

MORFOLOGIA DE VERTIENTES Y NEOTECTONICA EN EL MACIZO DE JAVALAMBRE
(PROVINCIA DE TERUEL)

A. CALVO CASES (1), M. GUTIERREZ ELORZA (2), J.L. PEÑA MONNE (3) y
J.L. SIMON GOMEZ (2).

(1) Dpto. Geografía. Fac. Geografía e Historia. Valencia.

(2) Dpto. Geomorfología y Geotectónica. Fac. Ciencias. Zaragoza.

(3) Dpto. Geografía. Colegio Universitario. Teruel.



RESUMEN

El modelado actual de las vertientes del macizo de Javalambre es consecuencia de tres tipos principales de procesos que actúan a partir de su elevación a comienzos del Plioceno superior: (a) la dinámica periglacial, (b) una etapa de actividad tectónica ocurrida hacia el Pleistoceno medio-superior, y (c) deslizamientos gravitacionales, translacionales y rotacionales producidos a favor de un sustrato plástico en las áreas de mayor incisión de la red fluvial.

ABSTRACT

The present slope form in Javalambre area - results from three principal types of processes which are active after its elevation in the early Upper Pliocene: (a) periglacial dynamics, (b) a tectonic phase in Middle-Upper Pleistocene, - and (c) gravitational, translational and rotational landslides generated over plastic rocks in zones with a intensive fluvial incision.

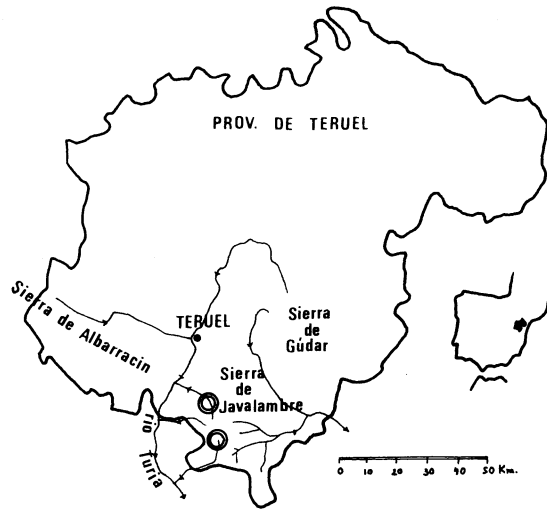


FIG. 1. - Croquis de situación.

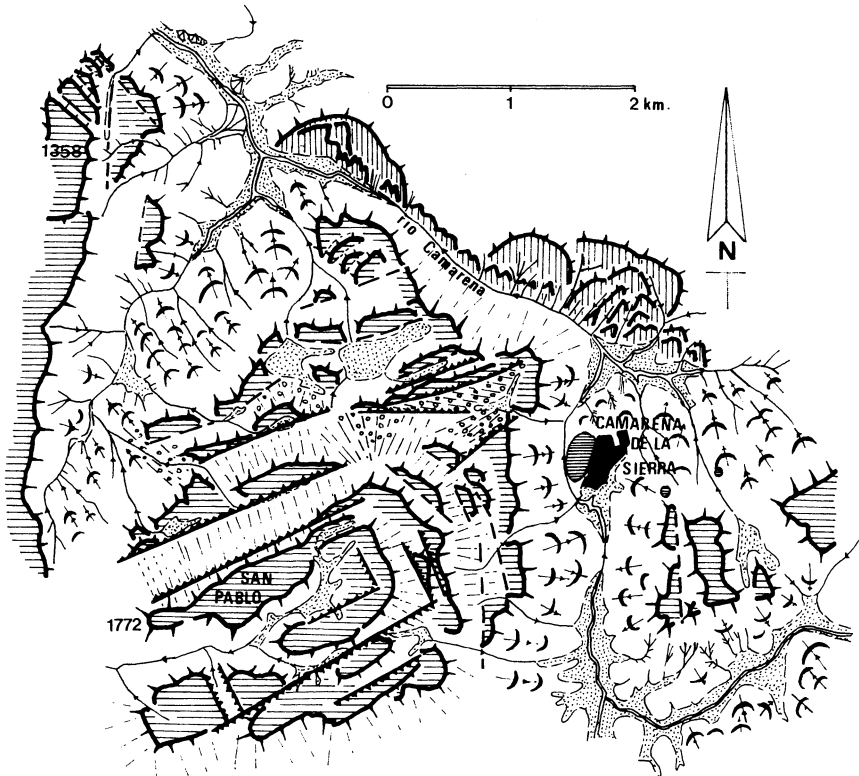


FIG. 2. - Esquema geomorfológico de Loma de San Pablo y valle del río de Camarena.

