

Geomorfología granítica en Galicia (NW España)

Granite geomorphology in Galicia (NW Spain)

VIDAL ROMANI, J. R.

Laboratorio Xeolóxico de Laxe. O Castro. 15168 Sada (A Coruña)

INTRODUCCION

Galicia, en el NW de la Península Ibérica constituye una de las más genuinas representaciones de la geología del Hercínico granítico de toda Europa. En esta área, ha tenido lugar una erosión muy intensa durante el Mesozoico lo que ha originado un arrasamiento, hasta las raíces graníticas, de sus sedimentos. Por esta razón, en Galicia, el predominio de las rocas magmáticas intrusivas sobre los demás tipos es especialmente evidente en superficie.

A la exposición de los relieves graníticos gallegos en superficie ha contribuido en especial la historia tectónica cenozoica de Galicia, que se puede calificar como de muy activa. Los trazos esenciales del relieve quedan fijados hacia mediados del período Terciario. De esta fecha datan la formación de las Rías (VANNEY y otros, 1979), las grandes superficies de alteración por corrosión química (etched plains), o por acumulación, etcétera.

Las rocas graníticas, s. l., presentan ade-

INTRODUCTION

Galicia (1), in the north-west of the Iberian Península, constitutes one of the most genuine representation of the geology of Hercynian granite in the whole of Europe.

In this area, very intense erosion took place during the Mesozoic and Cainozoic ages, which has resulted in levelling of its sediments down to the granite roots. Therefore, in Galicia, the prevalence of intrusive magmatic rocks over other types is especially evident at surface level.

The tectonian cainozoic history of Galicia has contributed enormously to the exposure of its granite reliefs, and can be considered as very active. The essential features of the relief were fixed towards the middle of the Tertiary age. The formation of the (VANNEY et al., 1979), the major weathering surfaces by chemical erosion (etched plains) or by accumulation, date from this period.

The Cainozoic stage in Galicia corres-

(1) Lugo, Ourense, Pontevedra and Coruña are the 4 provinces that make up the autonomous region of Galicia (NW Spain). (See Fig. 8).

más una gran variabilidad composicional, encontrándose una amplia representación de las mismas (sienitas, granitos alcalinos y calcoalcalinos, granodioritas, gabros, etc.).

Las características estructurales de estas rocas, tanto a escala *macroscópica* (dimensiones medias del orden de la decena de kilómetros), como *mesoscópica* (dimensiones medias del orden de un centenar de metros), como a *escalas menores* (orden dimensional métrico o inferior), son extremadamente variadas.

Igualmente es observable una gran variedad en el medio geomórfico en donde se ubican los afloramientos graníticos gallegos: (marino o continental, fluvial, eólico, periglacial y glacial), el último de carácter fósil, evidentemente.

Aunque, a gran escala, el contexto climático, pueda considerarse aproximadamente homogéneo, existen en Galicia, a nivel de microclimas, diferencias apreciables. Así, mientras que las regiones norteñas presentan una pluviosidad extrema, las sureñas, por el contrario llegan a registrar índices pluviométricos que se aproximan a los de las zonas semiáridas. Contrasta igualmente la temperatura benigna en las zonas costeras, con las zonas interiores, con heladas nocturnas durante las fases invernales e incluso una cierta actividad de carácter periglacial.

En estas condiciones es pues lógico que a la variedad litológica, estructural, geomorfológica y climática, corresponda teóricamente una gran variedad de formas graníticas, ya que todos los investigadores en el tema admiten como influyentes en la generación de las formas graníticas, uno o varios de los factores antes enumerados. La realidad coincide en nuestro caso con las expectativas teóricas.

FORMAS GRANÍTICAS. TIPOS

Para definir los tipos de formas graníticas en Galicia, se han seguido las pautas de

ponds to an age of very intense erosion and exposure of the granite forms on the land surface.

The granite rocks s. l., show, besides, great diversity in their composition, there being a wide representation of the same (syenites, alkaline and calc-alkaline granites, granodiorites, gabros, etc.).

The structural characteristics of these rocks on a *macroscopic* (with average dimensions of some ten kilometers), *mesoscopic* (average dimensions of some one hundred meters) and *lowscale* (measuring one metre or less), are extremely varied.

In the same way, we can observe a wide variety in the geomorphic environment where Galician granite outcrops are to be found: (marine or continental, fluvial, aeolian, periglacial and glacial), the latter being fossil, evidently. Although considered globally the climatic context may be considered as roughly homogeneous, there do exist in Galicia, on a microclimatic level, noteworthy differences. Thus, while the northern regions have extremely heavy rainfall, the southernmost zones may on the other hand register rainfall levels which border on those of the semi-arid areas. In the same way, the mild temperatures of the coastal areas can be contrasted with those inland, which have frost and ice during the winter nights and even show a certain periglacial-type activity.

In such conditions, then, it is logical that a great diversity of granite forms should correspond to the lithological, structural, geomorphical and climatic variety, since all researchers in this field admit, as being influential in the generation of granite forms, one or more of the above-mentioned factors. The reality corresponds in our case, with our theoretical expectations.

GRANITE FORMS: TYPES

In order to define the types of granite forms in Galicia, we have followed the gui-

trabajos similares realizados en otras áreas geográficas. En particular, se parte, para la definición de las distintas formas, del inventario realizado por TWIDALE (1982), que consideramos el más sistemático y completo de todos los publicados hasta la fecha, adaptado para nuestro caso con algunas modificaciones.

Así, clasificamos las formas graníticas observables en Galicia en dos grandes grupos, *Megaformas*, o *Formas Mayores* y *Microformas*, o *Formas Menores*, basándonos tan sólo en sus dimensiones, y siguiendo la clasificación de GODARD, A. (1977), también modificada por nosotros.

Las *Megaformas* son aquellas cuyas dimensiones mínimas se sitúan alrededor del centenar de metros, aunque lo habitual es que tengan dimensiones medias de orden kilométrico. Se trata, pues, de rasgos que permiten la definición macroscópica de un relieve. No obstante este criterio dimensional no se debe tomar en un sentido muy estricto. Algunas de las Macroformas convexas (Tor) pueden tener dimensiones muy pequeñas (decamétricas) y su inclusión en el grupo de Macroformas es puramente convencional (se incluyen únicamente porque marcan la fase final en la evolución degradativa de una Macroforma convexa).

Las *Microformas*, o *Formas menores* son aquellos tipos morfológicos cuyo máximo límite dimensional no supera en general la decena de metros, pudiendo llegarse sin embargo en casos extremos al límite inferior de tamaños establecido para las Megaformas (un centenar de metros). Se trata de formas de dimensiones métricas o aun inferiores.

Como ya hemos indicado antes, el criterio dimensional no es, sobre todo para los casos límite, el más claro para distinguir entre Micro y Macroformas graníticas. Así, se demuestra mucho más útil en algunos casos, utilizar como criterio distintivo, la consideración de cómo se relacionan ambos tipos de formas. Lo habitual es que Microformas aparezcan asociadas a Megaformas, proporcionándoles un mayor grado de deta-

delines of similar studies carried out in other geographic locations. In particular we base ourselves for a definition of the different forms on the inventory realized by TWIDALE (1982), which we consider the most systematic and most thorough of all those issued up till now, and which, with occasional modifications, has been adapted to the present case. Thus, we have classified the granite forms to be found in Galicia in two major groups, i. e., *Megaforms*, or *larger forms*, and *Microforms* or *minor forms*, our criteria being solely their dimensions, and following the classification produced by GODARD (1977) which has been modified by ourselves for our use.

Megaforms are those whose minimum dimensions are around 100 metres, although it is usual that they should measure around a kilometre. Thus we are dealing with features which allow a macroscopic definition of a relief. In spite of this dimensional criterium it should not be taken in its strictest sense. Some of the Macroforms (tor, block), may have very small (decametric) dimensions and their inclusion in the Macroform group is purely a matter of convention (they are included solely because they mark the final phase in the evolution towards decay of a Macroform).

The Microforms are those morphological types whose maximum dimensions are no greater than ten metres, in extreme cases the lower limit in size established for the Megaforms being reached (one hundred meters). In general, however, we are dealing with forms having dimensions of one metre or even less.

As has been pointed out above, the dimensional criterium is not, especially in extreme cases, the most appropriate for distinguishing between micro and macro granite forms.

Thus it is shown to be far more useful in some cases to use the consideration of how one and the other type of form are interrelated, as a distinctive criterium. As a rule, Microforms appear associated with Mega-

lle (p. e.; el caso de un inselberg con o sin socavación basal (flared slope), (o el de un domo, con o sin pilas asociadas). No es habitual el que las Microformas aparezcan aisladas, sino asociadas entre ellas o con las Megaformas para dar rasgos diferenciados en el paisaje.

Megaformas reconocibles en Galicia

Megaformas indiferenciadas

Las Megaformas más importantes, en atención a la superficie que ocupan en los relieves graníticos, son las *Llanuras graníticas* (TWIDALE, C. R., 1982). Se trata de *Megaformas indiferenciadas*, en cuanto a que, son caracterizadas esencialmente por la *monotonía* o *regularidad*, lo que permite hablar de una *isotropía topográfica* para la forma. En las llanuras, a gran escala al menos, los procesos de alteración, acumulación, o denudación, progresan, de una forma similar, en velocidad, intensidad y profundidad (espesor), lo que es la causa de esa falta de variedad morfológica.

Su clasificación, según distintos criterios, se resume en la Tabla 1. Así tenemos las *Llanuras de corrosión química* (1) (etche plains), las de *acumulación*, y las llanuras *epigénicas* o de *desmantelamiento*, según cual sea el tipo de proceso geodinámico externo que las haya originado.

En Galicia las reducidas dimensiones de los afloramientos graníticos, considerados a escala regional, explican la existencia de buenos ejemplos de estas formas. No obstante podemos señalar casos de *Llanuras de*

forms, providing them with a greater degree of detail (e. g. the case of an inselberg, with or without the flared slope, or that of a dome, without the associated weather pits. It is not normal for Microforms to appear alone, but rather associated with one another or with the megaforms to give clearly differentiated features in the landscape.

Megaforms found in Galicia

The most important megaforms, with reference to the surface-area which they occupy in granite reliefs are the granite-plains (TWIDALE, 1982). These are non differentiated megaforms, inasmuch as they are chiefly characterized by their monotony or regularity which allow us to speak of a *topographic isotropy* for this form. In these plains, the process of alteration, accumulation or denudation progress, in a similar way, in speed, intensity and depth, which is the reason for this lack of morphological variation.

Their classification, according to different criteria, is summarized in Table 1. Thus we have plains of chemical corrosion (etched plains), plains of accumulation and epigenic, or denuded plains, according to which type of external geodynamic process has originated them.

In Galicia the small size of the granite outcrops, considered on regional scale, explains the total lack of these forms. Nevertheless we can point out fine examples of «plains of chemical corrosion» in some patches of the best-preserved parts of the morphological unity «Fundamental surface» (NONN, H., 1966) of Galicia (Fot. 1). As examples we may indicate Monte Xalo (Meirama, A Coruña) or to the north of the town of Ourense (Cea Region). In other cases (North of Lugo area comprising Baamonde-Begonte-Carral-Outeiro de Rei), an accumulation of alluvial gravels or tertiary lacustrine sediments has been deposited on top of the flattened granite substrata-

(1) Preferimos utilizar el término de *Llanuras de corrosión química* en vez del habitual de *Llanuras grabadas*, dado que el término inglés «etche plains», hace alusión, precisamente, a ese ataque químico.

ETCHE... to engrave metals, sometime glass, stone, by eating away the surface with acid or other corrosives (Oxford English Dictionary). Por el contrario grabar en castellano puede ser, no sólo por corrosión química, sino también por incisión mecánica.

corrosión química en algunos retazos de la superficie morfológica mejor conservada (Superficie Fundamental, NONN, H. 1966) de Galicia. Como p. e. en Meirama (Mte. Xalo, Coruña) (Fot. 1), o al norte de Ourense capital (Zona de Cea). En otros casos (Norte de Lugo, zona de Baamonde-Be-gonte-Carral-Outeiro de Rei), sobre el substrato granítico aplanado se ha depositado una acumulación de gravas aluviales o depósitos lacustres terciarios y allí hablaríamos de *Llanuras de acumulación*. Ejemplos de *Llanura epigénica o de desmantelamiento erosivo* desarrollada sobre áreas graníticas, por razón de la limitación superficial de los afloramientos graníticos, sólo aparecen como pequeños retazos, coincidentes con áreas glaciadas y periglaciadas (Serra de Queixa; Serra de Xurés; Serra de Larouco). Igualmente incluimos en este apartado de Macroformas graníticas las pequeñas rasas de abrasión marina desarrolladas sobre rocas graníticas (Burela, Lugo; Cabo Vilaño, A Coruña (Fot. 2); A Guarda-Baiona, Pontevedra).

En cuanto a las *Superficies escalonadas o multicíclicas*, la misma inestabilidad tectónica del área gallega desde el final del Paleógeno hasta la actualidad impide que en aquellas áreas (p. e. Serra de Barbanza, Coruña) en donde se han señalado formas de este tipo (NONN, H., 1966), se pueda decidir si se trata de un escalonamiento debido a una multiciclicidad o tan solo a efectos tectónicos. No hay buenos ejemplos de este tipo de Megaformas en Galicia.

También ocurre que las posibles superficies escalonadas se han desarrollado en algunos casos, sobre áreas con diferente litología siendo igualmente difícil elucidar si es la diferente resistencia a la alteración de las rocas implicadas lo que justifica el escalonamiento observado.

Megaformas diferenciadas

Las Megaformas diferenciadas (ver Tabla I), se generan cuando, sobre todo por razo-

tum, and here we can talk of plains of accumulation. Examples of epigenic plain or denudation plain carried out over granite areas due to the limited area of the granite outcrops only appear as small patches coinciding with glacial and periglacial areas: Serra de Queixa, Serra do Xurés, Serra de Larouco (Ourense). In the same way we include in this section of granite macroforms the small benches of marine abrasion developed on granite rocks (Burela, Lugo; Cabo Vilaño, A Coruña) (Fot. 2), (A Guardia-Baiona, Pontevedra).

As far as the Stepped or Multicyclic Surfaces are concerned, the very tectonic instability of the area of Galicia from the end the Palaeogenic age down to the present day, makes it impossible for us to decide whether in areas such as Serra de Barbanza (A Coruña), where forms of this type have been observed (NONN, H., 1966), there is a form of steeps due to multicycles or merely to tectonic effects. There are no good examples of this type of megaforms in Galicia.

It also happens that the possible Stepped Surfaces have been developed in some cases over areas with a different lithology, it being thus equally hard to clarify whether it is the different resistance to the alteration of the rocks implied which justifies the stepping observed.

The Differentiated Megaforms (see Table 1), are generated when above all for structural reasons, the progress of chemical alteration is uneven, so that at the places where weathering is taking place uneven advances will be produced, which, one the regolith has been eroded away, will lead to Concave or Convex Forms. Here we follow the criteria for classification proposed by THOMAS (1978), though equally those of TWIDALE (1982) are taken into account.

Convex Forms are generally given the name «inselbergs» and are defined in the literature as mountainous elevations, ridges or ranges which jut out brusquely from flat areas surrounding them, like islands in the

nes estructurales, el progreso de la alteración química no es uniforme, por lo que en el frente de alteración se van a producir avances desiguales, que, una vez erosionada la regolita, darán lugar a formas cóncavas o formas convexas. Nos atenemos aquí a los criterios de clasificación de THOMAS (1978), si bien, teniendo en cuenta igualmente los de TWIDALE (1982).

Las Megaformas convexas reciben genéricamente el nombre de Inselbergs (Montes islas) y se definen en la literatura como elevaciones montañosas, dorsales o alineaciones, que destacan abruptamente sobre las zonas llanas que las rodean, como las islas en el mar. Sus características generales son: laderas empinadas, ángulo de acuerdo en la base (Knick), brusco. Pueden ser de nueve tipos distintos (THOMAS, 1978) (ver Tabla I).

De todos estos tipos de inselbergs, existen ejemplos en Galicia, con excepción, tal vez, de los Butte. Veamos sucintamente las características de estas macroformas convexas en los casos gallegos.

