

NEUS LA ROCA

## DESLIZAMIENTO ROTACIONAL-COLADA DE FANGO EN LOS VALLES DE ALCOI (MAS DE JORDA, BENILLUP)

### PLANTEAMIENTO

En la montaña media alcoiana, poblada por una vegetación pobre y degradada, bajo condiciones pluviométricas típicas del clima mediterráneo subhúmedo y sobre roca blanda han sido registrados un elevado número de movimientos de masa —procesos de ladera— relativamente rápidos, por los que una masa de sedimento o suelo se desprende y viaja ladera abajo.

Suponen un problema que rebasa los límites de la geomorfología, pues son una amenaza para cultivos y construcciones, y que se agrava a medida que esta zona, de fuerte emigración agrícola, va siendo repoblada con residencias secundarias de los ciudadanos alcoianos.

### 1. INTRODUCCIÓN A LA ZONA

Al pie de la Serra d'Almudaina por su lado noroccidental se extiende la Vall de Travadell, constituida por material blando de relleno, del Mioceno. En ella han tallado sus cauces una serie de barrancos afluentes al Riu d'Alcoi por su derecha —B. de la Caraita, B. del Sofre, B. de la Foia del Patot, B. de la Perera, B. de Sanabre, B. del Molló..., etc.— y han formado profundos (más de 50 m) valles en V. Sus cabeceras retroceden rápidamente por movimientos de masa, a medida que su perfil longitudinal es adaptado a las cambiantes condiciones de equilibrio, pues, como afirma DUMAS<sup>1</sup>, el anticlinal

<sup>1</sup> DUMAS, B. (1977), *Le Levant Espagnol. La g n se du relief*, Paris, Universit  Paris - Val de Marne (Th se Univ. Paris), 520 pp., p. 64.

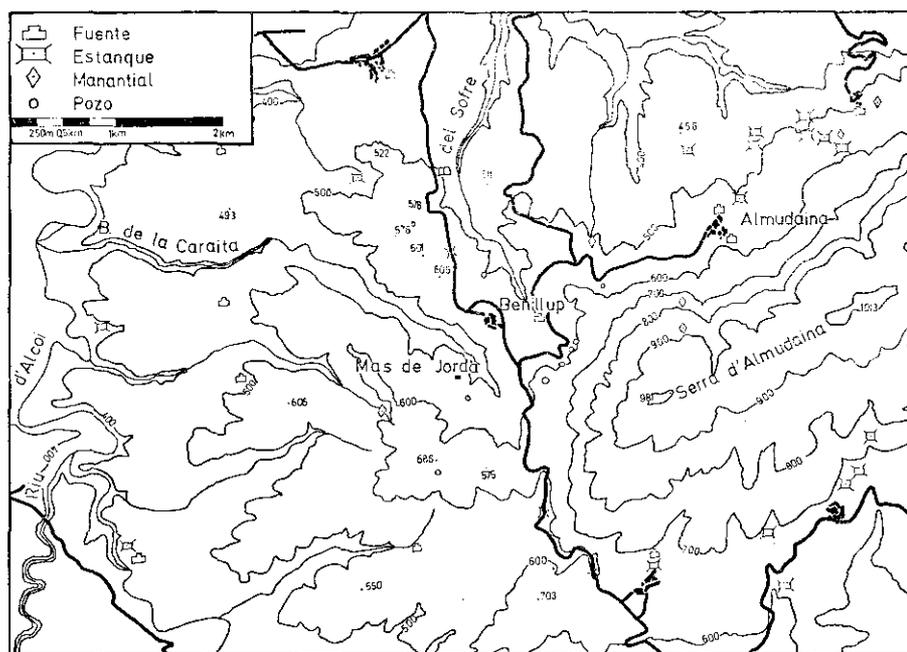


Figura 1.—Líneas generales de la topografía e hidrología de la zona. (Fuente: Mapa Topográfico a 1:25000 y trabajo de campo.)

de la Serra d'Almudaina está en vías de levantamiento: «El anticlinal en vías de levantamiento ha sido, pues, transformado poco a poco en horst», y la fosa de l'Orxa, por donde discurre el Riu d'Alcoi, sufre un hundimiento <sup>2</sup>.

La Serra d'Almudaina alcanza altitudes de hasta 1.013 m, mientras que el nivel generalizado de la Vall de Travadell oscila entre los 350 y los 500 m, sobre el que resaltan los cerros testigo, vestigios de una antigua superficie que se extendería a 600 m sobre el nivel del mar.

### 1.1. Geología

La Serra d'Almudaina forma parte de una serie de escamas tectónicas del Cretácico orientadas NE-SW y separadas entre sí por material miocénico que reposa en discordancia sobre el anterior. Este brusco contraste litológico-estructural condiciona el comportamiento de las aguas subterráneas, que influyen de manera importante en los movimientos de masa.

El Cretácico, Campaniense superior Maestrichtiense, está representado en

<sup>2</sup> DUMAS, B., ver 1, p. 126.

la Serra «por calizas micríticas arcillosas finamente estratificadas y episodios de calizas nodulares»<sup>3</sup>. Según DARDER PERICÁS<sup>4</sup> el núcleo del anticlinal está formado por dolomías. La dolomitización alcanza hasta los materiales del Campaniense superior<sup>5</sup> —los más antiguos—; en consecuencia estas calizas muestran una elevada porosidad y capacidad de filtración del agua, lo que permite que la Serra actúe de reservorio y favorezca así la aparición de fuentes en la zona de contacto calizas/margas a su pie.

El anticlinal es asimétrico, está cabalgando hacia el N. Los barrancos que descienden desde la cima por estas laderas noroccidentales salvan un importante desnivel en una corta distancia, lo que permite al agua de arroyada obtener la energía necesaria para excavar los profundos valles en el material blando, depósito que ofrece una superficie de pendientes más débiles, alrededor de los 20-25°.

