

**DINÁMICA DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA LENTOS EN UN  
ESPACIO PIRENAICO DE MEDIA-ALTA MONTAÑA:  
MACIZO DEL TURBÓN - SIERRA DE BALLABRIGA**

Javier CHUECA CÍA<sup>1</sup>  
Asunción JULIÁN ANDRÉS<sup>1</sup>

**RESUMEN.**—En el presente artículo exponemos los resultados obtenidos tras completar el primer año de observaciones —período 1989-1990— en una serie de parcelas experimentales instaladas para cuantificar las pautas de movimiento en depósitos de tipo superficial (ligadas a mecanismos geli-solifluidales y de reptación). Las parcelas se localizan a alturas contrastadas (1.000, 1.700 y 2.000 m) dentro de un espacio pirenaico de media-alta montaña (macizo del Turbón - sierra de Ballabriga) con rasgos morfogenéticos homogéneos en los que el predominio corresponde a un sistema periglacial atenuado de características alpinas.

**ABSTRACT.**—This paper shows the results obtained after the first year of observations —period 1989-1990— in a series of test-sites installed to measure the movement patterns in superficial deposits (linked to geli-solifluction and frost creep mechanisms). The test-sites are located in altitudinal contrasted areas (1000, 1700 and 2000 m. a.s.l.), in a mountainous Pyrenean zone (macizo del Turbón - sierra de Ballabriga) with homogene-

---

<sup>1</sup> Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza. E-50009 ZARAGOZA.

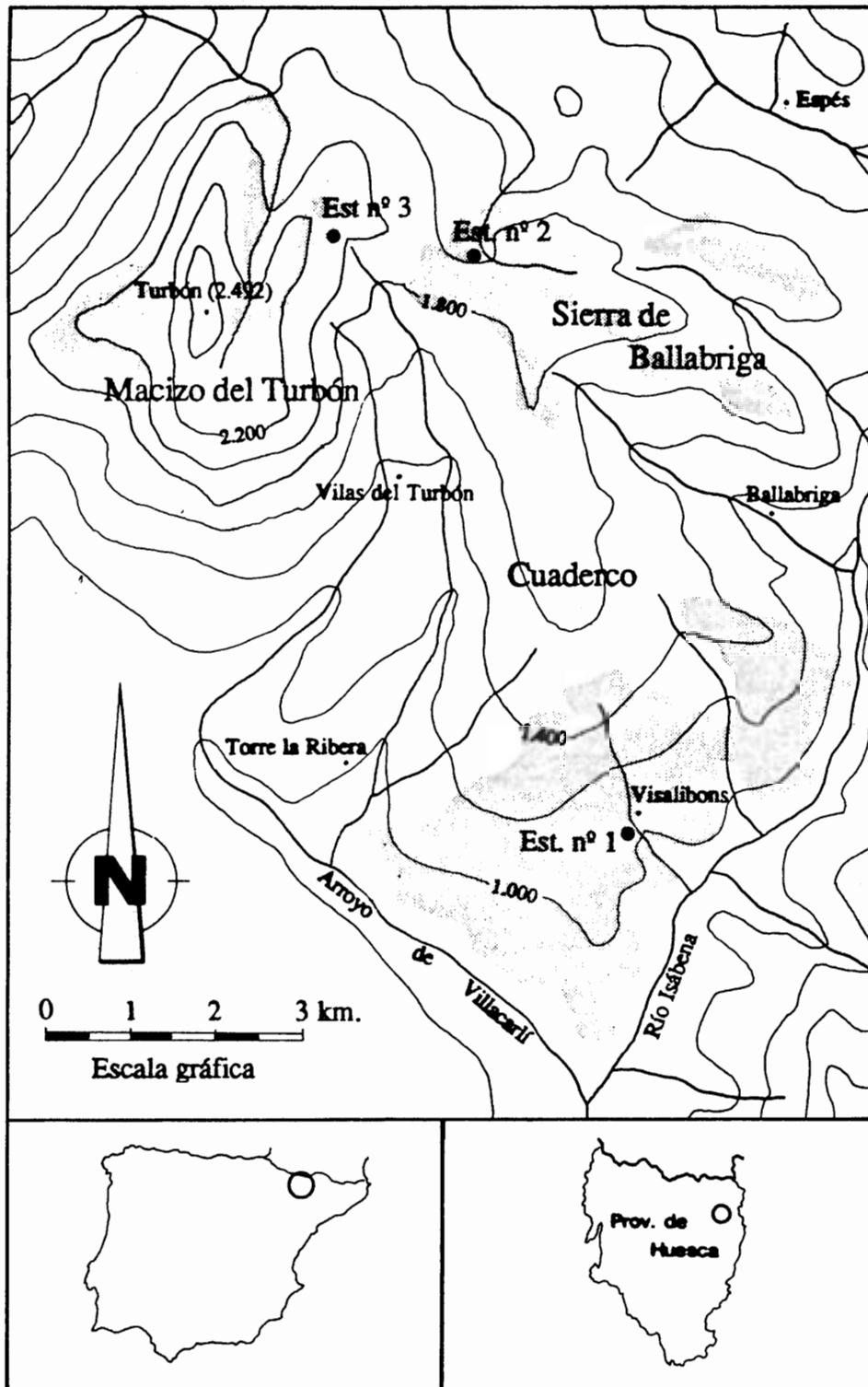
ous morphogenetic characteristics in which the predominance corresponds to an attenuate periglacial system with alpine properties.

KEY WORDS.—Dynamics, test-sites, movement patterns, superficial deposits.

## I. INTRODUCCIÓN

El área de estudio se localiza en el extremo nororiental de la provincia de Huesca, en el interfluvio de los ríos Ésera e Isábena [Hoja n.º 213 (Pont de Suert) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000], en plena Ribagorza. Engloba la vertiente oriental del macizo del Turbón y un sector de las estribaciones meridionales de la sierra de Ballabriga, constituyendo un espacio con características morfoestructurales bien definidas, en el que la impronta glacial y periglacial introdujo posteriores modificaciones de detalle. Geológicamente, el predominio corresponde a los materiales carbonatados del Cenomaniense-Santoniense de la Formación Calizas de Baciero (MEY, P. U. W. *et al.*, 1968), sobre los que se arma el edificio montañoso del Turbón y una buena parte de la sierra de Ballabriga. La facies turbidítica de tipo *flysch* del Santoniense final-Campaniense (Formación Vallcarga) que compone el área de serrezuelas adosadas a esta última completa la visión de los materiales presentes en el área.

Las tres parcelas experimentales objeto de análisis en este trabajo fueron instaladas en espacios altitudinalmente diferenciados (Fig. 1), aunque con valores de pendiente (oscilantes entre 7-12°) y exposición (NNE) similares (Est. de control n.º 1, "San Saturnino", 1.020-1.030 m; Est. de control n.º 2, "Ermita de las Aras", 1.720-1.740 m; Est. de control n.º 3, "Turbón-El Toux", 2.040-2.060 m). En todos los casos, la potencia de los depósitos superficiales (encuadrables siempre en el tipo de derrubios amorfos o asistidos) cuyas tasas de movimiento tratábamos de evaluar superaba el medio metro de espesor, manteniendo grados de similitud apreciables en sus características texturales básicas.