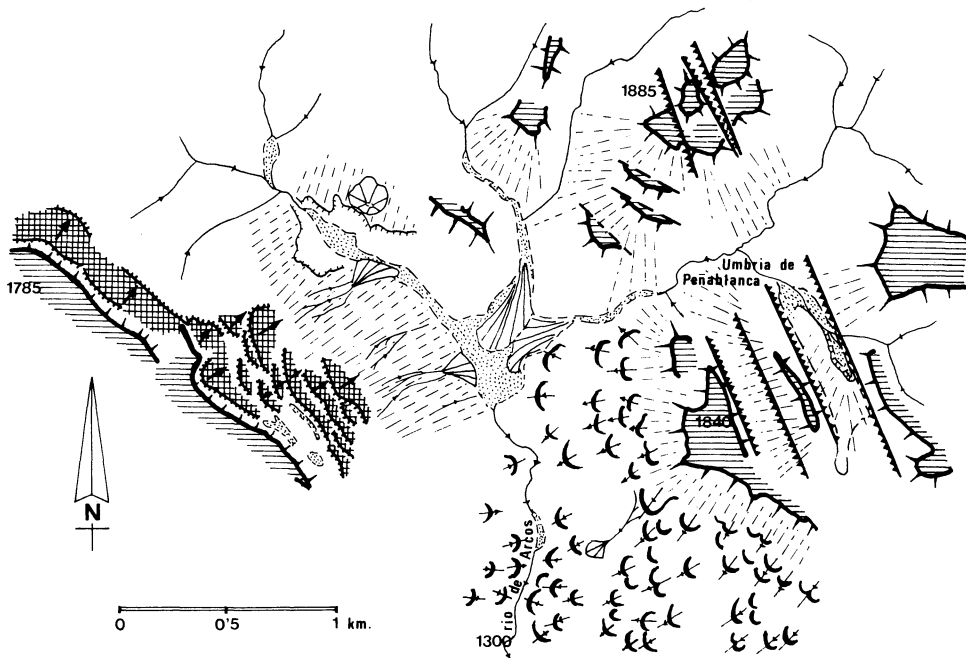


FIG. 3 .- Esquema geomorfológico de la cabecera del río de Arcos.

LEYENDA

	Relieves estructurales en Jurásico		Conos y derrubios encostrados
	Relieves estructurales en Muschelkalk		Vertientes regularizadas
	Fallas con expresión morfológica		Conos de deyección
	Vertientes de solifluxión		Barrancos de incisión lineal
	Deslizamientos rotacionales		Rellenos de valles de fondo plano y depresiones kársticas
	Deslizamientos traslacionales		Dolina
	Deslizamientos gravitacionales		Núcleo de población

I.- INTRODUCCION

El macizo de Javalambre se sitúa en la parte meridional de la provincia de Teruel (fig.1), enmarcado entre la fosa de Alfambra-Teruel-Mira y la Depresión de Sarrión. Geológicamente está constituida por formaciones carbonatadas de edad jurásica, si bien en los márgenes afloran también materiales del Trías, fundamentalmente los dolomíticos y arcillosos del Trías medio y superior (valles de los ríos de Arcos y Torrijas, al Sur, y valle -- del río de Camarena, al Norte) (ABRIL et al., 1978). Presenta en conjunto una estructura domática, cuarteada por numerosos sistemas de fracturas cuyas orientaciones dominantes son NW y NE.

Esta gran estructura domática es el resultado de una tectónica de componente vertical que deformó durante el Plioceno superior a la penillanura fundamental (GUTIERREZ y PEÑA, 1975; SIMON GOMEZ, 1982). La homogeneidad de la constitución litológica, la configuración de la penillanura deformada y la escasa progresión de la erosión remontante hacia su núcleo traen como consecuencia que el relieve dominante sea de carácter alomado, a pesar de la altitud topográfica alcanzada (2020 m). Los procesos kársticos y periglaciares constituyen los principales agentes del modelado posterior. En contraste con esta morfología del núcleo del macizo, las áreas periféricas en las que aflora el Trías presentan profundos encajamientos de la red fluvial. La aparición de las capas plásticas del Keuper, unida a las fuertes pendientes de las laderas, permite la actuación de procesos diferentes que traen como consecuencia la generación de nuevas formas. A todos estos procesos geomórficos se superpone, además, una actividad tectónica cuaternaria que ejerce una influencia manifiesta en el desarrollo del relieve.

El propósito de este trabajo es intentar establecer los diferentes ti--pos de evolución de vertientes, la interacción de los procesos, así como -

la sucesión temporal de las formas resultantes.

II.- MORFOLOGIA DE VERTIENTES

En función de la configuración litológica y morfológica diseñada y de la tectónica cuaternaria actuante, podemos establecer tres grandes grupos de vertientes, resultantes de la acción dominante de unos u otros procesos: a) vertientes con dinámica periglaciaria; b) vertientes con incidencia manifiesta de la tectónica cuaternaria, y c) vertientes dominadas por la plasticidad del sustrato.

a) Vertientes de dinámica periglaciaria

La considerable altitud del macizo de Javalambre ha favorecido la actuación de procesos de clima frío, especialmente en las cumbres aplanadas, donde se alcanzan cotas por encima de 1800 metros, y en las vertientes -- bien orientadas de los valles del interior del macizo. Tal como señalan -- GUTIERREZ y PEÑA (1975), las formas debidas a procesos periglaciares son observables a partir de los 1300 m de altura, de manera que este tipo de modelado está muy generalizado en el macizo, mientras que los encajados -- valles de Camarena y Arcos conservan escasos restos de acumulaciones periglaciares.