Bornhardt (domos rocosos)

Se trata de las megaformas diferenciadas que alcanzan mayores dimensiones. Su característica principal es la de hallarse delimitadas por superficies rocosas desnudas, sin depósitos adventicios en su base. Los casos gallegos no presentan nunca la entalladura basal (Flared slopes), ni tampoco la característica contrapendiente en el pedimento que los rodea. Sólo la superficie redondeada por diaclasas curvas está representada en los inselbergs gallegos. La mayoría de los casos (NONN, H., 1966; PANNEKOEK, 1967; VIDAL ROMANI, J. R., 1979; UÑA, E. de, 1986), coinciden con zonas costeras caracterizadas por una intensa disección durante el Cenozoico. Se trata pues de formas jóvenes (exhumación reciente). El contorno es, como señala TWIDALE (1971), poligonal dada la estrecha relación entre estas for-

sea. Their general features are: steeply sloping sides and contrasted knick. They can be of nine different types (THOMAS, 1978) (see Table 1). Examples of all these types of inselbergs can be found in Galicia, excepts, perhaps, Buttes. Let us look briefly at the characteristics of these convex macroforms in their appearance in Galicia.

Convex Megaforms

Bornhardt or rock domes

These are the largest sized differentiated megaforms. Their main feature is that they are bounded by denuded rock surfaces, without adventitious deposits at their base. The cases in Galicia never present flared or overhanging walls, nor the characteristic counter-slope in the pediment surrounding them. Only the surface rounded by curved diaclases is represented in inselbergs in Galicia. Most cases cited (NONN, H., 1966; PANNEKOECK, 1967; VIDAL ROMANI, 1979; DE UÑA, 1986), coincide with coastal areas characterized by an intense dissection during the Cainozoic age. Thus they can be said to be young forms. The contour is, as TWIDALE (1971) points out for others domed inselbergs, polygonal, given the close relationship between these forms and the grid of regional fracturing (VIDAL ROMANI, J. R., 1974). In Galicia they are given the name of «Moa» (molar) because of their rounded and sticking out morphology. As the best developed instance we may indicate the «O Pindo» complex (Fot. 3), defined by NONN (1966) as a «complex inselberg».

Concave and convex-concave hills

These are isolated reliefs, having straight slopes, thinly covered by deposits and with a brusque topographical discontinuity with the base which supports them. They are related to geomorphic ambients in

mas y las superficies de fracturación regional (VIDAL ROMANI, J. R., 1979).

En Galicia reciben el nombre de «Moa» (muela) por su morfología redondeada y sobresaliente. Como ejemplo mejor desarrollado podemos señalar el conjunto de O Pindo (Fot. 3), definido por NONN (1966) como un «inselberg complejo».

Colinas cóncavas y convexo-cóncavas

Se trata de relieves aislados, de vertientes rectas, ligeramente recubiertas por depósitos y con una discontinuidad topográfica brusca en la base sobre la que se apoyan. Se relacionan con medios geomórficos en los que los agentes erosión-transporte han producido una buena evacuación de los depósitos detríticos acumulados en las zonas bajas de la vertiente. Los casos más notables, se ubican en zonas costeras (Fot. 4) (Monte Louro, Coruña, p. e.). También en zonas interiores sujetas a modelado glacial y periglacial, es frecuente observar ejemplos de estas formas si bien con unas dimensiones menores (Serra de Larouco, Serra de Xurés (Ourense)).

Butte

No se ha reconocido hasta el momento ningún caso de este tipo de formas en Galicia.

Castle Kopje

Se trata de relieves convexos determinados por sistemas de discontinuidades ortogonales, lo que da relieves acastillados. En Galicia son frecuentes los topónimos haciendo referencia a este hecho y se denominan Castelos (Castillos). Buenos ejemplos son los de Monte Castelo (Viveiro, Lugo), Monte Xiabre (Pontevedra). Alcanzan dimensiones del orden de unos centenares de metros.

which the erosion-transport agents have produced a high level of removal of the detritic deposits which had accumulated in lower-lying parts of the slope. The most outstanding cases are to be found in coastal areas (Fot. 4) (e. g. Monte Louro, Coruña). Also, in inland zones subjects to glacial and periglacial modelling activity, instances of these forms are often to be seen though smaller in size (Serra de Larouco, Serra do Xurés in Ourense province).

Buttes

To date no instance of this type of form has been recognized in Galicia.

Castle-kopje

These are convex relief determined by systems of orthogonal discontinuities which give rise to castle shaped reliefs. In Galicia toponyms referring to this fact are common and are called «Castelos» (Monte Castelo in Viveiro, Lugo province) and Penafiel (Léza-ro, A Coruña) are good examples. They can reach a size of some hundred of metres.

Nubbins

Although some writers consider that this form coincides with the initial stages of development of the rock domes (TWIDALE, 1982), we may define it as a common form in Galicia. Nubbins or incipient rock domes are often found in their initial stages of exhumation in the O Pindo massif (A Coruña), O Cuadramon (Lugo) (Fot. 5) and in the Serra do Xurés (Ourense). The «cons» (2) of ria of Arousa can be considered also as nubbins.

(2) Cons = this galician word signify granite reef rock formed by rounded blocks emmerging from the sea.

Nubbins

Si bien algunos autores consideran que esta forma coincide con los estadios iniciales de desarrollo de los Domos rocosos (TWINDALE, 1982), la definimos, como forma habitual en Galicia. Es frecuente encontrar nubbins, o si se prefiere, Domos rocosos, en un estadio inicial de exhumación, en el Macizo de O Pindo (Coruña), en el Cuadración (Lugo) (Fot. 5) y en la Serra de Xurés (Ourense).

Crestas rocosas (All slope topography)

Se trata de alineaciones montañosas formadas por la intersección de dos vertientes en retroceso por la acción de procesos degradativos, combinados con un eficaz sistema de evacuación de residuos (fluvial, marino, glacial o periglacial). En general se asocian con líneas de debilidad estructural que propician una mayor eficacia de los procesos de erosión-transporte según ellas.

Dos buenos ejemplos son: el Cabo Veo (Camelle, A Coruña) (Fot. 6) (erosión marina) y la divisoria Galicia-Portugal en la frontera de Portela de Homem, desmantelada por la acción glacial a uno y otro lado.

Tor

Aunque el uso de este término es muy confuso en la literatura, nosotros lo utilizamos aquí para describir formas convexas con desarrollo longitudinal vertical preferente, que pueden aparecer o bien aisladas, o bien en grupos de Tors, o también asociadas con otras megaformas. Son frecuentes en medios geomórficos con fuertes tasas de degradación erosiva: zonas costeras (Cabo Vilán, A Coruña) (Fot. 7), O Pindo (A Coruña), o continentales sujetas a modelado glacial y periglacial (Serra de Xurés; Serra de Larouco, etc.).

All slope topography (Rocky crests)

These are mountainous ranges formed by the intersection of two retreating slopes because of degrading processes, combined with an efficient system of detrital removal (fluvial, marine, glacial or periglacial). In general they are associated with lines of structural weakness which give rise to greater efficiency of the erosive-transport processes. Two good examples are Cabo Veo (Camelle, A Coruña) (Fot. 6) (marine erosion) and Portela de Homem crest in the Galicia-Portugal frontier, stripped by glacial action at either side in the pleistocenic past.

Tor

Although the use of this term in geomorphological literature is very confusing, we use it here to describe convex forms with long-wise vertical development, which can appear either isolated or in groups of Tors, or also associated with other megaforms. They are common in geomorphic situations with high rates of erosive degradation, coastal (Cabo Vilaño) (Fot. 7) and O Pindo, both in Coruña province) or continental areas subjected to glacial and periglacial modelling (Serra do Xurés, Larouco, etc. in Ourense province).

Block

This is the smallest unit within Macroforms, defined as a consequence of the stripping processes of the granite rock massifs. The size of the rocks varies widely, although being always determined by the structure of the rock massif. They may reach sizes of anything from 10 or so metres down to half a metre in diameter, the latter being more usual. This could be called an extreme or transition form tending towards the minor or microforms, so that its inclusion within the macroform group is purely conventional.

Bloque

Es la mínima unidad, dentro de las formas Macro, definida como consecuencia de los procesos de desmantelamiento de los macizos rocosos graníticos. Las dimensiones de los bloques son muy variadas, aunque siempre determinadas por la estructura del macizo rocoso, en cada caso. Pueden alcanzar tamaños desde una decena de metros, hasta de medio metro de diámetro, por otra parte el caso más frecuente. Sería una *forma límite*, o de *transición*, hacia las *Formas menores o Microformas*, y por tanto su inclusión dentro del grupo de las Macroformas es puramente convencional.

Megaformas cóncavas

Queda por último considerar dentro de la clasificación de Megaformas diferenciadas, las denominadas *Formas cóncavas*.

Dentro de las áreas graníticas, reconocemos en Galicia dos tipos: las que denominamos como *Formas tectónicas s. s.* (es el caso de las fosas tectónicas terciarias gallegas) y las *Depresiones o Alveolos de alteración*.

Del primer caso tenemos numerosos ejemplos en Galicia, y a diferentes escalas de tamaño. El mejor diferenciado corresponde al que otros autores (PANNECKOEK, 1966; NONN, H., 1966; CARLE, W., 1947), definen como Depresión media, «Rift Valley», o valles de fractura, y que se asocian a una fase distensiva de edad neógena (BOILLOT *et al.*, 1988). Afectan evidentemente a otros materiales, además de a las rocas graníticas, pero en determinados tramos están desarrollados exclusivamente sobre granitos, dando valles de fondo plano y trazado rectilíneo y flanqueados por laderas abruptas (Caldas de Reis, Pontevedra).

Además de la Depresión media, que es la Megaforma convexa que alcanza unas mayores dimensiones, existen otras de menor desarrollo longitudinal y de trazado paralelo a la anterior (ver Fig. 1) e igual origen.

CONCAVE DIFFERENTIATED MEGA-FORMS

Last we must consider the concave forms within the classification of differentiated megaforms. In this case there does seem to be a clear relationship between the structure and the development of the form.

Within the granite areas, two types can be recognised within Galicia: Those which we name Tectonic Forms *s. s.* (this is the case of the tertiary tectonic basins in Galicia), and the Alveoles or depressions caused by alteration.

There are numerous examples in Galicia of the former type. The most clearcut corresponds to that which other authors (PANNECKOECK, 1966; NONN, 1966; CARLE, 1947), define as Medium Depression, Rift Valley, Fracture Valleys or Graben, which are associated with a distensive phase of Neogene age (BOILLOT *et al.*, 1988). They clearly affect other materials, besides granite rocks, but in some areas they have developed exclusively over granites, giving rise to flat-bottomed straight valleys flanked by steep sides (Caldas de Reis, Pontevedra).

Besides the «Medium Depression» which is the convex megaform reaching the greatest dimensions there exist other forms, less developed lengthwise, which lie parallel to the former (see Fig 1), and having the same or similar origin. Other convex megaforms, tectonic in origin, appear associated with strike slip faults whose direction coincides with the network of Hercynic fractures reactivated during the tertiary age in Galicia, and in which the Cainozoic sedimentary series has been preserved. One example of these is the Tertiary age Padrón-Os Anxos (A Coruña) basin, to the south of Santiago de Compostela.

Alveoles or Weathering Depressions

In those cases in which the network of fractures has undergone no differential mo-

Otras Megaformas convexas de origen tectónico aparecen asociadas a fallas en dirección coincidentes con la red de fracturación hercínica reactivada durante el Terciario en Galicia, y en las que se ha acumulado la serie sedimentaria cenozoica. Un ejemplo es la cuenca terciaria de Padrón-Os Anxos, al SE de Santiago de Compostela.

Depresiones o alveolos de alteración

En los casos en que la red de fracturación no haya sufrido movimientos diferenciales posteriores, y únicamente ha servido para canalizar los procesos de alteración, *ascendente* (hidrotermales y/o termales), o *descendente* (iluviación o edáficos), tendremos el segundo tipo de *Megaformas cóncavas*, denominadas aquí como Depresiones o alveolos de alteración.

Por razones obvias no van a alcanzar dimensiones tan grandes como las definidas anteriormente para las otras formas tectónicas.

En ellas se ha producido la alteración combinada con un agente denudativo vigoroso (fluvial, marino, glaciario) que es o que finalmente pone en evidencia la Macroforma convexa.

Como ejemplos podemos poner los alveolos de meteorización que constituyen la Ría de Arousa (Pontevedra), o el Valle de Arteixo (A Coruña). La gran marmita turbillonar del Xallas (Fot. 8) en la ensenada del Ezaro (A Coruña) constituye otro buen ejemplo, aunque a escala menor.

GENESIS DE LAS MACROFORMAS

Vemos como en general, todos estos tipos de Megaformas, de los que hemos mencionado ejemplos característicos en Galicia, son el resultado de la actuación de diferentes geodinámicos externos sobre un substrato rocoso fracturado previamente, siendo la mayoría de, si no todos los rasgos finales,

vements afterwards, and has only served to channel the weathering processes whether rising (hydrothermal and or thermal) or falling (illuviation or edaphical) we shall find the second type of Concave Macroforms, here called Alveoles or Weathering depressions.

For obvious reasons they will not reach such a large size as those defined previously for Tectonic Forms.

In these, the alteration has been produced combined with a vigorous denuding agent (fluvial, marine, glaciario), which is what finally displays the Concave Macroform.

As examples we can quote the weathering alveoles which make up the Ría de Arousa (Pontevedra) or the Arteixo Valley (A Coruña). The great pot-hole of the Xallas river in Lézaro cove (Fot. 8) (A Coruña), constitutes another good example, though on a minor scale.

Genesis of the Macroforms

We can see how, in general, all these types of megaforms of which we have mentioned characteristic examples in Galicia are the outcome of the action of different external geodynamic processes on a rock substratum, previously fractured, the majority, if not all of the final features being derived from that structural origin, with some slight touching up done later, of an epigenic origin. So it seems evident, in the case of the Macroforms, that, they have originated in at least *two phases* (VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983, 1984, 1985; TWIDALE, C. R., 1986, 1989). The *first phase* is an underground one, the system of discontinuities being defined as a consequence of them. Once the discontinuities interfere with the weathering front, which progress deeply as the dissection of the relief increases, they become the rule of the chemical-physical attack on the rock substratum by means of the weathering agents.

derivados de ese origen estructural, con algún ligero retoque posterior de origen epigénico. Parece pues evidente, para el caso de las *Macroformas* un origen en, al menos, *dos fases* (VIDAL ROMANI, J. R., 1983, 1984, 1985; TWIDALE, C. R., 1986, 1989; SANZ HERRAIZ, M. C., 1989).

La primera fase es subterránea, definiéndose como consecuencia de ella el sistema de discontinuidades. Una vez que estas interfieren con el frente de alteración, que avanza en profundidad a medida que aumenta la disección del relieve, van a convertirse en la directriz preferente de ataque químico-físico del substrato rocoso por los agentes de meteorización.

A esta primera, le sigue una *segunda fase*, con un ámbito de actuación superficial (subaéreo o epigénico), donde el relieve rocoso, despojado de la cubierta de regolita, evoluciona, en condiciones muy diferentes, y con una velocidad mucho mayor que la alteración en medios subterráneos. Es entonces cuando tiene lugar la definición morfológica última de la forma, tal como nosotros la vemos (VIDAL ROMANI, J. R., 1984).

Ocurre también, que en la *segunda fase*, sea cual fuere el proceso geodinámico externo que actúe sobre la roca, la morfología final, aun con rasgos propios para cada caso, suele ser *convergente* (nosotros pensamos que por la influencia decisiva de la herencia *estructural* que va a ser, junto con las características litológicas propias del granito s. l. (homogeneidad composicional, isotropía, etcétera), lo que verdaderamente decide los rasgos finales de la Macroforma). Es este hecho, lo que algunos autores (NONN, 1966; CENTENO, 1989; TWIDALE, 1989; PEDRAZA, 1989; SANZ HERRAIZ, 1989), entre otros definen como *equifinalidad* o *convergencia de formas*.

MICROFORMAS O FORMAS MENORES

Es sin embargo en otro orden dimensional, donde alcanza la Geomorfología graní-

A *second phase* follows this first one, with an area of action chiefly subaerial or epigenic, where the rock relief having shed its regolith covering, evolves in very different conditions, and much faster than the alteration in an underground medium. Then is when the last morphological definition of the form takes place, as we see it (VIDAL ROMANI, J. R., 1984). It also happens in the second phase, whatever the external geodynamic process acting on the rock, the final morphology, although it has its own features in each case, is usually convergent (we think due to the decisive influence of the structural inheritance), which will be, together with the lithological features characteristic of granite s. l. (compositional homogeneity, isotropy, etc.), which is what truly decides the final features of the Macroform. It is this fact which some investigators (NONN, H., 1966; CENTENO, J., 1989; TWIDALE, C. R., 1989) between others, understand as *equifinality* or *convergence of forms*.

