de base, se



MAPA 1. Esquema geológico de la Serra de Serrella. 1. Arcillas abigarradas y yesos del Trías. 2. Biomicritas, calcarenitas y margas amarillas de aspecto noduloso del Cretácico Inferior. 3. Biomicritas y margas alternantes con Orbitolinas del Cretácico Superior. 4. Micritas del Cretácico Superior. 5. Biomicritas y margas esquistosas del Cretácico Superior. 6. Calcarenitas, margas esquistosas amarillentas, arcillas rojas y calizas arcillosas paleocenas. 7. Margas ocre amarillentas con Nummulites del Eoceno. 8. Calizas pararecificales eocenas con Nummulitidos. 9. Biomicritas y margas oligocenas. 10. Mioceno indiferenciado de predominio margoso.



MAPA 2. Pedrisses y runars (depósitos más importantes de la Serra de Serrella). Según análisis de los fotogramas aéreos de 1978, E 1: 18.000. Los números hacen referencia a la ubicación de las muestras analizadas.

acometió la tarea de análisis, muestreo e identificación de las distintas formaciones. A tal fin, en esa cartografía esquemática (mapa de localización de los depósitos) se ubicaron los puntos concretos de las 18 muestras que hemos analizado aplicando el diagrama de Poser, así como el índice de aplanamiento de Cailleux (calculado sobre el 50% de ellas), al objeto de comprobar, en la medida de lo posible, los procesos que han contribuido en su formación y posterior evolución, así como la dinámica a que han estado sometidos.

El proceso concluyó con la síntesis final en la que se establecieron las oportunas relaciones litoestructurales y climáticas que nos permitieron la redacción de las ideas que se vierten en el presente trabajo.

2. Marco físico

La Serra de Serrella se encuadra entre los 38°40' y 38°45' de latitud N y los 0°21' y 0°11' de longitud W, con unas cotas máximas de 1.379 m en el Plá de la Casa y de 1.361 m en la Mallá del Llop, con una trayectoria que desde el Alt del Alt hasta la Loma de Serrella adopta una orientación WSW-ENE, que se muestra cambiante al W-E del tramo comprendido entre este punto y la Mallá del Llop.

Estructuralmente aparece como un complejo anticlinal que presenta analogías litológicas con el prebético interno en lo que se refiere al oligoceno y a las calizas pararecificales del eoceno. El eje del anticlinal parece ubicado desde la loma de Solanicia de Mela a la del Carrascal de las Águilas, en un conjunto cretácico muy fracturado; en concreto el anticlinal de Serrella lo integran materiales eocenos en bancos calizos potentes que en la vertiente septentrional de la estructura son subverticales (García Rosell, 1972).

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el material más antiguo que aparece en la zona es el afloramiento triásico que ha servido de «suela» a los bloques competentes deslizados (Rodríguez Estrella, 1977, p. 187) y líticamente está constituido por arcillas abigarradas, areniscas y yesos, que aparecen con los niveles totalmente revueltos, dado su carácter diapírico. Se localizan en un pequeño afloramiento alargado de SSW a NNE en la vertiente meridional de la Punta de Serrella, al N del Puerto de Ares, entre los 1.100 y 1.200 m; se muestra, asimismo, muy tectonizado, en lentejones.

La serie mesozoica sigue por el Cretácico inferior de la Loma de Solanicia de Mela que aparece representado por las biomicritas, calcarenitas y margas de aspecto noduloso del Aptense. El piso siguiente está constituido por las margas y margo-calizas de aspecto flyschoides del Albense-Cenomanense, que se muestran alternantes y afloran en la vertiente meridional de Serrella, Racó de Llosa e inmediaciones de los barrancos del Manecillo y del Sordo.

El Turonense micrítico, correspondiente a una facies pelágica se encuentra en el núcleo de Serrella en estructuras de valor anticlinal (Tosal de Florent y Loma Carrascal de las Águilas), mientras que una facies senonense con aspecto de flysch aparece en un pequeño afloramiento alargado de WNW a ESE a través del Barranc de la Canal.

El Paleoceno se presenta como una continuación de la facies flysch senonense por medio de una litología a base de margas esquistosas amarillentas, arcillas rojas y calizas arcillosas que afloran al N de Confrides, E de Abdet (entre el río Beniardá y el Barranc de Mela) y en La Planiza (vertiente W del Barranc de les Coves).

Margas ocres amarillentas del Luteciense afloran a lo largo de una estrecha banda situada entre los 1.100 y 1.200 m de la vertiente meridional de la estructura, mientras que calizas pararecifales del Bartonense ocupan una franja paralela a la anterior que abarca la zona culminante de la Serrella, configurando no sólo su crestería sino también el cantil de aprovisionamiento de los depósitos de derrubios de la vertiente septentrional.

El oligoceno, calizo margoso, que aparece en contacto normal con el Eoceno superior (Bartonense), se muestra discordante con el Mioceno indiferenciado que aflora en potentes conjuntos margosos y que se muestra profundamente abarrancado en las proximidades de Cuatretondeta; configura la margen izquierda de la Vall de Seta y aparece también en el sector NW del embalse de Guadalest (río Beniardá y Barranc de les Coves).

Esta estructura litológica facilita el desarrollo de derrubios de ladera, sobre todo en la vertiente septentrional, toda vez que las cornisas de calizas eocenas pararecifales aparecen como las zonas de alimentación de *cantalars* o *runars*, al