Las formas periglaciares dominantes son las siguientes:

- Coladas de bloques (block slopes de WASHBURN, 1979). Este tipo de -- acumulación aparece en las vertientes del barranco del Hielgo, al pie de las cornisas calizas del Lías, estando formado por grandes bloques, desprovistos en algunos sectores de cubierta vegetal debido al intenso lavado -- de la matriz fina.

- Bancos y lóbulos de geliflución (gelifluction benches y gelifluction lobes de WASHBURN, 1979). Forman replanos de suave pendiente, compuestos de cantos y material fino, en las vertientes de pendiente media e incluso en el interior de alguna dolina, que tanto abundan en el sector central -- del macizo.

- Grèzes litées. Es la forma periglaciaria más abundante en las regularizaciones de vertiente, aunque de difícil observación debido al escaso encajamiento de los barrancos en las acumulaciones de vertiente en la parte interna de la sierra. Sin embargo, son bien reconocibles en las pistas de ascenso a Javalambre y en las carreteras de acceso a Camarena de la Sierra. Forman nivelillos de cantos angulosos calizos muy homométricos, con fuerte lavado de material fino en algunos niveles y encostramientos por circulación de carbonatos en ciertos tramos. En la vertiente oriental de la Loma de San Pablo aparecen también algunos derrubios estratificados, aunque con predominio de los materiales finos arcillosos debido a la menor incidencia del lavado.

Algunos derrubios de este tipo instalados sobre materiales plásticos -- del valle de Camarena han sido deformados tras su elaboración por procesos de deslizamiento rotacional, como veremos más adelante.

Estas formas periglaciares aparecen recubiertas en la mayoría de los casos por canchales y otras formaciones de vertiente más recientes que pueden atribuirse a los momentos fríos würmienses. En la actualidad, la acción de los procesos de tipo frío es escasa y se reduce a una fuerte gelivación de las cornisas calcáreas, con la consiguiente formación de canchales, que sólo tienen un verdadero dinamismo en vertientes bien orientadas. También la acción de la helada se manifiesta por la presencia de huecos en los cantos y por la acción del pipkrake.

b) Vertientes condicionadas por la neotectónica

La influencia primera y fundamental que la neotectónica tiene en la evolución morfológica del macizo de Javalambre radica en el propio abombamiento y fracturación que se produce en la penillanura fundamental durante el Plioceno superior. Aparte de sufrir una considerable elevación, el macizo se compartimenta en una serie de bloques desnivelados y a veces fuertemente basculados. Con frecuencia, los cauces fluviales se encajan siguiendo las fallas principales, adoptando la red un diseño quebrado y traduciéndose el esquema de bloques en un conjunto de elementos de relieve con forma paralelepípedica.

Existen indicios, además, de que a lo largo del Cuaternario esta actividad tectónica se prolonga y sigue afectando a la evolución de las vertientes desarrolladas en torno a aquella primera configuración del relieve (SIMON GOMEZ, 1982). La constatación de esas nuevas etapas de actividad viene fundamentalmente de la observación de depósitos y formas recientes afectadas por fracturas. A tal efecto, es necesario contar con un cierto esquema de la secuencia sedimentaria que se da en Javalambre durante el Cuaternario. Tal secuencia consta esencialmente de tres tipos de materiales, diferenciables por sus características litológicas, su relación con la morfología y la eventual superposición de unos sobre otros:

(a) Depósitos brechoides de cono y de vertiente, de colores pardo-oscuros, fuertemente encostrados y con estratificación grosera.

(b) Depósitos de vertiente sueltos, con matriz limo-arcillosa de tonos claros; los clastos son también angulosos, pero de mayor homometría y menor tamaño medio que los anteriores; localmente presentan una clara estratificación. A este tipo corresponden los depósitos periglaciares wurmienses del apartado anterior.

(c) Depósitos sueltos de vertiente, formados por clastos de gran tamaño y muy angulosos, con ausencia casi total de matriz en superficie; cubren en forma de película casi continua algunas de las áreas altas del macizo, y en puntos de mayor pendiente constituyen canchales de cierto desarrollo. Si bien se carece de criterios cronológicos seguros, parece razonable atribuir al Pleistoceno antiguo-medio los depósitos (a) y al Pleistoceno superior los (b), que estimamos se correlacionan con los grèzes litèes -- atribuidos al Würm en distintos lugares de la cadena Ibérica. Los depósitos (c) pueden considerarse en general holocenos, e incluso actuales muchos de ellos.