MICRO of minor forms

It is, however, in another dimensional order, where granite geomorphology reaches a greater variability or degree of detail. Actually, whenever we consider on a smaller scale (one metre or so), the granite landscapes, factors come into play which on a macroscopic level could go unnoticed. Besides the structure of the rock and of the lithology, considered on a macroscopic level, mineralogy (for example) also intervenes (both at grain level and at compositional banded zones, accumulates, xenoliths, etc.). In the same way the structure at a micro scale, presents a greater diversity and degree of detail. Also, the processes of alteration or the external geodynamic have a greater morphological variability on the level of smaller dimensions. It is clear that it is on this scale of work where, for example, a polishing of glacial origin can be differentiated from a

tica una mayor variabilidad o grado de detalle.

En efecto, cuando consideramos a escala menor (métrica o así), los paisajes graníticos, entran en juego factores, que a escala macroscópica podrían pasar desapercibidos. Además de la estructura de la roca y de la litología, consideradas a nivel macroscópico, intervienen también; por ejemplo, la *mineralogía* (tanto a nivel granular como de bandeados composicionales, acumulados, xenolitos, etc.). Igualmente la *estructura* a escala micro (o menor) presenta una mayor diversidad y grado de detalle. También los *procesos de alteración* o los geodinámicos externos tienen una mayor variabilidad morfológica a escala de dimensiones menores. Es evidente que es a esta escala de trabajo, como se puede diferenciar, por ejemplo, un pulido de origen glaciar, de un espejo de falla o de uno eólico o fluvial, que, a escala macroscópica, serían de difícil distinción.

Para este trabajo son por lo tanto las *Microformas*, las que nos van a ser de mayor utilidad.

Se definen las *Microformas* como aquellas cuyas dimensiones máximas son de orden métrico, aunque lo habitual es que no sobrepasen las de orden centimétrico. Por lo general, y como ya hemos dicho anteriormente, van asociadas a las *Megaformas* o formas mayores, siendo incluso consideradas por algún autor, parte de la evolución de algunos tipos de *Macroformas* (p. e. es el caso de la asociación de rocas pedestal, rocas-llama y tafone, con las bases sobreexcavadas de los bonhardt; TWIDALE, C. R., 1982, 1989).

Las *Microformas* son puntuales por su desarrollo dimensional, aún más de compararse con las *Macroformas*, por lo que parecen ser el resultado, más que de un proceso de ámbito regional (p. e. la exfoliación por descarga de un macizo rocoso), de uno concreto y de ámbito espacial más reducido dentro del conjunto de procesos que definen la morfología a gran escala del macizo rocoso.

mirror fault or an aeolian or fluvial polishing, which would allow us to define completely different geomorphic environments and which on a macroscopic scale would be hard to differentiate.

Thus, on this other scale it is *Microforms* which will be of greatest profit for use.

Microforms are defined as those whose maximum dimensions are around a metre, though it is normal for them to be less than a metre. In general, as has already been noted, they are associated with *Macroforms* being considered by some authors as part of the evolution of some types of *Macroforms* (this, for instance, is the case of the association of pedestal, plinth or tafone forms, with the base overhanged of the Bornhardt (TWIDALE, C. R., 1982).

The *Microforms* are, due to their dimensional size, pointed, even more so when compared with the *Macroforms*, so that they appear to be the outcome, rather than of a process at a regional scale (e. g., exfoliation due to unloading of a rock massif), of a particular process, one within a smaller spatial context, within a set of processes which defines the large scale morphology of rocky massifs.

The *Microforms* can in some cases be clearly related to the structure of the rock (foliation, discontinuities, layering, magmatic differentiation, etc.). In other cases the relationship between structure and *Microforms* is not so evident, the various genetic interpretations (e. g. about the origin of gnammas and tafoni) being the cause of endless discussion. In what follows (see Table 2) we shall consider the *Microforms* within two groups:

- 1) Forms without any evident relationship to the rock structure, and
- 2) Forms with an evident relationship to the rock structure.

To obtain this classification we have used in part TWIDALE'S terminology

Las Microformas, se pueden relacionar con diversos factores que definimos como *primarios*, o inherentes al substrato rocoso o *secundarios*, cuando corresponden a el (los) proceso(s) geodinámico(s) externo(s) que afectaron a la roca. De entre los primarios, el más importante, a nuestro juicio, es la estructura (foliación, diaclasado, bandeado, diferenciación mineral, etc.). En unos casos esta relación estructura-forma es clara. En otros ya no es tan evidente, por lo que las diversas interpretaciones genéticas para las formas correspondientes (véase el caso de gnamma y tafone), han dado lugar a interminables polémicas. En lo que sigue (ver Tabla II), vamos a considerar ordenadas en dos grupos a las *microformas*:

- 1) Formas *sin relación* evidente con la estructura de la roca.
- 2) Formas *con relación* evidente con la estructura de la roca.

Para llegar a esta clasificación hemos utilizado parcialmente la terminología de TWIDALE (1982), con modificaciones propias.

Macroformas sin relación con la estructura

Agrupamos en esta categoría a todas las formas menores (microformas), en cuya génesis, o bien, no parece determinante la estructura de la roca (nos referimos al sistema de discontinuidades), o bien no es admitida generalmente esta relación. Por lo general se considera la génesis y desarrollo de estas microformas ligada directamente a procesos geodinámicos externos (edafogénesis, meteorización química y física, etc.).

Distinguimos en este grupo dos tipos de formas:

Formas lineales, cuando la forma se desarrolla preferencialmente en una de las direcciones del espacio, y *Formas Puntuales*, cuando se desarrollan en un área localizada

(1982), for minor forms, although we have introduced some of our own modifications.

Microforms without any evident relationship to structure

We shall group together within this category all the Microforms in whose genesis the rock structure appears not to be decisive (we are referring to the system of discontinuities of the rock in each case), or rather, where not all authors admit the relationship of form to structure. In general the genesis and development of these microforms is considered to be directly linked to exogenous geodynamic processes (chemical edaphogenesis, physical weathering, etc.).

They are divided into *linear forms*, i. e., when the form develops preferentially in one of the directions in space, and *planar forms*, i. e. when they develop preferentially in two directions in space.

Linear forms

The prototype for antonomasia is made up of channel shaped features able to concentrate the superficial waters which flows over rock surfaces (rain, fundamentally).

In the english language, the terminology is much richer than in spanish, in which it is hard to find terms equivalent to those in english.

So, *runnels* and *gutters* (Fot. 9) can be distinguished when they develop on a horizontal or very slightly-sloped topography. On the other hand the *grooves* and *flutings* correspond to similar features developing on inclined surfaces. In Galicia, this type of microform is not found particularly well-developed, even when it is common to find some example in nearly every granite landscape. It is almost always related to small blocks, and linked to the drainings of the gnammas. In others they are simply drainage channels or at least function as such. As

y con un desarrollo dimensional en el que no hay una dirección preferente.

Formas lineales (regueros, acanaladuras, canales y estrías).

El prototipo por antonomasia lo constituyen los rasgos canaliformes con capacidad para concentrar el agua de escorrentía que se desliza por las superficies rocosas. En la nomenclatura anglosajona, la terminología es mucho más rica que en castellano, en donde se encuentran dificultades para hallar los términos equivalentes a los existentes en lengua inglesa.

Así se distinguen los *regueros* (runnels) y las *acanaladuras* (gutters) (Fot. 9), cuando se desarrollan sobre una topografía inclinada u horizontal. Por el contrario, *canales* (grooves) y *estrías* (flutings), corresponden a rasgos similares desarrollados sobre superficies rocosas inclinadas. En Galicia, este tipo de forma menor (los canaliformes), no se halla especialmente bien desarrollado, aun cuando es frecuente encontrar un ejemplo en casi cualquier paisaje granítico.

Casi siempre se relacionan con pequeños bloques, y en conexión con los exutorios de las gnammas (pías). En otras son simplemente canales de escurrimiento, o al menos funcionan como tales. Como ejemplos podemos citar los de Monte Castelo (Viveiro, Lugo), Cabo Veo (Camelle, A Coruña), Lobios (Ourense) y Porriño (Pontevedra).

Formas puntuales

Distinguimos en este caso dos formas: *Cóncavas* y *Convexas*.

Formas Puntuales cóncavas (gnammas, vasque, pías)

Se trata de uno de los tipos de formas menores (microformas), más conspicuas de

examples we can quote those of Monte Castelo (Viveiro, in Lugo province), Cabo Veo (Camelle in A Coruña province) Lobios (Ourense province) and Porriño (Pontevedra province).

In Galicia there is no obvious relationships between these forms and the lower part of the profile of alteration subedaphical of the granites, as some authors (TWIDALE, C. R., 1971, 1982; TWIDALE and CENTENO, 1988) quote for other cases.

Pointed forms

In this case we shall distinguish between Concave and Convex forms.

Concave pointed forms

This is one of the most conspicuous types of minor forms in the whole of granite geomorphology, and may be said to be present in any galician granite landscape. This type of form, known in other geographical areas under different names (gnamma, vasque, pit, etc.) is called «pía», in Galicia. Here, too like in other areas (TWIDALE, C. R., 1972), they have been interpreted as forms of antropic origin, because of their relationship, in some cases, with prehistoric or archaeological remains. It is clear that, these forms, undoubtedly of a natural origin may have been used by man for different ends, which would explain the confusion.

Besides this hypothesis, others have been suggested to explain the origin of the gnammas, which we can group together in two clases. On the one hand there are the *monophase hypotheses*, which speak of a subaerial or epigenic origin for these minor forms. According to these it is only water which, resting on a rock surface (with or without the presence beforehand of a hollow), develops, by physical or chemical alteration, or both, the gnamma. The va-

la geomorfología granítica. Puede decirse que se encuentra en cualquier paisaje granítico. Este tipo de microformas es conocido en otras áreas geográficas con distintos nombres (gnamma, pila, vasque, weather pit). En Galicia recibe el nombre de *pía*.

Existen distintas hipótesis para explicar el origen de las gnammas (*pía*), que se pueden reunir en dos grupos. Por una parte están las hipótesis *monofásicas*, que nos hablan de un origen subaéreo o epigénico para estas microformas. Según ellas, es únicamente el agua la que, al estacionarse sobre una superficie rocosa (con existencia previa de una depresión o sin ella) desarrolla, por alteración física o química, o ambas, la gnamma (*pía*). Las variantes en este grupo de hipótesis *monofásicas*, están en los distintos orígenes postulados para la *formación de la concavidad* (saltación mineral, alteración de xenolitos básicos, etc.), en los mecanismos propuestos para explicar la *meteorización* de la roca (químicos o físicos), y en los *procesos de evacuación* de los detritus resultantes de la alteración (viento, agua), desde el interior de la concavidad (TWIDALE, C. R.; CORBIN, E. M., 1963; TWIDALE, C. R. 1982; VIDAL ROMANI, 1979, 1983).

Otro grupo de hipótesis, denominadas *polifásicas* (VIDAL ROMANI, J. R., 1982; TWIDALE, C. R., 1986, 1989), propugna un origen para las gnammas (*pías*) con varias etapas bien diferenciadas. Para algunos autores (TWIDALE, C. R., 1982; CENTENO, J., 1989), las *pías* (vasque), se forman bajo un perfil edáfico como consecuencia de un avance irregular del frente de alteración, lo que va a originar unas irregularidades (concavidades y convexidades) iniciales en el mismo.

Una vez que el recubrimiento de alteritas desaparece por erosión y las concavidades existentes en el substrato comienzan a actuar como receptoras o retenedoras del agua, por ejemplo de escorrentía (condición *sine qua non* para que la gnamma evolucio-

riants in this class of monophase hypotheses are in the different origins postulated for the formation of the initial concavity (mineral saltation, weathering of basic xenoliths, etc.), in the mechanisms proposed to explain the weathering of the rock (either chemical or physical) and in the processes of evacuation of the detrital resulting from the alteration (wind, water) from the interior of the concavity (TWIDALE, C. R., 1982; VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983), (TWIDALE and CORBIN, 1963).

The class of hypotheses called *polyphase* (VIDAL ROMANI, J. R., 1984; TWIDALE, C. R., 1986, 1989) has in common an origin for the gnamma in several well-differentiated stages. For some writers (TWIDALE, C. R., 1982; CENTENO, J., 1989), the gnamma are formed beneath an edaphic profile, as the consequence of an irregular advance of the front of weathering which brings about initial irregularities (concavities and convexities in it). Once the covering of regolith disappears due to erosion, and the existing concavities in the substratum begin to act as receptors and retainers, receiving and holding the waters, for instance, those of rain (a «sine qua non» condition for the gnamma to evolve), the process will be governed by what has been described in any one of the monophase hypotheses. Another of the polyphase hypotheses (VIDAL ROMANI, J. R., 1983), postulates a genetic process for the gnamma more complex, though the same hypotheses may be valid to explain the formation of other types of natural cavities in granite (e. g., tafone) as well as the different varieties of gnamma (pit, pan, cylindrical hollows, armchair-shaped hollows, rock doughnuts, etc.).

According to this hypothesis (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) the formation of the gnamma is due to process of concentration of charges in particular points of a rock granite massif, either in the case of this being previously diaclosed, or during the process of formation of discontinuities in the massif.

ne), el proceso ya se va a regir por lo descrito en cualquiera de las hipótesis monofásicas.

Otra de las hipótesis polifásicas (VIDAL ROMANI, J. R., 1983), postula un proceso genético para las gnammas más complejo, aunque con la misma hipótesis se pueda explicar la formación de otro tipo de cavidades naturales en granitos (p. e. tafone, cachola, cavernous weathering), así como las gnammas en sus distintas variedades (pit, pan, etc.). Según esta hipótesis (VIDAL ROMANI, J. R., 1983), la formación de las gnammas (pías), se debe a procesos de concentración de cargas en puntos localizados de un macizo rocoso granítico, tanto en el caso de que este se halle previamente diaclasado, como durante el proceso de diaclasamiento del macizo.

Dos son las posibilidades, según esta hipótesis por las que tiene lugar la concentración de cargas en los procesos naturales: *Por alteración edáfica* y *por deformación tectónica*. Mediante estos dos procesos, al menos, y según el *Modelo elástico de formación de cavidades* (VIDAL ROMANI, J. R., 1983), se pueden generar, tanto formas de tipo gnamma (pía), como tipo tafone (cachola) (ver Anexo I).

EVOLUCION SUBAEREA DE UNA GNAMMA

La evolución subaérea de la forma tipo gnamma, es bien conocida, así como los mecanismos de desagregación de la roca en el interior de la cavidad y la evacuación subsiguiente de los sedimentos por el viento (suspensión, saltación), o el agua (solución, suspensión, arrastre) (TWIDALE, 1971, 1982; VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1982, 1983).

Una vez en superficie, la evolución normal de una pía (vasque), se aprecia en un aumento en sus dimensiones (profundidad, anchura), a medida que la «edad» de la forma se hace mayor. Cuantificamos ese grado de evolución por el I_{Rp} , o *índice de relación*

There are two possibilities considered here of concentration of charges, which take place in natural processes: by *edafic alteration* and by *tectonian deformation*. By means of at least these two processes, and according to the Elastic model of cavities formation (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) both gnamma-type and tafone-type can be generated (see Anex I).

Subaerial evolution of a Gnamma

The subaerial evolution of the gnamma form is well-known as are the mechanism of desintegration of the rock inside the concavities, and the subsequent evacuation of sediments by wind (suspension, saltation) or water (solution, suspension, and dragging) (TWIDALE, C. R., 1971, 1982; VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1982, 1983).

Once it emerges to the surface, the normal evolution of a gnamma is seen by an increase in its dimensions (depth, width).

The shape of the gnamma are very varied, just as happens with their size. Initially, the gnamma increases in size, and we express the degree of evolution by the D. R. I. (Depth Relationship Index), which indicate to us, independently of the size of the hollow, the relationship between the maximum depth excavated by the water and the maximum water depth reached in the hollow (e. g. when it rains).

When the D. R. I. is roughly equal to one, the gnamma is considered to be in a state of growth (VIDAL *et alters*, 1979; VIDAL ROMANI, J. R., 1982).