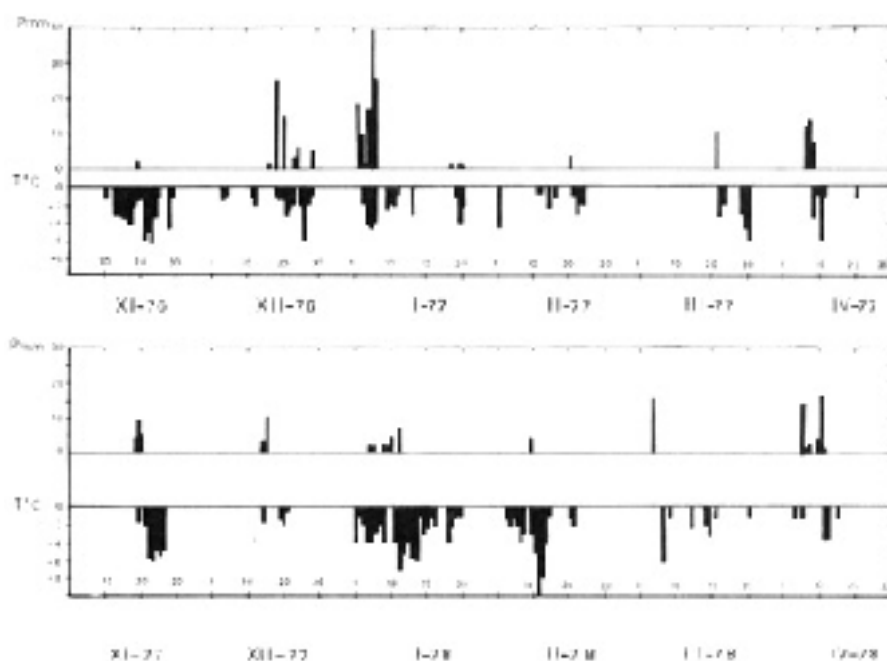


GRÁFICO 1. Serra de Serrella: interacción humidificación-congelación (nivel 1,300 m); noviembre 1976-abril 1977/noviembre 1977-abril 1978.

Cuadro 1. SERRELLA DE AGUILLAS. DÍAS DE LLUVIA QUE HAN REGISTRADO TEMPERATURAS NEGATIVAS (considerando los datos del observatorio d'Alcoi (360 m) en relación con los 1.200 m de Serrella, y se aplica un gradiente de 0,55°C/100 m). Período 1975-86

	10 Enero	11 Febrero	12 Marzo	13 Abril	14 Mayo	15 Junio	16 Julio	17 Agosto	18 Septiembre	19 Octubre	20 Noviembre	21 Diciembre
Septiembre	11	17	7	12	10	8	5	5	-	2	11	
Octubre	14	16	4	6	15	23	9	17	16	10	17	
Noviembre	25	12	27	5	15	23	10	22	16	19	17	
Diciembre	16	9	17	14	10	18	12	10	11	0	13	
Enero	16	5	7	12	12	4	12	9	21	15	14	
Febrero	3	5	5	5	11	-	5	3	2	3	9	
TOTAL	93	63	67	56	75	70	58	74	73	58	61	

tiempo que los estratos de margas oligocenas se constituyen en la zona de deslizamiento de aquellos; circunstancia que, aunque no tan clara, se manifiesta en la vertiente sur por la acción de tectonización, y a comentada, que ha ayudado a la fragmentación del material.

Las condiciones climáticas actuales de Serrella corresponden a un clima mediterráneo con matices continentales en el que las temperaturas medias mensuales, reducidas según datos de la serie de Alcoi (1975-1986) en aplicación de un gradiente térmico de 0,55°C/100 m (Marco, 1988), se mueven entre los 3,9 y 3,8°C de enero y diciembre y los 19,6 y 19,3°C de julio y agosto, con una temperatura media anual situada en torno a los 11°C. Estos condicionamientos térmicos continentalizados se agravan si observamos que en la serie analizada, unos 70 días/año por término medio se alcanzan temperaturas negativas, con la consiguiente influencia, como veremos más adelante, en los procesos termoclásticos.

Relacionando las precipitaciones y la altura de tres estaciones (Alcoi, Alcoletja y Penáguila) hemos obtenido un gradiente de 110mm/100 m anuales, que posibilita estimar que la precipitación en la zona de cumbres de Serrella (por encima de los 1.250 m) estaría próxima a los 1.200mm/año; lo que unido a los valores de humedad relativa altos y al efecto de pared fría de la crestería, permite conjeturar, como indicamos después, el importante papel desarrollado por la gelifracción en la acción de fragmentación del roquedo calcáreo serrano. Por otro lado, es evidente que estos datos carecen de exactitud; somos conscientes de la influencia de otros factores en el incremento de las precipitaciones (vientos dominantes, pasillos de penetración de las borrascas, orientación de las vertientes, etc.). Tan sólo los planteamos para esbozar que en el marco climático de Serrella, las cotas más elevadas pueden recibir una precipitación superior a los 1.000mm/año. En su defecto, hay autores que ante la ausencia de datos termopluviométricos puntuales y directos, prefieren utilizar otros indicadores, como es la vegetación (Bernabé, 1977).

Asimismo, en una primera aproximación al reparto pluviométrico anual observamos que el máximo se alcanza en octubre y el segundo máximo en diciembre,



Pedrizas-reguero en la vertiente NE de Serrella (Cueva Negra) Mogote de caliza vertical. Al fondo, talud de derrubios en forma de manto.

lo cual pone de manifiesto el carácter otoñal-invernal de las precipitaciones, aunque el segundo pico estacional se da en primavera.

Las nevadas no suelen ser habituales, pese a lo manifestado por Cavanilles: «...son a la verdad destempladas las faldas septentrionales de Serrella por la altura del monte, cubierto de nieve muchos meses...» (Cavanilles, t. 11, p. 205), toda vez que según se desprenden de los datos de observatorios próximos (Alcoi, Almudaina) en Serrella no se superan los diez días de nieve al año, aunque ésta pueda blanquear sus cumbres por un período más largo. En cualquier caso, los días de nevadas suelen coincidir con vientos dominantes del primer cuadrante o de componente E (la nevada del 12 y 13 de enero de 1980 en Almudaina supuso una precipitación de 184'5mm, con vientos del NE).

En cuanto a vegetación, la alianza Rosmarino- Ericion, que ocupa gran extensión,



Cantil en el que se observa cómo la rampa que marca la conexión con el talud aparece colonizada por una cobertura vegetal dispersa.

aparece hasta los 900 m con especies tan significativas como la *argilaga* o aliaga (*Ulex parviflorus*), la *maçanilla* o manzanilla (*Santolina chamaecyparissus*), la *estepa* (*Cistus albidus*), el *espígol* o espliego (*Lavandula latifolia*), el *cepello* o brezo (*Erica multiflora*), etc., así como el *ginebre* o enebro (*Juniperus oxycedrus*) con una escasa presencia en la actualidad, pero que pudo ser mayor en otro tiempo, si atendemos al topónimo *El Chinebrar* (al SW de Facheca). En las zonas de más umbría, el incremento de la humedad permite no sólo una mayor presencia vegetal (*Mallades verdes* en la umbría de Serrella), sino también la existencia de praderas de *herba llisa* (*Brachypodium phoenicoides*) o *herba mans* (*Brachypodium retusum*).