Al insertar los signos de actividad neotectónica de Javalambre en el -- marco temporal que la secuencia descrita de depósitos supone, podemos establecer, aun a riesgo de simplificar la realidad, dos tipos de situaciones principales. El primero correspondería a fallas esencialmente activadas durante el primer impulso deformacional de la penillanura pliocena; su movimiento es conforme con relación al gradiente general del relieve en la zona en que aparecen, debido a que éste no es sino la consecuencia morfológica de aquél. El segundo tipo corresponde a fallas activadas más recientemente, una vez que la gran morfoestructura estaba ya conformada; su orientación y sentido de movimiento pueden ser contrarios respecto a la inclinación de las laderas, o aparecer como elementos sobreimpuestos que no guardan ninguna relación con las mismas. Si bien pueden considerarse casos de situaciones intermedias entre ellos, son estos dos tipos principales los que vamos a caracterizar a continuación.

b.1.- VERTIENTES DE ORIGEN TECTONICO

La fachada septentrional de la Loma de San Pablo constituye un buen -- ejemplo de vertiente determinada tectónicamente (figs. 2 y 4-A). Su perfil

presenta una serie de escalones netos, que coinciden con fallas ENE de salto deca a hectométrico. Nos cabe la duda de que los escalones más bajos, ya inmediatos al río de Camarena, puedan ser producto de deslizamientos rotacionales; sin embargo, en su conjunto, esta serie de grandes planos de fractura paralelos entre sí, subverticales y claramente enraizados no pueden tener sino un origen tectónico.

Una cierta componente rotacional en el desplazamiento de las fallas ha dado lugar a que algunos de los bloques escalonados aparezcan con basculamientos importantes, que quedan patentizados por la disposición en contrapendiente de la superficie de erosión pliocena que los corona. Ello trae como consecuencia la creación de depresiones en las que se han acumulado espesores considerables de los depósitos encostrados (a), bien en forma de conos o como derrubios gravitacionales. En la más elevada de estas depresiones, al pie de la pista que conduce de Camarena a La Puebla de San Miguel, se ha observado una secuencia de 25-30 m de tales depósitos, los cuales, -- por otro lado, se hallan basculados contra la falla, denotando la reactivación de ésta durante el Pleistoceno (fig. 4-A). Los depósitos de los tipos (b) y (c) cubren en discordancia a los anteriores y fosilizan sus deformaciones.

En otra depresión algo inferior, dentro de esta misma vertiente de San Pablo, se aprecia un aplanamiento por disolución de su fondo, lo cual indica que el basculamiento del bloque determinó la creación de un área endorreica que llegó a constituir un polje. La incidencia de este proceso kárstico parece ser posterior al relleno encostrado del Cuaternario antiguo, -- que ha sido aplanado al igual que las calizas jurásicas bajo la misma superficie de disolución y presenta la misma abundante arcilla de descalcificación rellenando fisuras e irregularidades en superficie. Por otro lado, la