**Fig. 1.** Localización del área de estudio en el contexto regional y de las tres parcelas experimentales utilizadas (estación de control n.º 1 “San Saturnino”; estación de control n.º 2 “Ermita de las Aras”; estación de control n.º 3 “Turbón-El Toux”). Con trama gris aparecen las zonas en las que existe un predominio de los movimientos en masa lentos.

## II. MOVIMIENTOS EN MASA LENTOS

Con el término **movimientos en masa** se define el desplazamiento pendiente abajo que sufren los materiales debido a la influencia básica de la gravedad (FLINT, R. F. y SKINNER, B. J., 1977; FRENCH, H. M., 1976 *a*). El proceso —pese a no estar únicamente ligado a ambientes periglaciares— adquiere su máxima expresión dentro de este sistema morfogénico, bajo la acción de mecanismos de hielo-deshielo, crio-reptación (*frost creep*) o fusión nival. En el presente artículo abordaremos su estudio limitándonos al análisis de los movimientos en masa lentos, cuyo desarrollo alcanza proporciones notables en toda el área de trabajo, siguiendo así la división, frecuente en la literatura geomorfológica (EMBLETON, C. y KING, C. A. M., 1975; FRENCH, H. M., 1976 *a*; WASHBURN, A. L., 1973, 1979), entre movimientos en masa lentos (relacionados con procesos de gelifluxión y reptación, básicamente) y movimientos en masa rápidos (coladas-flujos, deslizamientos y desprendimientos).

La **solifluxión** es considerada como uno de los procesos generadores de movimientos en masa lentos más ampliamente extendido en las regiones periglaciares. El término fue utilizado por primera vez por ANDERSSON, J. G. (1906. En WASHBURN, A. L., 1979) para describir el “flujo lento de masas de derrubios saturadas de agua (proveniente de la fusión nival o del agua de lluvia)” y pronto adquirió una buena difusión (algunas cuestiones terminológico-históricas se abordan en DYLIK, J., 1967 o en WASHBURN, A. L., 1967).

Ya que la solifluxión, así definida, no queda necesariamente confinada a los climas fríos, el término **gelifluxión** ha sido propuesto para denominar mecanismos solifluidales asociados a un suelo —estacional o permanentemente— helado (BAULIG, H., 1956, 1957) o a un —con carácter más restrictivo— pergelisol (*permafrost, sensu stricto*) (DYLIK, J., 1951; WASHBURN, A. L., 1967), convirtiéndose así en un mero tipo de solifluxión estrictamente relacionado con ámbitos periglaciares. Íntimamente asociado con la gelifluxión (CARSON, M. A., 1976; CARSON, M. A. y KIRKBY, M. J., 1972; JAHN, A., 1975, 1978) está un segundo proceso, la **crio-reptación** (*frost-creep*), definido como “el desplazamiento neto, pendiente abajo, que se produce cuando el suelo —durante un ciclo de hielo-deshie-

lo— se expande en dirección normal a la superficie y se reasienta, siguiendo una componente predominantemente vertical” (BENEDICT, J. B., 1970).

La diferenciación de los procesos actuantes en un determinado momento sobre un depósito dado es tarea harto dificultosa, al poder desarrollarse —cuando menos de forma ocasional— varios de ellos de forma conjunta y solidaria (HARRIS, Ch., 1972, 1973; JAHN, A., 1975; WASHBURN, A. L., 1973, 1979). En este sentido, una ayuda puede venir de la utilización de factores climáticos generales que ayudan a encuadrar en espacios con atributos morfogenéticos bien definidos un área determinada. Nuestra zona de trabajo (*vid.* referencias climatológicas pormenorizadas en CHUECA, J., 1990) queda enmarcada en el contexto del macroclima de la alta montaña húmeda con características mediterráneas. Morfoclimáticamente puede incluirse (estacionalmente, sobre todo durante los meses invernales) dentro de los sistemas de tipo periglacial descritos por FRENCH, H. M. (1976 *a*); JAHN, A. (1975, 1978); WILSON, L. (1968, 1969), o WILLIAMS, P. J. (1961), aunque con matizaciones que llevan a situarla frecuentemente (primavera y otoño) en el ámbito de los sistemas húmedo-templados. Creemos, sin embargo, que pese a la presencia estacional —siempre en condiciones residuales y en áreas altitudinal y expositivamente favorecidas— de pseudosuelos helados y a la constatable existencia de procesos hielo-deshielo de considerable intensidad, la inmensa mayoría del modelado conexo a los movimientos en masa lentos está relacionada con procesos de humectación originados por las aguas corrientes (bien ligados al agua de fusión nival —escasa— o a la de lluvia). Así, aunque los mecanismos gelifluidales y la crio-reptación puedan tener una representación puntual en las épocas más crudas del año, es la solifluxión el elemento esencial que ha ayudado a la delimitación de un espacio con características dinámico-morfológicas homogéneas.

### III. DINÁMICA DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA LENTOS

La cuantificación del movimiento de depósitos ligado a la acción de procesos solifluidales es un campo que permanece prácticamente virgen en el terreno de los trabajos sobre geomorfología dinámica periglacial llevados a cabo en el ámbito pirenaico meridional. Aunque las menciones a

espacios intensamente afectados por mecanismos de este tipo son numerosas (*vid.* referencias en los trabajos recopilatorios de GÓMEZ ORTIZ, A., 1982, 1983, o GONZÁLEZ MARTÍN, J. A., 1986), tan sólo en el estudio de CREUS NOVAU, J. y GARCÍA RUIZ, J. M. (1977) llegan a ofrecerse unas primeras estimaciones realizadas –en este sentido– sobre unos lóbulos de soliflucción localizados en la cabecera del río Gállego, en el Pirineo oscense. Con un período de observaciones que iba de los meses de mayo a agosto, el desplazamiento medio total observado por estos autores (a partir del procedimiento de las estacas, llevado a cabo sobre nueve muestras) se situaba en torno a los 4 cm. En principio, tanto la pendiente como la orientación no parecieron tener una influencia decisiva en el desplazamiento, apuntándose como factor discriminatorio fundamental a la humedad. El contenido en arcillas se mostró como un factor positivo o negativo, según la mayor o menor proporción de humedad existente, resultando las arenas y limos indiferentes al desplazamiento. Los autores señalaban que su estudio no podía ser representativo de todos los tipos de formación afectados por la soliflucción, remarcando el hecho de que las condiciones de pendiente, granulometría, humedad, etc. varían en exceso de un lugar a otro, motivando que los resultados de las lecturas sean de difícil comparación.

### 1. Aspectos generales

Los movimientos en masa lentos se localizan en extensos sectores del área de trabajo (Fig. 1). Su distribución altitudinal es muy amplia, abarcando desde los 880-900 m en las proximidades de Villacarli o Torre la Ribera a los 2.300 m en el macizo del Turbón (La Portella). La exposición es factor fundamental, en cuanto colabora expresamente en la aparición y conservación de contrastes en los valores de humedad. Así, umbrías y hondonadas son lugares especialmente favorables al surgimiento de procesos solifluídales a gran escala. Aparecen desarrollados sobre todo tipo de litologías –calizas, dolomías, *flysch*–, siempre y cuando los depósitos superficiales alcancen un espesor mínimo (cifrado en torno a los 0,3-0,5 m). Zonalmente, sin embargo, pueden observarse ciertas irregularidades en su distribución. En concreto, es sobre los materiales del *flysch* de la Formación Vallcarga donde se hallan más ubicuamente representados,

alcanzando las morfologías de ellos derivadas (terrazas, lóbulos y mantos de solifluxión, básicamente) las mayores dimensiones. No obstante, pensamos que esta aparente anomalía no tiene ninguna relación con condicionantes de tipo climático, estando tan sólo ligada a la posibilidad de desarrollo de un manto regolítico de mucha mayor potencia sobre esta última facies (compuesta por areniscas, margas y arcillas, predominantemente). Las litologías carbonatadas no contribuyen en tan gran medida a la producción de elementos finos, hecho que ayuda a la construcción mayoritaria de otro tipo de depósitos (derrubios estratificados, derrubios de gravedad) más claramente influidos por procesos estrictos de gelifracción.