En las zonas bajas dominan los pequeños pinares de *Pinus halepensis*, como se refleja en la toponimia: El Pinar (vertiente sur de Serrella, en la proximidad

del Barranc d' Ares), aunque en algunos puntos de la Serra se observa la repoblación a base de especies alóctonas (Pino de Monterrey en la Loma de Serrella). En cotas superiores aparecen grupos de carrascas o encinas que se muestran muy degradadas, apareciendo en ejemplares aislados y pequeños rodales, pese a que su presencia en otros tiempos haya sido más significativa como denotan ciertos términos de parajes serranos: Loma Carrascal (al NE del Abdet) y El Carrascal (vertiente meridional del Barranc de les Coves). Especie, asimismo, en clara regresión e incluso desaparición es el tejo o *teix* (*Taxus baccata*) que solía aparecer en los carrascales y que pudo originar el topónimo de Teis, cota de 961 m (al E de Les Mallaes).

En las grandes fisuras y cejas del cantil calizo de Serrella habita una vegetación rupícola formada, sobre todo, por teucrío (*Teucrium buxifolium*), asplenio (*Asplenium glandulosum*), *espí negre* o espino negro rastrero (*Rhamnus lycioides*),



Material gelifracto colonizado y fosilizado por Hedera Ellix (hiedra).

entre otros. Por otro lado, en las cotas más elevadas aparece el clásico matorral almohadillado -que, por ejemplo, tapiza el sector próximo al *pou de neu* ubicado en la parte alta del Plá de la Casa- formado, fundamentalmente, por el *coixí de monja* o *coixí de frare* (*Erinacea anthyllis*), acompañada en algunas áreas por la *botja blanca* o aliso espinoso *Anthyllis terniflora* y la *sàlvia* (*Salvia lavandulaefolia*), así como de la *hedra* o hiedra (*Hedera ellix*) que da nombre a ciertos parajes: Peña La Yedra (Plá de la Casa) y Peñeta de la Hiedra (al N del embalse de Guadalest).

Con todo, las condiciones climáticas diversas entre las vertientes septentrional y meridional de Serrella han engendrado claras diferencias -sobre todo, en cuanto a densidad de especies y vigor de éstas- entre la solana y la umbría.

3. Factores condicionantes de la formación de derrubios de ladera

3.1. El factor lítico

En los afloramientos eocenos de Serrella aparecen dos tramos litológicos bien diferenciados: uno basal de arcillas verdes con intercalaciones de areniscas y sobre él un potente tramo de calizas organógenas pararecifales con Nummulitidos.

Este tipo de calizas de acumulación de origen orgánico está originado en mares cálidos a poca profundidad y sobre fondos planos. Contienen por lo menos un 50% de carbonato cálcico y son solubles en agua cargada de gas carbónico. Aparecen estratificadas en bancos de potencia variable en los que la abundancia y distribución de elementos biogénicos es causa determinante de su estructura porosa que facilita las reacciones químicas durante el proceso diagenético (Morales y otros, 1983, pp. 120-121).

Precisamente, la porosidad depende del grado de cementación, de forma que las condiciones óptimas para la microgelifracción se obtienen cuando los poros son finos y se abren al exterior, lo cual facilita la filtración del agua y los consiguientes gelifractos. Asimismo, un factor decisivo en la evolución del fenómeno hay que buscarlo en el hecho de que los cantiles calizos debido a los esfuerzos tectónicos se muestren muy triturados, diaclasados y preparados para su disgregación (Marco, 1987). De ahí que en este tipo de dominio calcáreo el espaciamiento de fisuras y diclasas, así como la porosidad jueguen un papel esencial (Tricart, 1967, p. 286).

Por otro lado, el roquedo calizo facilita el desprendimiento de cornisas a través de los planos de disyunción que coadyuvan en el proceso de meteorización física propicio a la configuración de unos cantos de perfiles angulosos e irregulares, los cuales, a su vez, pueden ser meteorizados químicamente (fenómeno visible en las brechas angulosas desprendidas en bloques sobre el talweg del Barranc de Benassau, que desciende desde el Alt del Alt).

TABLE 1. DATA ON BIRTHS, DEATHS, AND MARRIAGES IN ITALY: A PANEL OF FORTY-FIVE IN FAMILIES FORMED AT DIFFERENT DATES (1970-1990) (see the explanatory text)

	1970		1975		1980		1985		1990		1995		1999		1999		1999	
	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
Deaths	1	11	1	4,1	2	11,9	1	1	3	4	1	14	-	-	0	0	-	-
Divorces	-	-	0	0	-	-	1	11	1	1	1	13	1	3	-	-	1	7
Marriages	1	11	4	28,2	4	21	5	29	10	10	5	15	3	17	2	1	5	16
Remarriages	0	0	1	7	1	5,2	1	5	4	20	5	30	1	6	2	10	1	7
Leaves	0	0	1	6	1	5	0	0	2	10	1	10	1	7	0	0	0	0
Total	3	33	7	44	7	37	9	45	9	45	9	45	9	45	9	45	9	45

3.2. *Factor climático*

Un primer problema se nos planteó a la hora de abordar los condicionamientos climáticos toda vez que la cobertura de observatorios meteorológicos no sólo es insuficiente en el área de estudio sino inexistente en lo que hace referencia a datos directos sobre la Serra de Serrella.

En efecto, la ausencia de observatorios en áreas de montaña, hace que a la hora de plasmar la relación clima-procesos tengamos que acudir a observaciones indirectas (Bernabé, 1977) o extrapolaciones en aplicación de gradientes térmicos y pluviométricos en relación a estaciones próximas (Alcoi, Almudaina, Alcoletja, Penáguila), que en algún caso no ofrecen las series adecuadas para que dichas extrapolaciones sean totalmente fiables (caso de Alcoletja y Penáguila) o



Talud de derrubios de la vertiente SE del Plá de la Casa. Rampa de unión entre la crestería y el talud colonizada por una banda de vegetación.

