

Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2004. Vol. 29, pp. 331-360

Historia de la morfogénesis granítica

Morphogenetic history of granite forms

VIDAL ROMANÍ, J. R.¹; YEPES TEMIÑO, J.¹

Abstract

From the moment a granitic magma begins to cool until it is solidified it is subjected to stress and strain, producing the various discontinuities that can be seen in the finally exposed rock. When as a result of the erosion of superincumbent rocks the granite is at or near the land surface these discontinuities are exploited by weathering. Such features, and particularly those related to fractures or diachases, outline forms that are considered here as primary endogenous forms. Once the rock is in the earth surface, various external agencies first soil weathering and later others as gravity, rivers, waves, glaciers, frost, wind, attack the rock to produce new suites of forms that are considered here as primary exogenous either etched or subaerial features. Such primary forms, both endogenous and exogenous, can evolve morphologically further as a result of subaerial weathering and erosion, becoming secondary endogenous or secondary exogenous forms. Exceptionally, some primary, either exogenous or endogenous, features can survive to successive morphogenetic episodes either below sedimentary burial or just subaerially without appreciable modification by external agencies being considered as inherited forms. Only the discernment of all these types of landforms allows the complete understanding of the geomorphological history of the area in which they occur.

(1) Instituto Universitario de Xeoloxía «Isidro Parga Pondal» (Servicios Centrales de Investigación), Universidade da Coruña (Campus de Elviña), 15.071-A Coruña (España). E-mail: xemoncho@udc.es.

1. ANTECEDENTES

Las rocas ígneas o magmáticas constituyen un tipo especial de sustrato geomorfológico. A partir de la exposición de éstas en la superficie de la Tierra y del modelado que eventualmente se desarrolle sobre ellas surge lo que conocemos como paisaje con características morfológicas específicas denominado paisaje granítico s.l. Hay dos tipos de paisajes graníticos. El primer tipo también llamado volcánico es el que se desarrolla sobre un magma extrusivo o efusivo consolidado. Algunas de sus características (p.e. la estratificación), son típicas de terrenos sedimentarios, pero otros rasgos morfológicos son específicos (disyunción columnar) de las rocas efusivas (Fig. 1). El tipo más comúnmente conocido como paisaje granítico se desarrolla sobre una roca magmática emplazada y consolidada en profundidad y expuesta en superficie por la erosión de los materiales suprayacentes.



Fig. 1. Disyunción columnar en basaltos (Columbia River, EE.UU.).

En su camino hacia la superficie, tanto las rocas volcánicas como las plutónicas están expuestas a dos tipos principales de tensiones: litostáticas o confinantes y tectónicas o dirigidas. Las fuerzas litostáticas son operativas en cualquier punto de la

litosfera, aunque su magnitud disminuya gradualmente a medida que nos acercamos a la superficie terrestre. Las fuerzas tectónicas actúan solo durante el emplazamiento de los cuerpos magmáticos y sus efectos interfieren con los debidos a las fuerzas litostáticas.

Ambos tipos de fuerzas someten a los materiales afectados a campos tensionales diferentes, según el estado físico de estos en cada caso (Fig. 2), dando lugar a deformaciones y roturas en los campos plástico, dúctil, frágil y elástico (ARZI, 1978), imponiendo como consecuencia de ello en la roca diferentes tipos de fábrica y discontinuidades (ROMAN BERDIEL, 1995; EICHELBERG, 1995; AURÉJAC et al., 2004). Estas características estructurales contribuirán decisivamente, en la mayoría de los casos, a la morfología final desarrollada en los afloramientos de rocas graníticas.

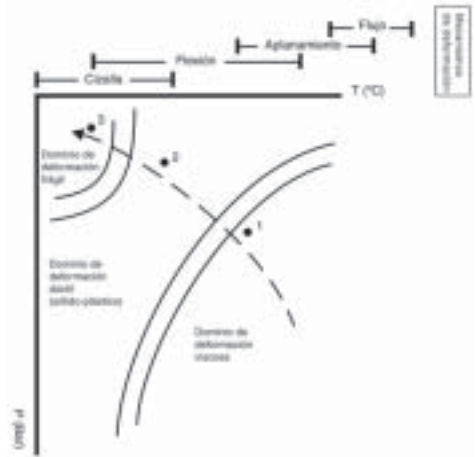


Fig. 2. Diferentes grados tensionales en un magma en función de su grado de consolidación. Legenda: (1) Estructuras magmáticas, segregación mineral. (2) Fracturación hidráulica, formas internas (llanuras, plataformas rocosas, mesas de billar, etc.). (3) Fragmentación inducida por cizalla, rotura protoclástica (laminación, exfoliación, estructuras radiales, estructuras de descamación, etc.). Basado en Mercier & Vergely (1999).

1.1. Fracturas y morfogénesis granítica

Cuando la erosión de la cubierta sedimentaria o metamórfica pone a las rocas intrusivas en contacto con las aguas subterráneas, estas se hallan en condiciones de meteorizarse. Considerando la baja porosidad de las rocas graníticas frescas o sanas, las fracturas ejercen un claro papel de control de la meteorización, dado que la permeabilidad y la porosidad de la roca aumenta exponencialmente a través de las discontinuidades, si se la compara con el mismo efecto a través de la roca (GUSTAFSON & KRASNY, 1993).

En los granitos, como ocurre también en los sistemas cársticos donde las rocas son altamente solubles (GUSTAFSON, 1985), la meteorización de la roca puede ser superficial —y entonces se llamará exocarst granítico—, o interna porque se desarrolla a favor del sistema de discontinuidades —y entonces se llamará endocarst granítico—. Por otra parte, el área superficial de un cuerpo es proporcional al cuadrado de su radio, mientras que el volumen lo es al cubo. Todo esto implica que la superficie interna de un cuerpo granítico —la definida por la estructura— que se encuentra afectada por los procesos de meteorización es mucho mayor que la correspondiente a la superficie externa alterada (habitualmente restringida a la parte superior del cuerpo magmático). Por esta razón, como ocurre en los terrenos cársticos, cabe suponer que la morfología interna de un cuerpo granítico es mayor que la correspondiente a su parte externa. Sin embargo, raramente se ha considerado este dato en la literatura geomorfológica, principalmente focalizada en el estudio de la mor-

fología externa (TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 1994).

1.2. Alteración y formas residuales

En condiciones edáficas, dos de entre todos los procesos de alteración (hidrólisis, hidratación, oxidación, etc.) son especialmente importantes. Uno de ellos es el lavado de iones o solubilización y el otro es la fragmentación (descamación) de la roca; este segundo sería el resultado de la expansión y contracción del material como consecuencia de la humectación-deseccación experimentada en contacto con el agua (Fig. 3). Ambos efectos requieren la existencia de variaciones periódicas del nivel freático o bien la renovación del agua subterránea que circula a través del sistema de discontinuidades (TRUDGILL, 1986); en cualquier otro caso los procesos de meteorización se inhiben o simplemente no se desarrollan (como ocurre en los fondos marinos profundos o en el caso de lagos influentes o endorreicos).



Fig. 3. Descamación por alteración en granitos (Coruña, España).



Fig. 4. Playa residual o Shingle beach en Touriñán (Coruña, España).

El principal resultado de la meteorización es la pérdida de la cohesión granular en la roca, permitiendo así la evacuación del

detritus friable. La efectividad de la erosión depende no solo de la magnitud de las fuerzas disponibles sino también de la granulometría del detritus liberado en cada caso. Detritus de tamaño grueso, tales como bloques, darán lugar a campos de bloques, pues la elevada energía necesaria para movilizarlos hace que se conserven virtualmente intactos, como por ejemplo las formas marinas tipo shingle beaches (Fig. 4) o las formas continentales tipo compayrés y pedrizas (Fig. 5), que en realidad deberían ser consideradas como formas residuales y no de acumulación (TWIDALE, 1982; PEDRAZA, 1996; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998).



Fig. 5. Pedriza o Compayres en Sierra Grande (Córdoba, Argentina).

1.3. Convergencia y herencia en las formas graníticas

Que los paisajes graníticos son distintivos y fácilmente reconocibles es, según al-

gunos autores, atribuible a la composición y características físicas de la roca y en particular a su elevada cristalinidad, baja permeabilidad y al desarrollo que presentan los siste-

mas de fractura, a favor de los cuales se observa una mayor permeabilidad relativa del agua.

Otros autores interpretan las características morfológicas comunes a todos los paisajes graníticos como un ejemplo de asociación de formas convergentes, consecuencia del principio de la equifinalidad: distintos tipos de rocas reaccionan de la misma manera ante procesos comunes para al final crear conjuntos similares de formas (MABBUTT 1982; GARNER 1974; OLLIER, 1990; TWIDALE, 1982; 1994; PEDRAZA, 1996; CALAFORRA, 1998, etc.). Este concepto serviría para justificar el limitado número de tipos de formas que son características de los paisajes graníticos (TWIDALE, 1982; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998).

Finalmente, un tercer grupo de autores atribuye el carácter peculiar de estos paisajes a la estabilidad del granito cuando está seco y ponen un énfasis especial los frecuente que resultan los casos de formas heredadas en los paisajes graníticos (BREMER & JENNINGS, 1978; BÜDEL, 1977) para explicar que se encuentren el mismo tipo de formas en muy variados entornos morfoclimáticos (VIDAL ROMANI & TWIDALE, 1998).