La Serra presenta además numerosas fracturas; las dos principales discurren paralelas entre sí y al eje del anticlinal, una al N y la otra al S. El extremo suroccidental de la Serra, a cuyo pie han encajado sus cabeceras los barrancos del Sofre y de la Caraita, en las que la densidad de los deslizamientos es particularmente elevada, está también altamente fracturado. Dichas fracturas son producto de una estructuración posterior al plegamiento habido a fines del Mesozoico, en el Mioceno Superior intra o postortonense<sup>6</sup>.

El material miocénico, por tanto, fue también plegado y fracturado, siguiendo los pliegues una dirección general WNW-ENE<sup>7</sup>. Consiste en una potente serie de margas finamente estratificadas de facies marina<sup>8</sup> con intercalaciones de capas más duras, margocalizas, a veces arenosas, que permanecen en resalte en las vertientes de los barrancos (incluso a gran altura: 90-100 m sobre el nivel de base) y en las cimas de los cerros testigo, manteniendo vertientes de fuerte pendiente, elemento de importancia para los deslizamientos rotacionales.

Otro dato que interesa tratar antes de analizar el deslizamiento, es el de la disposición de estas capas, la dirección y el grado de buzamiento, que puede favorecer o frenar el movimiento.

Los MGE a 1:50.000 y 1:200.000 no contienen información sobre el

<sup>3</sup> IGME, *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, hoja n.º 821, Alcoy, 1975, pp. 3-4.

<sup>4</sup> DARDER PERICÁS, B. (1945), "Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante", *Boletín Inst. Geol. de España*, t. LVII, n.º 1, Madrid, pp. 287-289.

<sup>5</sup> Ver 3, p. 11.

<sup>6</sup> Ver 3, p. 22.

<sup>7</sup> GARCÍA RODRIGO, B. (1960-1962), "Sur la structure du Prébétique au Nord d'Alicante (Espagne)", *Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot consacré à l'évolution paléogéographique et structurales des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*, t. I, Société Géologique de France, pp. 137-141.

<sup>8</sup> IGME, *Mapa Geológico de España*, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, h. n.º 64, Alcoy, 1972, p. 14.

grado de buzamiento de las capas margosas, por tanto hubo de ser establecido mediante un detallado análisis sobre el terreno. Desgraciadamente la falta de claros niveles guía en este material blando y la fracturación de las margas, hecho no siempre detectable, restan exactitud a los resultados. De las 46 medidas realizadas, compuestas de la orientación del corte y grados de inclinación de la capa y tras un sencillo tratamiento matemático, se obtuvo que las capas de las partes altas de los barrancos del Sofre, la Caraita y del Patot presentan un buzamiento máximo de 14 a 16 grados en dirección NNW y W, orientación que coincide a grandes rasgos con la ofrecida por GARCÍA RODRIGO<sup>9</sup>.

Por último, hay que hacer alusión a los depósitos cuaternarios de guijarros o de cantos rodados que, al pie de la Serra o a modo de tapadera sobre los cerros testigo, favorecen la infiltración del agua, que de otro modo resbalaría en gran medida sobre las margas impermeables.

### 1.2. *Precipitaciones*<sup>10</sup>

Con totales anuales entre 470 y 950 mm es ésta una de las regiones más húmedas del País Valenciano. La probabilidad de que la cantidad de agua precipitada en un año supere

los 413 mm en Alcoi  
 los 440 mm en Beniarrés  
 los 465 mm en Gorga  
 los 520 mm en Agres (Alquería de Sant Vicent)  
 los 535 mm en Alcoleja  
 los 565 mm en Agres (Convent)

es del 75 % (es decir, 3 años de cada 4), y se superarán los

700 mm en Beniarrés  
 805 mm en Agres (Alquería de Sant Vicent) y Alcoleja  
 915 mm en Agres (Convent) \*

en un año de cada 4 (probabilidad del 25 %). (La probabilidad se ha calculado sobre series de al menos 15 años.)

<sup>9</sup> Ver 7, pp. 137-141.

<sup>10</sup> Todos estos datos pluviométricos son resultado de la elaboración, según un proceso estadístico, de los recogidos en el Centro Meteorológico de Levante en Valencia. El trabajo fue realizado por el grupo de alumnos de 4.º curso de Geografía de 1977 (entre los que me encontraba) y dirigido por los profesores Josep Maria Bernabé y Joan F. Mateu, que habían investigado el proceso del tratamiento de los datos pluviométricos, publicado en el artículo titulado: "Tratamiento estadístico de precipitaciones aplicado al País Valenciano", *Cuadernos de Geografía*, n.º 18, Fac. de Filas. y Letras de Valencia, pp. 1-25, 1976.

\* Estos centros meteorológicos se encuentran alrededor de Benillup en un radio de 12 km.

Pero más significativo que las precipitaciones totales anuales —que enmascaran el verdadero régimen pluviométrico—, y su variabilidad interanual —muy importante, pues la cantidad de precipitación puede doblarse de un año a otro—, es para los movimientos de masa la variación de las medias de precipitación en períodos más cortos: precipitaciones mensuales, diarias e incluso horarias. Estas últimas no han podido ser analizadas aquí por no ser registradas en los observatorios de tercer orden, los únicos en la zona estudiada.

Es también de gran interés, sobre todo para prevenir la evolución de los movimientos de masa, la probabilidad de que estas precipitaciones se repitan, es decir, sus períodos de recurrencia.

### 1.2.1. *Precipitación continua y precipitación máxima en veinticuatro horas*

Se ha distinguido aquí, siguiendo a STARKEL<sup>11</sup>, entre intensidad y duración de las lluvias. Una lluvia corta, rápida, de elevada intensidad irá ligada a procesos de arroyada superficial y a flujos superficiales de barro, mientras que las lluvias continuas de larga duración (2 a 6 días) irán asociadas a procesos de deslizamientos de masa y coladas de barro, pues el agua dispone entonces del tiempo suficiente para infiltrarse en las margas y hacerlas pasar al estado plástico (ATTERBERG). El movimiento frecuentemente es desencadenado por una precipitación excepcional tras un período de preparación del material por las lluvias continuas.