The process of evolution in the gnamma may be stayed by being filled to the brim with sediments, the normal means of evacuation (suspension in water or air, dissolution or being born away by water) being unable to shift them. The evolution of the gnamma may also be halted by the implantation of lichens or other inferior vegetation, forming a layer which hinders the process of mechanical or chemical desintegra-

de profundidad, que nos indica, independientemente del tamaño de la concavidad, la relación entre la máxima profundidad excavada por el agua y la altura máxima alcanzada por ésta en la cavidad (p. e., cuando se llena por la lluvia) (VIDAL ROMANI, J. R., 1982, 1983).

Mientras el I_{Rp} es aproximadamente igual a 1, la gnamma (pía), se halla en un *estadio* que consideramos como de crecimiento (VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1989).

El proceso de evolución de la pía puede ser abortado, p. e. (VIDAL ROMANI, J. R., 1979), por colmatación de la cavidad por sedimentos, ante la incapacidad de evacuación de los mismos por los mecanismos habituales (suspensión en agua o aire, disolución o arrastre por el agua). La evolución de la gnamma puede verse frenada también por la implantación de una cubierta de vegetales inferiores (líquenes), que coartan el proceso de desagregación, mecánico o químico, de los granos minerales en el interior de la pía (fase de *estabilización vegetal*, VIDAL ROMANI, J. R. y otros, 1979).

En el caso más frecuente, sin embargo, a la etapa de $I_{Rp} = 1$, le sucede otra en la que el I_{Rp} aumenta progresivamente hasta alcanzar valores muy altos. Este *estadio* en la evolución de la gnamma, ya se puede considerar como *degradativo* o *destrutivo*. Durante esta etapa (I_{Rp} puede llegar a valores de 16 o más, VIDAL ROMANI, J. R., 1982), la gnamma se va degradando, produciéndose primero una rotura (escotadura) en su borde, que se denomina *exutorio* (Fot. 10) (VIDAL ROMANI, 1979), a veces conectado con una acanaladura (runnels o gutters). Lentamente las dimensiones de los exutorios se van ampliando, evolucionando desde las primeras hendiduras estrechas, a aberturas más anchas, por destrucción de la mayor parte del perímetro, paredes y borde superior de la pía (gnammas), dando los denominados *cuellos de camisa* (Fot. 11). El proceso continúa avanzando hasta que la altura de las paredes de la pía (gnamma), eviden-

tion of the mineral grain within the gnamme (phase of vegetal stabilization, see VIDAL ROMANI, *et alters*, 1979). In the commonest of cases, however, after the phase of D. R. I. = 1, there follows another in which the D. R. I. rate progressively increase to very high values. This state in the evolution of the gnamma may now be considered as *degrading* or *destructive*. During this stage the D. R. I. may reach values of 16 or even more (VIDAL ROMANI, J. R., 1982), the gnamma is debased, resulting firstly in a breakage on its edge, which is called *mouth* (Fot. 10) (VIDAL ROMANI *et alters*, 1979), at times linked with channeling (runnels or gutters).

Slowly the dimensions of the mouths increase, evolving from being at first narrow fissures, to wider opening, owing to destruction of most of the perimeter (walls and upper rim) of the gnamma, giving rise to what are called *shirt collars* (Fot. 11). The process continues until the height of the walls of the gnamma (evidently by debasement of the block in which it had developed initially) decreases greatly, and only the bottom of the initial hollow is preserved, *plate-shape* forms (Fot. 12), and even later, *rock-doughnut* (Fot. 13) type shapes (in this case only a convex circular rim is preserved), which will mark the final stage in the destruction of the gnamma. These intermediate forms of destruction of the gnamma and the fact that it is preserved on top of the rock surface in that which previously belonged to the degradation of the block, concave reliefs, that is to say, this inversion of the relief, is interpreted in some cases by authors (BLANCK, 1951; TWIDALE and BOURNE, 1977; CENTENO, 1989), as being due to an effect of the hardening of the rock, by concentration of, oxides, ions, etc., at the base and walls of the gnamma, which would give them a resistance superior to that of the rest of the rock, thus explaining their persistence in the final dismantling phase of the Microform.

Despite being a recurrent theme in the

temente por degradación del bloque en el que ésta se había desarrollado inicialmente, se reduce grandemente y sólo se conserva el fondo de la concavidad inicial (*formas plato*) (Fot. 12), y aún más adelante, formas «*tipo rock doughnut*» (Fot. 13) (aquí sólo se conserva un borde convexo circular) lo que marcaría la etapa final en la destrucción de la forma pía (pila).

Estas formas sucesivas de degradación de las pilas (pías), y el hecho de que se conserve en relieve por encima de la superficie rocosa, en la que eran antes de la degradación del bloque, relieves cóncavos, en definitiva, esta inversión del relieve, es interpretada en algunos casos por autores (BLANCK, 19-51; TWIDALE y BOURNE, 1977; CENTENO, J., 1989), como debida a un efecto de endurecimiento de la roca por concentración de óxidos, iones, etc., en fondo y paredes de la pía (pila), lo que les daría una resistencia superior a la del resto de la roca, explicando así su persistencia en la fase final de desmantelamiento de la microforma.

A pesar de tratarse de un argumento recurrente en la literatura, no se conocen datos cuantitativos sobre el incremento de la resistencia de la roca en esas zonas «endurecidas». Sólo se mencionan en ocasiones (BLANCK, 1951), cambios de coloración en la roca, que se ve teñida, p. e., por óxidos de hierro, y que se interpreta como un signo inequívoco de un aumento de la resistencia de la roca en esas zonas. Sin embargo, en otros casos (GARNER, 1974), al hablar de un fenómeno similar (case hardening), o pátinas de óxidos desarrolladas sobre cantos o, en medios áridos, se alude, por el contrario, a que estas concentraciones de óxidos (de Fe y Mn), causan un debilitamiento de la roca en la zona basal de la costra, que es por otra parte el lugar de procedencia de los materiales que la han formado. Ese debilitamiento subcostra, hace precisamente más frágiles esas zonas «endurecidas», y por tanto a la roca allí más proclive a la desagregación. Además, en Galicia no han sido observados hasta el momento en las gnammas

literature, there is an absence of quantitative data about the increase in the resistance of the rock in these «hardened» zones. There are only occasional mentions (BLANCK, 1951) of changes in colour of the rock, which is seen to be tainted, e. g. by ferric oxides, and which is interpreted as an unequivocal sign of an increase in the resistance of the rock in these zones. However, in other cases (GARNER, 1974), when referring to a similar phenomenon (case hardening), or patinas of oxides developed on pebbles or boulders, in arid environments, it is suggested, to the contrary, that these concentrations of oxides cause a weakening in the rock in the zone at the base of the crust, which is, incidentally, also the source of the materials which have formed it. This sub-crust weakening actually makes these «hardened» zones more fragile, and subsequently renders the rock situated there inclined to desintegration. Moreover, in Galicia, areas of patina or cutaneous pigmentations have so far not been observed, thus making it impossible to apply the hypothesis of hardening to explain the persistence of the gnammas as a resistant element on top of the rest of the rock.

JUSTIFICATION OF CONCAVITIE'S ORIGIN IN THE GNAMMA CASE

When it is a question of explaining the «pía» («gnamma»)-type forms, as *minor* forms (microforms), of epigene origin, with a principally subaerial development and evolution, we are presented with a series of question marks difficult to resolve. The most obvious question is to know what is the process or mechanism which sparks off the formation of a «gnamma». For some authors, this requires an *initial concavity*, whatever its origin, capable of retaining water. Consequently, any process, physical or chemical, which could create a cavity (as long as it is related to an epigene environment) could later give rise to the formation

pías), patinados o pigmentaciones cutáneas, etc., por lo que no es aplicable la hipótesis del endurecimiento para explicar la persistencia de las pilas (pías), como elemento resistente sobre el resto del bloque.

JUSTIFICACION DEL ORIGEN DE LA CONCAVIDAD EN LA GNAMMA

Cuando se trata de explicar las formas tipo gnamma, como formas *menores* (microformas), de origen epigénico, con un desarrollo y evolución principalmente subaéreos, se nos presentan una serie de interrogantes de respuesta difícil. El más evidente es conocer cual es el proceso o mecanismo desencadenante para la formación de una gnamma. Para unos autores, se precisa de una *concauidad inicial*, sea cual sea su origen, capaz de retener el agua. En consecuencia, cualquier proceso, físico o químico, que pudiera generar una cavidad (siempre ligado a un ambiente epigénico) podría derivar luego en la formación de una gnamma. Otros autores postulan que, simplemente, las *características topográficas* de las superficies rocosas pueden explicar el inicio de una pía: superficies planas subaéreas, o ligeras ondulaciones en la base de un perfil de corrosión química (etched surfaces), pueden luego evolucionar por acumulación de agua en ellas hacia una pía (gnamma), también en un proceso epigénico. Finalmente, otras hipótesis sitúan el origen de la cavidad en la existencia de una *debilidad inicial* en la estructura de la roca, la que, una vez en superficie, es aprovechada por la meteorización para ser alterada preferencialmente allí. Las zonas de debilidad se pueden deber a distintas causas (mineralógicas, petrológicas, estructurales, deformativas). También en este caso, el proceso va a desarrollarse fundamentalmente en un ambiente subaéreo, si bien puede ser iniciado en un ambiente subedáfico, o aún más profundo (VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983). Se incluyen aquí tanto las hipótesis

of a gnamma. Other authors postulate that purely the *topographical characteristics* of the rocky surfaces can explain the initiation of a «pía»; flat, subaerial surfaces, or slight undulations at the base of a profile of chemical corrosion (etched surfaces) can later evolve because of an accumulation of water in them into a gnamma, also in an epigene process. Finally, other hypotheses place the origin of the cavity in the existence of an *initial weakness* in the structure of the rock, which once on the surface, is helped by meteorization to be preferentially altered there. The zones of weakness can be due to different causes (mineralogical, petrological, structural, deformative). Also in this case, the process will developed fundamentally in a subaerial environment, even though it can be initiated in a sub-edaphic environment, or even deeper (VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983). Both the hypotheses which consider that the preliminary factor only implies the localization of the place where the «gnamma» develops, and those which affirm that, not only the place, but also form, maximum size and dimensions are determined from the start, are included here.

The form can be exposed in this case by whatever external geodynamic or subaerial alteration process, as long as the latter is not energetic enough to destroy it. This is what some authors understand as *convergence of forms* (PEDRAZA, 1989; SANZ HERRAIZ, 1989; CENTENO, 1989; TWIDALE, 1989). We prefer to call it *morphological isotropy of processes*.

THE GNAMMA'S ORIGIN AFTER THE ELASTIC MODEL

The last of the three causes listed as an origin of the «gnammas», is that which corresponds specifically to the Elastic Model of the Formation of Cavities (E. M. F. C. - or M. E. F. C. in Spanish) (See VIDAL ROMANI, J. R., 1983). The idea that these ty-

que estiman que el factor previo (mineralogía, textura, estructura) sólo implica la localización del lugar en donde se desarrolla la gnamma, como las que afirman que, no solo lugar, sino forma, tamaño máximo y dimensiones están determinadas desde el principio (VIDAL ROMANI, J. R., 1983).

La exposición de la forma puede hacerse en este caso por cualquier proceso geodinámico externo o de alteración subaérea, siempre que este no sea demasiado enérgico como para destruirla. Es lo que algunos autores entienden como *convergencia de formas* (PEDRAZA, 1989; SANZ HERRAIZ, 1989; CENTENO, 1989; TWIDALE, 1989). Nosotros preferimos denominarlo como *isotropía morfológica de procesos*.

EL ORIGEN DE LAS GNAMMAS SEGUN EL MODELO ELASTICO

La última causa de las tres enumeradas como origen de las gnammas, es la que corresponde específicamente al Modelo Elástico de formación de cavidades (M. E. F. C.) (Ver VIDAL ROMANI, J. R., 1983). La idea de que este tipo de cavidades (gnammas), como otras (tafoni) se hallan predeterminadas, se deduce de las relaciones que manifiestan con las discontinuidades (diaclasses, planos de foliación, etc.) en los macizos rocosos en donde aparecen.

Es frecuente, aunque no excesivamente mencionado en la literatura (VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983), la asociación de formas tipo gnamma y tafone entre ellas. En todos los casos, esa asociación se hace por medio de una superficie de discontinuidad (VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988). Así nos encontramos asociaciones gnamma-gnamma (G-G), a uno y a otro lado de una discontinuidad vertical planar. Generalmente se dice que han sido generadas a partir de la zona de debilidad que determina la propia discontinuidad. Sin embargo esto corresponde con el comportamiento de las discontinuidades en unos casos, p. e.,

pe of cavities («gnammas») like others («tafoni») are predetermined, is deduced from the relationships with the discontinuities that they display (diaclasses, foliation planes, etc.) in the rocky massifs where they appear. The association of «gnamma» and «tafoni»-type forms between themselves and between each other (i.e. G-G, T-T, and G-T) is frequent, although not excessively mentioned in the literature. In all the cases, the association is achieved by means of a surface of discontinuity (VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988). Thus, we encounter «gnamma-gnamma» associations (G-G), on both sides of a vertical planar discontinuity. It is generally said that the starting point of their creation which is determined by the self-same discontinuity. However, this corresponds to the behaviour of the discontinuities in some cases, e. g. cleft-type forms and nervations; but this does not apply to «gnammas», associated with discontinuities, where an alteration in the whole plane does not exist, but only at determined points in it. What is also quite usual is the «tafone-tafone» (T-T) association, which is formed from the development of cavities according to a plane of vertical or sub-vertical diaclasses. Whilst in the case of (G-G) the plane of exposure of the form is horizontal, in the case of the (T-T)-type association, it is vertical or sub-vertical. This leads us to accept that the (G-G) and (T-T)-type forms can be different manifestations of the same process (VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988). Another type of association of these forms, the most obvious and frequent, incidentally, is the «gnamma-tafone» (G-T) association, and which develops from horizontal discontinuities or diaclasses. In this way, different associations of forms appear according to the orientation of the plane of the discontinuity (Fig. 2) (VIDAL ROMANI, J. R., 1983; VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988) of the types (G-G), (T-T) and (T-G). It is evident that not in all cases where a surface of discontinuity in a

véase las formas *tipo hendidura* (cleft) y *nerviaciones*, pero no para las gnammas, asociadas a discontinuidades, en donde no existe alteración en todo el plano, sino sólo en determinados puntos del mismo. También es habitual, la asociación tafone-tafone (T-T), que se forma a partir del desarrollo de cavidades según un plano de diaclasas vertical o subvertical. Mientras que en el caso (G-G) el plano de exposición de la forma es horizontal, en el caso de la asociación tipo (T-T) el plano de exposición de la forma es vertical o subvertical. Esto nos lleva a admitir que las formas tipo (G-G y T-T) pueden ser distintas manifestaciones de un mismo proceso (VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988). Otro tipo de asociaciones de estas formas, el más obvio y frecuente, por otra parte, es la asociación gnamma-tafone (G-T), y que se desarrolla a partir de diaclasas o discontinuidades horizontales. Así ocurre que, según cual sea la orientación del plano de la discontinuidad, aparecen distintas asociaciones de formas (VIDAL ROMANI, J. R., 1983; VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988) (ver Fig. 2), de tipo (C-G) (T-T) y (T-G). Es evidente que, no en todos los casos en los que se manifiesta una superficie de discontinuidad en un macizo rocoso granítico se asocia a ella una gnamma o un tafone, pero siempre que aparecen estas formas lo hacen desarrollándose a partir de una de esas discontinuidades.

Es admitido por todos los autores que la evolución de pías y tafoni se hacen por procesos de degradación química o física (desagregación granular, en placas, exfoliación, etcétera). Estos procesos afectan igualmente a todas las rocas que afloran en la superficie de la Tierra, pero también es cierto que no se llega siempre a los mismos resultados (en nuestro caso, a la formación de gnammas y tafoni). Esto es un dato adicional que prueba, en nuestra opinión, que la formación de gnammas y tafoni no es un proceso general, sino particular, y estrechamente relacionado con la estructura (planos de diaclasas), de

granite rock massif appears, is a «gnamma» or «tafone» associated with it, but whenever these forms appear, they do so developing from one of these discontinuities.