Gráfico 5. PROYECTOS DE MEJORA DE CALIDAD DE LAS FUENTES, SANITARIAS Y CONTAMINADAS DE LA ZONA DE PUERTO

C E R E	Nombre de la fuente	C E R E	C E R E	C E R E	Muestra de agua				Clase de destino
					1	2	3	4	
1	El Collado (Fuente del Cerro)	3	41*	1,00	33	32	31	34	Destino: Indefinido
2	San Juan (Fuente de la Fuente)	3	41*	1,00	33	32	31	34	Destino: Indefinido
3	El de la Fuente del Cerro	3	41*	1,00	33	32	31	34	Destino: Indefinido
4	Partido 1 de la Fuente de la Fuente	3	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
5	Partido 2 de la Fuente de la Fuente	3	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
6	El de la Fuente del Cerro (Fuente de la Fuente)	37	42*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
7	San Juan del Cerro (Fuente)	3	29*	1,00	33	32	31	34	Destino: Indefinido
8	Partido 1 del PIA de la Fuente	3	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
9	Partido 2 del PIA de la Fuente	3	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
10	Partido 3 del PIA de la Fuente (Fuente del Cerro)	33	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
11	San Juan del Cerro (Fuente del Cerro)	33	29*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
12	Partido 1 del PIA de la Fuente (Fuente del Cerro)	33	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
13	Partido 2 del PIA de la Fuente (Fuente del Cerro)	33	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
14	Partido 3 del PIA de la Fuente (Fuente del Cerro)	33	41*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
15	San Juan del Cerro (Fuente del Cerro)	33	29*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
16	San Juan del Cerro (Fuente del Cerro)	33	29*	1,00	33	32	31	34	Total de muestras
17	Partido 1 de la Fuente del Cerro	33	29*	1,00	33	32	31	34	Destino: Indefinido
18	Partido 2 de la Fuente del Cerro (Fuente del Cerro)	3	29*	1,00	33	32	31	34	Destino: Indefinido

bien dichas transformaciones resultan tan sólo indicativas (aplicación de un gradiente pluviométrico de 110 mm/100 m anual, que ya hemos comentado).

En cualquier caso, la ausencia de datos sobre Serrella ha hecho que tuviéramos que basarnos en los proporcionados por el observatorio de Alcoi -ubicado a unos 12 km en línea recta desde las estribaciones occidentales de la Serra por disponer de una serie más completa. Con todo, la utilización de estos datos ha entrañado el problema de la diferente altitud (562 m en Alcoi, 1.300 m como nivel medio de cumbres de Serrella) que hemos tratado de subsanar, como ya hemos indicado, mediante la extrapolación de datos en base a un gradiente térmico de estado medio de 0'55 °C/100 m (Marco, 1988) -que supone una diferencia de 4 °C entre ambos puntos- y un gradiente pluviométrico equivalente a unos 110 mm/100 m anuales tomando como referencia los datos aportados por los observatorios de Penáguila, Alcoletja y Alcoi.

3.2.1. Procesos termoclásticos

Se han invocado durante mucho tiempo las variaciones térmicas como el factor esencial de alteración de las rocas en dominios climáticos templados (*insolation schutt*), pero, de hecho, la disgregación puramente térmica no es tan eficaz como la combinada con la acción del agua (Biro, 1969).

Con todo, la fisuración por retracción de las rocas bajo el efecto del enfriamiento, coincidente con bajadas térmicas nocturnas repentinas, juega un papel fundamental en estos procesos (Tricart, 1967). Y es que realmente el frío interviene tanto por su acción directa, ayudando a los procesos de contracción brusca -que contribuyen a la fragmentación lítica y aparición de clastos de bordes angulosos al pie de los cantiles-, como por su inestabilidad, provocando un paso repetido por encima y por debajo de los 0 °C, que desde el punto de vista mecánico tiene primordial importancia.

Por ello, a la hora de analizar los registros térmicos, más que el tratamiento de las medias, interesa en mayor medida el estudio de temperaturas negativas, a cuyos efectos se ha realizado un vaciado de los registros diarios del período 1975-1986. De ese estudio se desprende que el período frío abarca desde noviembre a abril, siendo enero el que registra mayor número de días con temperaturas bajo cero. El análisis de la serie citada permite indicar que en 70 días, por término medio al año, se alcanzan registros negativos, que pueden conectarse a procesos termoclásticos en el área de Serrella, e incluso, en conjunción con la humedad a procesos de gelifracción.

3.2.2. Procesos de gelifracción

La efectividad de los procesos morfoclimáticos no depende únicamente de los parámetros térmicos, puesto que la interrelación entre éstos y la humedad es de gran interés. En efecto, sin el agua, sólo se podría hablar de termoclastia, ignorando la acción mecánica del hielo, el llamado «ciclo del hielo».

Por ello, del mismo modo que en el análisis térmico, se ha realizado un vaciado día a día de los totales pluviométricos de la serie de Alcoi (1975-86),



Vegetación de Camefitas espinosas de porte almohadillado en la cumbre del Plá de la Casa (1.340 m).

haciendo especial hincapié en aquellas jornadas en las que las precipitaciones han precedido (en menos de 72 horas) a los registros por debajo de 0 °C; con la particularidad, además, de que los totales pluviométricos manejados (de nivel diario) no han sido «reconvertidos» (hacen referencia a Alcoi) y pueden ser escasos si pensamos que en Serrella el efecto orográfico y la mayor humedad ambiental posibilitarán unos umbrales superiores.

Del análisis de dichos datos se desprende que en el período considerado se pueden contabilizar un total de 170 días de lluvia previos (en dos o tres jornadas) a registros térmicos negativos; lo cual viene a significar que alrededor de 15 días/año (casi el 50% en enero y febrero) se tienen en Serrella los condicionamientos idóneos para que se produzcan procesos de gelifracción en los cantiles de alimentación de sus *pedrisses* o *runars*. El aumento de volumen que experimenta el agua al pasar del estado líquido al sólido provoca unas presiones en las fisuras y diaclasas que hacen actuar al hielo a modo de cuña hasta provocar la disgregación y estallido de la roca.