Para llevar a cabo el establecimiento de las pautas de movimiento de los mecanismos solifluidales presentes en nuestra zona de estudio procedimos en el otoño de 1989 a la instalación de tres parcelas experimentales en las que dispusimos una serie de instrumentos y material cuya revisión periódica (en los meses de mayo y octubre de 1990) nos ha permitido establecer algunas consideraciones de interés. Las tres parcelas se situaron en espacios con exposiciones (NNE), grado de cubrimiento vegetal y valores de pendiente (de 7 a 12°) similares. El factor altitudinal fue —expresamente, dado que nuestra pretensión era la de conocer cómo la altitud podía influir, a igualdad de otros elementos, en la dinámica de los procesos de movimientos en masa lentos— el más contrastado, oscilando entre los 1.020-1.030 m de la estación n.º 1, los 1.720-1.740 m de la estación n.º 2 y los 2.040-2.060 m de la estación n.º 3.

El grado de desarrollo de los depósitos —con potencias comprendidas entre los 0,5 y los 2 m— se encontraba condicionado por la presencia de micropendientes más o menos acusadas, revistiendo un aspecto pelicular sobre las vertientes, con sus elementos dispuestos de una manera caótica. En las tres estaciones, los materiales se hallan constituidos por, predominantemente, materiales angulosos escasamente clasificados de origen local, empastados en matrices de carácter arcillo-limoso con una consistencia plástica muy elevada. La estratificación está poco desarrollada —o ausente— y, caso de existir, no suele ser horizontal, encontrándose los clastos a menudo alineados siguiendo la dirección de máxima pendiente. Uno de los elementos comunes a los depósitos de las tres parcelas experimen-

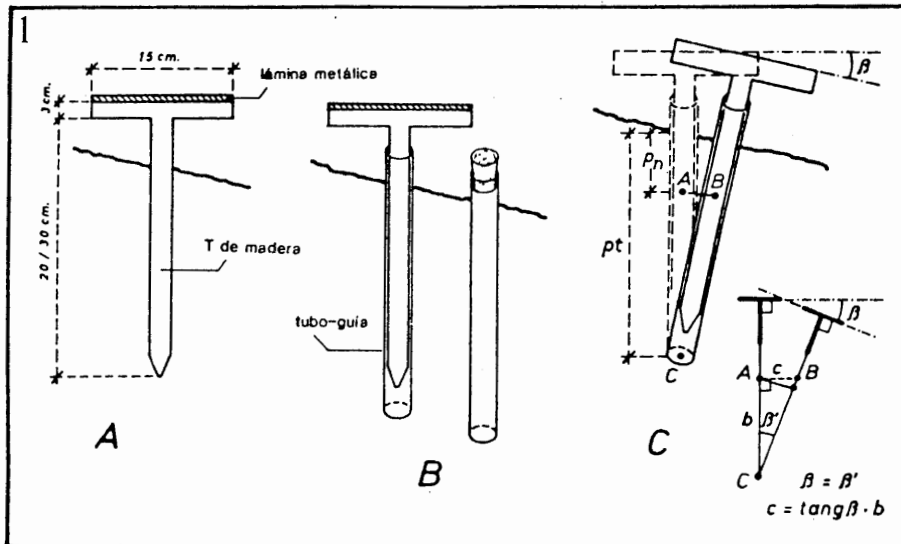
tales es la presencia de moteados de gley, indicadores de un drenaje imperfecto que provoca una eliminación retardada del agua de infiltración favoreciendo una humectación duradera y extensiva en sus materiales constituyentes.

## 2. Técnicas de medición y cuantificación utilizadas

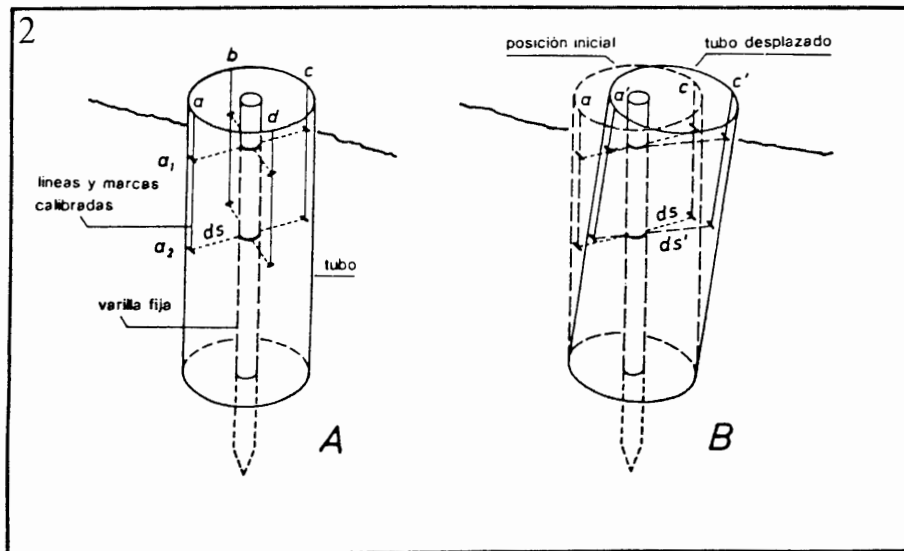
Tal y como se recomienda en la literatura especializada (AHNERT, F., 1980; DERBYSHIRE, P. *et al.*, 1979; GARDINER, V. y DACKOMBE, R., 1983; GOUDIE, A., 1981; SLAYMAKER, R., 1980, etc.) y dado que los materiales y técnicas de medición difieren en precisión, tiempo de reacción ante el movimiento o profundidad de registro, es aconsejable utilizar diversos mecanismos que permitan la obtención de lecturas complementarias en cada estación de control. En nuestro caso, intentamos conjugar la precisión en las mediciones (tanto en superficie como en profundidad), con la rapidez y sencillez en su instalación y posterior lectura.

Cada una de las parcelas consta de cuatro instrumentos [tubos con clavos en "T" (TCT) (nueve unidades) (Fig. 2.1); tubos de Anderson (TA) (uno) (Fig. 2.2); hoyos de Young (HY) (uno) (Fig. 3.1) y perforaciones cilíndricas rellenas (PCR) (uno) (Fig. 3.2)] con los que se ha evaluado el movimiento superficial y en profundidad (este último sólo a partir del empleo de los hoyos de Young y de las perforaciones cilíndricas rellenas) de depósitos situados en laderas afectadas por procesos dominantes de solifluxión. Mientras que los tubos con clavos en "T" crean pocos problemas a la hora de su instalación, el resto presenta inconvenientes importantes (colocación laboriosa y delicada; riesgo de una excesiva alteración del medio; lectura dificultosa, al necesitarse la reexcavación de los hoyos, proceso cuya repetición puede llegar a alterar la instalación), que, no obstante, se ven compensados por su mayor precisión [para una descripción detallada de la metodología utilizada, referimos al utilísimo número especial monográfico de la *Rev. de Géomorphologie Dynamique* (17-4), del año 1967, junto a los trabajos de ANDERSON, E. y COX, N. J., 1978; ANDERSON, E. y FINLAYSON, B., 1975; AUZET, A. V., 1985; SALA, M. y ANDERSON, E., 1984; SALA, M. y GALLART, F., 1988; SALA, M. y SALVADOR, F., 1980; SALVADOR, F. y SALA, M., 1988 o YOUNG, A., 1960].