#### 1.2.1.1. *Precipitaciones continuas (tabla 1)*

Destaca la gran frecuencia (1 vez cada 2 a 3'5 años), con que se repite la muy considerable precipitación de 200 mm (1/3 del total anual). Con estas cifras la zona estudiada queda incluida dentro de lo que STARKEL denomina clima de tipo mediterráneo occidental (húmedo), caracterizado por lluvias continuas de 100 a 500 mm, que ocurren cada pocos años o cada pocas decenas de años. Son cifras equiparables a extremos mundiales dentro de la zona templada media.

Así, por ejemplo, STARKEL califica como sucesos «extremadamente fuertes» los 711'5 mm que se registraron entre el 3 y el 4 de noviembre de 1966 en los Alpes o los simultáneos de 437'0 mm de la Toscana.

INBAR<sup>12</sup> pudo comprobar en una región semiárida cómo, dada la escasa

<sup>11</sup> STARKEL, L. (1976), "The role of extreme (catastrophic) meteorological events in Contemporary Evolution of Slopes", *Geomorphologie and Climate*, Edward Derbysire (Ed.) - John Willy, London, 513 pp., pp. 203-245.

<sup>12</sup> INBAR, M. (1972), citado por Starkel, "A geomorphic analysis of a catastrophic flood in a Mediterranean basaltic watershed", Univ. Haifa, 22 *Intl. Geogr. Congr. Pub.*

cobertera vegetal, las lluvias de 120 a 360 mm caídas en 4 días hicieron aumentar la velocidad de denudación media en unas 6 veces de lo normal.

TABLA 1  
PRECIPITACIONES CONTINUAS

*Precipitaciones continuas en mm para períodos  
de retorno de 10 a 25 años*

Estación	10 años	25 años
Almudaina ... ..	310	382
Cocentaina ... ..	290	365
Quatretondeta ... ..	410	550
Beniarrés ... ..	270	336
Agres (Convent) ... ..	430	550
Agres (A. de Sant Vicent).	340	400
Alcoleja . ... ..	295	350

*Período de retorno (años) de precipitaciones continuas  
(temporal de levant con lluvia durante 2-6 días)  
de 100 mm, 200 mm y 500 mm*

Estación	100 mm	200 mm	500 mm
Almudaina . ... ..	1'25	2'70	105
Cocentaina . ... ..	1'45	3'10	140
Quatretondeta . ... ..	1'10	2'30	24
Beniarrés . ... ..	1'30	3'30	—
Agres (Convent) ... ..	1'25	2'00	16
Agres (A. de Sant Vicent).	1'20	2'60	90
Alcoleja ... ..	1'15	3'00	—

En Quatretondeta se registran lluvias de 489 mm en 13 días o de 432 mm en 5 días. La cobertera vegetal es igualmente escasa.

Responsable de las lluvias continuas en los alrededores de Benillup es el *temporal de levant*.

#### 1.2.1.2. Precipitaciones máximas en 24 horas (tabla 2)

Una precipitación máxima de 50 mm (1/8 - 1/12 del total anual) en 24 horas tiene un período de recurrencia de 1 año o año y pico, y cada pocas decenas de años (no más de 3) se da una precipitación de 200 mm/24 h, de la 1/2 a 1/3 de la precipitación total anual en un solo día.

Las lluvias en este país no son regulares a lo largo del día, sino que tan pronto llovisna, como en los minutos siguientes «diluvia», para a continuación

volver a disminuir. La capacidad de erosión por arroyada de esta lluvia es elevadísima.

TABLA 2  
PRECIPITACIONES MÁXIMAS EN 24 HORAS

*Precipitación máxima en 24 h en mm para períodos de recurrencia de 10 y 25 años*

Estación	10 años	25 años
Almudaina ... ..	157	190
Cocentina ... ..	155	195
Quatretondeta ... ..	182	218
Beniarrés ... ..	176	220
Agres (Convent) ... ..	161	186
Agres (A. de Sant Vicent) ... ..	145	176
Alcoleja ... ..	141	173

*Período de recurrencia (años) de precipitaciones máximas en 24 h (tormenta rápida) de 50 mm y 200 mm*

Estación	50 mm	200 mm
Almudaina . . . . .	1'10	34
Cocentina ... ..	1'40	28
Quatretondeta . . . . .	1'05	15
Beniarrés . . . . .	1'25	17
Agres (Convent) . . . . .	—	70
Agres (A. Sant Vicent) ... ..	1'15	41
Alcoleja . . . . .	1'08	50

### 1.2.2. Fechas principales de precipitación máxima en 24 h en períodos de pocos días, con duración del período y meses en que se produjeron

Dada la correlación lluvias/deslizamientos de masa, las fechas principales de precipitación máxima en 24 h y en períodos de pocos días (sobre todo estas últimas) servirán, con ayuda de la foto aérea, para establecer una datación aproximada de los procesos. Las cifras han sido extraídas del estudio anteriormente citado (vid. nota 10).

Para la estación de Almudaina se extrajeron también las precipitaciones totales anuales entre 1971 y 1974 (tabla 3). Pero más interesantes son las mismas precipitaciones prescindiendo del año oficial:

- Oct. - Dic. 1971: 3 meses, 623'9 mm.
- Sep. 1971 - Jun. 1972: 10 meses, 891'5 mm.
- Tras el mínimo de julio (1'7 mm).
- Ago. 1972 - Ene. 1973: 6 meses, 1.219'2 mm.
- Dic. 1973 - Abr. 1974: 4 meses, 904'4 mm.