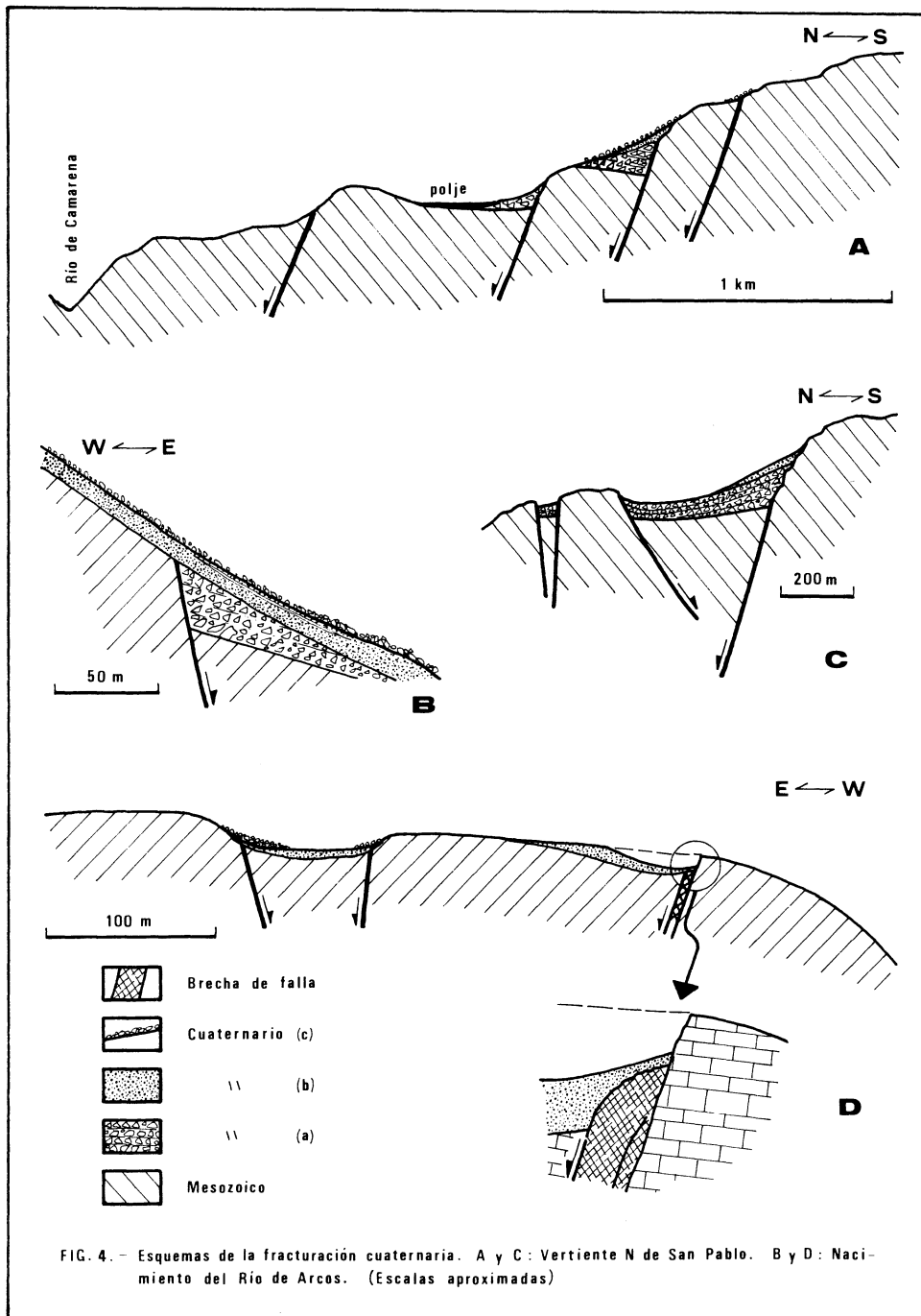


FIG. 4. - Esquemas de la fracturación cuaternaria. A y C: Vertiente N de San Pablo. B y D: Nacimiento del Rio de Arcos. (Escala aproximada)

existencia de un replano de disolución colgado respecto a la anterior superficie y separado aparentemente de ésta por un escarpe de falla de varios metros de altura podría significar la anterioridad de este aplanamiento del polje respecto a la última reactivación cuaternaria de las fallas al Norte de la Loma de San Pablo.

Otro caso en el que se ha observado una falla conforme con la vertiente, a cuyo pie se han depositado materiales brechoides (a), es la ladera occidental de la cabecera del río de Arcos (figs. 2 y 4-B). El contacto mecánico entre dichos materiales y el Mesozoico hace pensar en una actividad intracuaternaria de la falla, que en todo caso habría quedado fosilizada por una importante acumulación del tipo (b) -aquí con una delgada costra calcárea cerca de la superficie y que se pierde pendiente abajo- y por los canchales (c).

b.2.- VERTIENTES CON FRACTURACION CUATERNARIA SOBREIMPUESTA

Las vertientes desarrolladas en Javalambre en relación con el esquema morfotectónico resultante de la distensión pliocena se ven marcadas durante el Cuaternario por la impronta de una renovada actividad de algunos sistemas de fracturas. Esta tectónica intracuaternaria explicaría algunos de los "accidentes" que rompen la continuidad de las laderas suaves y regularizadas del macizo.

Aparte de que algunas de las propias fallas que han determinado la aparición de las vertientes escalonadas, según sugeríamos ya en el apartado anterior, sufren reactivación durante el Cuaternario, existen datos que ponen de manifiesto que otras nuevas lo hacen asimismo en este tiempo. Así, por ejemplo, los depósitos encostrados de cono que rellenan una de las depresiones de bloque basculado sitas en la vertiente N de la Loma de San Pa

blo se hallan profundamente afectados por una fracturación antitética respecto a la falla principal. Las brechas encostradas están flexionadas en gancho de falla y chocando contra una de estas fallas antitéticas (fig. 4-C), al tiempo que una estrecha cuña de esos mismos materiales aparece enmarcada por otros dos accidentes. Las propias brechas se hallan costradas por una gran cantidad de fracturas con la misma traza ENE. Es claro que -- nos encontramos ante una vertiente en la que una etapa de actividad tectónica ha alterado profundamente su esquema conformado durante el Pleistoceno temprano.

En torno a la cabecera del río de Arcos también existen rasgos de alteración tectónica de la forma de las vertientes (SIMON GOMEZ, 1982). Se trata de resaltes en las laderas regularizadas que no pueden explicarse por procesos atectónicos. Estos interrumpen manifiestamente la continuidad de las vertientes, si bien aparecen en general en un cierto estado de degradación debido a la posterior evolución de las mismas. Un claro ejemplo es el de la Umbría de Peñablanca (fig. 3), donde existe una pequeña fosa tectónica sobrepuesta espectacularmente a la suave loma redondeada que cae hacia el nacimiento del río de Arcos (fig. 4-D). Las fallas son en este caso posteriores al modelado global de la loma, pero anteriores o, a lo sumo, parcialmente sincrónicas respecto a las últimas etapas de regularización, correlativos de las cuales serían los depósitos detríticos sueltos que rellenan la pequeña fosa. Estos últimos parecen corresponder a la facies de tipo (b).