Es el caso de las gnammas o cuencos rocosos (Fig. 6), citados como un ejemplo de formas muy frecuentes, aunque no restringidas, a zonas graníticas (TWIDALE, 1982; VIDAL ROMANI & TWIDALE, 1998). Sin embargo, se reconoce de manera generalizada que el desarrollo de estas concavidades en granitos se debe, o al menos está estrechamente relacionada, con la meteorización por el agua. Por tanto, cuando se encuentran concavidades de éste tipo en ambientes áridos (TWIDALE & CORBIN,

1963) se interpretan como formas heredadas de una previa etapa húmeda (TWIDALE, 1982; TWIDALE et al., 1996; VIDAL ROMANÍ et al., 1996; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1999).

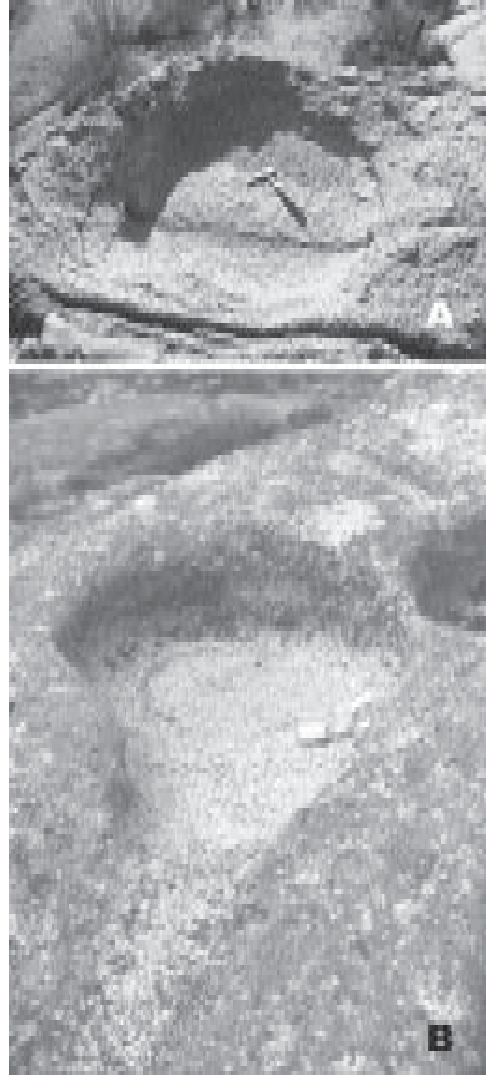


Fig. 6. Gnammas. (a) Gnamma tipo Pan en Sierra Grande (Córdoba, Argentina). (b) Gnamma anual con exutorio en Coruña (Galicia, España).

De manera similar, formas tales como los inselbergs pretriásicos de Úbeda (España), formados bajo un clima tropical húmedo (FERNÁNDEZ, 1978), o la morfología glacial reconocible en Hallett Cove (Fig. 7) e Inman Valley (South Australia), de edad pérmica (TWIDALE, 1976; TATE, 1886; 1889; HOWCHIN, 1985), demuestran la supervivencia y la herencia de formas desarrolladas en medios climato-morfo-genéticos muy distintos al actual. Ambos casos corresponden a formas que primero se desarrollaron en superficie, luego fueron enterradas bajo una cubierta sedimentaria y más tarde fueron exhumadas bajo el clima actual. Sin embargo, la inhumación y posterior exhumación no es necesaria para justificar la supervivencia de las formas. Por ejemplo, en Serra de Gerêz (Portugal) existen superficies glaciadas de edad pleistocena que han permanecido descubiertas e intactas durante miles de años hasta la actualidad (FERNÁNDEZ MOSQUERA et al., 2000), en

que el clima de la zona es templado húmedo.

De manera semejante, formas de corrosión química (etche forms), desarrolladas sobre granitos en el Norte de Suecia (OLVMO & JOHANSSON, 2001; STROEVEN et al., 2002) y heredadas desde los tiempos mesozoicos, han sobrevivido aparentemente a sucesivas fases de abrasión glacial pleistocena; incluso, en algún caso se citan formas glaciares en los Dry Valleys de la Antártida que pueden corresponder al Terciario (SCHÄFER et al., 2000).

Como se puede ver, los paisajes graníticos habitualmente considerados son conjuntos de formas con diferente edad y muy distinto origen (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1999); pero este hecho se complica mucho más si se admite que no es solo en la superficie de la Tierra donde se desarrollan procesos creadores de formas sino que estos ya dan comienzo en ambientes muy distintos, situados en el interior de la litosfera.



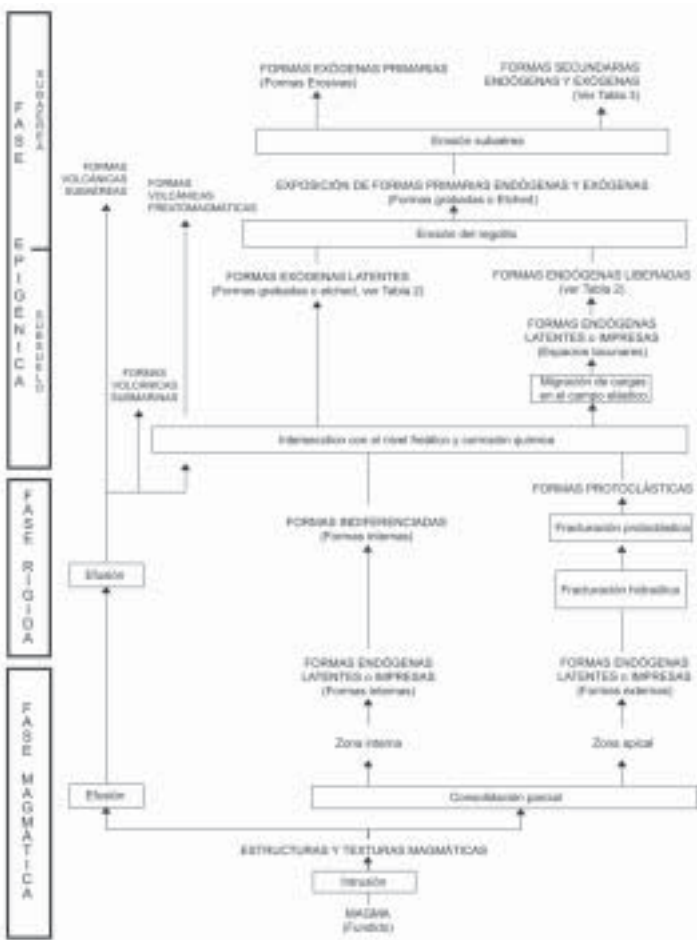
Fig. 7. Forma de erosión glacial del tipo estría en media luna (crescentic scour mark) en los Pirineos (España).

2. ETAPAS DE CONSOLIDACIÓN Y MODOS DE DEFORMACIÓN

En efecto, el hecho más característico de las rocas graníticas es que todas se inician como un magma. Durante su emplazamiento éste se va enfriando gradualmente en un proceso que puede demorarse millones de años (CASTRO et al., 1999). A medida que se enfría el cuerpo intrusivo se hace cada vez más rígido, tornándose así susceptible de manera diferenciada a las tensiones y defor-

maciones que lo afectan durante su emplazamiento, pero también después de éste. De hecho, es posible establecer la secuencia de estructuras y texturas que se desarrollan en este tipo de materiales desde el momento en que se genera un magma y durante todo el proceso de enfriamiento hasta su total consolidación (Tabla 1). En este trabajo solo se considerarán las tres etapas más contrastadas: estado fundido, parcialmente consolidado y rígido.

Tabla 1. El linaje de las formas ígneas.



3. ETAPA MAGMÁTICA

En ella actúan sobre el material que se halla en estado plástico los dos tipos de tensiones antes mencionadas: tectónica y litostática (ARZI, 1978). Algunas de las características reconocibles en la roca final se desarrollan en esta etapa, como las lineaciones cristalinas, el bandeo mineral, las estructuras fluidales y la estratificación gravitatoria, así como diferentes tipos de orientaciones no directamente visibles en los minerales, como la cristalográfica o la de anisotropía magnética, aún sin influencia en la morfología final (ARANGUREN, 1994; EICHELBERG, 1995; ROMÁNBERDIEL, 1995). Estas características de fábrica permiten determinar la historia del emplazamiento del magma en superficie (rocas efusivas) cuando no lo hace como roca, por ejemplo por erosión después de haberse enfriado y consolidado en profundidad (rocas intrusivas).

3.1. Rocas efusivas

La efusión del magma se asocia a formas particulares, muy específicas y estrechamente relacionadas con la reología del material implicado. La estratificación por apilamiento es la característica dominante y se asocian a ella otras formas por caída gravitacional como el cono, la caldera, la colada, los basaltos de plateau o trapp, todas ellas muy características de las rocas volcánicas. Donde el magma interfiere con la capa freática o con niveles freáticos se encuentran los maars, las calderas freatomagmáticas y, en sistemas de rift oceánico, las lavas almohadilladas. Puede argüirse obviamente, que en todos estos casos no se habla de verdaderas formas graníticas, aunque en nuestra opinión así deberían ser consideradas pues forman parte

de la misma secuencia genética. De hecho, habitualmente solo se consideran como formas graníticas s.s. las desarrolladas sobre las rocas intrusivas.