## 2. DESLIZAMIENTO ROTACIONAL-COLADA DE FANGO

### JUNTO AL MAS DE JORDÀ

#### 2.1. *Discusión terminológica*

La expresión utilizada —deslizamiento rotacional-colada de fango— es la traducción literal del término inglés de tipo genético, *slump-mud flow*. Entraría dentro de lo que VARNES<sup>13</sup> denomina deslizamientos complejos, incluidos en los movimientos de masa mayores. Designa el desplazamiento de una masa, que comienza resbalando sobre una superficie de deslizamiento curva y pasa en el curso del desplazamiento a un movimiento de colada o flujo de fango, extendiéndose el material en una lengua al pie.

En la zona estudiada se hace la distinción entre los distintos movimientos de masa, siguiendo un único criterio: el del tamaño, que de alguna forma está relacionado con el tipo de movimiento. Así, los *trencaments* serían los movimientos de masa de grandes dimensiones afectando a un volumen considerable, y *solsides* los movimientos de masa superficiales y de poca envergadura, que afectan fundamentalmente al suelo y a la parte más superficial del manto de derrubios. Es la misma división que hace BRAVARD<sup>14</sup> en la Alta Savoia, sólo que allí se corresponde también con una clara diferenciación litológica. Los *trencaments* son procesos muy localizados, con unos límites y una morfología claros. Las *solsides*, sin embargo, están mucho más extendidas por el terreno y no son procesos claramente delimitados. El proceso aquí estudiado en la zona es incluido, por tanto, en el grupo de *trencaments*.

#### 2.3. *Localización y tamaño*

Está situado en la vertiente orientada aproximadamente al E (284° N) del barranco afluente del de la Caraita, que discurre por el E del Mas de Jordà (figura 1). Generalmente es en las vertientes empinadas de los barrancos donde se concentran los movimientos de masa, pues dichas vertientes están adaptando rápidamente su perfil a las nuevas condiciones de equilibrio, resultado del rápido encajamiento de los barrancos.

Afecta, poco más o menos, a 1/2 ha de superficie y a un volumen del orden de los 5.000 m<sup>3</sup>.

<sup>13</sup> VARNES, D. J. (1958), "Landslide types and processes", *Landslides and Engineering practice*, Highway Res. Board, Spec. Rep., n.º 28, 20-47, Washington D. C., Publ. National Research Council, n.º 544, 323 pp., citado por Delapue *et al.* (1964) en *Revue de Géographie du Maroc*, Rabat, n.º 6.

<sup>14</sup> BRAVARD, J. P. (1977), "Mouvements de masse et érosion sur le plateau des Bornes (Haute Savoie)", *Revue de Géographie alpine*, Grenoble, t. LXV, 1, pp. 79-90.

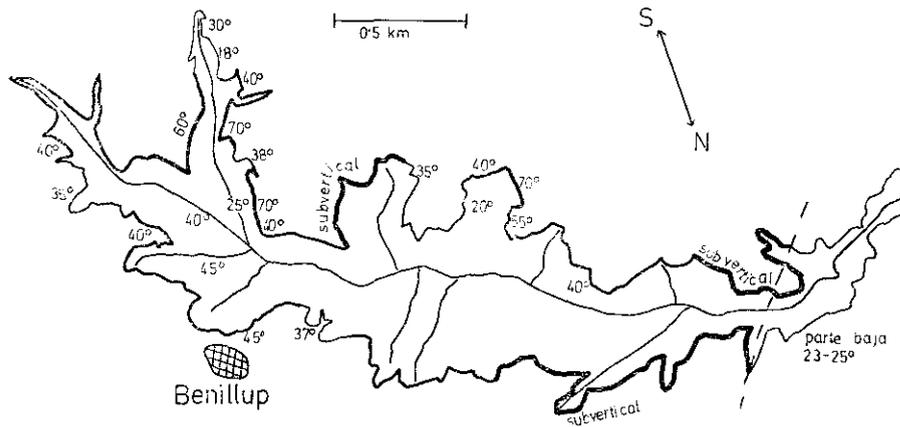


Figura 2.—Barranc de la Caraita: Croquis de pendientes laterales.

### 2.3. Edad y evolución

El movimiento comenzó, según testigos, hace unos veinte años. En la foto aérea se puede seguir la evolución del deslizamiento, pues las series de fotografías de que dispongo están lo suficientemente distanciadas en el tiempo como para que se puedan apreciar los nuevos movimientos:

En 1965 el deslizamiento ya ha comenzado. Está poco evolucionado; afecta a escasa superficie de terreno, tan solo a la parte alta de la vertiente.

En 1973 ha evolucionado sensiblemente. Los derrubios llegan al fondo del barranco. Se aprecian tres lenguas.

En 1976 la lengua central ha aumentado y sobresale de entre las demás. Presenta más o menos el aspecto actual.

Si se compara esta evolución con las precipitaciones para este período, se puede establecer una correlación (ver 1.2.).

Entre 1965 y 1973 se produce más de una precipitación continua extraordinaria en Almudaina (ver lista 1.2.2.). Especialmente importantes son las lluvias del año 1972: en Almudaina cayeron entre agosto de 1972 y marzo de 1973, en 8 meses, 1.219 mm.

Entre 1973 y 1976 ocurre de nuevo lo mismo. Quizá el movimiento principal se desencadenara entre diciembre de 1973 y abril de 1974, período de 5 meses durante el que precipitan 904'4 mm y sólo durante el mes de diciembre de 1973, 427'7 mm, 382'7 mm de los cuales cayeron en un período de 6 días. En febrero de 1974 en 5 días precipitan 205'5 mm. Su importancia se ve resaltada por el hecho de que la tierra todavía guardaría humedad de las lluvias de diciembre.

## 2.4. *Condiciones de la vertiente*

### 2.4.1. *Roquedo*

Esta vertiente margosa muestra un banco margocalizo intercalado, no observable directamente, al estar cubierto por derrubios y por el suelo y la vegetación en el tramo de vertiente inalterada, pero es fácilmente deducible del perfil de la vertiente y por el afloramiento del manto a unos 10-15 m de su borde superior.

Aunque según la disposición general los bancos buzarian hacia la vertiente, debemos suponer una discontinuidad tectónica, que les haga inclinarse aquí hacia el valle y permita así que el manto freático emerja por aquí.