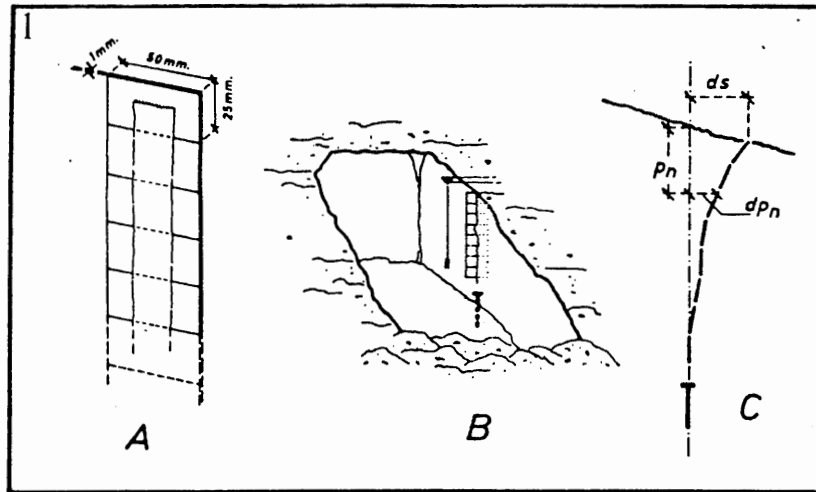


1.- Clavos en forma de T [A: dimensiones y tipo de material utilizado; B: el uso de tubos-guía permite retirar las T después de cada toma de datos; C: conociendo la longitud total del tubo-guía o T insertada en el suelo ( $pt$ ) y la diferencia entre dos lecturas angulares, puede deducirse el desplazamiento lineal registrado]. Modificado de SALVADOR y SALA, 1988.

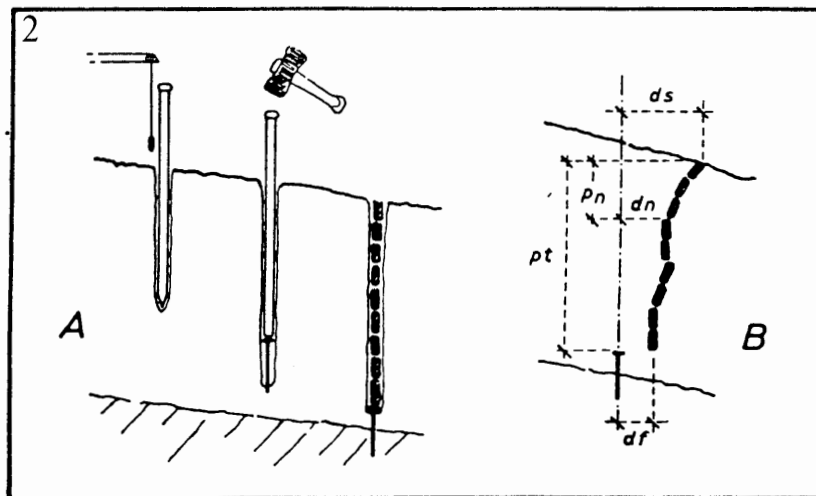


2.- Tubos de Anderson [A: las líneas (a, b, c, d) y marcas ( $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ , ...) calibradas, trazadas en el interior del tubo y en la varilla, permiten medir ( $ds$ ) con precisión la ubicación del tubo respecto a la varilla; B: la diferencia registrada en la distancia medida entre marcas pone de manifiesto el desplazamiento del tubo respecto a la varilla fija]. Modificado de SALVADOR y SALA, 1988.

Fig. 2. Instrumentos de medición utilizados en las parcelas experimentales (1.- Clavos en "T"; 2.- Tubos de Anderson).



1.- Hoyos de Young [A: tira de plaquitas unidas, para facilitar su colocación, con papel adhesivo degradable; B: Inserción de las plaquitas en el hoyo; C: reexcavación y medición diferenciada del desplazamiento registrado en superficie ( $ds$ ) y a distintas profundidades ( $dp_n$ ) del perfil]. Modificado de SALVADOR y SALA, 1988.



2.- Perforaciones cilíndricas rellenas [A: realización de las perforaciones y colocación del material de referencia y de relleno; B: excavación y medición diferenciada del desplazamiento registrado en superficie ( $ds$ ), en profundidad ( $dn$ ), y de fondo ( $df$ )]. Modificado de SALVADOR y SALA, 1988.

Fig. 3. Instrumentos de medición utilizados en las parcelas experimentales (1.- Hoyos de Young; 2.- Perforaciones cilíndricas rellenas).



**Foto 1.** Lectura de movimientos en masa lentos: hoyos de Young.

### 3. Resultados

Se han llevado a cabo dos lecturas para cuantificar el grado de desplazamiento superficial (Fotos 1 y 2), en los meses de mayo (tubos con clavos en "T" y tubos de Anderson) y octubre de 1990 (tubos con clavos en "T", tubos de Anderson, hoyos de Young y perforaciones cilíndricas rellenas) en cada una de las tres parcelas experimentales, a fin de completar el año mínimo de observaciones. Los resultados aparecen gráficamente expresados en las figuras 4, 5 y 6, así como en la tabla I. En todos los casos los valores de desplazamiento alcanzan cantidades significativamente más altas dentro del período octubre-mayo (siete meses), relacionables con la existencia estacional de un mayor aporte hídrico y de humedad a partir de la actuación de procesos de fusión nival y pluviales, que en el período mayo-octubre (cinco meses), coincidente con la fase relativamente más seca –aunque siempre dentro de unas cifras considerables, situadas en torno a los 95-190 mm/mes– veraniega. Ligado a esto, la correlación (Fig. 7) entre los valores anuales totales de desplazamiento (período: octu-



**Foto 2.** Lectura de movimientos en masa lentos: tubos de Anderson.

**DESPLAZAMIENTO EN SUPERFICIE (CM)**

	TCT 1	TCT 2	TCT 3	TCT 4	TCT 5	TCT 6	TCT 7	TCT 8	TCT 9	TA	HY	PCR	Desp. medio anual
Oct. 1989-Mayo 1990	1,1	0,6	1,3	1,4	0,4	0,6	1,1	0,2	0,8	1,2	-	-	-
Mayo 1990-Oct. 1990	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,3	0,4	0,1	0,2	0,5	-	-	-
Desplazamiento total	1,3	0,8	1,6	1,7	0,5	0,9	1,5	0,3	1	1,7	0,8	1,3	1,11