3.2. Rocas intrusivas

La posibilidad morfológica más habitual surge cuando el magma se enfría y consolida como una roca en profundidad. Durante el prolongado proceso de consolidación del magma por enfriamiento, el estado reológico del material correspondiente varía en cada etapa de enfriamiento, como también lo hace su respuesta a las tensiones sufridas previamente a la exposición en superficie (ARZI, 1978). Tomando como referencia los distintos tipos de texturas y estructuras que se reconocerán más tarde en las propias rocas magmáticas en superficie, se establece a continuación una secuencia evolutiva del magma desde el momento en que éste es generado, ya sea en un borde de colisión o en una zona de punto caliente intraplaca, hasta el momento en que el magma alcanza su plena consolidación por enfriamiento. Interesa aquí lo que ocurre en la última etapa de consolidación del magma. En ella vamos a distinguir dos supuestos diferentes: uno es el que corresponde a la zona más interna del cuerpo magmático intrusivo, donde el magma aún permanece en estado esencialmente fundido (Fig. 8). El otro es el que corresponde a la zona apical de la intrusión o al menos a la parte en contacto directo con la roca encajante, donde el magma ya se ha consolidado totalmente.

3.3. Deformación interna

Si la deformación afecta a un material en estado plástico —según ARZI (1978) y



Fig. 9. Fracturación hidráulica en granitos de A Coruña (Galicia, España). Leyenda: (a) granitos, (b) diques.

VIDAL ROMANÍ (1990) en esta etapa no se hallaría consolidado más del 35% del magma—, una eventual compresión (Fig. 9) causaría la fractura hidráulica de la envuelta rocosa externa de la intrusión (WATERS & KRAUSKOPF, 1941; MARRE, 1986; MEHNERT, 1971). Las fisuras formadas se rellenarían inmediatamente por el fundido magmático, que se consolidaría en su interior dando lugar a los sills (Fig. 10), con o sin borde de enfriamiento o como brechas magmáticas, si hubiera una tectonización posterior al relleno (MEHNERT, 1971). Sin embargo, la textura masiva de la roca correspondiente al cuerpo intrusivo una vez consolidado, se demuestra como la menos influyente en la definición de las formas posteriores (cfr. n. 5), pues da lugar a formas no diferenciadas: las llanuras, las plataformas rocosas y las mesas de billar, entre otras.



Fig. 10. Sill sin borde de enfriamiento en granodiorita (Andringitra, Madagascar).

3.4. Etapa protoclástica. Deformación en el contacto de la intrusión

En la zona apical consolidada se desarrollan tipos de estructuras totalmente diferentes a los descritos anteriormente, debido a que el magma en contacto con la roca encajante ya se ha consolidado. Durante el emplazamiento (TURNER & VERHOOGEN, 1951) y con no más del 10% de material en estado fluido (ARZI, 1978), la roca recién consolidada se verá

afectada en la zona de contacto entre el cuerpo magmático y la roca encajante (Fig. 8) por la fragmentación inducida por cizalla (ARZI, 1978; VIDAL ROMANI, 1990; GONNERMANN & MANGA, 2003). Los sistemas de fracturas y fallas producidos en esta etapa presentan patrones regulares y se asocian claramente a la zona de contacto intrusión/encajante, ya correspondan estos a la zona apical, ya a la zona lateral del mismo.

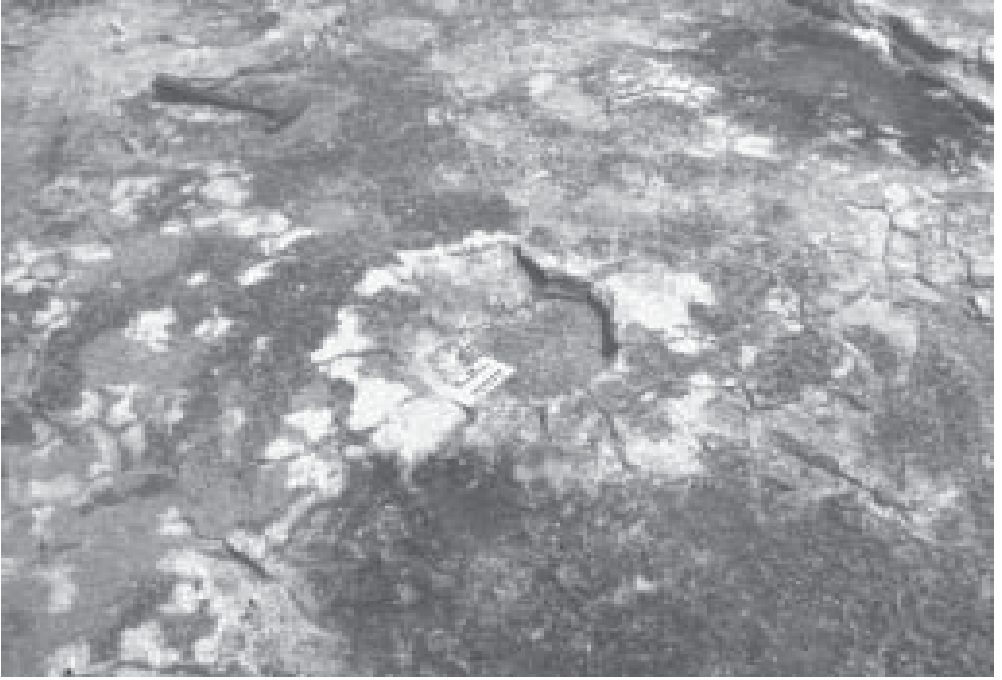


Fig. 11. Formas anticlinales en granitos cizallados de Guitiriz (Lugo, España).

La meteorización posterior de la roca a través de estas discontinuidades (Fig. 11) genera las llamadas estructuras de descamación (sheet structures) bien individualizadas, bien asociadas en sistemas (TWIDALE, 1982; DALE, 1923; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1999). Estas estructuras

planares se han denominado indistintamente como exfoliación, laminación, disyunción en capas de cebolla, seudo estratificación.

Movimientos diferenciales coetáneos a la formación de estas discontinuidades pueden producir localmente acortamiento o estira-



**Fig. 12. Roturas poligonales radiales o polygonal craking en The Granites (Western Australia).
Leyenda: (A) Punto de contacto donde se produjo la concentración de cargas, según la hipótesis del “efecto faquir”.**



Fig. 13. Roturas poligonales o cortezas de pan en granitos de Guitiriz (Lugo, España).

miento y cuando más tarde la roca es explotada por la meteorización dará lugar a formas primarias endógenas (Fig. 12 y 13) como los plegamientos o las roturas poligonales (RAMSAY & HUBER, 1987; VIDAL ROMANÍ, 1990; PLOTNIKOV, 1994). Estos dos tipos de estructura debidos a deformación son muy característicos de las zonas de cizalla, habiéndose descrito fundamentalmente en secuencias sedimentarias deformadas (RAMSAY & HUBER, 1986) y más raramente en rocas plutónicas (VIDAL ROMANÍ, 1990). Algunos autores (WATER & KRAUSKOPF, 1941) interpretan estas estructuras como resultado de la deformación elástica (rotura proto-clástica) de la roca en zonas apicales/marginales, donde el campo de esfuerzos ha sido modulado por el comportamiento diferen-

ciado entre la parte interna de la intrusión —más fluida— y la parte externa —más rígida—.

Esto puede ayudar a explicar las acumulaciones de bloques (chaos de boules) a los que no se asocian mantos de alteración (grus) o cubiertas regolíticas (Fig. 14). En estos casos, aunque los bloques estén físicamente individualizados conservan su forma y disposición original en el macizo, lo que permite descartar cualquier relación con una alteración de la roca y un eventual lavado/arrastre del regolito para justificar la separación entre el bloque y el resto del macizo. En la literatura española las pedreras graníticas (Fig. 15) o acumulaciones de bloques en el pie de una vertiente (usualmente por gravedad o por crioclastia), se distinguen de los campos de bloques (pedrizas), que serían en



Fig. 14. Caos de bloques o compayres en O Pindo (Coruña, España).



Fig. 15. Pedreras por periglacialismo en los Pirineos (Huesca, España).

realidad formas primarias endógenas atribuibles a la rotura protoclastica (PEDRAZA, 1996).

Otros autores atribuyen estas características estructurales y las formas que se derivan de ellas, a los procesos de descompresión del macizo rocoso cuando la roca intruye en dominios superficiales y se produce una brusca caída de la presión litostática con el consiguiente aumento relativo de las fuerzas laterales (RAMSAY & HUBBER, 1987). Sin embargo, resulta difícil entender cómo una estructura de cizalla de este tipo, como lo demuestra el patrón de fracturación observable en estos casos, se pueda desarrollar en un material rocoso que se encuentra ya en estado rígido (VIDAL ROMANÍ et al., 1996).

4. ETAPA ELÁSTICA.

Una vez definido el primer sistema de discontinuidades, y si continúa el ascenso activo o pasivo del macizo rocoso hasta niveles más superficiales, las tensiones de mayor entidad que actúan se deben esencialmente a la presión litostática, actuante en esta etapa en el campo elástico de deformación (VIDAL ROMANÍ, 1984). Cuando el macizo rocoso comienza a alterarse según el sistema de discontinuidades previamente definido se producirá un efecto conocido (VIDAL ROMANÍ, 1984) como migración de cargas (VIDAL ROMANÍ, 1983; DREWRY, 1986; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998) que dará origen a un nuevo tipo de estructura deformativa reconocible posteriormente en la roca.