Si bien el escarpe neto que marca la falla más occidental de la Umbría de Peña Blanca en el contacto entre el Jurásico y el relleno detrítico podría hacer pensar en un rejuego reciente de aquélla, ya holoceno y posterior a la última regularización de vertientes, su análisis detenido des-

miente esta posibilidad. En efecto, tal escarpe no aparece de forma cont
nuada a lo largo de toda la falla: su altura es máxima en un segmento a me
dia ladera que coincide con la cabecera de un pequeño barranco responsable
de la evacuación parcial del relleno de la fosa. Por el contrario, existen
puntos, como es la parte alta de la loma, en los que aparece totalmente fo
silizado por los depósitos. Por otro lado, observado en detalle este escar
pe, se ve que no corresponde a un contacto vertical neto entre calizas me-
sozoicas y relleno cuaternario; éste fosiliza en parte una brecha de falla
de 2-3 m de espesor cuya superficie convexa recuerda al ánima rocosa subya-
cente al talud descrito por FISHER (1866) en su modelo de degradación
de cantiles en situación de remoción impedida. En este caso, el retroceso
del escarpe ha afectado a la brecha pero no al bloque mesozoico, en el que
se conserva perfectamente el plano de falla original. Los datos anteriores
nos conducen a pensar en un funcionamiento de la falla inmediatamente ante
rior o, a lo sumo, parcialmente contemporáneo del relleno detrítico (b). -
La aparición de un escarpe de falla neto en la actualidad se debe a la ex-
humación erosiva del plano y no a una reactivación reciente. No hay datos,
por tanto, para situar en el Holoceno la "etapa de fracturación de Java--
lambre" a que se refiere SIMON GOMEZ (1982); el periodo de actividad neo--
tectónica responsable de esta fracturación sobreimpuesta a las vertientes
sería más probablemente del Pleistoceno medio-superior.

c) Vertientes dominadas por la plasticidad del sustrato

La fuerte incisión que han experimentado los ríos de Arcos, Torrijas y
Camarena ha traído como consecuencia el afloramiento de los materiales --
plásticos del Keuper. A éstos se superpone la formación de carniolas del -
Infralias y en su contacto con los anteriores se localizan numerosos manan
tiales. Estas aguas penetran entre los poros de las arcillas del Keuper --

produciendo un cambio de consistencia, que a su vez disminuye la cohesión y la fricción interna. Como es de esperar, en los periodos de mayor abundancia de aguas los movimientos de masa en vertiente ven acrecentada su actividad. En estas áreas del macizo de Javalambre las etapas de mayor suministro de agua a estas laderas corresponden a los periodos de fusión de las nieves en épocas de primavera; si esta fusión se realiza en un periodo de tiempo breve, se desencadena una intensa actividad de movimientos de masa en las vertientes.

Otro factor que coadyuvará a la inestabilidad de estas laderas es la fuerte inclinación que presentan las mismas, como consecuencia del encajamiento lineal de los ríos anteriormente señalados. Estas circunstancias motivan que la componente del esfuerzo gravitatorio paralelo a la vertiente alcance valores elevados y se desarrolle una tensión de cizalla a lo largo de ella que puede vencer con facilidad la resistencia mecánica al movimiento.

El proceso más manifiesto en estas vertientes es el de la solifluxión, que se manifiesta en superficie por rugosidades en las vertientes tales como lupias, depresiones en forma de media luna, vegetación volcada, terracillas y bancos. También se reconoce una solifluxión líquida actual que viene manifestada por la presencia de coladas fangosas.