All authors accept that «pías» and «tafone» evolve through processes of chemical or physical degradation (granular disintegration, in plates (slabs), exfoliation, etc.). These processes affect equally all the rocks which abound on the surface of the Earth, but it is also true to say that the same results are not always produced (in our case, the formation of «gnammas» and «tafoni»). This is an additional piece of data which, in our opinion, proves that the formation of «gnammas» and «tafoni» is not a general but a specific process, closely related to the structure (planes of diaclasas) of a rocky massif. In appearance, the «gnammas» seem more abundant than the «tafoni». This, following the theory of the M. E. F. C., is due to the fact that, when a concentration of loads (edaphic or tectonic) is produced in a plane of discontinuity, the areas of plastification or *lacunar areas*, will develop on both sides of the plane of application of the load (See Annexe 1); only in those cases where the upper block is preserved, can we see the «tafone» mounted on the «gnamma»; in the majority of cases the upper block disappears and we only see the «gnamma» underneath. In the case of T-T or G-G-type associations, it is more frequent to observe the cavities on both sides of the plane of discontinuity (VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988).

What is clear, at least in the author's opinion, are the following points concerning the creation of the «gnammas»:

1. A clear association exists between planes of discontinuity and the development of «gnammas» (and «tafone»).
2. The processes described up until now and put forward as the cause for the formation of «gnammas», based on epigene (subaerial or subedaphic) reasons, do not succeed in explaining satisfactorily why the-

un macizo rocoso. En apariencia, las gnammas parecen más abundantes que los tafoni. Siguiendo la teoría del M. E. F. C., cuando se producen en un plano de discontinuidad una concentración de cargas (edáfica o tectónica) los recintos de plastificación o *recintos lacunares*, se van a desarrollar a uno y a otro lado del plano de aplicación de la carga (ver Anexo I). Sólo en aquellos casos en los que se conserve el bloque superior, podemos ver el tafone superpuesto a la gnamma en la parte inferior. En el caso de asociaciones tipo (C-G) o (T-T), es más frecuente observar las cavidades a uno y otro lado del plano de discontinuidad (VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988).

Quedan claros, al menos para el autor, los siguientes puntos en cuanto a la génesis de las gnammas:

- 1) Existe una asociación clara entre planos de discontinuidad y desarrollo de una gnamma (y tafone).
- 2) Los procesos descritos hasta ahora como causa de la formación de gnammas basados en razones epigénicas (subaéreas o subedáficas) no consiguen explicar satisfactoriamente porqué estas formas no se desarrollan de una manera generalizada, sino por el contrario restringida, en las superficies rocosas de un macizo granítico. Indica eso para nosotros que ni la causa por la que estos se originan es una causa general, ni el proceso por el que se desarrollan lo es, sino que, al contrario, se trata de circunstancias específicas y puntuales, reducidas a puntos concretos del macizo rocoso.
- 3) Sólo el Modelo elástico de formación de cavidades (M. E. F. C.) puede explicar satisfactoriamente la localización restringida de las gnammas (y tafoni), así como sus formas dimensiones, tipología, etc.

se forms do not develop in a more generalized or widespread fashion, but, on the contrary, are restricted to the rocky surfaces of a granite massif. This indicates to us that neither the cause of their origin nor the process by which they develop are general ones. It indicates to us, on the contrary, that it is a question of specific and pointed circumstances, reduced to concrete points in the rocky massif.

3. Only the Elastic Model of the Formation of Cavities (M. E. F. C.) can satisfactorily explain the restricted localization of the «gnammas» (and «tafoni») as well as their forms, dimensions, typology, etc.

4. The mechanisms of desintegration, dissolution, exfoliation, act in general upon any rocky surface. However, an increase in the speed of that action only exists at very localized points, those from where «gnammas» (and «tafone») will be formed.

«TAFONE» («Cachola», Cavernous Weathering)

Although in the geomorphological literature the «tafone» tend to be described as minor forms (microforms) independent of the «gnammas», we consider them, as been seen in the previous section, to be both spatially and genetically associated forms (as has already been indicated before, the same type of process which is described in the M. E. F. C. (See Annexe 1) will also be used to explain the creation, birth of genesis of the «tafoni» (Cachola) in Galice. In Galicia it is a not only abundant but also very well developed morphological feature, regardless of what any author (NONN, H., 1966) might say to the contrary.

They are forms present in all the granite outcrops of Galicia, in an unusually abundant quantity; normally associated with the zones of most active geodynamic evolution: coastal banks or principal system of drainage, but also present in other zones of Galicia.

- 4) Los mecanismos de desagregación, disolución, exfoliación, actúan en general sobre cualquier superficie rocosa. Sin embargo, sólo existe un incremento de la velocidad de actuación en puntos muy localizados de esta y, a partir de los que se van a formar gnammas (y tafoni).

(TAFONE (Cachola, Cavernous Weathering))

Aunque en la literatura geomorfológica suelen describirse los tafoni como microformas independientes de las gnammas, nosotros las consideramos, como ya se ha visto en el apartado anterior, formas asociadas tanto espacial como genéticamente (como ya antes se había indicado, el mismo tipo de proceso que se describe en el M. E. F. C. (ver Anexo I) también serviría para explicar la génesis de los tafoni). En Galicia es un rasgo morfológico no sólo abundante, sino muy bien desarrollado a pesar de que algún autor (NONN, H., 1966), pueda decir lo contrario.

Son formas presentes en todos los afloramientos graníticos gallegos con una abundancia desigual. Por lo general asociados a las zonas de evolución geodinámica más activa: bordes costeros o sistemas de drenaje principales, pero también presentes en otras zonas de Galicia.

Existe una literatura numerosa que ha tratado de explicar el origen del tafone, desde que fueron descritas por primera vez por REUSCH, H. en 1883, y denominadas como tafone o tafoni (ventana en dialecto corso). Así como las gnammas, eran interpretadas como formas de desarrollo subedáfico con una etapa posterior subaérea, para el caso de los tafoni, la mayoría de los autores estiman un origen totalmente subaéreo. Sólo algunos (VIDAL ROMANI, 1983; TWIDALE, 1982, 1989), admiten la posibilidad de una etapa anterior a la subaérea, en el desarrollo de la forma *tipo tafone*. Unos, la identifican como subedáfica y también, co-

There exists a great deal of literature which has tried to explain the origin of the «tafone», since they were first described by H. Reusch in 1883, and given the name «tafone» or «tafoni» («window» in the Corsican dialect). Just like the «gnammas», they were interpreted as forms of subaerial development, with a previous, probably subedaphic stage (VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983; TWIDALE, C. R., 1986, 1989). In the case of the «tafoni», most authors assign them a totally subaerial origin. Only a few authors (VIDAL ROMANI, 1983; TWIDALE, 1982, 1989), accept the possibility of a stage previous to the subaerial one in the development of the *tafone-type* form. Some identify it as subedaphic and also, as in the case of the «gnammas», related to unequal advances of the alteration front on acting, above all, at the base of *inselberg-type* reliefs (bonhardt or rocky domes/cupolas) (TWIDALE, 1974, 1982, 1989). Our idea, as in the case of the «gnammas», is that what is demonstrated, both subedaphically and subaerially, are deformative features produced by loads concentrated at points in the massif. As has been mentioned before, the «tafone» in the lower part of a block is a reflexion of the gnamma in the underlying block.

Whilst the key to the functionality of the «gnamma» is the collection of the water in its cavity, for the «tafoni» the process is different. The most likely is that atmospheric humidity (cycles of humidification-deseccation) or haloclastism (deserted continental or coastal, zones) are active in the process of internal disintegration (mechanical or chemical) of the blocks. In this way we could explain the dynamic of the «tafoni» if not their morphology or temporal evolution.

Other differences in the formation of the «tafoni» exist apart from those concerned with the mechanism of disintegration. Generally, the «tafoni» are much bigger than the «gnammas». This has not been accounted for in the literature concerning this

mo en el caso de las gnammas, relacionada con avances desiguales del frente de alteración al actuar, sobre todo en la base de relieves *tipo inselberg* (bornhardt o domos rocosos) (TWIDALE, 1974, 1982, 1989). Nuestra idea es que, como en el caso de las gnammas, lo que se pone de manifiesto, tanto subedáficamente como subaéreamente, son rasgos deformativos producidos por cargas concentradas (ver Anexo I) en zonas puntuales del macizo. Como ya antes se ha mencionado, el tafone en la parte inferior de un bloque es el reflejo de la gnamma en el bloque subyacente (ver VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J., 1988).

Mientras que la clave de la funcionalidad de la gnamma es el estacionamiento del agua en su concavidad, para el tafone no sucede lo mismo. Lo más verosímil es que, sean la humedad ambiental (ciclos de humectación-desección) o el haloclastismo (zonas costeras o continentales desérticas) actuantes en el proceso de desagregación interna (mecánica o química) de los bloques. Así podríamos explicar la dinámica, aunque no la morfología de los tafoni, ni su evolución temporal.

Además de las diferencias en el mecanismo de desagregación de los tafoni existen otras. Por lo general los tafoni son mucho mayores que las gnammas, no ha sido justificado esto en la literatura sobre el tema. Incluso, según el M. E. F. C., la pareja gnamma y tafone (G-T), son el resultado de una concentración de cargas de idéntica magnitud. Debido a que, según antes se ha indicado es poco frecuente que se conserven las dos cavidades «in situ» y cuando esto ocurre, los tafoni suelen ser mayores que las gnammas correspondientes, debe de suponerse que el proceso de tafonización es mucho más efectivo que el de formación de gnammas. En efecto, los granos o las placas desprendidas de la superficie basal del tafone, caen por la acción de la gravedad, directamente fuera de la cavidad (lo contrario de lo que ocurre en la gnamma).

Pueden justificarse así las diferencias de

theme. Moreover, according to the M. E. F. C., the gnamma-tafone pair (G-T) is the result of a concentration of loads of identical magnitude. Owing to the fact, according to what has been indicated before, that it is rather rare for both cavities to be conserved «in situ» and, whenever this does occur, the «tafoni» tend to be bigger than the corresponding «gnammas», we must suppose that the process of «tafonization» is much more effective than that of the formation of «gnammas». In effect, the granules/grains or plates/plaques which are dislodged from the surface at the base of the «tafone», fall because of gravity, directly out of the cavity (the opposite of what happens with the «gnamma»).

The differences in size between «tafoni» and «gnammas» can be accounted for like so. Nevertheless, in some cases in Galicia (O Pindo, Lézaro, A Coruña; Monte Louro, A Coruña), associations with equivalent dimensions have been observed for both forms.

In some cases, other characteristic features of both forms are also different: such as the mechanisms of disintegration, the morphology of the intermediate evolutionary phases, and the final morphology. According to the M. E. F. C., however, both are equal in all respects, and the differences can only be due to the fact that one develops its evolution in water, and the other subaerially. This is evident enough considering the highly aggressive rôle played by the water in its chemical attack upon the rock, whilst the same thing does not happen in the case of atmospheric humidity.

We must add however, that we have found a development of morphologies in «in situ» «gnammas» in various granite outcrops, which are similar to those of the «tafoni», e. g. honeycomb meterorization. We also point out that if a «tafone» moves and acquires a face up position, thus being able to receive water, its evolution will be transformed and it will behave like a «gnamma».

The subaerial evolution of a «tafone»

tamaño entre gnammas y tafoni. No obstante en algunos casos gallegos (O Pindo, Lézaro, A Coruña; Monte Louro, A Coruña), se han observado asociaciones (G-T), con dimensiones equivalentes para las dos formas.

También son diferentes, en algunos casos, otros rasgos característicos de ambas formas: como los mecanismos de desagregación, la morfología de las fases evolutivas intermedias, y la morfología final. Según el M. E. F. C., sin embargo, ambas formas son iguales en todo, y las diferencias sólo se pueden deber a que una desarrolla su evolución bajo el agua y la otra subaéreamente. (Es evidente que debido al papel agresivo del agua, en su ataque químico de la roca, mientras que no sucede lo mismo con la humedad ambiental).

Debemos añadir sin embargo, que hemos encontrado en distintos afloramientos graníticos, en gnammas «in situ», un desarrollo de morfologías similares a las de los tafoni, p. e., meteorización en colmena (honeycomb). Igualmente señalamos que si un tafone se mueve y queda en una posición boca arriba, pudiendo recibir agua, se transformaría su evolución comportándose como una gnamma.

La evolución subaérea de un tafone, ha sido extensamente descrita en la literatura (KLAER, W, 1956; VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983), por lo que únicamente la presentamos aquí de una manera resumida.

FASES DE LA EVOLUCION DE UN TAFONE (CACHOLA)

La iniciación al proceso de la tafonización tiene lugar a partir de una superficie de diaclasa exenta (libre), de cualquier inclinación (Fig. 3). En una *primera fase* en un área restringida de esta superficie de partida, comienza a producirse una desagregación acelerada de la roca, en placas o en granos. Como consecuencia de ello, parte de la superficie inicial (*superficie inactiva*) se con-

has been extensively described in the literature (KLAER, W., 1956, VIDAL ROMANI, J. R., 1979, 1983), for which reason we only present it here in a summarized form.

PHASES IN THE EVOLUTION OF A TAFONE (CACHOLA)

The initiation of the process of tafonization starts off from a surface of free diaclasses, of whatever inclination (Fig. 3). In the *first phase*, in a restricted area of this initial surface, an accelerated disintegration of the rock in plaques or granules, begins to be produced. As a consequence, part of the initial surface (inactive surface) is preserved in the same state as at the beginning of the phenomenon, whilst the rest, due to the process of disintegration, will be transformed into a surface of greater dimensions (active surface) which will advance towards the interior of the block.

In this *first phase* (isotropous evolution of the «tafone»), the *active surface* is a whole and tends to adopt the form of a vault (it is referred to as 'the arch of the «tafone»'). In the *second phase*, the arch ceases to act as one unit and divides into numerous small advancing fronts (Fot. 14), where the processes of disintegration act individually according to each one (anisotropic evolution of the «tafone»), and the *active surface*, which suffers a honeycomb meteorization, continues evolving through disintegration either in plaques or in granules, in an individualized fashion for each unit.

In the *third phase*, one of the individual surfaces, during its progress, can reach the exterior of the block, opening a window in the wall of the «tafone». At this point, the processes of disintegration and the evolution of the «tafone» are smothered at the part around the window, although they can continue advancing in the rest of the «tafone». But it now enters into a less active dynamic and there begins the invasion of the interior of the cavity by minor plant forms (lichen).

serva en las mismas condiciones que al inicio del fenómeno, mientras que el resto debido al proceso de desagregación, se va a transformar en una superficie de mayores dimensiones (*superficie activa*) que va avanzando hacia el interior del bloque.

En esta *primera fase* (evolución isótropa del tafone), la *superficie activa* del tafone es única y suele adoptar una forma de bóveda rebajada (se alude a ella como bóveda del tafone). En una *segunda fase*, la bóveda deja de evolucionar unitariamente y se divide en numerosos pequeños frentes de avance (Fot. 14), en donde los procesos de desagregación actúan individualmente según cada uno de ellos (evolución del tafone anisótropa), y la *superficie activa* que sufre una meteorización en colmena (honey comb), sigue evolucionando igualmente, por desagregación en placas o en granos, individualmente para cada unidad.

En una *tercera fase* alguna de las superficies individuales en su progreso puede alcanzar el exterior de bloque, abriendo en la pared del tafone una ventana. En ese momento los procesos de desagregación y la evolución del tafone se amortiguan en el entorno de la ventana, si bien pueden continuar avanzando en el resto del tafone. Pero ya se entra en una dinámica menos activa y comienza la invasión del interior de la cavidad por vegetales inferiores (líquenes).

En la *cuarta* y última *fase* tiene lugar la degradación de la forma tafone en muchos casos por rotura del bloque, también por abertura de nuevas comunicaciones (ventanas) (Fot. 15), con el exterior y la detención de los procesos de desagregación, o al menos una disminución muy grande en su velocidad. En esta última fase, los procesos de desagregación en el interior de la cavidad, se igualan en velocidad, a los que actúan en el exterior de ésta, mucho menos efectivos.

Hasta el momento no ha sido explicada satisfactoriamente ni el porqué del desarrollo de un tafone, ni tampoco la secuencia de fases que antes hemos resumido. En el M. E. F. C. (VIDAL ROMANI, J. R.,

In the *fourth* and last *phase*, the degradation of the tafone form takes place, in many cases because of breakage of the block but also because of the opening of new communications (windows) (Fot. 15), with the outside and the halting, or at least a very substantial decrease in speed, of the processes of disintegration. In this last phase, the processes of disintegration in the interior of the cavity alter their speed to equal that of those which act, much less effectively on the exterior of the block tafonised.