La migración de cargas se entiende mejor utilizando el símil del faquir y su lecho de clavos. Se comprende perfectamente cómo aumenta el malestar que aquel sufre a medida que se van retirando progresivamente más clavos de su colchón, incrementándose el peso que gravita sobre los clavos restantes. Lo mismo ocurre en un macizo rocoso cuando, entre dos bloques definidos por el sistema de discontinuidades, la roca se meteoriza en su contorno. El “efecto faquir” produce que el peso del bloque superior y de su reacción en el inferior varíen desde una distribución homogénea en todo el contorno hasta que, con el avance la meteorización se concentre en unos pocos puntos (VIDAL ROMANÍ, 1983; 1989) donde la roca aún continúa intacta.

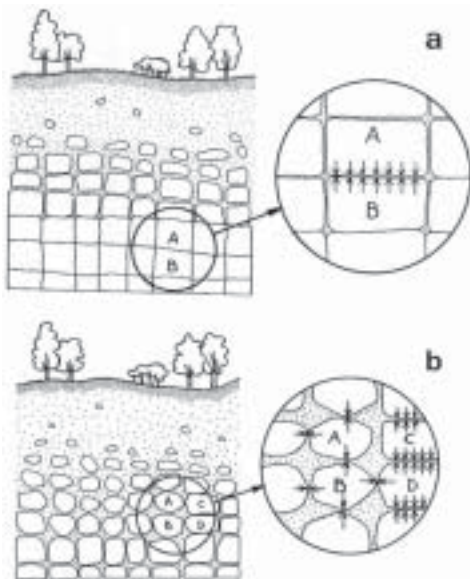


Fig. 16. Proceso de concentración y migración de cargas por alteración vía edáfica a favor del sistema de discontinuidades.

En casos como estos, la magnitud de la carga en uno de esos puntos puede aumentar hasta 100 veces el valor inicial de la tensión debida a la carga litostática a esa profundidad, sin aumentar la carga inicial. Se ha calculado (Fig. 16) que a unos 300 m de profundidad la estructura de la roca sana colapsa (VIDAL ROMANÍ, 1984) formándose, en los alrededores de los puntos de contacto, recintos de plastificación (espacio lacunar), similares a los que se forman bajo una zapata o apoyo que trabaja a compresión (LEONHARDT & MÖNNIG, 1975; VIDAL ROMANÍ, 1984). La plastificación de la roca en esos puntos (Fig. 17) si se mantiene durante prolongados períodos de tiempo (geológicamente hablando), causa el deterioro textural de la roca lo que puede llegar a ser permanente (VIDAL ROMANÍ, 1984).

Cuando un bloque afectado por un proceso de concentración de cargas aflora en la superficie de la tierra, la alteración subsiguiente se desarrollará con preferencia en esas zonas previamente deterioradas. Alternativamente, la concentración de cargas por efecto faquir, puede ser producida también por otras causas, por ejemplo los movimientos tectónicos tardíos, posteriores a la definición del sistema de discontinuidades (VIDAL ROMANÍ, 1984). La alteración de un macizo granítico diaclasado afectado por una deformación debida a concentración de cargas dará lugar a la formación de cavidades subsféricas del tipo morfológico gnamma o tafone, asociadas a diaclasas o discontinuidades cualesquiera que sea su orientación (VIDAL ROMANÍ, 1985; 1989).

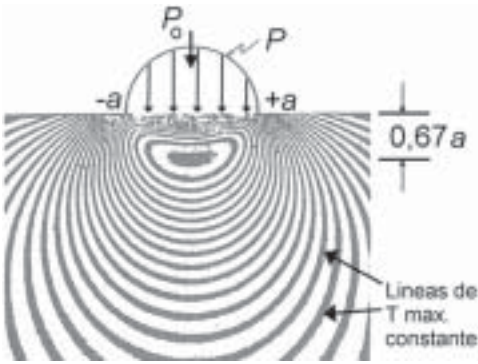


Fig. 17. Deformación fotoelástica inducida en un plano por la carga que genera una zapata trabajando a compresión y que pone en evidencia la existencia de unos recintos de plastificación (espacios lacunares). Modificado a partir de Halling & Nuri (1975).

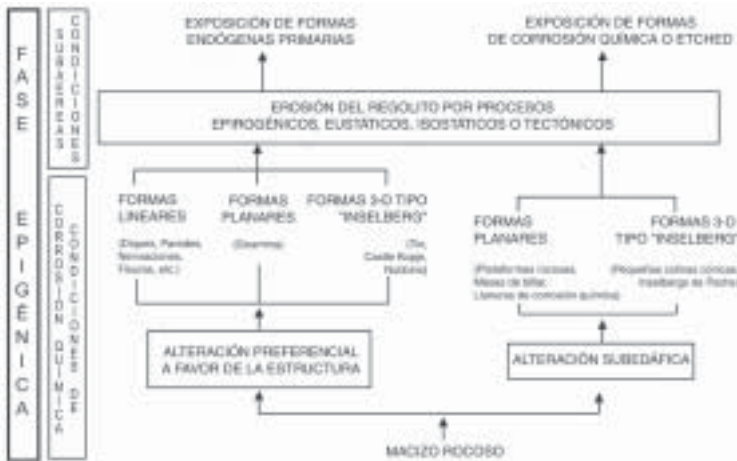
5. ETAPA EPIGÉNICA

La siguiente etapa es la llamada etapa epigénica (Tabla 2), ya que se realiza en condiciones epigénicas superficiales y no tectónicas. Normalmente, el desarrollo de las formas en rocas graníticas ha sido interpretado (TWIDALE, 2002) como un proceso con dos etapas superficiales: la primera de

ataque químico bajo el suelo y la segunda de ataque subaéreo de la roca, después de la eliminación del suelo o cubierta regolítica (TWIDALE, 2002).

Sin embargo, como ya se ha expresado antes (TWIDALE y VIDAL ROMANÍ, 1994), la etapa epigénica no es el principio sino el final de una larga historia durante la cual se han desarrollado sucesivamente en la roca distintos tipos de estructuras. Lo primero que ocurre durante la etapa epigénica es que la meteorización ataca la estructura de la roca “liberando” (Fig. 18), pero no creando, las llamadas aquí formas primarias endógenas. De ahí su denominación de formas latentes o impresas, pues las características que las definen ya existían antes de que la meteorización las pusiera de manifiesto en la superficie de la Tierra. Pero simultáneamente, y esta es la razón de la confusión, el grabado químico (etching) genera las formas primarias exógenas, éstas sin relación con la estructura del material (cfr. n. 6.2), como consecuencia del ataque químico de la roca realizado bajo el suelo.

Tabla 2. Fase de “liberación” y “exposición” de las formas endógenas durante la morfogénesis del relieve granítico.



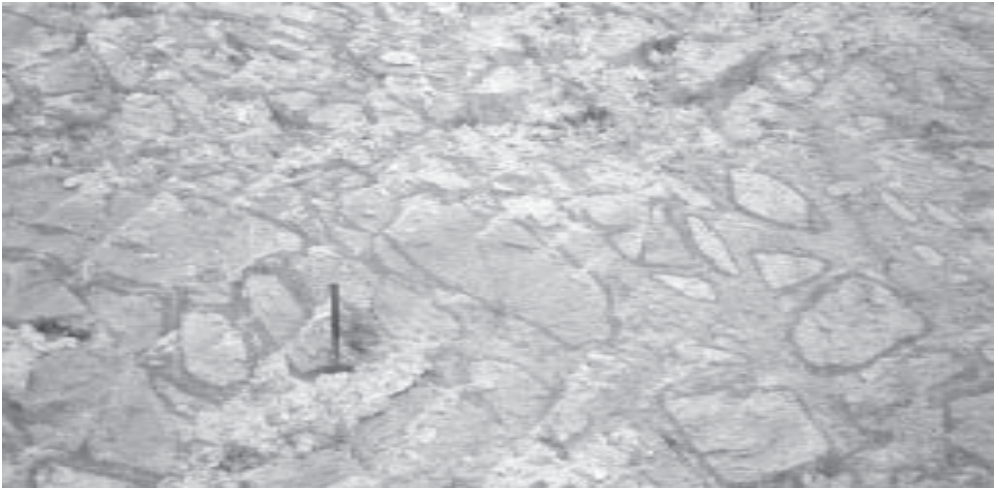


Fig. 18. Anillos de Lisegang en alteración de granitos en Pereiro de Aguiar (Ourense, España).

5.1. Exposición de las formas

Las formas latentes o impresas se hacen evidentes en el momento en que las condiciones de espacio se lo permiten. Generalmente, esto sucede por la apertura de algunas o todas las características texturales, estructurales o de fábrica antes mencionadas. El mecanismo de exposición será esencialmente la erosión desencadenada por los procesos eustáticos, isostático-epirogénicos, o tectónicos (ya sean solos o combinados), que son los que ponen la roca en superficie. Las formas liberadas son el resultado de la alteración edáfica del macizo rocoso por la acción de las aguas subterráneas, lo que pone de manifiesto las diferencias estructurales marcadas en el macizo rocoso en las anteriores etapas (mágmica, protoclastica y elástica). El resultado es la generación de una serie de formas cuyas características tienen una fuerte dependencia de los rasgos estructurales impresos en la roca. Aquí se distinguen dos categorías de formas, según su posición con respecto al macizo: internas y externas (Tabla 2).