Por otro lado, la alternancia y sucesión de estos ciclos no se limita sólo a los días de lluvia sino que también se ha de tener en cuenta la existencia de humedades relativas altas (Clavero, 1979) que unidas al efecto de pared fría que poseen estos cantiles-cresterías hacen que la secuencia condensación nocturna/ desecación diurna sea más frecuente y contribuya tanto a los procesos de gelifracción como al simple empapamiento del roquedo, fenómeno éste que

provoca presiones que ayudan a su disgregación o desprendimiento (Fernández Pousa. 1975, pp. 18-19).

En este sentido, hemos de comprender que la gelifración es un fenómeno complejo en el que el hielo ve condicionados sus efectos por las características físicas de las rocas: la porosidad, el calibre de los poros, el coeficiente de saturación, la permeabilidad, etc. (Quereda, 1980). Asimismo, se nota a menudo entre las formaciones de vertientes cuaternarias la superposición de facies diferentes, que no pueden explicarse más que por oscilaciones climáticas. El hielo atenuado de nuestros inviernos no trocea más que los bancos más diaclasados mientras que los más resistentes se desploman, dando lugar a los bloques de rocas que circunstancialmente aparecen al pie de las cornisas (Tricart, 1967).

La gelifración aparece entonces como un proceso pujante -probablemente el más activo de los procesos mecánicos actuales- que deja sentir sus efectos tanto en el modelado de ablación de la zona de alimentación del talud de derrubios como a lo largo de dicho talud, por el control granulométrico de los productos que ocasiona.

El modelado de gelivación se observa sobre las paredes y cornisas del cantil que se muestran lo suficiente escarpadas para permitir el desplome de los clastos liberados, de forma que las diaclasas posibilitan el nacimiento de pequeños corredores o reguerillos cuando van acompañados de procesos de trituración; todo lo cual desemboca en un modelado de cornisas y pitones -*cingles* y *frases*- cincelados a modo de relieve ruiniforme y muy definitorios del paisaje serrano de Sérrella.

3.2.3. Precipitaciones torrenciales

Independiente de la meteorización física que provoca la alternancia de períodos húmedos/períodos secos, las precipitaciones de fuerte intensidad horaria -con débitos acusados en corto espacio de tiempo- juegan una función complementaria en los procesos de desprendimiento, transporte y deposición regularizada de los derrubios de ladera.

La invasión de las terrazas -dedicadas no hace mucho a cultivos arbóreos- y la desigual coloración de los cantiles y taludes son pruebas no sólo de la actividad de ciertas pedrizas o *pedrisses* sino también de la posible implicación de precipitaciones de tipo torrencial. Así, en la muestra n.º 11, al S del Collado de Borrell, pudimos observar que el cantil de alimentación tenía una tonalidad grisácea (10YR6/1), mientras que una tercera parte del talud de derrubios presentaba una coloración ocre (10YR8/3), propia de una superficie que no ha estado mucho tiempo expuesta a los agentes atmosféricos o a la influencia vegetal.

Asimismo, en la muestra n.º 7, localizada en el Barranc del Moro (vertiente NNW de Serrella) comprobamos el desmantelamiento de los -antaño- campos de cultivo aterrizados por las movilizaciones actuales de derrubios, que estimamos vinculadas a estas lluvias de carácter espasmódico-torrencial.

Y todo ello tiene explicación si pensamos que el deslizamiento de los cantos puede producirse bien coincidiendo con precipitaciones regulares en el tiempo

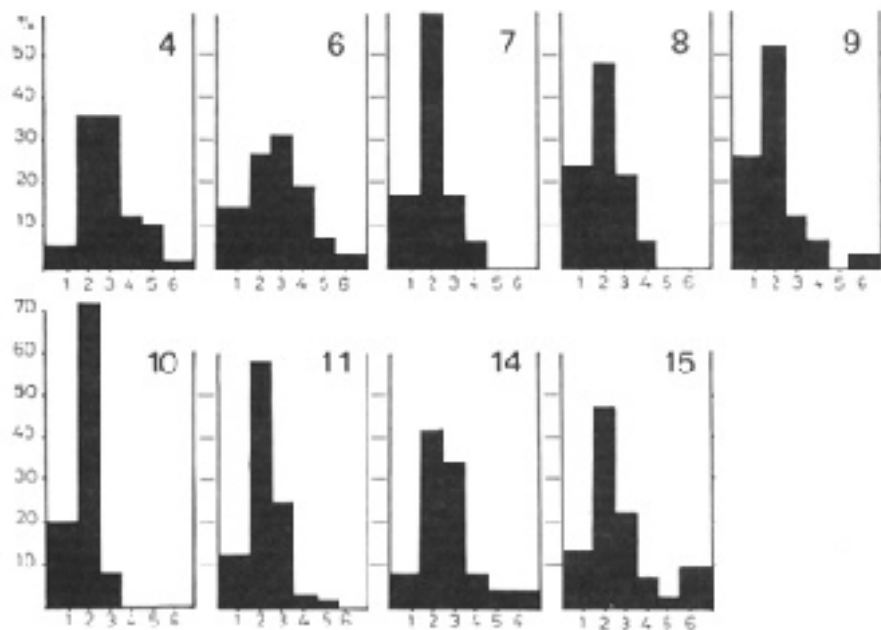


GRÁFICO 2. Pedrisses de Serrella: histogramas de aplanamiento de los clastos (indicación del n.º de la muestra en la parte superior derecha de cada uno).

unidas a ciclos hielo/deshielo -circunstancia que difícilmente se da en Serrella, sobre todo el primer supuesto-, o bien por influencia de lluvias intensas en corto tiempo que hace que los cantos gruesos se deslicen orientando sus ejes mayores en el sentido de la pendiente (Gabert, 1981, pp. 13-20), fenómeno visible en ciertos runars de Serrella en los que, obviamente, también participan otros factores dinámicos (pendiente, gravedad, etc.).