Estación nº 1

	TCT 1	TCT 2	TCT 3	TCT 4	TCT 5	TCT 6	TCT 7	TCT 8	TCT 9	TA	HY	PCR	Desp. medio anual
Oct. 1989-Mayo 1990	0,7	1,3	0,3	1,8	1,7	2,5	0,6	0,3	3,6	2,4	-	-	-
Mayo 1990-Oct. 1990	0,1	0,2	0,2	0,4	0,5	0,7	0,2	0,1	1,1	1,2	-	-	-
Desplazamiento total	0,8	1,5	0,5	2,2	2,2	3,2	0,8	0,4	4,7	3,6	2,1	2,6	2,04

Estación nº 2

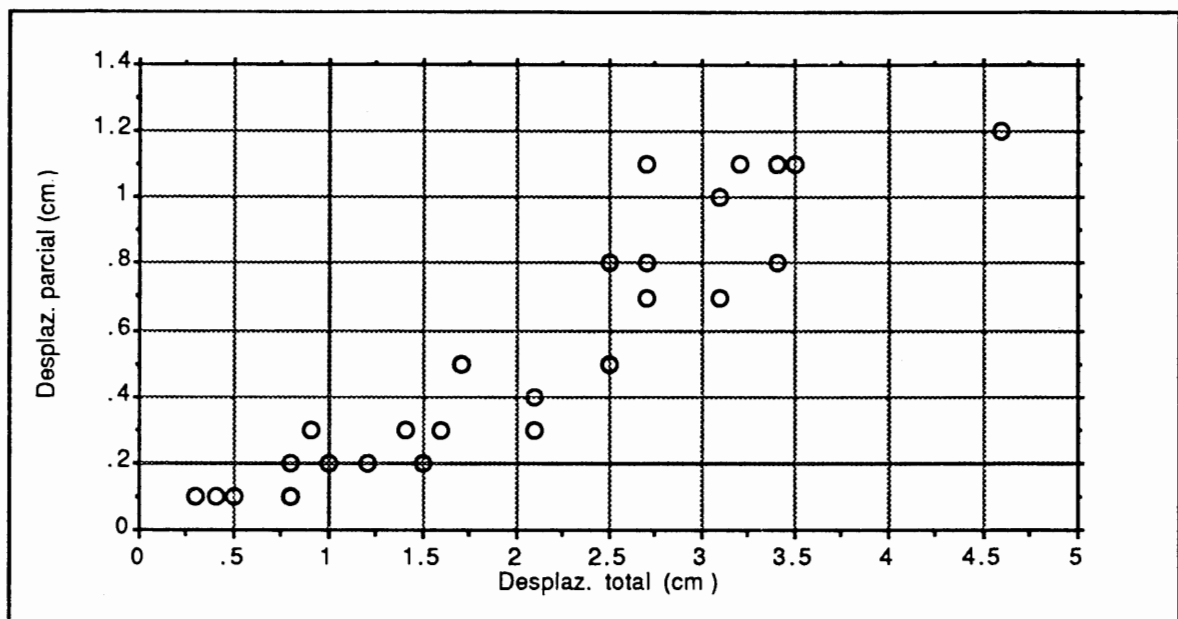
	TCT 1	TCT 2	TCT 3	TCT 4	TCT 5	TCT 6	TCT 7	TCT 8	TCT 9	TA	HY	PCR	Desp. medio anual
Oct. 1989-Mayo 1990	2	2,1	2,4	1,6	2,2	1,7	2,4	2	2,7	2,2	-	-	-
Mayo 1990-Oct. 1990	0,6	0,6	0,8	0,7	1,1	0,8	1,1	0,8	0,8	0,9	-	-	-
Desplazamiento total	2,6	2,7	3,2	2,3	3,3	2,5	3,5	2,8	3,5	3,1	2,7	3,5	2,97

Estación nº 3

**Tabla I.** Valores desglosados (según unidades de lectura) del desplazamiento en superficie en las tres parcelas experimentales.

bre 1989 - octubre 1990) y los de desplazamiento parcial (período: mayo 1990 - octubre 1990) es altamente positiva (covarianza: 0,399; coeficiente de correlación R de Pearson: 0,927; coeficiente de determinación  $R^2$ : 0,859; significativo al nivel 0,001, test de Student), significando la continuidad micro-espacial del fenómeno a lo largo del año, aun a pesar de las variaciones estacionales.

Dentro de la estación n.º 1 (1.020 m s.n.m.), el desplazamiento anual medio en superficie alcanza un valor de 1,11 cm año<sup>-1</sup>. Más específicamente, las mediciones respectivas con TCT, TA, HY y PCR arrojan valores de 1,06 cm año<sup>-1</sup> (desplazamiento máximo, 1,7 cm; desplazamiento mínimo, 0,3 cm), 1,7 cm año<sup>-1</sup>, 0,8 cm año<sup>-1</sup> y 1,3 cm año<sup>-1</sup>. En la estación n.º 2 (1.730 m s.n.m.), el desplazamiento anual medio es de 2,04 cm año<sup>-1</sup> [1,81 cm año<sup>-1</sup> (desplazamiento máximo, 4,7 cm; desplazamiento mínimo, 0,4 cm), 3,6 cm año<sup>-1</sup>, 2,1 cm año<sup>-1</sup> y 2,6 cm año<sup>-1</sup>, respectivamente, según los distintos instrumentos]. En la estación n.º 3 (2.050 m s.n.m.), el desplazamiento anual medio es de 2,97 cm año<sup>-1</sup>, con valores respectivos según instrumentos de 2,93 cm año<sup>-1</sup> (desplazamiento máximo, 3,5 cm; desplazamiento mínimo, 2,3 cm), 3,1 cm año<sup>-1</sup>, 2,7 cm año<sup>-1</sup> y 3,5 cm año<sup>-1</sup>.



**Fig. 7.** Correlación entre el desplazamiento total anual (período octubre 1989 - octubre 1990) y el desplazamiento parcial (período mayo 1990 - octubre 1990).

Los valores obtenidos en esta última estación están en consonancia con los que ofrecieron –dentro también del ámbito pirenaico oscense– CREUS NOVAU, J. y GARCÍA RUIZ, J. M. (1977), aunque quizá las diferencias en el factor pendiente existentes entre las dos zonas puedan influir en la falta de una mejor correlación. Por otro lado, coinciden en buena medida con los aportados en la literatura internacional (*vid.* resúmenes en FRENCH, H. M., 1976 *a, b* y WASHBURN, A. L., 1973, 1979), incluso a pesar de que la mayoría de los períodos de observación sean superiores.

Puede afirmarse –en general– que la mayor respuesta al movimiento en superficie viene proporcionada por los tubos de Anderson y las perforaciones cilíndricas rellenas, cuyas lecturas quedan siempre situadas por encima de la media. Por contra, los tubos con clavos en “T” y los hoyos de Young con tiras de plaquitas muestran unos valores inferiores, reflejo quizá de un retardo en la adaptación al movimiento del depósito o de una menor precisión al reflejar su dinámica (cuando menos probable en el caso de los primeros). No obstante, las diferencias consignadas entre las lecturas de los distintos aparatos no superan en ningún caso límites estadísticamente aceptables, y su valor complementario es globalmente muy valioso e indicador de márgenes de desplazamiento más reales que los proporcionados a través de la utilización de instrumentos del mismo tipo.