Until now, neither the 'why' of the development of a «tafone» nor the sequence of phases which we have just summarized, has been satisfactorily explained. In the M. E. F. C. (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) however, the relation, concentration of «tafone» loads and the development of the latter with different load values are considered as well as the successive isotropous and anisotropous stages; which have already been described (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) (See Annexe 1).

Finally, we must reiterate the following points:

1. The (G-T) association, though generally uncommon because of the disappearance of the upper block (where the «tafone» is situated), is a considerably frequent phenomenon in Galicia.

2. The evolutions of «gnammas» and «tafoni» are reversible if, because of movement of the blocks, these two cavities lose their original position.

3. According to the model, named M. E. F. C., we can explain the four-phase evolution of the «tafoni» as well as the characteristics of the dynamic of the latter in each of its phases.

4. The «tafoni» (like the «gnammas») might have been determined by a concentration of forces (tectonic process or perhaps edaphic process) in a phase previous to the rock's appearance on the surface of the land

1983), sin embargo se contemplan tanto la relación, concentración de cargas-tafone, como el desarrollo del mismo en diferentes supuestos de carga, así como también la sucesión de las etapas isótropas y anisótropas antes descritas (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) (ver Anexo I).

Debemos resaltar finalmente los siguientes puntos:

- 1.—La asociación (G-T) es un hecho no frecuente por desaparición del bloque superior, donde se sitúa el tafone, aunque sí apreciable en Galicia.
- 2.—Las evoluciones de gnammas y tafoni son reversibles si por movimientos de bloques, estas dos cavidades pierden su posición original.
- 3.—Según el modelo denominado M. E. F. C., podemos explicar la evolución de los tafoni en sus cuatro fases, así como las características de la dinámica del mismo en cada una de ellas.
- 4.—Los tafoni (como las gnammas), pueden haber sido determinados por concentración de fuerzas (vía tectónica o tal vez vía edáfica) en una fase previa al afloramiento de la roca en la superficie del terreno o su interferencia con el frente de alteración.
- 5.—Nuevamente, si se consideran los tafoni (como las gnammas) resultado de un proceso generalizado de alteración de un macizo rocoso, debería explicarse porqué no se forman en cualquier superficie rocosa tafoni (o gnammas).
- 6.—Por el contrario de entenderse como el resultado de un proceso de concentración de cargas es más verosímil explicar, que este haya tenido lugar en puntos diferentes del macizo rocoso, y siempre, relacionados

or by its interference with the alteration front.

5. If the «tafoni» are to be considered as the result of a generalized process of alteration of a rocky massif, it should be explained why tafoni (or «gnammas») are not formed on any rocky surface.

6. Understanding this as the result of a process of load concentration, it is more credible to explain that it has taken place at different points of the rocky massif, and always related to planes of discontinuity.

FLARED FORMS

We group together under this heading a whole collection of forms without equivalent names in Spanish, such as: flared boulder, flared rocks, flared slopes, mushroom-shaped forms, etc.

They all correspond to forms of differential alteration linked to processes of preferential disintegration at the bases of rocks, blocks or walls in contact with floors or regoliths, (TWIDALE, C. R., 1982, 1971), and produced by the capillary ascent of the water contained in those granular materials.

The water, with or without other substances in solution (e. g. salts) is the agent which promotes an active evolution by mechanical disintegration in the part at the base of the form concerned. The process is the same in all cases, with only the dimensions of the form varying, from centimetric sizes, in the case of the blocks (flared rocks), to metric or decametric sizes in the case of the walls (flared slopes).

The name of the flared forms, alludes to the general appearance of the forms in question, similar to a fire's flame, with a more reduced base (because of the active processes of disintegration) than the upper extremity of the form, whether it be because of the covering of lichen, or other types of plants, or because it is out of the reach of the capillary ascent of humidity.

con planos de discontinuidad (diaclasses, foliación, etc.).

Formas llama

Agrupamos bajo este nombre a todo un conjunto de formas sin equivalente en español como son: flared boulder, flared rocks, flared slopes, mushroom shaped forms, etc.

Corresponden todas ellas a formas de alteración diferencial ligadas a procesos de desagregación preferenciales en las bases de rocas, bloques o paredes en contacto con suelo o regolitos (TWIDALE, C. R., 1982, 1971), y producidos por el ascenso capilar del agua contenida en esos materiales granulares.

El agua, con o sin otras sustancias en disolución (p. e. sales), es el agente que promueve una activa evolución por desagregación mecánica en la parte basal de la forma implicada. El proceso es el mismo en todos los casos, variando únicamente las dimensiones de la forma, desde tallas centimétricas, para el caso de los bloques (flared rocks), a tallas métricas o decamétricas para el caso de las paredes (flared slopes).

El nombre de formas llama (flared forms), hace alusión al aspecto general de las formas en este caso, similares a una llama de fuego, con una base más reducida, por los activos procesos de desagregación, que el tope de la forma, bien sea por los recubrimientos de líquenes u otro tipo de plantas, o por hallarse fuera del alcance del ascenso de humedad por capilaridad.

La existencia de superficies extraplomadas (overhanging) es lo que les da su aspecto más característico a este tipo de formas. Como ya antes de ha indicado en algún caso (inselbergs), las formas-llama, se relacionan con otras formas mayores (TWIDALE, C. R., 1982, 1986), contribuyendo a darles un mayor grado de detalle (véase la definición de Macro y microforma).

En español, sólo muy genéricamente se alude a estas formas denominándolas como

The existence of overhanging surfaces is what gives these type of forms their most characteristic feature. As has already been indicated in one case (inselbergs), the flared forms, are associated with other larger forms (TWIDALE, C. R.; 1982, 1986), a fact which contributes to their having a higher level of detail (see the definition of macro and microform).

In Spanish these forms are only referred to very generically, giving them the names «vertientes en extraplomo» (slopes in overhang) or «paredes sobreexcavadas» (overexcavated walls), the term «rocas-seta» (mushroom rocks) being the one used with most frequency to refer to the variants of smaller size. In Galicia, there is no specific terminology for them, and up until now only the types of smaller dimensions (centimetric or metric) (Fot. 16), have been observed. They are generally associated with geodynamically active areas (coastal zones), with elevated rates of atmospheric humidity (or haloclastism), and also with elevated speeds of evaporation (because of the wind) (granite coast, generally). There are also frequent in granite outcrops with a pronounced susceptibility to alteration [Cuadramón (Xistral, Lugo)]; [Lobios (Xurés, Ourense)], having been used in some cases as shelters by prehistoric man. All authors who have worked on this subject assign them an exogenous origin through the process already indicated, related evidently to massive rocks, which have been subjected to little or no diaclasia given that the structure inhibits the development of the phenomenon.

PLINTH OR PEDESTAL FORMS

These forms are also of varying dimensions (from centimetric to metric). In many cases they are related to the previous forms inasmuch as they have their origins in a differential disintegration of the granite reliefs in grains or in small plaques. With gently sloping surfaces, or more usually with hori-

vertientes en extraplomo o paredes sobreexcavadas, siendo el término rocas-seta el utilizado con mayor frecuencia para referirse a las variantes de menor tamaño. En Galicia, no se conoce ninguna terminología específica para designarlas, y sólo se han observado hasta el momento los tipos de dimensiones menores (centimétrico, o métrico) (Fot. 16). Se asocian generalmente a áreas geodinámicamente activas (zonas costeras), con tasas elevadas de humedad ambiental (o haloclastismo), y también con elevadas velocidades de evaporación (por el viento) (costa granítica, en general). También son frecuentes en afloramientos graníticos con susceptibilidad acusada a la alteración [Cuadramón (Xistral, Lugo)]; [Lobios (Xurés, Ourense)], habiéndolo sido utilizadas en algún caso como abrigos por el hombre prehistórico. Todos los autores que han trabajado en el tema le asignan un origen exógeno por el proceso antes indicado y se relacionan evidentemente con rocas masivas, poco o nada diaclasadas, ya que la estructura inhibe el desarrollo del fenómeno.

Formas plinto o formas pedestal

Son formas también de variadas dimensiones (desde centimétricas o métricas). Se relacionan en muchos casos con las anteriores en cuanto a que son originadas por una desagregación diferencial de los relieves graníticos, en granos o en pequeñas placas. En superficies inclinadas suavemente, o con mayor frecuencia horizontales, y en relación con rocas muy alteradas o al menos con una elevada susceptibilidad a la desagregación, pueden originarse estas formas por la simple incisión de las aguas de escorrentía, que pueden dejar preservado entre dos canales de drenaje una zona convexa que luego evolucionará hasta dar una forma plinto o pedestal. En otros casos (TWIDALE y BOURNE, 1977), es el estacionamiento de un bloque sobre una superficie rocosa fuertemente alterada la que, por un proceso similar al de

zontal ones, and in relation to rocks which are very altered or at least with an elevated susceptibility to disintegration, these forms can originate because of the simple incision of spillage water, which can leave intact a convex zone between two drainage canals which will later evolve to produce a plinth or pedestal form. In other cases (TWIDALE and BOURNE, 1977), it is the positioning of a block upon an extensively altered rocky surface which, through a process similar to that of the formation of «femmes coiffées», in non-consolidated sedimentary rocks, which allows a convex protuberance of rock to be preserved under the protecting block, a protuberance which can even lose the block which was protecting it, giving rise to pedestal (or plinth) forms, with or without blocks.

Some authors (TWIDALE and BOURNE, 1977) add, to the evolution of the plinth forms, some additional details such as the formation of a «gnamma» under the block, which, through subsequent evolution, could lead to the formation of a «rock doughnut». We have already referred to this in a previous section (see «gnammas») and in other studies (VIDAL ROMANI, J. R., 1985 and VIDAL ROMANI *et al.*, 1989 'a' and 'b'). Thus, at least in the case of Galicia, plinth or pedestal forms are exogene (or exogenic) forms clearly produced by a process of differential erosion of altered granite. It is not possible to consider, then, that from this substratum, an evolution into «gnamma»-type forms should be produced, as they would evidently be quickly destroyed. We consider the «rock doughnuts» to be either stamped or imprinted forms, as a consequence of processes of concentration of loads (VIDAL ROMANI, J. R., 1985) or transitory forms (VIDAL ROMANI *et al.* a y b) in a «gnamma's» process of destruction (see above the section on Pointed Forms: Gnammas).

The plinth (or pedestal) form-block association, quite common in cases observed in Galicia (Lajes do Sino, Lobios, Ourense)

formación de las «*femmes coiffées*», en rocas sedimentarias no consolidadas, permite que se preserve bajo el bloque protector una protuberancia convexa de roca, que puede incluso perder el bloque que la protegía dando lugar a formas pedestal (o plinto) con o sin bloque.

Algunos autores (TWIDALE y BOURNE, 1977), añaden a la evolución de las formas plinto, detalles adicionales como la formación bajo el bloque de una *gnamma* (pía) que podría por evolución posterior, causar la formación de un «*rock doughnut*», o rosquilla de roca. Ya hemos aludido a esto en un apartado anterior (ver *gnammas*) y en otros trabajos (VIDAL ROMANI, J. R., 1985 y VIDAL ROMANI y otros, 1989a y b). Así, al menos por lo que se refiere a Galicia, las formas plinto o pedestal, son formas exógenas claramente producidas por un proceso de erosión diferencial de un granito alterado. No es admisible pues que, a partir de ese substrato vaya a producirse una evolución a formas de tipo *gnamma* que evidentemente serían destruidas con rapidez. Nosotros pensamos que los «*rock doughnut*», o bien son formas impresas a consecuencia de procesos de concentración de cargas (VIDAL ROMANI, J. R., 1985), o bien son formas de transición (VIDAL ROMANI y otros, 1989a, b) en el proceso de destrucción de una *gnamma* (pía) (ver más atrás el apartado de Formas puntuales: *Gnammas*).

La asociación bloque-formas plinto (o pedestal) bastante frecuente en los casos observados en Galicia (Lajes do Sino, Lobios, Ourense) (Fot. 17), puede deberse también, en nuestra opinión, a ese simple proceso de degradación erosiva de un substrato granítico alterado en el que pueden persistir núcleos o bolos residuales, en que la roca tiene un menor grado de alteración y por tanto presente una mayor resistencia a la erosión, por lo que este hecho, por si solo justificaría que bajo los núcleos residuales fuese preservado el substrato, dando lugar así a formas plinto (pedestal) con o sin «*statua*».

(Fot. 17), can also, in our opinion, be due to this simple process of erosive degradation of an altered granite substratum in which residual nuclei may persist, where the rock has a lower level of alteration and thus presents a greater resistance to erosion, and this fact alone would justify the preservation of the substratum under the residual nuclei, thus giving rise to plinth (pedestal) forms, with or without «*statue*».

In synthesis, we can see a similarity between the two last types of form, described as Flared-forms and Pedestal (or plinth) forms, inasmuch as they are manifestations of the same phenomenon: mechanical disintegration of an altered (or easily alterable) substratum, in which the action of various factors may give rise to a level of protection of this substratum, different in each case. We can say definitively, then, that the original slope (i. e. the starting point) of the degraded surface, steep in the case of the flared-type forms, and gentle for the pedestal forms, would be the decisive factor in the general development of the various forms.

MICROFORMS WITH OBVIOUS RELATION TO STRUCTURE

We now proceed to consider the forms (Tab. 2) in which the alteration or subaerial exposure of the granite rock massifs illustrates the deformative structures of the latter. This relation is so obvious that almost no author questions the origin of the forms in these cases.

In general, this group of forms constitutes a clear example of the deformative processes in granite masses in deep zones of the Earth's crust, caused by tectonic or postgenetic forces (at the generation or positioning of the granite). Their essential characteristics are the repeated geometric lines (with linear or planar developments), in which regularity and uniformity is a common factor in all of them.

En síntesis podemos ver una similitud entre los dos últimos tipos de formas descritos Formas-llama y Formas Pedestal (o plinto), en cuanto a que son manifestaciones del mismo fenómeno: desagregación mecánica de un substrato alterado (o alterable con facilidad), en el que la actuación de distintos factores pueden ocasionar un grado de protección de este substrato, diferente para cada caso. En definitiva, la pendiente de partida de la superficie degradada, fuerte para las formas de tipo flared, y suave para las formas pedestal, sería el factor decisivo en el desarrollo general de las distintas formas.

FORMAS MENORES CON RELACION EVIDENTE CON LA ESTRUCTURA

A continuación pasamos a considerar las formas (Tabla 2) en las que la alteración o exposición subaérea de los macizos rocosos graníticos pone de manifiesto las estructuras deformativas de éstos. Esta relación es tan evidente que casi ningún autor pone en cuestión el origen de las formas para estos casos.

Por lo general este grupo de formas constituyen un ejemplo claro de los procesos deformativos de los cuerpos graníticos en zonas profundas de la corteza, que han sido realizados por esfuerzos tectónicos sin o postgenéticos (a la generación y emplazamiento del granito). Sus características esenciales son las pautas repetitivas geométricas (con desarrollos planares o lineales), en los que la regularidad y uniformidad es un factor común a todas ellas.

En general existe aquí una dicotomía para el mismo caso cuando es descrito por un geólogo estructural o un geomorfólogo: en el primer caso se tiende a considerar las estructuras de deformación a escala microscópica, y sólo macroscópicamente cuando vienen diferenciadas por concentraciones minerales (segregaciones, p. e.). Los geomorfólogos tienden a considerar únicamen-

In general there exists a dichotomy here for the same feature when it is described by a structural geologist or by a geomorphologist: in the first case the tendency is to consider the structures of deformation on a microscopic scale and only macroscopically when they are differentiated by concentration of minerals (e. g. segregations). The geomorphologists tend to consider only the form and assimilate it to some known shape or figure, normally with no relation to its creation or genesis. One clear example is that of the so-called pseudobedding, where there is clearly a relation between already defined and well-known tectonic structures, such as zones of shearing. In these cases the most logical course would be to unite the tectonic and morphological concepts, thus avoiding a duplicity of terms, and even more logical would be to take into account that the structure or described form has nothing to do with stratification (bedding).

This question of confusion between structure and morphology stands out even more in the case of granite rocks, where, due to the massivity of the rock, the deformative characteristics may even pass unnoticed, which does not occur with the sedimentary or metamorphic ones where compositional differentiations exist which permit the reconstruction of this deformation or, in the cases where the granite rock is made in phases where the mobilizations of fluid or volatile substances are possible, allowing the filling of the spaces created by the deformation, their subsequent recognition.