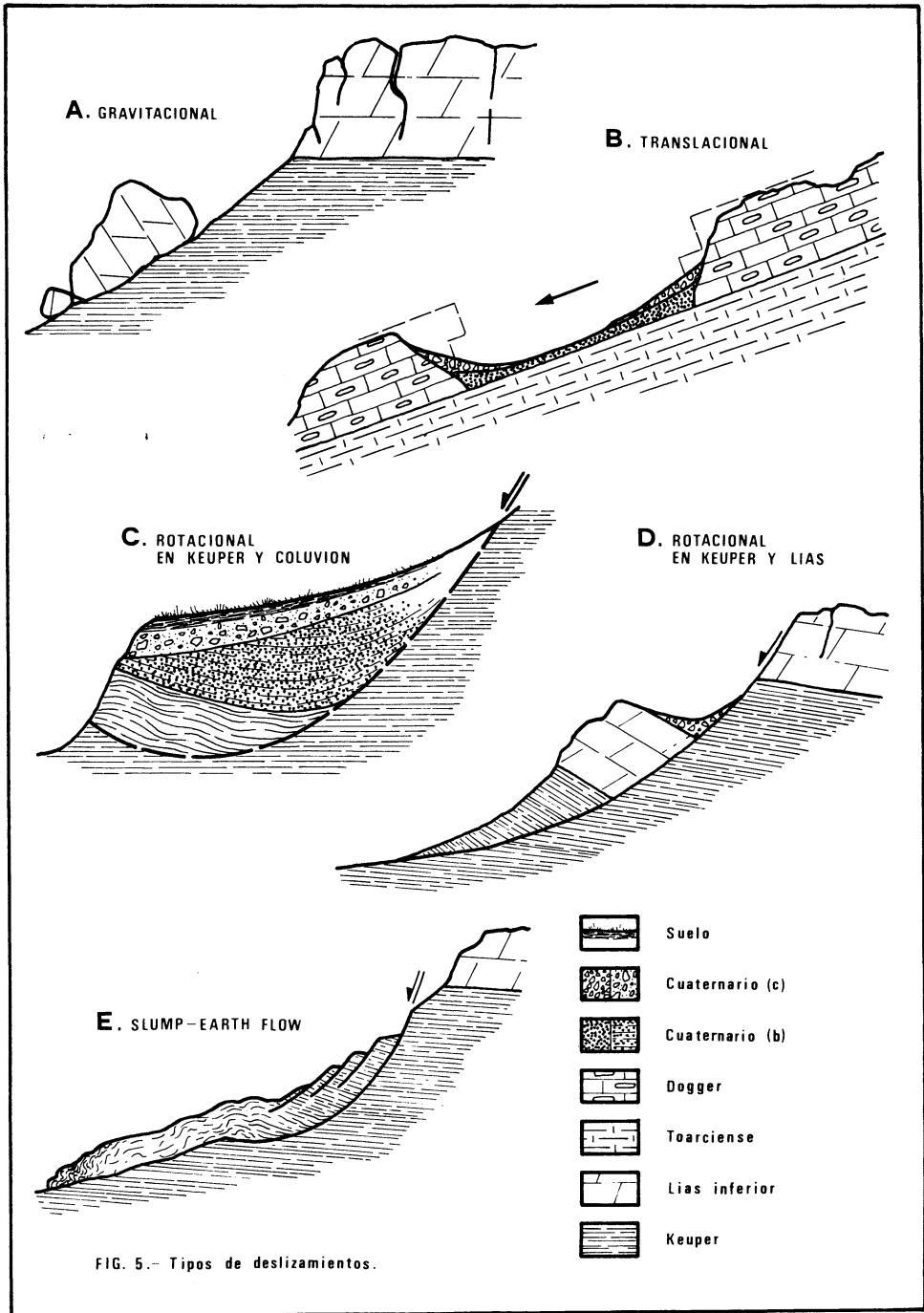
Otro tipo de movilización en vertiente es el de bloques de carniolas deslizados (fig. 5-A) a favor de las arcillas del Keuper, las cuales presentan fricciones mínimas. Algunas vertientes aparecen salpicadas de bloques de muy diverso tamaño, que en ocasiones se presentan en posición dominante y muy por encima de la vertiente actual; esta situación sugiere que se trata de deslizamientos de bloques antiguos, semejantes a los des-

critos en los alrededores de Villel, unos 20 kms al W de Javalambre, por GUTIERREZ y PEÑA (1979). Este tipo de movimientos de masa corresponde a -- los deslizamientos gravitacionales de ZARUBA y MENCL (1969) y a los desplomes (écroulements) de COLAS y PILOT (1976).

En el área del nacimiento del río de Arcos (parte occidental de la fig. 3) son frecuentes unas formas peculiares que pueden interpretarse como resultado de deslizamientos translacionales de bloques. Así, en el ámbito de cresta de algunas laderas existen una serie de depresiones alargadas y paralelas al valle principal, sin relación con el drenaje y con marcada asimetría entre sus márgenes (fig. 5-B): el flanco superior forma una pequeña ladera de cantil-talud bastante evolucionada conforme con la vertiente general, mientras el inferior sólo supone un pequeño resalte en contrapendiente.

En todas las depresiones observadas se repite la misma secuencia litológica en los materiales implicados: calizas del Dogger con nódulos de sílex, que forman los flancos, superpuestas a las margas del Toarciense aflorantes en el fondo. También la disposición estructural es constante: suave buzamiento de las capas hacia los valles, paralelo a la topografía.

Todas estas características inducen a pensar que el proceso responsable de estas formas es un deslizamiento translacional paralelo a la ladera, de pequeño recorrido, pero que afecta a paquetes calcáreos de dimensiones considerables. El proceso se inicia con la lubricación del contacto marga-caliza por las aguas infiltradas a lo largo de líneas de discontinuidad, y -- la consiguiente movilización y desgajamiento de bloques calizos a favor de las mismas. Esto conlleva la formación de un vacío alargado por encima de cada bloque, que posteriormente será ampliado por la meteorización de sus



flancos. Al mismo tiempo, al actuar como nevero, las aguas de fusión podrían permitir la realimentación del proceso de deslizamiento. Estos deslizamientos corresponden a los deslizamientos de rocas sobre superficies pre-determinadas de ZARUBA y MENCL (1969) y a los deslizamientos translacionales de bloques de VARNES (1978).

En relación con los depósitos que rellenan estas depresiones, podemos diferenciar dos tipos. Por una parte, aquéllas que presentan mayor anchura suelen estar cubiertas por materiales del tipo (b), que contrastan con los del tipo (c) de los pequeños canchales sueltos adosados a los flancos. Por otra, existe alguna depresión que sólo contiene este último tipo de depósitos. Esta diferencia tiene sin duda un valor de criterio cronológico, y --permite establecer al menos dos etapas principales en la actividad de estos deslizamientos: una hacia el Pleistoceno superior y otra probablemente holocena.