El movimiento en profundidad (hasta -25 cm) fue evaluado únicamente a partir de la utilización de hoyos de Young y perforaciones cilíndricas rellenas, llevándose a cabo las lecturas correspondientes en octubre de 1990 (Fig. 4, 5 y 6, Tabla II). Tal y como es frecuentemente citado en la bibliografía consultada, el movimiento tiende a decrecer con la profundidad, oscilando los valores máximos en los primeros 10 cm entre los 0,8 cm (HY) / 1,3 cm (PCR) en la estación n.º 1; los 2 cm (HY) / 2,7 cm (PCR) en la estación n.º 2, y los 2,8 cm (HY) / 3,4 cm (PCR) en la estación n.º 3. Entre los 10-20 cm, las lecturas van de los 0,4 cm (HY) / 0,7 cm (PCR) en la estación n.º 1; los 0,9 cm (HY) / 1,4 cm (PCR) en la estación n.º 2, a los 2 cm (HY) / 2,8 cm (PCR) en la n.º 3. En general, a partir de los 20-25 cm, el movimiento es prácticamente nulo y –en todo caso– los errores de lectura lo convierten en desechable.

Tanto en los valores de desplazamiento en superficie como en los de profundidad, es constatable la existencia de una correlación con grados de asociación muy elevados –confirmados estadísticamente (nivel 0,001. Test de Student)– entre la altitud a la que se ubican los mecanismos de flujo lento y su intensidad (valores anuales medios: covarianza, 469,25; coeficiente de correlación R de Pearson, 0,967; coeficiente de determinación  $R^2$ , 0,934), aparente en los valores anuales medios y en los interanua-

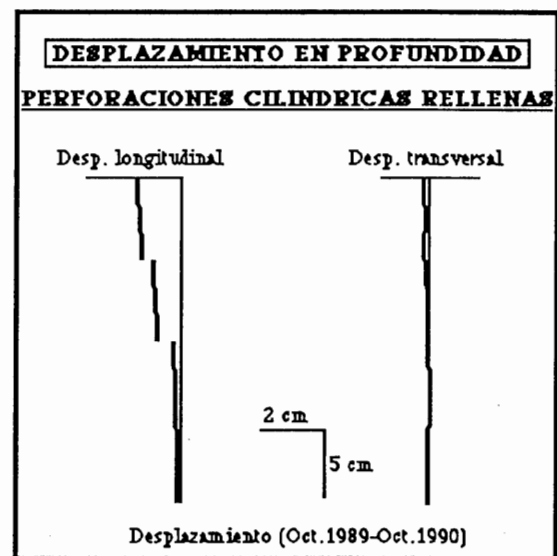
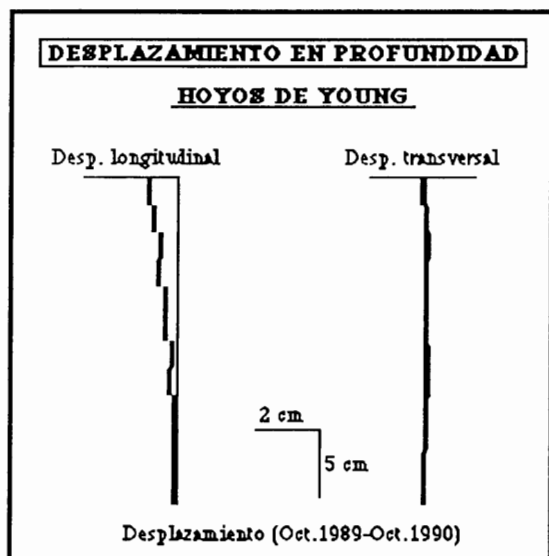
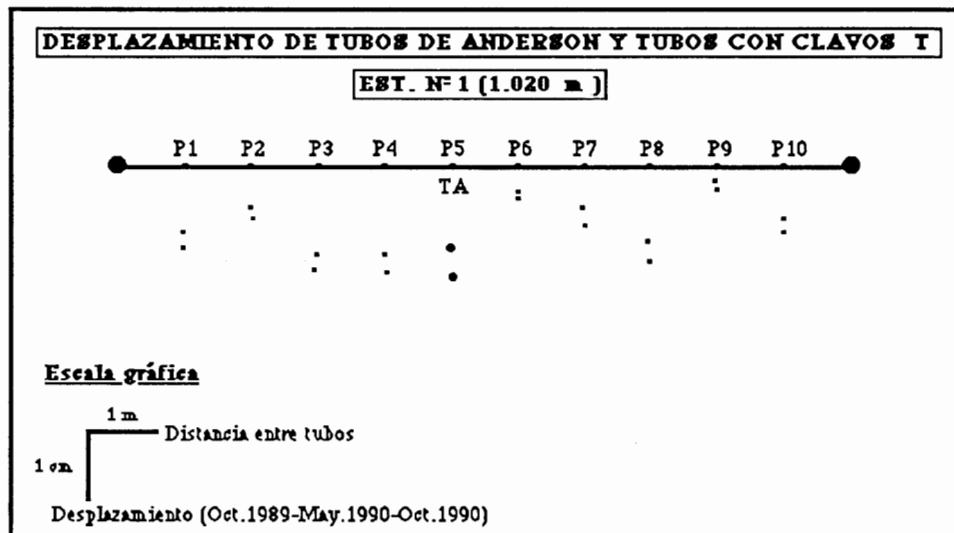
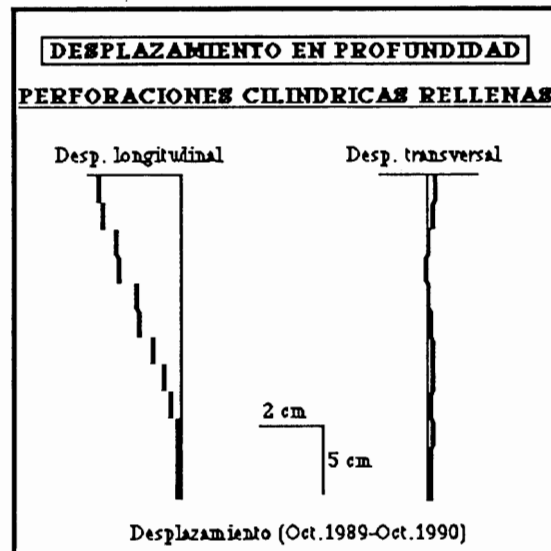
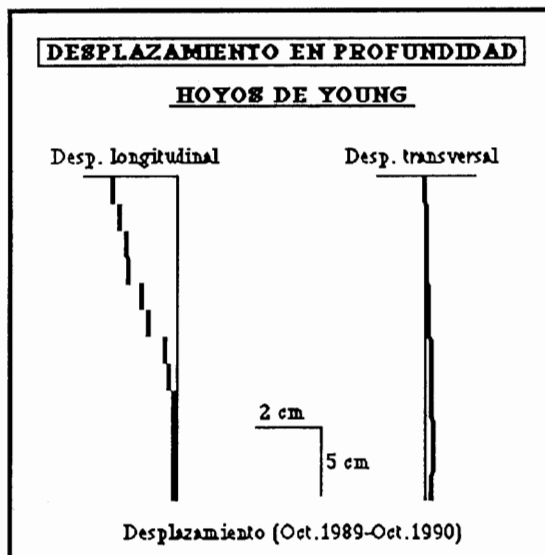
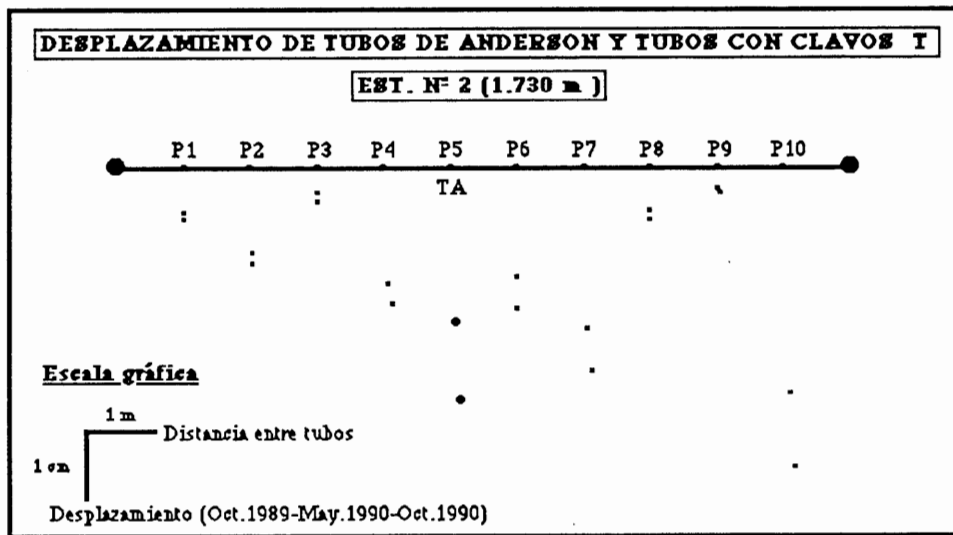