3.3. Factor topográfico: acción de la gravedad

Aunque resulta difícil separar la acción de la gravedad de otros agentes, la realidad es que ésta juega un importante papel en el deslizamiento y formalización de los taludes de derrubios, que suelen estabilizarse dinámicamente a los 35 ó 37°.

Por otro lado, hemos de entender que el efecto de acumulación de derrubios es un fenómeno gravitatorio, con la consabida clasificación que, en principio, posibilita que a mayor tamaño será el derrubio mayor el que alcance una velocidad superior y pueda, de este modo, depositarse más lejos; aunque esto no puede generalizarse, ya que se hace necesario analizar las condiciones de caída.

En cualquier caso, si el cantil ofrece unas buenas dimensiones la clasificación será mayor; así, en los canchales de las vertientes del Barranc del Moro (Plá de la Casa) se observó la presencia de bloques en las zonas más bajas, al tiempo que el tamaño de los clastos disminuía hasta el pie de cantil, mientras que en los pequeños regueros (*runars*) orientados al S (en la vertiente recayente hacia Ares del Bosque), tal clasificación no se presentaba.

Las experiencias acerca de la naturaleza del movimiento sugieren que el material se desplaza por cizalla de capas teóricas paralelas al plano de la pendiente (Rossello, 1977, p. 226). Aunque, en este punto hay una cuestión a considerar: el estado del talud: puesto que una superficie de talud poco accidentada sería la óptima para el desarrollo más normal de la clasificación por tamaños de las partículas desprendidas (Marcos, 1987, p. 99). Con todo, podemos admitir que el talud actúa como rampa sobre la que ruedan los derrubios y bloques, siempre y cuando el tamaño de éstos no sea tan grande como para quedar retenidos, incrustados entre los clastos de la ladera, no pudiendo progresar vertiente abajo.

3.4. *Factor biogeográfico*

El papel de la vegetación se circunscribe a dos acciones contrapuestas: una, como agente activo de erosión que tiene su marco de actuación en la crestería-cantil, posibilitando que el enraizamiento de ciertas especies rupícolas (teucro, asplenio, *espí negra*, etc.) entre las diaclasas del roquedo calcáreo que forma la cinglera determine la fragmentación de las rocas, y consiguientemente, su disgregación, desplome y transporte posteriores; otra, pasiva, como agente de fijación que contribuye a la fosilización del talud de derrubios: así la *hedra*, que se encuentra sobre todo donde existen acumulaciones de clastos gruesos (superiores a los 10 cm de diámetro), forma una tupida red subsuperficial que contribuye a la estabilización de los derrubios y, con el tiempo, a la desactivación o retención del depósito. También ejercen esta acción ciertas especies de *timó*, *romer*, *herba llisa*, situadas en zonas marginales -de contacto entre canchales contiguos- donde suelen aparecer también ejemplares dispersos, sobre todo en las zonas elevadas, de camefitas espinosas de porte almohadillado (*coixí de monja*), así como *botja blanca* y *sàlvia*, que consiguen mantener un cierto nivel de materia orgánica al tiempo que coadyuvan en la sujeción del depósito (Bernabé, 1977, p. 36).

4. **Localización y descripción de los depósitos analizados**

Serrella cuenta con una marcada presencia de *pedrisses* y *runars* en sus vertientes: las 18 muestras que hemos analizado pueden servir de pauta para conocer el comportamiento de estas formaciones. Todas ellas se localizan entre los 890 y 1.320 m, es decir, por encima de los 800m, cota que podría marcar el nivel indicativo de unos condicionamientos físicos propicios para su formalización.

Cuadro 4. PEDRIZAS DE SERRELLA. DIMENSIONES E ÍNDICE DE AFLANAMIENTO DE LOS CLASOS

Clase	Nº muestreo	Elevación (m)	Elevación (m)	x ₁ (m)	x ₂ (m)	x ₃ (m)	x ₄ (m)	x ₅ (m)	x ₆ (m)	Índice de aplanamiento del fondo de abanico de pedregal				
										Índice 1	Índice 2	Índice 3	Índice 4	Índice 5
1	4	23	22	0,1	1,2	1,0	1,1	0,7	1,2	20,0	11,0	11,0	10,0	1,0
2	6	33	22	0,1	1,2	1,0	1,2/1,0	0,0	11,4	10,0	10,1	10,0	1,0	1,0
3	7	28	22	1,0	1,1	0,1	1,0/1,0	0,1	11,0	10,0	10,0	0,1	-	-
3	8	24	22	4,3	0,1	0,1	1,0/1,0	1,0	21,0	10,1	10,0	0,0	-	-
4	9	20	22	4,0	1,1	0,0	1,0/1,0	0,0	10,0	10,0	10,0	0,0	-	0,0
5	10	11	21	3,0	1,0	1,0	1,0/1,0	0,0	10,1	10,0	0,0	-	-	-
6	11	11	22	0,7	1,2	0,3	1,0/1,0	0,1	10,0	10,0	10,0	0,1	1,0	-
7	14	14	17	0,0	1,1	0,0	1,0/1,0	0,0	0,0	10,0	10,0	1,0	1,0	1,0
8	19	22	21	0,5	1,1	0,7	1,0/1,0	0,0	10,1	10,0	10,0	0,1	1,0	0,0

La mayor parte de ellos se ubican al pie de cantiles, sobre todo los que presentan una orientación N, ya que algunos de los orientados en la vertiente de solana no ofrecen esta característica tan matizada. En cuanto a la inclinación de los depósitos, éstos se sitúan entre los 35-36° de dos coladas en la vertiente meridional de Serrella a los 47° de una muestra obtenida en la ladera N de la Loma de la Canal, pasando por los 40° de un depósito en la zona de El Carrascal, entre los *frases* o mogotes verticales de la vertiente septentrional.

Estas formaciones no son exclusivas de las laderas de umbría, pues si bien en éstas es importante la acción de los agentes morfoclimáticos, también es cierto que en la solana de Serrella la existencia de una línea de falla a unos 1.200 m posibilita los procesos de tectonización suficientes para facilitar la disgregación y depósito de los clastos. Así, de las 18 muestras citadas, 8 presentan una orientación meridional, si bien es cierto que su estructura es menos desarrollada.