### 2.4.2. *Altura y pendiente*

La vertiente tiene unos 55 m de altura y su pendiente general, antes de ser modificada por los deslizamientos, era de unos 37 grados; pero estaba dividida en tres tramos, como se puede deducir del resto de la vertiente inalterada: los menos empinados de unos 35 grados de pendiente, separados entre sí por uno más corto y de 70°, que se corresponde con el banco más consistente. La vertiente queda unida a la parte alta y llana del interfluvio por una ruptura de pendiente. La parte llana está abancalada y arada y se facilita así la infiltración del agua.

### 2.4.3. *Vegetación*

En su estado inicial la vertiente estaba cubierta de una vegetación poco densa de pinos con sotobosque de *brolla*, como todavía hoy se aprecia en los tramos intactos.

## 2.5. *Movimiento de masas*

### 2.5.1. *Procesos prearatorios del deslizamiento*

Una serie de procesos, en gran parte de meteorización, disminuyen previamente la fuerza de resistencia al cizallamiento de las margas que forman una vertiente y/o aumentan el par motor, preparando o, a veces incluso, provocando el deslizamiento.

Entre los primeros tenemos:

#### a) *Humectación-desección*<sup>15</sup>

Es un proceso cíclico imprescindible para la infiltración del agua en las impermeables margas, tan esencial para la pérdida de su cohesión. Cuando

<sup>15</sup> PLOEY, J. DE (1974), "Mechanical properties of hillslopes and their relation to gullying in Central Semi-arid Tunisia", *Z. Geomorph.*, Suppl. Bd. 21, pp. 177-190.

llega el fuerte estiaje y la evapotranspiración supera con creces a la precipitación, se evapora el agua del suelo, regolita y de la roca que comienza a ser alterada y las arcillas se contraen, dando lugar a un complejo sistema de redes hexagonales de grietas. Cuando llega el otoño y con él las lluvias, si éstas son suaves y continuas, el agua se infiltra hidratando e hinchando las margas. Con los sucesivos ciclos anuales la red de grietas irá profundizando y el agua podrá penetrar más en la masa margosa.

La consecuencia de este proceso es la meteorización y la descompactación de las arcillas.

Prueba la existencia de filtración en esta zona:

1) La presencia, hacia mitad de la cicatriz, de una capa fina de material oscuro arcilloso, que desde cerca muestra una estructura prismática columnar, de la que son responsables los ciclos de humectación-deseccación y el lavado subterráneo.

2) El afloramiento actual del manto freático —que circula sobre la capa dura margocaliza— en la parte inferior de la cicatriz.

#### b) *Disolución*

Estas margas miocenas contienen una cantidad de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  superior al 50 por 100 de su peso, alcanzando en ocasiones cerca del 70 %. Este dato, en principio, explicaría la consistencia de las margas, pues el rol del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  es precisamente el de transferir consistencia y compacidad a las margas. El contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  está correlacionado negativamente con el índice de plasticidad, es decir, que cuanto mayor es el contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  de un terreno, menor es su capacidad para pasar del estado sólido al plástico<sup>16</sup>.

Sin embargo, este dato sirve también para explicar la capacidad de las margas para perder rápidamente su cohesión, esto es: por disolución del  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Se sabe que la estructura de las margas consiste en una serie de caparazones de microforaminíferos soldados en sus extremos por cristales de calcita. En los huecos se instalarían las partículas de arcilla. El agua no tiene más que disolver los cristales de calcita, para que el material inalterado se altere y automáticamente varíe su resistencia a la tensión.

Pruebas de disolución en el deslizamiento del Mas de Jordà son:

1. Un cambio de color en las margas: las de la cicatriz y las lenguas son más oscuras que la roca inalterada de los alrededores.

2. En las lenguas aparece entre las margas el  $\text{CO}_3\text{Ca}$  precipitado en forma de nódulos calizos.

Con la disolución del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  disminuye la compacidad, el ángulo de frotamiento interno y, por tanto, la pendiente de equilibrio de las margas.

<sup>16</sup> USSELMANN, P. (1971), "Relations entre divers facteurs et caractéristiques mécaniques de formations superficielles meubles affectées par des mouvements de masse d'après l'étude d'échantillons provenant de quelques versants français", *Revue de Géomorphologie dynamique*, n.º 2, 1971, pp. 49-67.

c) *Descompresión*

La descompresión de las margas y con ella de nuevo la pérdida de compacidad y cohesión entre las partículas es debida en las vertientes a la evacuación de las margas, sobre todo por la rápida erosión lineal de la corriente, pero también por la ocurrencia de movimientos de masa en la misma vertiente.

La zona más afectada es la parte alta del talud, porque lleva más tiempo expuesta (la descompresión avanza muy lentamente a partir del momento en que las margas inmediatas son evacuadas) y porque soporta menos peso al no descansar sobre ella la potencia de sedimentos, que se apoya sobre las capas inferiores.

Por último, también actúan disminuyendo la resistencia al cizallamiento la presión en los poros ejercida desde abajo en la masa propensa al deslizamiento por la acción del manto freático y la hidratación de las margas en contacto con el manto.

Entre las fuerzas impulsoras del movimiento se encuentran:

1. La fuerza de atracción ejercida sobre la masa por la gravedad, que aquí es importante debido a la altura del bloque, unos 15-20 m a partir de la superficie de cizallamiento y a la altura total de la pendiente.

2. La presión del agua de precipitación en los poros, que aumentará el peso de la masa. Además esta vertiente, por estar orientada al E recibirá de pleno la lluvia del *temporal de levant*, principal responsable de los deslizamientos en esta tierra.

3. También es impulsora la fuerza que el manto ejerce por presión horizontal en dirección hacia la vertiente.

2.5.2. *Deslizamiento rotacional-colada de fango*

Un talud margoso con las características vistas registra, al menos en su parte más alta, un equilibrio inestable; la fuerza de la gravedad tiende a rebajar la vertiente.