Fig. 4. Desplazamientos por movimientos en masa lentos en la parcela experimental n.º 1 (San Saturnino), durante el período octubre 1989 - octubre 1990.

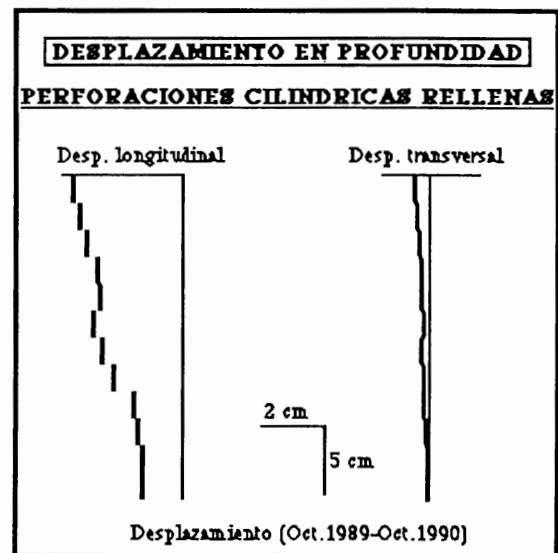
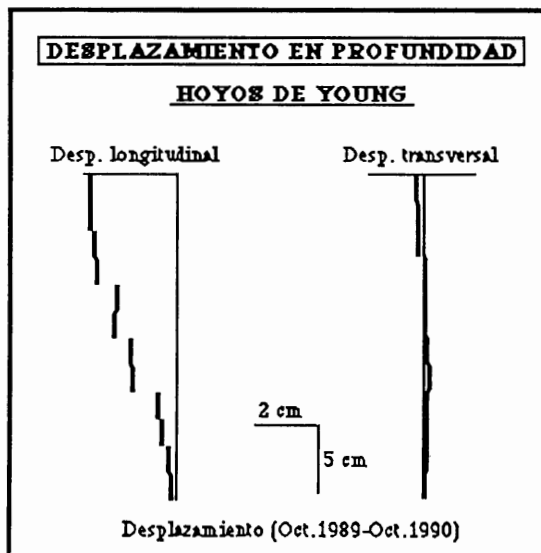
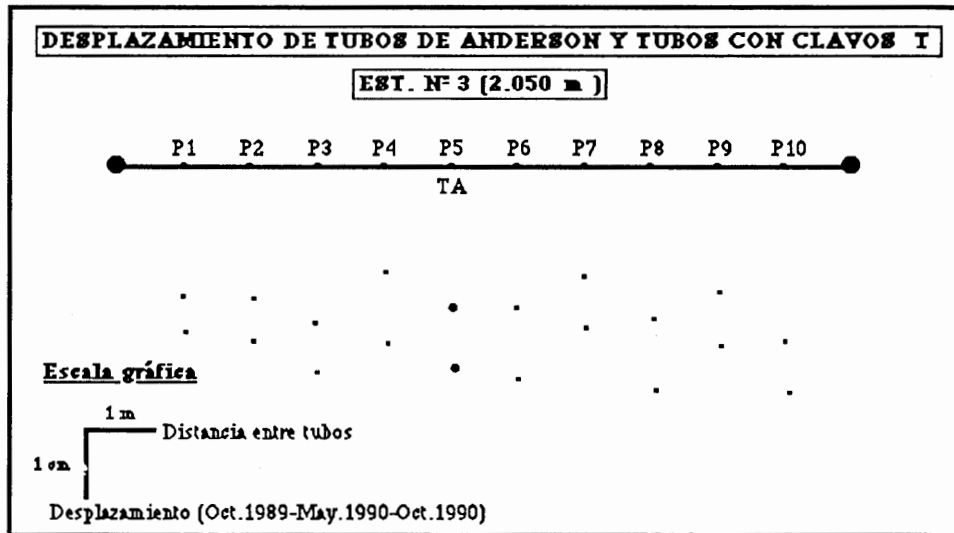


les. Ya que las características fundamentales que ayudan al desarrollo de procesos solifluidales son la existencia de una humedad ambiental elevada y la ausencia de vegetación con aparatos radicales muy desarrollados (FITZE, P. F., 1971; HARRIS, Ch., 1972; WASHBURN, A. L., 1967), los datos aportados parecen consecuentes y significativos, en cuanto que estos dos factores crecen y decrecen –respectivamente– conforme ascendemos hacia los espacios somitales del área de estudio. De hecho, el gradiente



**Fig. 5.** Desplazamientos por movimientos en masa lentos en la parcela experimental n.º 2 (Ermita de las Aras), durante el período octubre 1989 - octubre 1990.

altitudinal es el responsable –en última medida, aunque siempre en conjunción con otros elementos (microtopografía, vientos dominantes, exposición)– del incremento en los valores de precipitación y, por ende, de humedad, dentro del espacio analizado, así como del paso de un estrato subarbus-tivo localizado en amplios sectores de la zona basal, a la pradería alpina de *Festucas* que cubre los depósitos de la estación experimental n.º 3.



**Fig. 6.** Desplazamientos por movimientos en masa lentos en la parcela experimental n.º 3 (Turbón-El Toux), durante el período octubre 1989 - octubre 1990.