We divide those microforms with obvious relation to the structure of the rock into two groups: *Linear Forms* and *Planar Forms*.

In the first group we include all those cases of minor forms where the feature or trait, or the unit which shapes or forms it, possesses a clear longitudinal development (see Tab. 2); in most cases its dimensions are metric.

te la forma y asimilarla a alguna figura conocida, en general sin relación con su génesis. Un ejemplo claro es el de la llamada pseudoestratificación (pseudobedding), en donde, claramente hay una relación entre estructuras tectónicas ya definidas y bien conocidas, como son las zonas de cizallamiento. En estos casos sería lo más lógico unir los conceptos tectónico y morfológico, evitando así una duplicidad de términos, y aún más de tenerse en cuenta que la estructura o forma descrita no tiene nada que ver con la estratificación.

Este hecho de la confusión entre estructura y morfología, viene aún más resaltado para el caso de las rocas graníticas, en donde, debido a la masividad de la roca las características deformativas pueden pasar incluso desapercibidas (lo que no ocurre con las sedimentarias y metamórficas en que existen diferenciaciones composicionales que, permiten reconstruir esta deformación). En los casos en los que la deformación de la roca granítica se haga en fases donde las movilizaciones de volátiles o fluidos sean posibles, permitiendo el relleno de los huecos creados por la deformación, su reconocimiento posterior se vería facilitado.

En esta última categoría de formas menores se incluyen igualmente formas triviales en cuanto a que su relación con la estructura, fundamentalmente el sistema de diaclasas, es evidente. Son formas ampliamente representadas en cualquier paisaje granítico gallego.

Distinguimos dos grupos de formas menores con relación evidente con la estructura rocosa: *Formas Lineales* y *Formas Planares*.

Formas Lineales

En el primer grupo se incluyen todos aquellos casos de formas menores, en el que el rasgo o la unidad que lo conforma, posee un desarrollo longitudinal claro (ver Tabla 2), sus dimensiones son métricas en la mayoría de los casos.

CLEFTS

This refers to linear forms or features produced by the exploitation of a surface of diaclasis, which gives rise to a fissure of rectilinear development. This is a commonplace form, abundant in Galician granite outcrops, specially in those where a vertical or subvertical diaclasia has developed. These tend to be associated with zones of elevated deformation with, in many cases well-developed, foliation structures. Other forms which appear in relation to this clefts are the side-tafone, structural caves, pseudo-bedding. Those developed in the area San Francisco-Pedras Agullas on the north bank of the Muros ría are spectacular.

NEURATIONS

This also refers to a linear feature or trait developed as a consequence of the deformation of a rocky massif, at a late stage, not totally rigid, probably contemporary with the positioning stage of the granite body (VIDAL ROMANI *et al.*, 1983). In contrast to the previous case, the zone where the discontinuity has developed has served as an escape route for products, most likely volatile, which have hardened the rock more in these planes than in the rest of the massif. Consequently, the later subaerial or subaerophic alteration will produce a linear convex relief where the surface which is in convex relief corresponds to the intersection of the discontinuity plane and the surface of the terrain. They may be isolated, although normally they appear in groups which give the rocky surfaces a very characteristic appearance. It is a not common feature in Galician granite landscapes.

CHAIR, ANKLEBONE AND LOOPHOLE FORMS

In the case of the two previous types, it is the development of the alteration prefe-

Hendiduras

Se trata de formas o rasgos lineales producidos por la explotación de una superficie de diaclasa, lo que dá lugar a una grieta de desarrollo rectilíneo. Es una forma trivial abundante en los afloramientos graníticos gallegos, en especial en aquellos que hayan desarrollado un diaclasado vertical o subvertical. Suelen asociarse a zonas de deformación elevada con estructuras de foliación en muchos casos bien desarrollados. Otras formas que aparecen en relación con estas de hendiduras son los tafone de pared (side-tafone), cuevas estructurales, pseudoestratificación. Son espectaculares las desarrolladas en la zona de San Francisco - Pedras Agullas en la margen norte de la ría de Muros.

Nerviaciones

Se trata también de un rasgo lineal desarrollado como consecuencia de la deformación de un macizo rocoso, en un *estadio* tardío, no totalmente rígido, probablemente contemporáneo a la fase de emplazamiento del cuerpo granítico (VIDAL ROMANI y otros, 1983). Al contrario del caso anterior, la zona en la que se ha desarrollado la discontinuidad ha servido de camino de fuga para productos, verosímilmente volátiles que han endurecido la roca más en esos planos, que el resto del macizo. Como consecuencia, la alteración posterior, subaérea o subedáfica va a producir un relieve convexo lineal en el que la superficie en relieve convexo corresponde a la interacción del plano de discontinuidad con la superficie del terreno. Pueden estar aisladas, aunque lo normal es que se asocien en conjuntos que dan a las superficies rocosas un aspecto muy característico.

Formas Silla, Taba y Aspillera

En los dos tipos anteriores es el desarrollo de la alteración siguiendo con preferen-

cialmente siguiendo a diaclasis, or on the contrary, avoiding it, which explains the appearance of these (respectively) concave and convex forms. In other cases. It is the inter-plane zones of diaclases which are preferentially altered whilst unaffected those adjacent to these planes. This is how the chair-type reliefs are explained (see Fig. 4), where the space between diaclases is reduced substantially, leaving on both sides, the part of the block adjacent to the plane of diaclases in a topographically dominant position. In this case, we consider the planes of diaclases to be vertical or subvertical.

When, on the other hand, the planes of diaclases are horizontal, the same process of inter-diaclases disintegration will give rise to «anklebone»-forms. The latter case corresponds to either an initial disintegration phase of the «chair»-type reliefs, where greater density of diaclasia which impedes the development of width in the form (Fig. 4).

These are generally centimetric or hemimetric forms (Serra de Xurés, Lobios, Ourense).

PLANAR FORMS

This category of forms refers to those cases where the form is produced according to equidimensionally developed surfaces rather than according to elongated zones as in the previous case. Despite this, it is still useful to remember that these classifications in many cases are purely conventional.

Pseudo Bedding

In granite zones with a well-developed deformation caused by shearing and as a consequence of the alteration of the rock which follows preferentially the foliation planes of the rock, an appearance of stratification of the granitic, which is known as «pseudo-bedding», may be produced.

cia una diaclasa, o por el contrario evitándola, lo que explica la aparición de estas formas cóncavas y convexas, respectivamente. En otros casos son las zonas inter planos de diaclasa las que se ven alteradas preferencialmente respetándose las adyacentes a esos planos. Así, se explican los relieves de tipo Silla, en donde el espacio entre diaclasas se ve rebajado sustancialmente quedando a uno y otro lado en situación topográfica dominante, la parte del bloque adyacente al plano de diaclasas. En este caso consideramos que los planos de diaclasas son verticales o subverticales.

Cuando por el contrario los planos de diaclasas están horizontales, el mismo proceso de desagregación inter-diaclasas, daría lugar a formas taba. El último caso, Formas Aspillera corresponde o bien a una fase diferencial de desagregación de relieves tipo Silla, o bien a una densidad de diaclasadado mayor que impide un desarrollo en anchura de la forma (ver Fig. 4).

Son formas centimétricas o hemimétricas por lo general (Serra de Xurés, Lobios, Ourense).

Formas Planares

Esta categoría de formas corresponde al caso en que la exposición de la forma se hace según superficies equidimensionalmente desarrolladas más que según zonas alargadas, como en el caso anterior. Aun así conviene resaltar que estas clasificaciones en muchos casos son puramente convencionales.

Pseudo estratificación

En zonas graníticas con deformación por cizalla bien desarrollada y como consecuencia de la alteración de la roca que sigue preferencialmente los planos de foliación de la roca, puede llegarse a dar una apariencia de estratificación del granito, que es lo que se

When a cross-section of recently excavated rock (e. g. on the Louro-Muros road, going towards Muros, a little before the *Rebordillo* lighthouse) (Fot. 18) is examined, it can be noted that no migration of fluids according to the formation planes of the rock has been produced, from which we deduce that its difference in behaviour as far as alteration is concerned is due to a fracturing of the rock in these zones, causing them to disintegrate at a greater speed.

The inclination of these surfaces of shearing can be considerably variable, from subvertical outcroppings [(Monte Louro and Baroña, Ría de Muros, Coruña (Corunna)), to subhorizontal ones (Farelo, Ourense).

In some cases, we can distinguish a system of, approximately subparallel, surfaces; in other cases, they are combinations of two surfaces of combined deformation (Larouco, Ourense) (Xalo, Corunna).

In the case of pseudo-bedding the deformation is penetrative, going as far, in some cases, as to mark out slabs or rock, in its favour. This is a very abundant type of form in Galicia, cropping up above all in zones of Hercynian shearing.

POLYGONAL CRACKING

Unlike the previous case, this refers to a superficial and not penetrative structure, although on the surface it might give rise to flat or planar forms with a similar appearance. Whilst in the case of pseudo-bedding the lines of deformation (in actual fact, planes) may continue laterally with substantial continuity, even in the case where there are two combined systems of surfaces, in the case of polygonal cracking, the continuity of the surfaces is less, both laterally and in depth. In some cases, it is associated with a network of seams or veins, from which emerges one of the planes of the seam. In the latter, we can observe a cracking into a mosaic of fragments which are separated completely by a network of fractures, per-

conoce como «pseudo bedding». Cuando se compara la roca, en un corte recién excavado (p. e., en la carretera Louro-Muros, dirección Muros, un poco antes del faro de Rebordiño (Fot. 18), se puede apreciar que no se ha producido migración alguna de fluidos según los planos de deformación de la roca, por lo que su comportamiento diferencial en cuanto a la alteración se debe a una fracturación de la roca en esas zonas, lo que hace que se desagreguen a una mayor velocidad, o con mayor velocidad.

La inclinación de estas superficies de cizalla puede ser muy variable, desde afloramientos subverticales Monte Louro y Baroña (Ría de Muros, Coruña), hasta subhorizontales (Farelo, Ourense).

En algunos casos se puede diferenciar un sistema de superficies, aproximadamente subparalelas, en otros son combinaciones de dos superficies de deformación conjugadas (Larouco, Ourense) (Xalo, Coruña).

En el caso del pseudo bedding, la deformación es penetrativa, llegándose a delimitar en algún caso lasjas de roca, a su favor. Es un tipo de forma muy abundante en Galicia coincidiendo sobre todo con las zonas de cizallamiento hercínico.

ALTERACION POLIGONAL

A diferencia de la anterior se trata de una estructura superficial y no penetrativa, aunque superficialmente puede dar lugar formas planas con un aspecto similar. Mientras que en la pseudoestratificación las líneas de deformación (en realidad planos), se pueden seguir lateralmente con bastante continuidad, aun en el caso de que sean dos sistemas conjugados de superficies, en el caso de la alteración poligonal, la continuidad de las superficies es menor, tanto lateralmente como en profundidad. En algunos casos, se relaciona con una red filoniana, de la que aflora uno de los planos del filón, y en el que se observa un resquebrajamiento de este en un mosaico de fragmentos sepa-

pendicular to the direction of the seam, and which only affect the latter. This is undoubtedly connected to phenomena of deformation through «boudinage», with no remobilization of fluids which could weld together the network of fractures, and which will later come to light by surface alteration (RAMSAY and HUBER, 1987).

In other cases, however, the deformation affects granite which does not appear any different from that around it; this surrounding granite is not affected in any way. In the literature, this type of alteration is known as «croûte de pain» (COUDEGAUSSIN, G., 1979) referring to the appearance of the cracked surface, which is also similar to that of abruptly cooled volcanic bombs. As a deformation has taken place, without a fluids mobilization, from this phase of planar deformation, only surfaces of weakness remain; surfaces which meteorization will be responsible for refealing by a selective alteration of the rock. Some authors (KLAER, V., 1956; TWIDALE, C. R., 1982) seem to relate them in some cases to cracking due to thermic expansion (heat from the sun), or due to accumulation of substances (Oxide of Fe, Mn, Carbonates) in a profile of alteration which provoke the fracturing of the rock pellicularly. It is possible that more than one cause is responsible for the forms known as polygonal cracking, but in the cases we know of in Galicia, we attribute them to the appearance of a structure which is deformative («boudinage») and related to zones of shearing with regional extension. Well-developed examples (Fot. 19), can be found in Serra de Larouco, Serra de Xurés (Ourense) and in Pedras Agullas, Monte Costa (Muros, Corunna).

STRUCTURAL CAVES

Related to zones of fragmentation and subsequent alteration in granite massifs, cavities may be found, produced as a result of

rados netamente por una red de fracturas, perpendiculares a la dirección del filón y que sólo afectan a éste. Se trata sin duda de fenómenos de deformación por estiramiento (boudinage) sin removilización de fluidos que puedan soldar la red de fracturas, que luego va a ser puesta de manifiesto por la alteración superficial (RAMSAY y HUBER, 1987).

En otros casos, sin embargo, la deformación afecta a un granito que no parece diferenciarse del que la rodea, y al que ésta no llega a afectar en modo alguno. En la literatura se conoce este tipo de alteración como «*croule de pain*» (COUDE-GAUSSIN, G., 1979) haciendo referencia al aspecto de superficie resquebajada, similar también al de las bombas volcánicas enfriadas bruscamente. Como no ha existido una movilización de fluidos sino deformación, solamente restan de esa fase de deformación planar, superficies de debilidad, que la meteorización se encarga de poner de manifiesto por una alteración selectiva de la roca según ellas. Algún autor (KLAER, W.; 1956; TWIDALE, C. R., 1982) parece relacionarlos en algún caso con resquebrajamientos por dilatación térmica (calentamiento por el sol), o por acumulación de sustancias (óxidos de Fe, Mn, carbonatos) en un perfil de alteración que provocan la fracturación de la roca pelicularmente. Es posible que coincidan más de una causa en la génesis de las formas denominadas como «*polygonal cracking*», pero en los casos conocidos por nosotros en Galicia, los atribuimos a la puesta en evidencia de una estructura deformativa (boudinage) y relacionada con zonas de cizallamiento de alcance regional. Ejemplos bien desarrollados (Fot. 19) se pueden encontrar en Serra de Larouco, Serra de Xurés (Ourense) y en Pedras Agullas, Monte Costa (Muros, A Coruña).

CUEVAS ESTRUCTURALES

Relacionadas con zonas de fragmentación y alteración subsiguiente en macizos

the canalization of underground water through them and of the erosion of the rock altered there. In some cases (TWIDALE, C. R., 1982) we hear of appreciable extensions on a kilometric scale. This is not the case in Galicia, where the largest dimensions do not exceed a hundred metres. They are associated with zones where the waters have an energetic/powerful dynamic (sharp, abrupt or steep cascades; as in the case of Monte Louro - «Os Profundos»), or zones of marine erosion («Furna Buraco do Inferno in Illa de Ons (Pontevedra). We do not include here the «chaos of blocks» caves, produced as a result of the accumulation of blocks at the foot of a rocky slope, among some of which a process similar to that of a cave may occur.

SPLIT BLOCKS, CRACKED BLOCKS AND FRACTURED SLABS

Although they are assigned a different nomenclature, this refers, in our opinion, to similar manifestations of the same process: dismanteling of a rocky massif on a block scale, according to the system of discontinuities which affect it. The multiplication of the names which these resulting forms receive, on the basis of mechanism of movement of the two or more parts which result from this separation, only causes confusion. For us, this would refer to a manifestation, on a block scale, of a *rocky creep* process, which should not be included as forms but as phases in a process of degradation of a rocky massif.

These forms are common in any Galician granite rock massif, for which reason we do not include the location of concrete examples.

ANNEXE 1

THE EDAPHIC PROCESS

Upon a granite relief a soil develops. The edaphication of the rocky substratum

graníticos pueden encontrarse cavidades producidas como consecuencia de la canalización del agua subterránea (TWIDALE, C. R., 1982), a través de ellas y de la erosión de la roca alterada allí. En algunos casos se mencionan extensiones apreciables de orden kilométrico. No es el caso de Galicia, en donde las máximas dimensiones no superan el centenar de metros. Se asocian con zonas de enérgica dinámica de las aguas (vertientes abruptas, caso de Monte Louro «Os Profundos»), o zonas de erosión marina («Furna buraco do inferno» en Illa de Ons. Pontevedra). No incluimos aquí las cuevas de caos de bloques, producidas como consecuencia de la acumulación de bloques al pie de una vertiente rocosa entre los que puede seguirse un recorrido similar al de una cavidad.