El deslizamiento se originará de la siguiente forma:

Por descompresión se forman en la parte alta del talud superficies de debilidad paralelas a la vertiente por donde se infiltra el agua con mayor preferencia y poco a poco por disolución del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  y lavado de las partículas arcillosas las va agrandando y transformando en grietas. Algunas de estas grietas alcanzarán la superficie de la capa margocaliza, sobre la que discurre el agua subsuperficial y por la unión de ambas quedarán aislados de la vertiente una serie de bloques. Se han formado las superficies de cizallamiento.

Los bloques permanecen estables hasta que, tras una sucesión de ciclos de humectación-deseccación, una precipitación poco intensa y continuada hidrate las margas y con ella se pongan en funcionamiento una serie de acontecimientos: el peso de la masa aumenta, también la fuerza de tracción hori-

zontal ejercida por el agua del manto, y las margas comienzan su remodelación y su paso del estado sólido al plástico.

Así se alcanzará el punto en el que el equilibrio entre las fuerzas de resistencia al cizallamiento y las impulsoras del movimiento desaparece; los bloques comienzan su movimiento hacia el fondo del barranco sobre una superficie de deslizamiento curva.

El deslizamiento no necesariamente ha de tener lugar durante las lluvias. Puede ocurrir, como según testigos es el caso aquí, a pleno sol uno o dos días después de escampar (cuando las margas han pasado al estado plástico).

Con las vibraciones que acompañan al movimiento, el bloque pierde su consistencia y el material se desparrama a modo de delantal por la falda de la vertiente: el deslizamiento se ha convertido en una colada de fango.

Sólo ahora influirá la corriente al pie de la vertiente de un modo directo sobre el desplazamiento de las masas, en tanto que comienza a evacuar el material aquí depositado y que con ello introduce un desequilibrio en estas margas remodeladas. En consecuencia se originan, como compensación, en algún punto sobre este depósito grietas de cizallamiento, por las que se infiltra el agua de lluvia. Las margas se hidratan hasta alcanzar el límite de liquidez y sobreviene una nueva colada, que abandona sobre la parte baja de la vertiente la forma específica, que tan claramente se aprecia en el deslizamiento del Mas de Jordà y que analizamos más abajo.

Las coladas son siempre de nuevo reactivadas por la corriente, que aunque esporádica es muy efectiva (como se deduce de la comparación entre la cantidad de derrubios que se acumulan en 1965 al pie de la vertiente y la que queda en 1973) (f. a.), hasta que se ha alcanzado un equilibrio.

Deslizamientos y coladas llevan, por fin, al perfil de equilibrio de la vertiente, inserto en un sistema de equilibrio (abierto) general.

Para que un bloque deslice no es imprescindible la hidratación de todas las margas que componen el bloque. Basta con que se encuentren en estado plástico las margas en la superficie de corte y de deslizamiento, como ocurre en otros ejemplos en la cabecera del Barranc de la Caraita.

#### 2.5.2.1. *Morfología*

El deslizamiento es un proceso, pero a la vez tiene forma propia, que puede ser estudiada. Presenta el siguiente aspecto:

En la parte alta del talud deja una gran cicatriz, muy neta, con forma de cucharón, de unos 15-20 m de altura, unos 40 m de ancho y unos 20 m de profundidad. La superficie de deslizamiento en la parte inferior de la cicatriz está cubierta de derrubios, que soportan pendientes de 45° en la parte más alta y 20° a continuación. Aquí aflora el manto.

Vertiente abajo se encuentran los nichos de arranque de las coladas y sus canales de flujo —3 en total—, en parte superpuestos.

Por último, se distinguen al pie de la vertiente los pies en forma de cono

de las tres coladas, sobre todo el de la más reciente casi totalmente desprovisto de vegetación.

a) *Perfil longitudinal*

El perfil longitudinal nos ofrece con mucho más detalle y cuantitativamente lo que hemos observado a simple vista.

La gráfica (fig. 3) representa el perfil longitudinal de este deslizamiento, desde el borde superior de la cicatriz, borde del talud actual, hasta el pie de la colada central. Paralelo a él he representado la colada situada a su derecha (colocados en el sentido del flujo). Los perfiles han sido medidos sobre el terreno con un pantómetro.

El perfil del deslizamiento del Mas de Jordà es complejo, pero a grandes rasgos se aprecia claramente lo característico del flujo y la colada.

Si lo descomponemos obtenemos una fuerte concavidad en la parte alta, seguida de una convexidad; más abajo otra concavidad de mayor radio de curvatura, a continuación una recta y, por último, una convexidad en el pie.

La primera concavidad está formada por la superficie de cizallamiento de más de 70° de pendiente, que aparece libre de derrubios en la parte superior de la cicatriz, y la superficie de los derrubios acumulados en la parte inferior, sobre la superficie de deslizamiento. He intentado plasmar esta última superficie mediante una línea curva, pero habría que excavar para establecer su recorrido exacto.

La primera convexidad corresponde a los derrubios del bloque deslizado, depositado al final de la cicatriz y sobre la vertiente intacta.

La segunda concavidad representa el nicho de arranque de la colada de barro sobre los derrubios remodelados. También aquí he intentado representar la superficie de corte, bajo los derrubios, mediante una línea curva que continúa la superficie de corte de 42° de inclinación, que aflora en la parte alta del nicho de arranque.

La recta siguiente correspondería a la lengua de la colada. Las margas fluyen por un canal abierto en los derrubios del deslizamiento sin afectar a la vertiente original. Se puede descomponer en un tramo superior de 40° de pendiente y uno inferior de 30-33°. El perfil transversal de la lengua es convexo, con dos hendiduras, una a cada lado, en el límite con el canal, que son aprovechadas por la escorrentía y se desarrollan hasta convertirse en cárcavas (fig. 3).

Por último, la última convexidad corresponde al pie de la colada, zona de acumulación de derrubios con forma de cono. La pendiente disminuye a 25 grados.