Otro tipo de movimientos de masa presentes en las laderas de Javalambre son los deslizamientos rotacionales. Se pueden diferenciar dos tipos en --función de las masas afectadas. En el primero se produce el deslizamiento únicamente de los materiales plásticos del Keuper y de los detritos de vertiente superpuestos, sobre una superficie de forma cilíndrica que penetra profundamente en el sustrato. En la carretera de Camarena de la Sierra a Valacloche (en las proximidades del primero) se observan derrubios estratificados del tipo (b) buzando contra la vertiente, a los que se superponen en discordancia bloques y cantos de calizas (fig. 5C). Estas circunstancias indican que se trata de un antiguo deslizamiento rotacional fosilizado por derrubios de gravedad del tipo (c). El otro tipo afecta tanto a los materiales del Keuper como a los conjuntos carbonatados suprayacentes del Jurásico (fig. 5-D). Los bloques buzando contra la vertiente por efecto de --

la componente rotacional del movimiento, quedando al dorso de las mismas - una depresión. Tanto un tipo como otro corresponden a los deslizamientos rotacionales simples de HUTCHINSON (1968) y a los deslizamientos rotacionales de ZARUBA y MENCL (1969) y VARNES (1978).

Los procesos antes descritos continúan aún activos en la actualidad, -- tal como lo evidencia el importante deslizamiento rotacional que tuvo lugar en Febrero de 1977 en la carretera de Camarena a La Puebla de Valverde, que afectó a un importante volumen de arcillas del Keuper y dejó cortada - la carretera durante varios días. Este corresponde en realidad a un tipo mixto de deslizamiento rotacional y colada de tierra (slump-earth flow de VARNES, 1978) (fig. 5-E). Este tipo de movimientos de masa puede haberse - producido en algunos casos por socavación de las vertientes, bien debido - al encajamiento de la red o a la inestabilidad que provocan actualmente -- los desmontes en carreteras.

III. CONCLUSIONES

El macizo de Javalambre es un domo que quedó elevado durante el Plioceno superior y compartimentado en una serie de bloques desnivelados por -- efecto de fallas normales NW y NE. A lo largo del Cuaternario han actuado tres grupos de procesos sobre esta morfoestructura inicial, conduciendo al modelado actual:

- Los procesos de clima frío han provocado una intensa meteorización me cánica y la formación de al menos tres generaciones sucesivas de depósitos de vertiente: a) Pleistoceno inferior-medio, b) Pleistoceno superior y c) Holoceno. Todo ello ha conducido a la marcada regularización que hoy vemos en todas las laderas del núcleo del macizo.

- La propia tectónica distensiva del Plioceno superior es ya responsable de la formación de grandes vertientes escalonadas. Aparte, la reactivación cuaternaria de algunas fracturas ha producido accidentes morfológicos nuevos sobreimpuestos a las laderas. El principal momento de actividad parece producirse hacia el Pleistoceno medio-superior.

- Por último, en las márgenes del macizo, donde la incisión fluvial es mayor y ha permitido el afloramiento del Trías plástico, los movimientos de masa han tenido y tienen una actividad preponderante en la evolución de las laderas. Dejando aparte la soliflucción, existen tres tipos fundamentales de deslizamientos: a) gravitacionales -bloques de carniolas sobre laderas de Keuper-, b) translacionales -paquetes de calizas del Dogger sobre el sustrato margoso toarciense-, c) rotacionales, afectando unos a la cornisa de carniolas y otros tan sólo al propio Keuper y a la cubierta detrítica pleistocena. Deslizamientos de todos estos tipos parecen producirse tanto antes como después del depósito del Pleistoceno superior.

BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J. et al. (1978): Memoria y Hoja Geológica de Camarena de la Sierra (nº 613). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. I.G.M.E.
- COLAS, G. y PILOT, G. (1976): Description et classification des glissements de terrains: Bull. de liaison des laboratoires des ponts et chaussées, nº special II, p. 21-30. Ministère de l'Equipement. París.
- FISHER, O. (1866): On the desintegration of a chalk cliff: Geol. Mag., 3, p. 354-356. Reproducido en Schumm, S.A. and Mosley, M.P. (eds.) (1972). Slope Morphology. Dowden, Hutchinson and Ross.

- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975): Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel): Bol. Geol. Min., t.LXXXVI-VI, p. 561-572.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979): Deslizamientos intracuaternarios de bloques en la región de Villel (provincia de Teruel): Est. Geol., vol.35, p. 299-303.
- HUTCHINSON, J.N. (1968): Field meeting on the coastal landslides of Kent: Proc. Geol. Ass., 79, p. 227-237. (En) Embleton C. and Thornes, J. -- (eds.) (1979). Process in Geomorphology. Arnold.
- SIMON GOMEZ, J.L. (1982): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental: Tesis Doctoral, 501 p., Facultad de Ciencias. Zaragoza.
- VARNES, D.J. (1978): Slope movement types and processes. (En) Schuster, R. L. y Krizek, R.J. (eds.). Landslides: analysis and control, p. 12-23. - National Academy of Sciences. Washington.
- WASHBURN, A.L. (1979): Geocryology. Arnold, 406 p.
- ZARUBA, Q. y MENCL, V. (1969): Landslides and their control. Elsevier, 214p.