5.1.1. Formas internas

En los trabajos tradicionales se describen normalmente sólo las formas que se desarrollan en las superficies de los macizos rocosos, mientras que aquellas que se desarrollan por debajo de la superficie no son consideradas o tenidas en cuenta (VIDAL ROMANI, 1998; VAQUEIRO, 2003). Esto se debe a que, en los macizos graníticos, si se los compara con los de rocas solubles, las cavidades están mucho menos desarrolladas, aunque existen referencias notables de cuevas y aun dolinas desarrolladas en rocas ácidas como en las areniscas de la Formación Roraima en Venezuela (SEKINO, 1989) o en las sienitas del Macizo de Andringitra en Madagascar (PETIT, 1971). El término pseudokarst se ha aplicado a estas características desarrolladas sobre granitos o rocas ácidas cuya disolución imita a la de rocas solubles (p.e., rocas carbonatadas). Aunque todas las cuevas en granitos están relacionadas con la estructura se pueden distinguir tres tipos de ellas con diferentes orígenes y distintas historias (Tabla 2).



Fig. 19. Formas de desagregación en el interior de un tafone. (a) Estructura en panal en la Costa Brava (Girona, España). (b) Formas mamelonares en Kangaroo Island (South Australia). (c) Gubiazos o scallops en The Granites (Western Australia).

a).- Cuevas asociadas a fracturas que forman grandes planos a través de los cuales es fácil la circulación del agua. La meteorización se produce esencialmente por lavado de iones lo que conduce a una ulterior ampliación de la cavidad.

b).- Cuevas asociadas a campos de bloques residuales o de origen protoclastico. En este caso las fracciones más finas del regolito granítico, si alguna vez ha existido este, han sido lavadas y arrastradas dejando atrás la fracción mas gruesa, bloques y cantos, in situ. Los huecos entre los residuales pueden estar en algunos puntos conectados, dando lugar a sistemas de huecos (cavidades) irregulares.

c).- El tafone es el tercer tipo de cavidad y está ligado al estadio elástico de la evolución del macizo, aunque formas similares también se atribuyen a medios epigénicos (TWIDALE, 2002). El término tafone se refiere a una caverna o hueco desarrollada en el interior de un bloque delimitado por discontinuidades (Fig. 19). La pared interna de la cavidad puede estar recubierta de alveolos (estructura en panal), por protuberancias mamelonares (relieve convexo) o por concavidades tipo gubiazos (relieve cóncavo).

5.1.2. Formas externas

Las formas endógenas externas (Tabla 2) son las que primero aparecen, al ser la parte apical del macizo la primera que emerge. El proceso por el que se manifiestan es consecuencia de la corrosión química subedáfica (etching) o de la expansión física de la roca según sus discontinuidades, por ejemplo por hidratación una vez que se sitúa en la parte externa de la tierra (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998). En esta categoría

de formas se incluyen varios tipos de formas lineales (VIDAL ROMANÍ, 1998) tales como los rebordes rocosos (rock levées), formados por alteración diferencial de la roca en zonas de contraste textural entre el encajante y el material filoniano, dando lugar a diques o paredes, galiñeiros, nerviaciones, fisuras y otras formas similares (Fig. 20). Posteriormente, cuando el proceso de eliminación del regolito ha terminado, tiene lugar la aparición de formas tridimensionales (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998) como los distintos tipos de inselbergs: formas acastilladas, torres, domos (bornhardt) y mazorcas (nubbin), todas ellas se producen por la explotación de la meteorización de la roca según los sistemas de diaclasas. Otras formas de menor tamaño

correspondientes a esta etapa son las roturas poligonales o cortezas de pan (Fig. 21) — con patrones regulares rectangulares, pentagonales, radiales, etc. (VIDAL ROMANÍ, 1990)— y algunas formas planares tales como la exfoliación, laminación, disyunción en hojas de cebolla, pseudoestratificación, etc. Todas ellas se encuentran asociadas con los caos de bloques y campos de bloques de origen protoclastico (pedriza), así como las pilas (gnammas, vasques o basins) de origen tectónico por deformación elástica (Tabla 2). Todas estas formas son endógenas y se derivan de los procesos de tensión-deformación desarrollados en las etapas protoclastica y elástica en la evolución del macizo. (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998).



Fig. 20. Rill con levées rocosos en el Paso de las Piedras (Córdoba, Argentina).



Fig. 21. Roturas poligonales o cortezas de pan (Serra da Estrela, Portugal).

5.2. Formas epigénicas

Durante esta misma etapa de la exposición del macizo tiene lugar la generación de otro tipo de formas, las llamadas formas primarias exógenas o epigénicas. Estas morfologías presentan dos líneas principales de evolución: la primera es la llamada de corrosión química (etching) de la roca bajo el suelo, que eventualmente (TWIDALE, 1982) puede prolongarse subaéreamente guiada por los procesos externos (Tabla 2). La segunda línea evolutiva tiene lugar exclusivamente en la superficie de la tierra y es guiada por procesos exclusivamente subaéreos tales como los eólicos, glaciares, marinos, periglaciares, fluviales, o de vertiente.

5.3. Formas de corrosión química o grabadas

Las formas exógenas del primer tipo resultan en su totalidad de la alteración de la roca debajo de un suelo. El carácter genéricamente isótropo de las rocas magmáticas da lugar a este particular tipo de formas llamadas de corrosión química o grabadas (Tabla 2). Uno de los mejores ejemplos que existen son las llanuras de corrosión química o grabadas (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998). Las mesas de billar y plataformas rocosas son sus equivalentes de menores dimensiones (Fig. 22). Asociadas a ellas aparecen otras formas convexas que son verdaderamente formas residuales sin relación con la estructura (Fig. 23), como los

llamados inselbergs de bolsillo (inselbergs de poche de BIROT, 1958) y las pequeñas colinas cónicas encontradas en los Gawler Ranges (South Australia), en las Tierras Altas de edad jurásica de la Sierra Grande (Cordoba, Argentina) y en Amparihimena,

en el Macizo de Andringitra (Madagascar) (VIDAL ROMANÍ et al., 1997; TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 2003). Tales formas son típicamente de origen grabado o de corrosión química y por tanto caracterizan a los paisajes estables.



Fig. 22. Mesas de billar o plataformas rocosas Córdoba (Argentina).



Fig. 23. Inselberg de bolsillo, coolie hut o colina residual en Córdoba (Argentina).

5.4. Formas exógenas

En este grupo se incluyen las morfologías que resultan del desarrollo de los procesos geodinámicos externos. Representan la segunda línea genética de las formas epigénicas que antes hemos señalado. Son mucho más reducidas en número y en tipología que todas las que hemos visto hasta el momento. Esencialmente, son tres los agentes responsables de las formas exógenas: agua, aire y hielo. Un ejemplo muy característico es la estría en media luna (crescentic scour mark y Sichelwannen) producida por la presión de los bloques situados en la base de una lengua glaciaria contra el fondo rocoso del valle (SUGDEN & JOHN, 1976; DREWRY, 1986). Esta forma es generada en un proceso de concentración de cargas como el postulado para la etapa elástica, aunque en una

situación más somera, al generarse por debajo de la capa de hielo de un glaciar en movimiento. En las Figuras 24 y 25 se presenta una síntesis de las más frecuentes formas exógenas, muchas de las cuales son comunes aunque no exclusivas de los paisajes graníticos, pudiéndose encontrar sobre cualquier tipo de roca compacta y masiva.

5.5. Formas secundarias exógenas y endógenas

En una etapa final, cualquiera de los dos grandes tipos de formas definidos previamente (primarias endógenas —bien sean externas o internas— y primarias exógenas) pueden evolucionar, por degradación, bajo la acción continuada de los agentes externos hasta dar lugar a las llamadas formas secundarias, llegándose hasta la total destrucción



Fig. 24. Formas en “A” o rock blister o pop ups en la península de Eyre (South Australia).



Fig. 25. Meandros en sienitas (Andringitra, Madagascar).

de la forma si persiste la acción de los agentes externos. Sin embargo, muchos autores han entendido las diferentes etapas en la degradación de las formas (TWIDALE, 1982; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998) como formas diferentes, cuando en realidad son etapas sucesivas en la destrucción/transformación de la forma correspondiente (Tabla 3).

Considérese, por ejemplo una forma común en el paisaje granítico: la gnamma o vasque. En ella la morfología de la concavidad varía a lo largo del tiempo. Sus dos tipos, pit (fondo cóncavo) y pan (fondo plano), pueden presentarse con todas sus características conservadas o destruidas (Fig. 27) en mayor o menor grado (formas en sillón, rosquillas rocosas, fuentes, etc.). Lo mismo ocurre con otra forma frecuente en los paisajes graníticos: el tafone, que recibe diferentes nombres, según el grado de evolución de la cavidad (tafone incipiente con desarrollo

Tabla 3. Formas exógenas secundarias y algunos de sus estadios degradativos más frecuentes antes de su destrucción total por la continua acción de los agentes externos.