## IV. CONCLUSIONES

Con el presente trabajo hemos pretendido cuantificar las tasas de movimiento por mecanismos de flujo lento existentes en una serie de depósitos superficiales localizados en un espacio de media-alta montaña pirenaico. La ausencia de un marco de referencia previo con el que comparar nuestras estimaciones y lo limitado del período de observación se

**DESPLAZAMIENTO EN PROFUNDIDAD (CM)**

	HY		PCR	
	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.
0-5 cm	0,8	0,5	1,3	1,2
6-10 cm	0,6	0,4	1,2	0,7
11-15 cm	0,4	0,2	0,7	0,3
16-20 cm	0,3	0,1	0,2	0,1

Estación nº 1

	HY		PCR	
	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.
0-5 cm	2	1,5	2,7	2
6-10 cm	1,5	1,1	2	1,4
11-15 cm	0,9	0,4	1,4	0,9
16-20 cm	0,2	0,1	0,5	0,1

Estación nº 2

	HY		PCR	
	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.
0-5 cm	2,8	2,6	3,4	3
6-10 cm	2,6	1,9	3	2,6
11-15 cm	2	1,5	2,8	2,5
16-20 cm	1,4	0,4	2,2	1,4

Estación nº 3

**Tabla II.** Valores desglosados (según unidades de lectura) del desplazamiento en profundidad en las tres parcelas experimentales.

han constituido en las principales dificultades a la hora de dar una validez sólida a los datos que aquí aportamos. La pretensión inicial –delimitar la influencia y repercusión del factor altitudinal en el diferente grado de desarrollo de los desplazamientos objeto de control– ha sido, sin embargo, satisfactoriamente cubierta sentándose, además, unas bases metodológicas que permitirán extraer, en un futuro próximo, conclusiones de un carácter más amplio extrapolables a un espacio pirenaico mayor.

## V. BIBLIOGRAFÍA

- AHNERT, F. (1980). A note on measurements and experiments in geomorphology, *Z. für Geomorph. N.F. Suppl.*, 35: 1-10.
- ANDERSON, E. y COX, N. J. (1978). A comparison of different instruments for measuring soil creep, *Catena*, 5: 81-93.
- ANDERSON, E. y FINLAYSON, B. (1975). *Instruments for measuring soil creep*, Technical Bull. British Geomorph. Research Group, 16.
- ANDERSSON, J. G. (1906). Solifluction, a component of subaerial denudation, *J. Geol.*, 14: 91-112.
- AUZET, A. V. (1985). *La reptation: mesure in situ en relation avec les conditions hydriques et thermiques du sol*, Thèse de Doctorat, Univ. Strasbourg.
- BAULIG, H. (1956). Pénéplaines et pédiplaines, *Soc. Belge Étud. Géogr.*, 25(1): 25-58.
- (1957). Peneplains and pediplains, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68: 913-930.
- BENEDICT, J. B. (1970). Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance, *Arctic Alp. Res.*, 2: 165-226.
- CARSON, M. A. (1976). Mass-wasting, slope development and climate. En DERBYSHIRE (ed.), *Geomorphology and climate*, Wiley y Sons, pp. 101-136.
- CARSON, M. A. y KIRKBY, M. J. (1972). *Hillslope form and process*, Cambridge Univ. Press, 475 pp.
- CREUS NOVAU, J. y GARCÍA RUIZ, J. M. (1977). Observaciones sobre soliflucción en el Alto valle del río Gállego, *Actas II Reunión Nac. G.E.T.C.*, Jaca, pp. 57-64.
- CHUECA, J. (1990). *Análisis geomorfológico de la fenomenología glaciar y periglaciaria en el Macizo del Turbón - Sierra de Ballabriga (Pirineo oscense)*, Memoria de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 245 pp.

- DERBYSHIRE, P. *et al.* (1979). *Geomorphological Processes*, Boulder, Westview Press, 312 pp.
- DYLIK, J. (1951). Some periglacial structures in Pleistocene deposits of middle Poland, *Soc. Sci. Math et Let. Lodz Bull.*, 3(2): 1-6.
- (1967). Solifluxion, congelifluxion and related slope processes, *Geografiska annaler*, 49A: 167-177.
- EMBLETON, C. y KING, C. A. M. (1975). *Periglacial geomorphology: Glacial and periglacial geomorphology*, Arnold, 203 pp.
- FITZE, P. F. (1971). Messungen von Bodenbewegungen auf Wet-Spitzbergen, *Geogr. Helvetica*, 26: 148-152.
- FLINT, R. F. y SKINNER, B. J. (1977). *Physical geology*, Wiley y Sons, New York, 594 pp.
- FRENCH, H. M. (1976 a), *The periglacial environment*, Longman, 309 pp.
- (1976 b). Current field measurements concerning the nature and rate of periglacial processes, *Biul. Peryglac*, 25: 79-91.
- GARDINER, V. y DACKOMBE, R. (1983). *Geomorphological Field Manual*, Allen & Unwin, Londres, 254 pp.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1982). Nota sobre la evolución de los estudios de geomorfología glacial y periglacial en el Pirineo Oriental a partir de 1957. La labor de la Escuela de Barcelona, *Notes de Geografia Física*, 8: 33-38.
- (1983). Bibliografía fundamental sobre geomorfología glacial y periglacial del Pirineo Oriental a partir de 1957, *Notes de Geografia Física*, 9: 15-19.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. (1986). Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica y áreas insulares. IV y V. Dominio pirenaico y dominio subtropical de las islas Canarias, *Munibe (Ciencias Naturales)*, 38: 133-154.
- GOUDIE, A. (1981). *Geomorphological techniques*, Allen & Unwin, Londres, 395 pp.
- HARRIS, Ch. (1972). Processes of soil movement in turf-banked solifluction lobes, Oksindan, northern Norway. En PRICE y SUGDEN (comp.), *Polar geomorphology*, Inst. British Geogr. Spec. Pub., 4, 215 pp.
- JAHN, A. (1975). *Problems of the periglacial zone (Zagadnienia strefy peryglacjalnej)*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 223 pp.
- (1978). Mass wasting in permafrost and non-permafrost environment, *III Int. Confer. on Permafrost*, Ottawa, pp. 295-300.

- MEY, P. U. W. *et al.* (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain, *Leidse Geol. Med.*, 41: 221-228.
- SALA, M. y ANDERSON, E. (1984). Plan de investigación y muestreo para el estudio de las tasas de denudación en la montaña de Montserrat, *Cuadernos Inv. Geogr.*, 11:171-180.
- SALA, M. y GALLART, F. (eds.) (1988). *Métodos y técnicas para la medición en el campo de procesos geomorfológicos*, Monografía n.º 1 SEG, 103 pp.
- SALA, M. y SALVADOR, F. (1980). Mediciones de reptación y lavado superficial en la cuenca de la riera de Fuirosos (Montnegre, Macizo Litoral Catalán). Métodos y resultados, *Rev. de Geogr.*, 14: 17-25.
- SALVADOR, F. y SALA, M. (1988). Movimientos en masa lentos. En SALA y GALLART, (eds.), *Métodos y técnicas para la medición en el campo de procesos geomorfológicos*, Monografía n.º 1 SEG, pp. 41-52.
- SLAYMAKER, R. (1980). Geomorphic field experiments. Inventory and prospect, *Z. für Geomorph. N.F. Suppl.*, 35: 183-194.
- WASHBURN, A. L. (1967). Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, NE Greenland, *Medd. om Grønland*, 166(4): 318 pp.
- (1973). *Periglacial processes and environments*, Arnold, 320 pp.
- (1979). *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Arnold, 406 pp.
- WILSON, L. (1968). Morphogenetic classification. En FAIRBRIDGE (ed.), *The encyclopedia of geomorphology*, Reinhold Book Corp., pp. 369-381.
- (1969). Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie, *Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, t. 2 (3), pp. 303-314.
- WILLIAMS, P. J. (1961). Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena, *Geografiska Annaler*, 43: 339-347.
- YOUNG, A. (1960). Soil movement by denudational processes on slopes, *Nature*, 188: 120-122.