La recta de 37°, que recorre el perfil de arriba abajo, representa la vertiente intacta simplificada (pues ya vimos que está compuesta de varios tramos). El perfil de la lengua de la colada coincide a menudo con el de la vertiente, esto es, en esos puntos el canal de flujo se encuentra exhausto. Otras características de esta colada son, por ejemplo, la forma alargada del cono-pie o

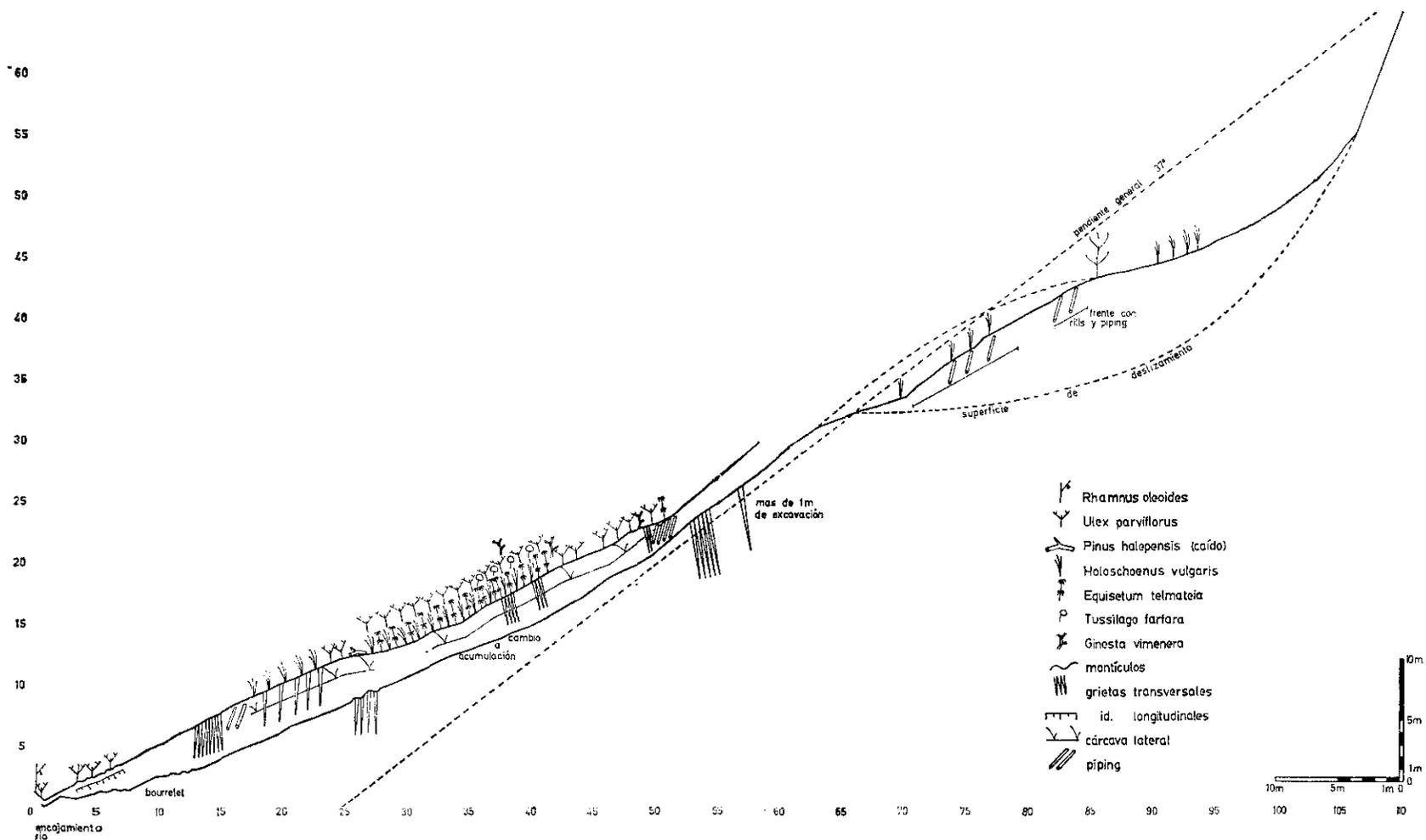


Figura 3.—Perfil longitudinal del deslizamiento rotacional-colada de fango junto al Mas de Jordà.

el total empapamiento de las margas, comprobable al escarbar con los dedos, o la ausencia sobre ella de especies vegetales no adaptadas a la movilidad. Todo esto no hace sino confirmar la prosecución del movimiento y coincide punto por punto con la siguiente descripción de TUFESCU<sup>17</sup>: Si la vertiente supera los 20-25° —como es aquí el caso—, el flujo es mucho más rápido y el canal de drenaje está a menudo completamente exhausto, el cono supra-yacente es extremadamente largo, siendo frecuentes las reactivaciones.

Si comparamos la longitud del flujo con su anchura podemos constatar, siguiendo a CROZIER<sup>18</sup>, que se trata de una colada fluida y rápida.

El flujo paralelo de la derecha es más antiguo. Está más densamente poblado por la vegetación y aparece ya en el fotograma de 1973, mientras que el central no existía todavía.

#### b) *Microformas*

Un sistema de grietas traduce el sentido del movimiento, su velocidad y su antigüedad. Las grietas están todavía frescas y activas, sin ningún tipo de relleno, luego deducimos de nuevo que el movimiento continúa. Son grietas de desgarré, parte de ellas oblicuas a la dirección del flujo. Estas aparecen precisamente en la lengua empinada, rodeadas de *Tussilago farfara* y *Equisetum telmateia*; especies adaptadas a los suelos húmedos y a la movilidad del terreno. Las coladas fluidas y rápidas normalmente sólo muestran grietas en el pie, por tanto estas grietas han sido abiertas en posteriores reactivaciones, cuando el movimiento, con la desecación, se hace más lento.