GNAMMA			TAFONE			FORMAS PROTOCLÁSTICAS
Pit	Pan	Pila cilíndrica	Tafone fractura	Tafone pared	Tafone bloque	Campo de bloques protoclástico
Gnamma-sillón			Tafone-alcoba			Playa residual
Gnamma-cuello de camisa			Tafone-abrigo			Pedriza, Compayrés
Rosquilla rocosa			Tafone-caparazón de tortuga			Río de bloques
Plato, benitier, fuente						Campo de bloques

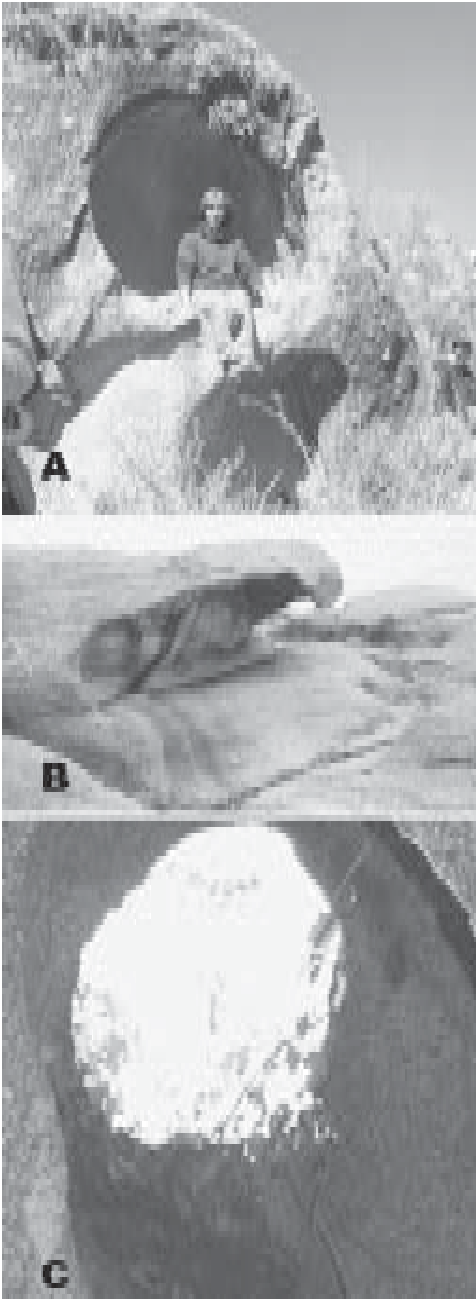


Fig. 26. Diferentes tipos de tafone por su morfología final. (a) Tafone-pared en Córdoba (Argentina). (b) Bloque-baldaquino o Bloque-visera en Córdoba (Argentina). (c) Tafone-ventana en Córdoba (Argentina).

de estructura en panal y tafone con gubiazos) ó según la localización del plano de desarrollo del tafone (tafone bloque, tafone lateral, tafone laja), o según el grado de destrucción del bloque (Fig. 26) donde se desarrolla (tafone, alcoba, abrigo, visor, caparazón de tortuga). Sin embargo, los tipos morfológicos antes enumerados sólo son reflejo de las distintas etapas observadas en la degradación de dos formas y no se justifica “per se” una diferente nomenclatura (Fig. 28).

6. CUANTIFICACIÓN DE LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LAS FORMAS

Las formas primarias (endógenas y exógenas) que se han descrito en este trabajo, evolucionan morfológicamente como resultado de la degradación epigénica que sufren una vez expuestas en la superficie de la Tierra convirtiéndose en formas secundarias. La cuantificación de la velocidad a la que se realizan estos procesos de degradación de las formas primarias en formas secundarias puede permitir asignar una edad de exposición subaérea a una superficie según cual sea la situación de las formas desarrolladas sobre ella. Hay dos vías diferentes para determinar la edad de una forma según que este dato sea absoluto o relativo. La edad absoluta puede determinarse por la datación de la superficie erosiva mediante isótopos cosmogénicos (cfr. n. 6.1). La edad relativa se deduce de aquellos casos en los que se haya producido la fosilización de una superficie o forma por sedimentos de edad conocida o cuando se data la propia superficie por su altura sobre el nivel de base local o regional. Finalmente, y este es el procedimiento elegido en el presente trabajo, se puede establecer la edad de una superficie por el grado de

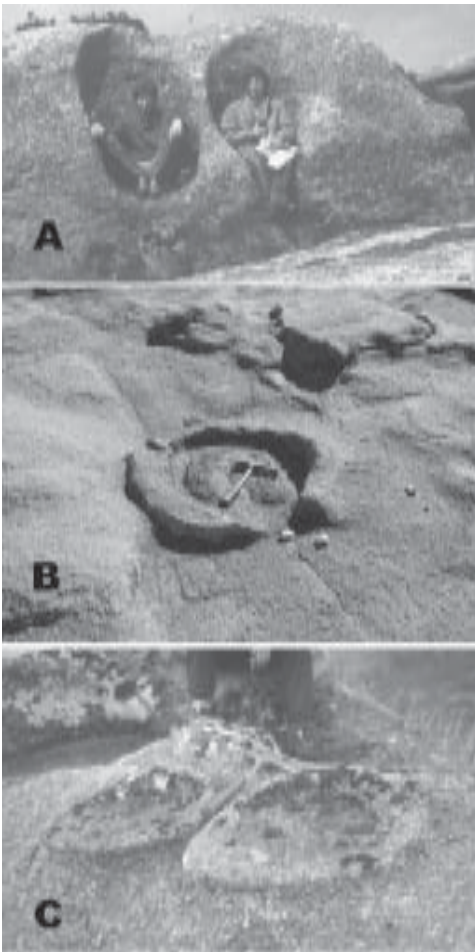


Fig. 27. Diferentes tipos de gnamma por su morfología final. (a) Gnamma en sillón en la Serra do Xistral (Lugo, España). (b) Rock doughnut (Córdoba, Argentina). (c) Plato (Gêrez, Portugal).

evolución de las formas desarrolladas sobre ella, a partir de su análisis dimensional (VIDAL ROMANÍ, 1984; UÑA ÁLVAREZ, 1997; UÑA ÁLVAREZ & VIDAL ROMANÍ, 2000).

6.1. Datación isotópica de las formas

Una primera aproximación cuantitativa para determinar la edad de una forma o de la

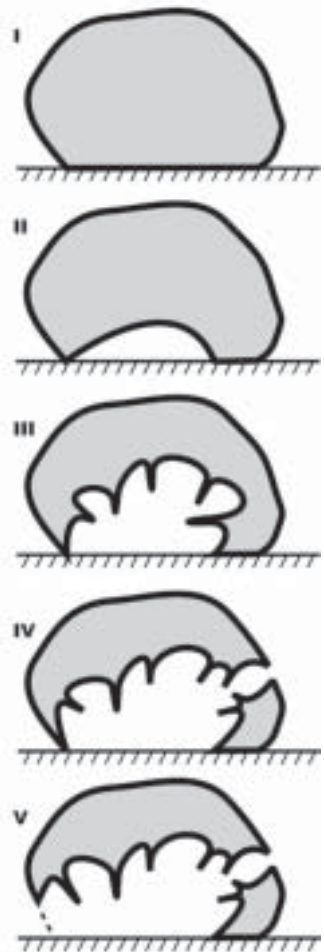


Fig. 28. Etapas en la evolución de un tafone. Leyenda: (I) Bloque, (II) Bloque-tafone, (III) Tafone-panal, (IV) Tafone-ventana, (V) Bloquevisera con tafone.

superficie a la que se asocia se realiza mediante el análisis de los nucleidos cosmogénicos (FERNÁNDEZ MOSQUERA et al., 2000), hasta ahora el método más fiable para datar superficies o formas erosivas, siendo la edad deducida tanto más exacta cuanto más rápido haya sido el acontecimiento erosivo que originó la forma. En este sentido, las zonas glaciadas proporcionan una excelente referencia para establecer una base temporal

en la evolución de las formas graníticas ya que los nucleidos cosmogénicos permiten calcular la edad de las formas graníticas erosivas implicadas (FERNÁNDEZ MOSQUERA et al., 2000). Tomando como ejemplo un paisaje glaciado pleistoceno como el de la Serra do Gerês (Norte de Portugal), se puede constatar que las gnammas se hayan totalmente ausentes de las zonas afectadas por la erosión glaciaria (VIDAL ROMANÍ et al., 1990) aunque es posible observar gnammas en diferentes estado de degradación en las zonas inmediatas al límite del máximo avance glaciario. La edad inferida para la superficie de pulido glaciario por nucleidos cosmogénicos (FERNÁNDEZ MOSQUERA et al., 2000) indica que la superficie no glaciada tiene una antigüedad al menos superior a los 200,000 años B.P. siendo por tanto esa misma edad la mínima que podemos asignar a las formas conservadas, en nuestro caso gnammas. Sin embargo, la datación de formas erosivas presenta grandes dificultades cuando no ha sido uno solo el evento erosivo que ha definido la forma claramente, dándose entonces el caso de que la edad geomorfológica (muchas veces inferida por criterios relativos) es muy diferente de la edad absoluta definida por nucleidos cosmogénicos (BIERMAN & TURNER, 1995). En estos casos ocurre que la acumulación de nucleidos cosmogénicos está limitada por la tasa de erosión de la superficie, pudiendo ocurrir además que se alcance el límite de acumulación (para el caso de los nucleidos cosmogénicos radioactivos) cuando la superficie es muy antigua y la tasa de erosión muy baja (LAL, 1990). La cuantificación de la tasa de degradación de una superficie erosiva, usando dos nucleidos cosmogénicos (p.e., ^{21}Ne y ^{10}Be) ofrece buenos resultados pues combina un cosmogénico

como el ^{21}Ne , producido por espalación (en superficie), con el ^{10}Be producido por espalación más captura muogénica. La acumulación de ^{21}Ne está solo limitada por la erosión de la superficie y comienza a producirse una vez que aquella queda al descubierto. Con una tasa de erosión baja el valor obtenido es muy cercano a la edad del evento erosivo que definió la superficie. Por su parte, el isótopo ^{10}Be es el más aconsejable de entre todos los isótopos radioactivos existentes, cuando se están datando procesos erosivos prolongados en el tiempo, debido a su mayor vida media.