El análisis de los resultados del diagrama de Poser aplicado a los citados depósitos permite marcar el notable dominio de clastos integrados en los sectores I y II (del 52 al 69%) que se interpreta (Rossello, 1977, p. 227) como depósitos en los que los agentes de transporte son la gravedad y el deslizamiento, con escasa intervención del agua.

Basándonos en dicho análisis podemos clasificar los depósitos de Serrella en tres tipos:

- Taludes de derrubios. Constituyen una de las formas más espectaculares de depósito de ladera en la que juega un papel prioritario el deslizamiento por gravedad, así como una insignificante acción del hielo en la labor de transporte. Denotan, en aplicación del diagrama de Poser, un máximo en el sector I, un débil III y un IV algo considerable (Rossello, 1977, p. 229). Se encuentran, en nuestro caso, en pendientes que van de 37 a 47° y sus orientaciones son dispares, si bien hay una mayor frecuencia de exposición N, por darse ahí la máxima acción de los procesos de meteorización.

Gran parte de estos taludes están estabilizados por la vegetación, si bien los de pendiente superior a 40° pueden estar aún en activo, ya que, presumiblemente sea ese desnivel la pendiente crítica que permita su distinción en funcionales o estabilizados. La génesis de este tipo de formación, como ya se ha comentado a nivel general, está ligada a la denudación de las vertientes y a los procesos de gelivación de los cantiles calcáreos, sin descartar la hipótesis de que los períodos cuaternarios hayan sido acompañados de un hielo esporádico o estacional por encima de los 700 m (López Bermúdez, 1975, pp. 21-23).

- Derrubios indiferenciados. Suponen una escasa caracterización, con un máximo no destacado en el grupo I y una representación normalizada del resto; lo cual puede ser indicio de un tipo de acumulación mediterránea con ligera modificación de tendencia fría (Rossello, 1977, p. 231). Otros autores opinan que se trata de la influencia de la masa solifluidal inferior en funcionamiento (Morales-Ontiveros, 1977, p. 142).

- Rípios solifluidales. Son formaciones relictas poco frecuentes en los entornos de Serrella y predominantes en las umbrías. Muestran unos clastos sensiblemente aplanados, muy poco desgastados, de aspecto ortogonal -propio de un material gelivado y escasamente transportado-. No existe clasificación de



Conos de clastos convergentes en el Plá de la Casa. En primer término, el pou de neu.

arriba abajo, por lo que pensamos que la gravedad no juega aquí un papel determinante. La formación parece ligada a un mecanismo morfogenético diferencial bajo un clima periglacial o marginal, toda vez que las condiciones climáticas presentes, la notable permeabilidad del material calcáreo y la escasa presencia de material fino contribuyen a la ausencia de procesos de solifluxión actuales.

Una observación realizada en una trinchera del camino forestal que sube a Serrella (muestra n.º 14) permite confirmar la heterometría de los cantos semirrodados (76% de clastos con índice de aplanamiento entre 1'5 y 3'5), arcillas de descalcificación como matriz englobante, apelmazamiento del conjunto del depósito e incipiente horizonte de suelo pardo forestal en superficie.

Aún conociendo las críticas que se han realizado sobre los índices morfométricos de Cailleux, hemos aplicado el índice de aplanamiento al 50% de las muestras y los resultados obtenidos indican que los clastos dan porcentajes superiores al 56'3% en los umbrales comprendidos entre 1'5 y 3'5 y superiores al 75% en la mitad de los casos. Por su parte las medias oscilan entre el 1'9 y el 2'9; mientras que las medianas se sitúan entre 1'8 y 2'8 y el valor modal se estabiliza en el 77% de los casos en el umbral 1'5-2'5. Todos estos valores vienen a poner de manifiesto la importancia de la rotura mecánica, ayudada en el caso de Serrella por la naturaleza calcárea del roquedo. Los mantos de clastos fracturados mecánicamente son, según Butzer (1964), de indiscutible origen frío.

Por otro lado, la observación «in situ» de las muestras indican que existe un



Reguero de derrubios entre los umbrales colonizados por una vegetación dispar (pino, encina, matorral). Al fondo, cantil de alimentación.

aumento del desgaste hacia el pie de los depósitos, parte baja de la ladera (visible en el extenso depósito de la vertiente oriental del Barranc del Moro -muestra n.º 7- entre otros), lo que demuestra que hay un transporte que desgasta, siquiera sea tímidamente, algunas de las aristas. En algunos casos, el transporte tiene lugar mediante pequeños movimientos en masa de diferentes características, en general lentos, que posibilita el choque y fricción de unas partículas con otras, lo que contribuye a dar un carácter menos vivo a las aristas y a imprimir estrías en las facetas de los clastos.

Por el contrario, en aquellos taludes próximos a cantiles acusados, los cantos fragmentados en la cornisa se desploman sobre aquellos y ruedan por ellos dándose golpes que pueden fraccionar los clastos y, por lo tanto, mantener vivas sus aristas (Gardner, 1968).

En algunos casos, y en contra de la normativa más generalizada -sobre todo en aquellos depósitos formados al pie de cantiles no muy altos- el tamaño de los cantos disminuye ladera abajo como consecuencia de que los clastos desprendidos de la cornisa próxima no presentan grandes dimensiones, dado el grado de diaclasamiento y tectonización del roquedo calcáreo que contribuye al desgajamiento de cantos de pequeña y mediana entidad; al tiempo que, en estos casos, la ausencia de cantiles acusados con caída libre impide que los cantos alcancen gran velocidad y por lo tanto que se estabilicen con rapidez.

El que los cantos reduzcan ligeramente su tamaño hacia abajo obliga a pensar en mecanismos de transporte ajenos a la simple gravedad; en ese caso, conviene aludir a movimientos en masa de escasa entidad y a cierta influencia de la escorrentía superficial. Precisamente la intervención del agua en la dinámica de los depósitos permite hacer referencia a esos canales que recorren los canchales en el mismo sentido de la pendiente, que presentan unas tonalidades ocre amarillentas distintas a las coloraciones grisáceas del resto del talud, y que podrían conectarse a la acción de precipitaciones torrenciales con niveles de escorrentía superior a la velocidad de infiltración de los depósitos, lo cual explicaría su circulación superficial a lo largo de la pendiente.