En la parte superior del cono del pie aparecen grietas perpendiculares a la dirección del flujo, porque el movimiento es frenado aquí. También aquí es más densa la vegetación que sobre la lengua.

Al final del pie se forma un *bourrelet* como producto de las fuerzas verticales y radiales, resultado de la expansión de los sedimentos a su llegada al nivel de base (corriente) y del choque contra la vertiente opuesta.

Por último, el material remodelado muestra en su situación de reposo una superficie irregular llena de pequeños montículos y cubierta por una costra fina y agrietada en red hexagonal.

#### c) *Otras microformas*

Sobre estos derrubios remodelados están actuando una serie de procesos a menor escala, que dan lugar a nuevas microformas, independientes del movimiento de deslizamiento-colada.

En primer lugar tenemos el proceso de *piping* o *tunelling*, es decir, la formación de pequeños tunelillos que evolucionan hacia otros mayores y que

<sup>17</sup> TUFESCU, V. (1970), "Mudflows in the flysh Carpathians and Bend Sub-Carpathians of Romania", *Z. Geomorph.*, N. F., Suppl. 9.

<sup>18</sup> CROZIER, M. J. (1973), "Techniques for the morphometric analysis of land-slipes", *Z. Geomorph.*, N. F., 17, pp. 78-101.

denotan la existencia de pequeñas corrientes subsuperficiales. El agua disuelve las sales,  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , y donde se concentra arrastra las pequeñas partículas arcillosas formando los tunelillos. En principio tienen menos de 0'5 cm de sección, pero se van uniendo y la sección se agranda a 1 ó 2 cm. Puede llegar a formarse verdaderos túneles de más de 0'5 m de sección, que acaban por desmoronarse dando lugar a cárcavas, que retroceden sus cabeceras por este mismo mecanismo.

Según vimos, en los bordes del canal de flujo se forman cárcavas. En la colada central encontramos, a la derecha del canal, un hermoso ejemplo de cárcava discontinua <sup>10</sup> de 80 cm a 1 m de profundidad y 30 cm de ancho. Por aquí drena también el excedente de agua de la colada.

Por último, en la gráfica se han señalado los *rills*, que se abren con mucha facilidad sobre este material tan poco consistente. Aparecen principalmente en la cicatriz de la colada y también en la del deslizamiento, sobre el material recién expuesto a la meteorización y completamente desprotegido.

#### BIBLIOGRAFIA NO CITADA EN NOTAS

- ACKERMANN, E. (1959), "Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe", *Z. Geomorph.*, Bd. 3, pp. 193-225 y 283-304.
- CHANDLER, R. (1969), "Landsliding on the Jurassic escarpment near Rockingham, Northamptonshire", *Slopes, Forms and Process*, Ed. Institute of British Geographers, Special Publication Nr. 3, pp. 111-128.
- GAGNON, H. (1972), "La photo aérienne dans les études de glissement de terrain", *Rev. Géogr. Montreal*, vol. XXVI, n.º 4, pp. 381-406.
- KNOBLICH, K. (1967), "Mechanische Gesetzmässigkeiten beim Auftreten von Hangrutschungen" *Z. Geomorph.*, Bd. 11, 286-299.
- PRIOR, D. B., *et al.* (1971), "Some examples of mud flow and rockfall activity in north-east Ireland", *Slopes, Forms and Process*, Ed. Institute of British Geographers, Special Publication, n.º 3, London, pp. 129-140.
- YOUNG, A. (1972), *Slopes*, Longman, 288 pp.

<sup>10</sup> HEEDE, B. (1974), "Stages of development of gullies in Western United States of America", *Z. Geomorph.*, Bd. 18, pp. 260-271.





Deslizamiento rotacional-colada de fango junto al Mas de Jordà.

LÁMINA II



Figura 1.—Cicatriz del deslizamiento del Mas de Jordà. Bloque a punto de deslizar.

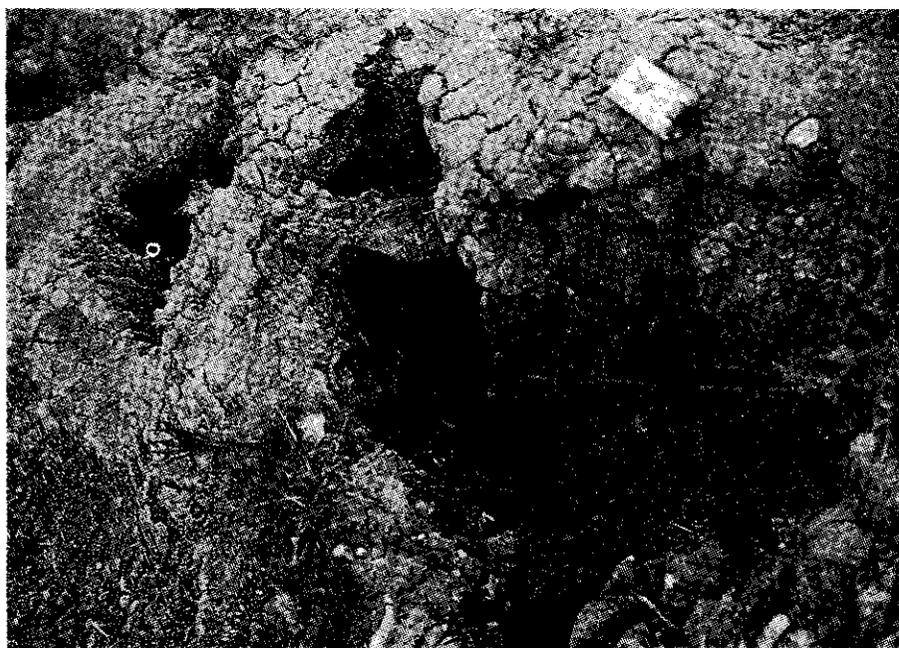


Figura 2.—Proceso de *tunneling* sobre la lengua de la colada de fango de la figura anterior.