6.2. Análisis morfométrico

La otra vía de datación de formas y procesos sería la que se apoyaría en la cuantificación de la degradación de una forma a partir de su análisis dimensional. En efecto, se pueden relacionar estadísticamente las dimensiones de la forma (VIDAL ROMANÍ, 1984; UÑA ÁLVAREZ, 1997; UÑA ÁLVAREZ & VIDAL ROMANÍ, 2000), por ejemplo en el caso de una gnamma: área, longitud, anchura y profundidad de la misma; o alternativamente, la evolución de sus características morfológicas: sección y planta de la forma, forma del fondo, características del canal de salida, paredes sobre excavadas y erosión de las paredes. A partir de estos datos (Fig. 29), es posible obtener una edad relativa para la superficie sobre la que aparecen gnammas en distinto grado de evolución (UÑA ÁLVAREZ & VIDAL ROMANÍ, 2000; UÑA ÁLVAREZ, 1998; 1999). Por otra parte, la evolución de la forma tipo gnamma ya ha sido descrita suficientemente (TWIDALE & CORBIN, 1963), habiéndose caracterizado sus tres etapas: (1) aumento del tamaño de la conca-

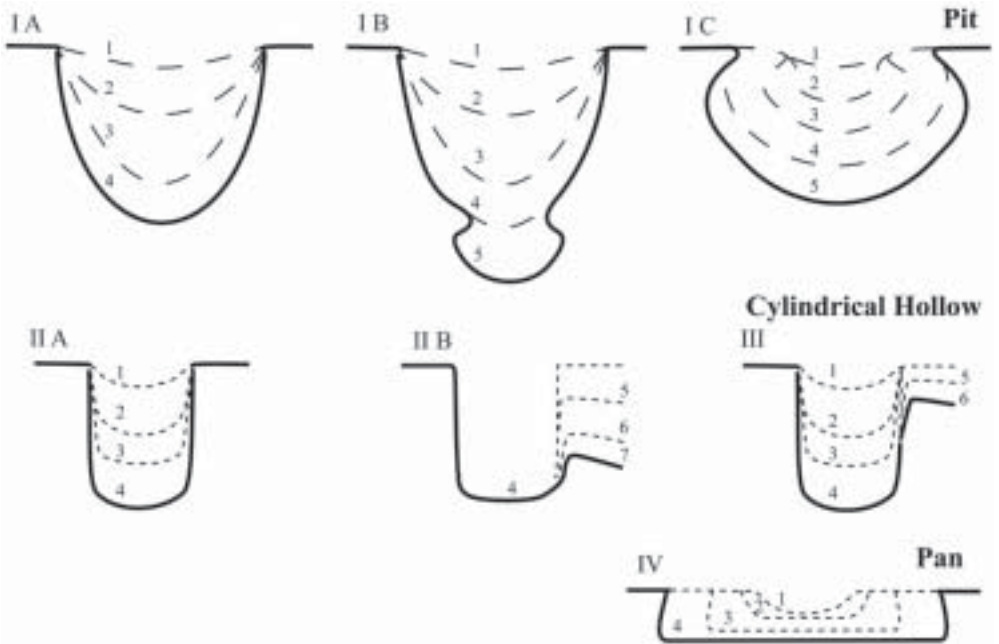


Fig. 29. Evolución de morfologías tipo gnamma porsu grado de destrucción. Leyenda: (Ia) Pit, (Ib) Pit telescópico, (Ic) Pit con las paredes laterales sobreexcavadas, (IIa) Cylindrical Hollow, (Iib) Gnamma en sillón o Armchair-shaped basin, (III) Cylindrical basin con exutorio, (IV) Pan.

vidad con el tiempo (2) pérdida de su capacidad de retención del agua como resultado de la rotura parcial de su perímetro y (3) progresiva destrucción total de la forma.

7. CONCLUSIONES

El primer problema para entender el relieve desarrollado sobre las rocas graníticas es definir la naturaleza de las formas, si son endógenas o exógenas, y cuál es su estado de degradación (formas secundarias) por la acción de los distintos agentes erosivos exógenos (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1998).

Es fácil comprender la gran indeterminación que existe en la definición geomorfológica de la edad, origen y significado de una superficie si se ignora o

malinterpreta la información que proporcionan las formas asociadas a ella.

La determinación de la edad de las formas, bien sea absoluta (isótopos cosmogénicos) o relativa (estadio degradativo, altura, fosilización, etc.), nos dará una edad de la superficie sobre la que estas se han desarrollado.

Todas las demás formas corresponden a etapas previas a la epigénica y se deben exclusivamente a los procesos endógenos de consolidación del magma o de su deformación en el camino hacia la superficie terrestre sin tener por tanto ningún significado climático.

La edad más antigua de una forma debe deducirse de la historia petrográfico-estructural de la roca ígnea sobre la que se desarrolla (VIDAL ROMANÍ, 1990; ARANGU-

REN, 1994). Las únicas edades que pueden ser asociadas a la historia geomorfológica de un área determinada son las que corresponden a las formas epigénicas (TWIDALE, 2002) y señalarían etapas de erosión o de corrosión química (grabado o etching) actuando sobre el sustrato rocoso.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el resultado de muchos años y viajes por diferentes zonas de la Tierra (Australia, Argentina, Chile, Madagascar, España y Portugal, entre otras) entre los años 1979 y 2003. El financiamiento proporcionado por la Universidad de Coruña

permitió su realización, como también el proporcionado por el Gobierno Autónomo de Galicia y la Universidad de Adelaide (South Australia), sin los que no hubiera sido posible la realización de este proyecto. Agradecemos al Profesor C. R Twidale por sus positivas críticas al manuscrito en su primera versión. Estamos en deuda igualmente con el Profesor Carlos Costa (Universidad de San Luis, República Argentina) por sus comentarios sobre el estadio protoclastico de evolución del magma, de extraordinaria ayuda para la mejora de la redacción de este trabajo.

Recibido: 2-10-03

Aceptado: 26-6-04

BIBLIOGRAFÍA

- ARANGUREN, A. (1994). Estructura y cinemática del emplazamiento de los granitoides del Domo de Lugo y del Antiforme del Olo de Sapo. Serie Nova Terra nº 10, Instituto Universitario de Geología, O Castro, Spain, 237 pp.
- ARZI, A.A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- AURÉJA, J.B.; GLEIZES, G.; DIOT, H. & BOUCHEZ, J.L. (2004). Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM: un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France*, 2: 157-174.
- BAKER, A. (1960). Imprisoned rocks: a process of rock abrasión. *Vic. Nat.*, 76: 206-207.
- BIERMAN, P. & TURNER, J. (1995). ^{10}Be and ^{26}Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes. *Quaternary Research*, 44: 378-382.
- BIROT, P. (1958). Les domes cristallins. *Memoires et Documents du CNRS*, VI:7-34. CNRS, Paris.
- BLANK, H.R. (1951). "Rock doughnuts", a product of granite weathering. *American Journal of Science*, 249: 822-829.
- BREMER H. & JENNINGS J.N. (editors) (1978). Inselbergs/Inselberge. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 31.
- BÜDEL, J. (1977). *Klima-Geomorphologie*. Borntraeger, Berlin, 304 pp.
- CALAFORRA, J.M. (1998). *Karstología en yesos*. Monografías de la Serie Ciencia y Tecnología, 3. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Almería. Almería, 384 pp.
- CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C. & VIGNERESE, J.L. (Eds.). (1999). *Understanding Granites: Integrating new and classical techniques*. Geological Society Special Publication, 168, London, U.K., 278 pp.
- CLOOS, H. (1931). Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Faltung. *Die Naturwissenschaften*, 242-247.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1981). *Les Serras da Peneda et do Gêrez. Etude Géomorphologique*. Universidade de Lisboa. Instituto Nacional de Investigação Científica. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, Lisbon, 254 pp.
- DALE, T.N. (1923). *The commercial granites of New England*. United States Geological Survey Bulletin, 738 pp.
- DREWRY, J. (1986). *Glacial geologic process*. Edward Arnold, London, 276 pp.
- EICHELBERG, J.C. (1995). Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23: 41-63.
- FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, J. (1978). *Sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta*. Serie Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, 161, 173 pp. Universidad de Granada, Granada, España.
- FERNÁNDEZ MOSQUERA, D.; MARTI, K; VIDAL ROMANÍ, J.R. & WEIGEL, D. (2000). Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ^{21}Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*. 172: 832-837.
- GARNER, H.F. (1974). *The origin of landscapes. A synthesis of geomorphology*. Oxford University Press, New York, EEUU, 734 pp.
- GONNERMANN, H.G.; MANGA, M. (2003). Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, 426: 432-435.
- GOSSE, J.C. & PHILLIPS, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-1560.
- GUSTAFSON, G. & KRÁSNY, J. (1993). Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. *Memories I.A.H. XXIV (Part. 1)*, 3-20. 24th Congress of International Association of Hydrogeologists. Oslo.
- GUSTAFSON, G. (1985). Rocas duras alteradas. In *Aguas subterráneas en rocas duras*. Estudios e informes en Hidrología, 33: 42-56. UNESCO, Paris.
- HÄTESTRAND, C. & STROEVEN, A. J. (2002). A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology*, 44: 127-143.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1931). *La Pedriza del Manzanares. Descripción geográfico-geológica*. In *Sierra de Guadarrama. Colección Guías de los sitios naturales de interés Nacional*. Ministerio de Fomento. Junta de Parques Nacionales. 36 pp. Madrid.
- LAGEAT, Y.; SELIER, D. & TWIDALE, C.R. (1993). *Mégolithes et météoritisation des granites en Bretagne littorale (France du Nord-ouest)*. *Géographie Quaternaire et Physique*, 48: 107-113.