Asimismo, se observa en la mayoría de los depósitos, y sobre todo en las zonas más anchas, la presencia de unos escalones poco pronunciados, separados entre sí por dos o cuatro metros, que parecen atravesar el canchal a lo ancho.

Finalmente, podemos indicar que la mayoría parecen estar funcionando en la actualidad, tanto por la ausencia de una vegetación que actúe de elemento de retención, como por la diferencia cromática de los clastos que denota un proceso de disgregación o ruptura de los clastos próximo en el tiempo. Por el contrario, algunos de los depósitos observados presentan unas tonalidades grisáceas que denotan la reacción de la caliza ante los agentes atmosféricos o la colonización de la vegetación (líquenes), o incluso, un cierto rodamiento, con la presencia de una tenue película limosa impregnando la superficie de los clastos, o bien aparecen fosilizados -colonizados por la *hedra*; fenómenos, todos ellos, que, en algún caso, manifiestan una cierta inactividad actual.

5. Conclusiones

El estudio y análisis de las pedrizas de Serrella permite establecer las siguientes conclusiones:

- la litología calcárea del roquedo posibilita, por procesos de erosión química, la disolución de la caliza y su posterior disgregación y desmoronamiento; sin ignorar la función positiva de la tectónica puesta de manifiesto en los depósitos de la vertiente meridional.

- las repetidas alternancias térmicas y en especial el ciclo hielo-deshielo juegan un papel prioritario en la fragmentación y configuración de los clastos; al tiempo que la gravedad y excepcionalmente las precipitaciones torrenciales actúan de agente conductor y transporte.

- la vegetación rupícola, como agente activo de erosión en el cantil, y como elemento fijador-fosilizador del canchal en el talud.

- el notable predominio de clastos en los sectores I y II del diagrama de Poser parecen confirmar la acción prioritaria de la gravedad; mientras que las medias, medianas y modas de los índices de aplanamiento aseveran la importancia de la rotura mecánica.

BIBLIOGRAFÍA

- BERNABÉ MAESTRE, J. M., «Vegetación y morfología en las pedrizas de montaña media», *Actas de la II.ª Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Jaca, 15-20 sept. 1975, Madrid, 1977, pp. 33-40.
- BERNABÉ MAESTRE, J. M.; CALVO CASES, A., «Algunos ejemplos de vertientes de cantil-talud, en los Valls d'Alcoi», *Cuadernos de Geografía*, n.º 25, Valencia, 1979, pp. 127-138.
- BIROT, P., «La geomorphologie quaternaire dans les regions mediterraneennes», *Etudes françaises sur le Quaternaire*, I.N.Q.U.A., VIII Congrès, 1969, pp. 173-192.
- BROSCHÉ, K. U., «Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la P. Ibérica», *Estudios Geográficos*, n.º 151, Madrid, 1978, pp. 131-163.
- BUTZER, K. W., «Pleistocene cold-climate phenomena of the Island of Mallorca», *Zeitsch. f. Geomo.*, NF, 8, 1964, pp. 7-31.
- CLAVERO PARICIO, P. L., «Influencia del Mediterráneo en las precipitaciones del País Valenciano», *Notes de Geografía Física*, 1, Barcelona, 1979, pp. 15-16.
- FERNÁNDEZ POUSAS Y VEGAS, R., «Cálculo de tensiones-deformaciones en macizos rocosos mediante programas de elementos finitos con ordenadores de alta capacidad de memoria», *Monografías del Instituto Eduardo Torroja en la construcción y el cemento*, n.º 32, CSIC, Madrid, 1975.
- GABERT, «Processus d'erosion avec intervention du gel sur des versants temoins en Basse Provence interieure (France)», *Méditerranée*, 1981, pp. 13-20.
- GARCÍA ROSELL, *Mapa Geológico, E 1:200.000, Alcoy (64)*, IGME, Madrid, 1972, 28 pp.
- GARDNER, J., *Debris slope and processes in the Lake Luoise Didtrict, a high Mountain Area*. Ph. O. Thesis, MxGill University, 1968, 263 pp.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F., «Depósitos de ladera en la Sierra de Espuña (Cordilleras Béticas)», *Papeles del Departamento de Geografía (Murcia)*, n.º 6, 1975, pp. 9-27.
- MARCO MOLINA, J. A., *El Macizo del Maigmó. Estudio de Geografía Física*, Instituto de Estudios «Juan Gil Albert», Diputación de Alicante, Alicante, 1987, 171 pp.
- «Estudio geomorfológico de la Serra d'Aitana», Tesis Doctoral, en elaboración.
- MORALES GIL, A. y LÓPEZ ONTIVEROS, A., «Derrubios de ladera en la Sierra de El Carche (Murcia)», *Actas IIª Reunión Grupo Español Cuaternario*, Madrid, 1977, pp. 137-150.
- MORALES GIL, A. y otros, «Morfología de la umbría de la Sierra de Bernia», *Investigaciones Geográficas*, n.º 1, Universidad de Alicante, Alicante, 1983, pp. 117-145.
- QUEREDA, J., «Experiencias de gelifracción en medio artificial», *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, t. CXVI, Madrid, 1980, pp. 53-77.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T., «Síntesis geológica del Prebético en la provincia de Alicante», *B.I.G.M.E.*, Madrid, 1977, pp. 183-214.

- ROSSELLO VERGER, V., «Los canchales de montaña calcárea y fenómenos termoclásticos», *Actas IIª Reunión Grupo Español Cuaternario*, Madrid, 1977, pp. 223-235.
- ROSSELLO VERGER, V. - BERNABÉ MAESTRE, J. M., «La montaña y sus valles: un dominio subhúmedo», en LÓPEZ GÓMEZ, A.-ROSSELLO VERGER, V., *Geografía de la provincia de Alicante*, Diputación Provincial, Alicante, 1978, pp. 77-106.
- TRICART, J., *Traité de Geomorphologie. T. II Le modelé des regions periglaciaires*, SEDES, París, 1967, 512 pp.
- VARIOS, *Memoria explicativa del Mapa Geológico de España. Hoja de Alcoy (821)*, IGME, Madrid, 1977, 31 pp.