- HALLING, J. & NURI, K.A. (1975). Contact of surfaces. In: Principles of tribology, (ed. J. Halling). MacMillan, London: 40-71.
- HOLTZMAN, B. K.; KOHLSTEDT, D. L.; ZIMMERMAN, M. E.; HEIDELBACH, F.; HIRAGA, T. & HUSTOFT, J. (2003). Melt segregation and strain partitioning: implications for seismic anisotropy and mantle flow. *Science*, 301: 1227-1230.
- HOWCHIN, W. (1895). New facts bearing on the glacial features of Hallet's Cove. *Trans. R. Soc. S. Aust.*, 19: 61-69.
- HOWCHIN, W. (1898). On the evidence of glacial action in the Port Victor and Imman Valley districts, South Australia. *Rep. Aust. Ass. Advanc. Scie.*, 7: 114-127.
- LEONHARDT, F. & MÖNNIG, E. (1975). Vorlesung über Massivbau. Zwieter Teil. Sonderfälle der Bemessung im Stahlbetonbau. Springer Verlag, Berlin, 141 pp.
- MABBUTT, J.A. (1988). Land-surface evolution at the continental time-scale: an example of the interior of Western Australia. *Earth Science Reviews*, 25: 457-466.
- MARRE, J. (1986). The structural analysis of granitic rocks. North Oxford Academic. Kogan Page. Studies in Geology. Orleans, France. 123 pp.
- MEHNERT, K.R. (1971). Migmatites and the origin of granitic rocks. *Development in Petrology*, 1. Elsevier Publishing Company Amsterdam, Holanda. 405 pp.
- MERCIER, J. & VERGELY, P. (1999). *Tectónica*. Limusa. México.
- OLLIER, C. (1974). *Weathering*. Longman. 299 pp.
- OLLIER, C. (1990). *Weathering and landforms*. Macmillan.
- OLLIER, C. (1991). *Ancient landforms*. Belhaven Press. London. pp. 233.
- OLVMO, M. & JOHANSSON M. (2002). The significance of rock structure, lithology and preglacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional forms. *Earth Surf. Process. and Landforms*, 27: 251-268.
- PEDRAZA GILSANZ, J. de (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Rueda, Madrid, 414 pp.
- PETIT, M. (1971). Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar. Société Nouvelle de l'Imprimerie Centrale, Tananarive. 207pp.
- PLOTNIKOV, L.M. (1994). Shear structures in layered geological bodies. Russian translated series, 104. Ed. A.A. Balkema, Brookfield, USA. 171 pp.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M. (1987). *The techniques of modern structural geology. Folds and fractures*. Academic Press, London, 700 pp.
- ROMAN BERDIEL, M.T. (1995). *Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modeles analogiques et exemples naturels*. Memoires, 62. Geosciences Rennes. Rennes, France. 258 pp.
- SCHÄFER, J.M.; BAUR, H.; DENTON, G.H.; IVY-OCHS, S.; MARCHANT, D.R.; SCHLÜCHTER, C. & WIELER, R. (2000). The oldest ice on Earth in Beacon Valley, Antarctica: new evidence from surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 91-99.
- SEKINO, Y. (1989). *Canaima*. Editorial Anaya. Madrid. 118 pp.
- SMITH, L. (1941). Weather pits in granite of the southern Piedmont. *Journal of Geomorphology*, 4: 117-127.
- STROEVEN, A.J.; FABEL, D.; HÅTESTRAND, C. & HARBOR, J. (2002). A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology*, 44: 145-154.
- SUGDEN, D.E. & JOHN, B.S. (1976). *Glaciers and landscape*. Editorial Arnold. London.
- TATE, R. (1886). Post-Miocene climate in South Australia. *Transactions Royal Society of South Australia*, 8:49-59.
- TATE, R. (1889). Glacial phenomena in South Australia. *Reports of Australian Association for the Advance of Sciences*, 1: 231-232.
- THOMAS, M.F. (1994). *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons Chichester, United Kingdom, 255 pp.
- THOMAS, M.F. (1987). *The study of inselbergs*. *Zeitschrift Für Geomorphologie*. Supplement. Band. Berlin, 31:1-41.
- TRUDGILL, S. (1985). *Limestone Geomorphology*. *Geomorphology Texts*, 8. Longmans Group Ltd. England U.K., 196 pp.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1951). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Mc Graw Hill Book Company, New York, 602 pp.
- TWIDALE, C.R. (1976). *Geomorphological History*. Chapter 2. In *Natural History of the Adelaide Region* (Eds. Twidale C.R.; Tyler M.J.; Webb B.P.) *Royal Society of South Australia*: 41-59, Adelaide S.A.

- TWIDALE, C.R. (1982). *Granite Landforms*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam. 372 pp.
- TWIDALE, C.R. (1997). Comment on ^{10}Be and ^{26}Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes". *Quaternary Research*, 48(3): 381-385.
- TWIDALE, C.R. (2002). The two stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. *Earth Science Reviews*, 57: 37-74.
- TWIDALE, C.R. & BOURNE, J.A. (1975). The subsurface initiation of some minor granite landforms. *Journal of the Geological Society of Australia*, 22: 477-484.
- TWIDALE, C.R. & CORBIN, E.M. (1963). Gnammas. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 14: 1-20.
- TWIDALE, C. R. & VIDAL ROMANI, J.R. (1994). On the multistage development of etch forms. *Geomorphology*, 11: 157-186.
- TWIDALE, C.R.; CAMPBELL, L. VIDAL ROMANÍ, J.R. (1993). A-tents from the granites, near Mt. Magnet, Western Australia. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XLII (3): 97-103.
- TWIDALE, C.R.; VIDAL ROMANÍ, J.R. CAMPBELL, E.M. & CENTENO, J. (1996). Sheet fractures: response to erosional offloading or to tectonic stress?. *Zeitschrift für Geomorphologie. Z.G. Suppl Bd.*, 106: 1-24.
- UÑA ALVAREZ, E. de (1997). Variables de control en la génesis y desarrollo del modelado granítico. Análisis de microformas en el Macizo de Manzaneda (Galicia, España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22: 29-42.
- UÑA ALVAREZ, E. de (1998). Estudio multivariado del micromodelado granítico. Interpretación comparada de la génesis y evolución de las gnammas en macizos antiguos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 23: 271-282.
- UÑA ALVAREZ, E. de (1999). Evidencias y pruebas significativas sobre la degradación subaérea en formas menores graníticas: Análisis de casos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24: 177-190.
- UÑA ALVAREZ, E. de (2002). Estudio de microformas graníticas tipo gnamma. Fundamentos, variables y aplicación en pías de Ourense y A Coruña (Galicia, España). Aportaciones geográficas en memoria de L.M. Yetano, Universidad de Zaragoza: 529-537.
- UÑA ALVAREZ, E. de & VIDAL ROMANÍ, J. R. (2000). Procesos degradativos en antiguas superficies grabadas sobre granitos: Indicadores de magnitud y patrones de estado. *Geogaceta*, 28: 145-148.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1985). El cuaternario de la provincia de La Coruña. Modelos elásticos de formación de cavidades. Servicio de Publicaciones. Universidad Complutense de Madrid, Serie Tesis Doctorales, Madrid. 283 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1989). Granite geomorphology in Galicia (NW España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 13: 89-163.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1990). Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 15: 317-328.
- VIDAL ROMANÍ, J.R.; VILAPLANA, J.M.; MARTÍ, C. & SERRAT, D. (1983). Rasgos del micromodelado actual en el Pirineo granítico español. *Acta Geológica Hispanica*, 18: 55-65.
- VIDAL ROMANÍ, J.R.; BRUM, A.; ZEZEZE, J.; RODRIGUES, L.; MONGE, C. (1990). Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Serra de Gerêz-Xurés, (Minho, Portugal Ourense, Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 3-12.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. & TWIDALE, C.R. (1998). Formas y Paisajes Graníticos. Servicio de Publicacións da Universidade da Coruña, Serie Monografías, 55. A Coruña. 411pp.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. & TWIDALE, C.R. (1999). Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications *Geomorphology*, 31 (1-4): 13-27.
- VIDAL ROMANÍ, J.R.; TWIDALE, C.R.; CAMPBELL, E.M.; CENTENO, J. (1996). Pruebas morfológicas y estructurales sobre el origen de las fracturas de descamación. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 20: 307-346.
- WATERS, A.C. & KRAUSKOPF, K. (1941). Protoclastic border of the Colville Batholith. *Bulletin of the Geological Society of America*, 52: 1355-1418.
- WORTH, R.H. (1953). *Worth's Dartmoor*. in: Spooner, G.M. & Russell, R.S. (editors). David and Charles, Newton Abbott. 523 pp.