BLOQUES PARTIDOS, BLOQUES HENDIDOS Y LAJAS FRACTURADAS

Aunque designados con distinta nomenclatura, se trata, en nuestra opinión de manifestaciones similares del mismo proceso: desmantelamiento de un macizo rocoso a escala de bloque, según el sistema de discontinuidades que lo afectan. El multiplicar los nombres que reciben las formas resultantes, en base al mecanismo de movimiento de las dos o más partes que se resultan de esa separación no induce más que a confusión. Para nosotros se trataría de una manifestación a escala de bloque, de un proceso *creep rocoso* o *reptación*, que no debían ser incluidos como formas, sino como fases de un proceso de degradación de un macizo rocoso.

Este tipo de formas son frecuentes en cualquier macizo rocoso granítico de Galicia, por lo que no se indican lugares concretos.

tum becomes progressively weaker as we get farther from the free surface of the terrain. As is already known, given the low porosity of the granite, the weathering in the granite will be achieved using exclusively the system of diaclases which affect the latter. It is also known that the progress of the alteration according to these surfaces of discontinuity is not homogeneous.

Initially, the blocks defined by the system of diaclases, will be separated by the net surface of the diaclases. Subsequently, the meteorization of the rock transforms this plane of zero thickness into a band of rock of unequal thickness. The regolith-sound rock transition is under these conditions rather sudden. From top to bottom, in a profile of alteration of a granite massif well diaclased, we can see a transition, from the upper sections, in which the structure of the rock, as its cohesive characteristics disappear to give way to a regolith, to the deepest parts of the profile of alteration, where a granite block is isolated by a fairly wide band of regolith which surrounds it.

If we examine one of these blocks (Fig. 5 a) in outline, we can observe how whilst at some points, the separation between one block and another, is achieved by means of a «pillow» of altered rock, of variable thickness, in others points the progress of the alteration has hardly advanced, and on both sides of the plane of diaclasis, the rock remains in contact (Fig. 5 b), without any kind of interposed material, just as at the beginning.

The differences between the coefficient of compressibility of rock and regolith, are appreciable. The first, rigid, the second, completely plastic and deformable. As a consequence of this, an appreciable change will occur in weight distribution (fundamentally lithostatic load) on both sides of this plane of diaclases. Whilst at the beginning of the alterations process, the load up to the free surface of the terrain, which rests upon the lower block, was distributed homogeneously over the entire surface of con-

ANEXO I

VIA EDAFICA

Supongamos que sobre un relieve granítico se desarrolla un suelo. La edafización del substrato rocoso va siendo progresivamente más débil conforme nos vamos alejando de la superficie libre del terreno. Como es sabido, dada la baja porosidad del granito, la alteración de la roca se va a realizar utilizando exclusivamente el sistema de diaclasas que afectan a esta. También es conocido que el progreso de la alteración según estas superficies de discontinuidad no es homogéneo.

En un principio, los bloques que delimitan el conjunto de las diaclasas, van a estar separados por la superficie de la diaclasa. Más adelante, la meteorización de la roca transforma ese plano, de espesor cero, en una banda de roca alterada de espesor desigual. El tránsito regolita-roca sana es en estas condiciones bastante brusco. De arriba-abajo, en un perfil de alteración de un macizo granítico bien diaclasado, se puede ver una transición, desde las partes superiores, en que la estructura de la roca, como sus características cohesivas, desaparecen para dar lugar a una regolita, hasta las partes más profundas del perfil de alteración, en donde un bloque granítico se halla aislado por una banda más o menos ancha de regolita que lo rodea.

Si examinamos uno de estos bloques (ver Fig. 5a) en su contorno, podemos observar como mientras en unos puntos, la separación entre bloque y bloque, se hace por una «almohada» de roca alterada, con un espesor variable, en otros, el avance de la alteración apenas ha progresado, y a uno y otro lado del plano de diaclasa, continúa en contacto la roca (ver Fig. 5b), sin materiales interpuestos de ningún tipo, como desde el comienzo.

Las diferencias entre el coeficiente de compresibilidad de roca y regolita, son no-

tact between blocks, as the alteration progresses, in the manner already described, a *migration of loads* (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) will be produced, in such a way that the weight will be progressively concentrated in those zones where contact exists between rocky protuberances (see Fig. 6 a and b) and reduced or eliminated in those zones where the contact between blocks is separated by a vein of regolith (it is the same as would happen to a fakir who is resting on a bed of nails, if we were to decrease the number of metallic points on his bed, until only a few remained, while substituting the nailfree areas for a more malleable substance; for example a sponge).

This is how, in our situation, at the points of rock-rock contact, the value of the lithostatic load will increase substantially on being concentrated on a reduced number of points. We observe this phenomenon, normally, in the case of *oscillating blocks* or *perched blocks*, where the weight of the upper block will bear down on 2 or 3 points. However, for these cases, the magnitude of the load applied at the points of contact can be supported perfectly well by the rock as long as it does not exceed the latter's resistance to simple compression (for sound granite this can be between 800 and 1.000 kg/cm²).

In a ideal case and which we can situate at the deepest part of the profile of granite alteration (THOMAS, M. F., 1974, discusses profiles of up to 300 m deep in tropical zones), even this depth would not be sufficient for the lithostatic load to reach values high enough to break or deform sound rock, if the migration of loads it is not accomplished. It is calculated that for this, the minimum depth necessary would be 5.700 m (VIDAL ROMANI, J. R., 1983, 1984). In this case the lithostatic load would indeed exceed a critical value with the subsequent breaking or deformation of the rock. It is unthinkable, however, that the process of load concentration, by the edaphic process, should take place at this depth. We must

tables. La primera, rígida, la segunda, sumamente plástica y deformable. Como consecuencia de ello, va a ocurrir un cambio apreciable en la distribución de pesos (fundamentalmente carga litostática), a uno y otro lado de ese plano de diaclasas. Mientras que al comienzo del proceso de alteración, la carga hasta la superficie libre del terreno, que gravita sobre el bloque inferior se distribuía homogéneamente (ver Fig. 5b) por toda la superficie de contacto entre bloques, a medida que va progresando la alteración, de la manera en que antes se ha descrito, se va a producir una *migración de cargas* (VIDAL ROMANI, J. R., 1983), según la que los pesos van a ir concentrándose progresivamente en las zonas en donde existe contacto entre protuberancias rocosas (ver Fig. 6a y b), y disminuyendo, o desapareciendo, de las zonas en donde el contacto entre bloques está separado por una banda de regolita (es lo mismo que le ocurriría a un fakir que descansa en un lecho de clavos, si fuésemos disminuyendo el número de puntas metálicas de su lecho hasta dejarlas reducidas a unos pocos puntos, y sustituyendo las áreas sin clavos por un material más deformable; por ejemplo una esponja).

Así es como en nuestro caso, en los puntos de contacto roca-roca, va a incrementarse sustancialmente el valor de la carga litostática al concentrarse ésta en un número reducido de puntos. Nosotros, generalmente, observamos este fenómeno en el caso de las *piedras oscilantes* o *piedras caballeras*, en las que el peso del bloque superior, va a gravitar en 2 o 3 puntos. Sin embargo, para estos casos, la magnitud de la carga aplicada en los puntos de contacto es perfectamente soportada por la roca al no superar la resistencia de ésta a la compresión simple (para un granito sano puede estar entre 800 y 1.500 Kg/cm²).

En un caso ideal y que podemos situar en la parte más profunda del perfil de alteración granítico (THOMAS, M. F., 1974, habla de perfiles de hasta 300 m de profundidad en zonas tropicales), tampoco basta-

start from a lesser depth for a profile of alteration (300 m is an orientative figure, given that it has been observed in actual cases). However, it is evident that only in those cases where the phenomenon which we have called (VIDAL ROMANI, J. R., 1983) *migration and concentration of loads*, e. g. by selective alteration of the massif according to its system of discontinuities, can the values of the loads applied increase, at shallow depths, at the points of rock-rock contact, between blocks, which we discussed earlier, which will allow this elevated resistance to simple compression of the sound granite rock to be exceeded.

THE TECTONIC PROCESS

Even though it is likely for this increase in the loads applied to be produced in shallow conditions ($\cong 300$ m), there must arise reasonable doubts that the latter is the only way for load concentration to take place. There are other ways for this to happen under less demanding and also more widespread geodynamic conditions. We refer to the concentration of loads produced during the phases of tectonic deformation to which the granite massifs, like other types of rock, are subject. In fact, it is quite normal to observe, to a greater or lesser extent, a diaclassesment of the bodies of granite. Whilst in some cases the tectonic deformation follows regional directrices which allow us to elucidate the behaviour, on a large scale, of tectonic processes, in others, this deformation is restricted to more localized areas (e. g. movements caused by faulty planes, areas of rents or breaches, zones of fragile shearing, etc.). In all these cases the traces or marks of

ría esa profundidad para que la carga litostática alcanzara valores de rotura o deformación para una roca sana. Se calcula que, para ello sería necesario una profundidad mínima de 5.700 m (VIDAL ROMANI, J. R., 1983, 1984). Entonces sí que la carga litostática sobrepasaría un valor crítico, con la consiguiente rotura o deformación de la roca. Es impensable sin embargo que el proceso de concentración de cargas, por la vía edáfica, tenga lugar a esa profundidad. Debemos partir de una profundidad menor para un perfil de alteración (300 m es una cifra orientativa, dado que ha sido observada en casos naturales). Sin embargo es evidente que sólo en aquellos casos en los que se produzca el fenómeno que hemos llamado (VIDAL ROMANI, J. R., 1983), de *migración y concentración de cargas*, producido p. e., por alteración selectiva del macizo según su sistema de discontinuidades, pueden incrementarse, a profundidades someras (300 m o menos), los valores de las cargas aplicadas, en los puntos de contacto roca-roca, entre bloques, a lo que antes nos referíamos, que permitan superar esa elevada resistencia a la compresión simple, de la roca granítica sana.

VIA TECTONICA

Aun siendo verosímil el que se produzca ese incremento de las cargas aplicadas en condiciones someras ($\cong 300$ m), pueden surgir dudas razonables de que este sea el único modo en que tenga lugar el proceso de concentración de cargas. Hay otros medios para que esto ocurra en condiciones geodinámicas menos exigentes y también más extendidas. Nos referimos a la *concentración* de cargas producida durante las fases de deformación tectónica a la que están sujetos, como otros tipos de rocas, los macizos graníticos. En efecto; es un hecho generalizado el observar, en mayor o menor grado, un diaclasamiento de los cuerpos graníticos. Mientras en unos casos, la deformación tec-

concentration of loads are clear (expressed, for example, by grooves and breaks), and can be noted in faulty planes, fragile punch-holes, etc. (COURRIOUX, G.; GOUANVIC, C.; GAGNY, C., 1984; VIDAL ROMANI Y GRACIA, 1989).

In the case of a tectonic deformation, it is not than difficult to explain how the loads, which are concentrated at one point, can attain values which vastly exceed the resistance to simple compression of the rock (1.500 kg/cm^2), even in those cases where the latter is not altered in any way.

FORMATION OF CAVITIES ACCORDING TO THE M. E. F. C.

We have described, then, two natural processes (the edaphic alteration process, the tectonic process) by which, due to a concentration of forces, loads which exceed the resistance to simple compression of a sound granite rock can be produced.

Once the concentration of loads has been produced at points in the rocky massif (whether by the *edaphic process* or the *tectonic process*), let us see what happens at those points where the loads are applied.

At these points a plastification of the rock will be produced in volumes of varying dimensions (this will depend upon the magnitude of the loads applied in each case).

We can calculate what occurs in a real case, at the contact between two of these blocks, when a force which exceeds the resistance to simple compression is applied to them. For greater simplicity in the calculations, we have done them, as is customary in studies of this kind, in two dimensions extrapolable, however, to three dimensions,

tónica sigue directrices regionales que nos permiten dilucidar la actuación, a gran escala, de procesos tectónicos, en otros, esta deformación se restringe a áreas más localizadas (p. e. movimientos según planos de falla, zonas de desgarre, zonas de cizallamiento frágil, etc.). En todos estos casos son claras las huellas de *concentración de cargas* (expresadas, por ejemplo en estriados y roturas), apreciables en planos de falla, punzonamientos frágiles, etc. (VIDAL ROMANI y GRACIA, 1989), (COURRIOUX, G.; GOUANVIC, L., 1982).

En el caso de una deformación tectónica no es tan difícil explicar que las cargas puntuales puedan alcanzar valores que superen, ampliamente, la resistencia a compresión simple de la roca (1.500 kg/cm²), aun en los casos en que ésta no se hallase alterada en modo alguno.

FORMACION DE CAVIDADES SEGUN EL M. E. F. C.

Hemos descrito pues dos procesos naturales (vía alteración edáfica, vía tectónica), por lo que se pueden producir, por concentración de esfuerzos, cargas que superen la resistencia a compresión simple de una roca granítica sana.

Una vez producida la concentración de cargas en puntos del macizo rocoso (sea por la *vía edáfica* o la *vía tectónica*, veamos que es lo que ocurre en esos puntos donde se aplican las cargas.

En ellos va a producirse una plastificación de la roca en volúmenes con dimensiones variables (dependerá de la magnitud de las cargas aplicadas en cada caso).

Puede calcularse lo que sucede en un caso real, en el contacto entre dos de esos bloques, cuando en ellos se aplica una fuerza que supera la resistencia a la compresión simple de la roca. Para mayor simplicidad de los cálculos, los hemos realizado, como es habitual en los trabajos de este tipo, en dos dimensiones extrapolables, sin embar-

taking certain precautions. We use the breakage criterion of Mohr-Coulomb. In equation (1):

$$\sqrt{\pm \frac{1}{4} (\sigma_x - \sigma_y)^2 + \tau^2} = \frac{\text{sen}\varphi}{2} (\sigma_x + \sigma_y - 2c \cotg.\varphi) \quad (1)$$

the member inside the root is the numerical expression of the radius of Mohr's circle, which we call R and which represents the tensor of tensions at a point in the solid. The second member of equation (1) is the distance from the centre of Mohr's circle to the intrinsic curve of elastic resistance of a solid (in our case, the granite rock); this, we call H.

On equating the two expressions, we find ourselves in a situation where Mohr's circle at a determined point in the block, is tangent to the intrinsic curve (straight) of elastic resistance of the rock.

We calculate at each point of blocks A and B in Figures 1 and 2, the value of expression (2):

$$D = \sqrt{\pm \frac{1}{4} (\sigma_x - \sigma_y)^2 + \tau^2} - \frac{\text{sen}\varphi}{2} (\sigma_x + \sigma_y - 2c \cotg.\varphi) \quad (2)$$

this difference may be *smaller*, *equal* or *greater* than zero.

In the *first case*, $D > 0$ Mohr's circle does not make contact with the intrinsic curve of elastic resistance. The rock, at this point, is within the domain of elastic deformation;

go, a tres dimensiones, tomando ciertas precauciones. Utilizamos el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. En la igualdad (1)

$$\sqrt{\pm \frac{1}{4} (\sigma_x - \sigma_y)^2 + \tau^2} = \frac{\text{sen}\varphi}{2} (\sigma_x + \sigma_y - 2c \text{cotg.}\varphi) \quad (1)$$

el miembro bajo radical es la expresión numérica del radio del círculo de Mohr que denominamos R, y que representa el tensor de tensiones en un punto del sólido. El segundo miembro de la ecuación (1), es la distancia desde el centro del círculo de Mohr a la curva intrínseca de resistencia elástica de un sólido (en nuestro caso, la roca granítica), lo designamos como H.

Al igualar las dos expresiones estamos en unas condiciones en las que el círculo de Mohr en un determinado punto del bloque, es tangente a la curva (recta) intrínseca de resistencia elástica de la roca.

Calculamos en cada punto de los bloques A y B de las figuras 1 y 2, el valor de la expresión (2):

$$D = \sqrt{\pm \frac{1}{4} (\sigma_x - \sigma_y)^2 + \tau^2} - \frac{\text{sen}\varphi}{2} (\sigma_x + \sigma_y - 2c \text{cotg.}\varphi) \quad (2)$$

puede ocurrir que esta diferencia sea menor, igual o mayor que cero.

En el primer caso, el círculo de Mohr no toca a la curva intrínseca de resistencia elástica. La roca, en ese punto, se halla dentro del dominio elástico de deformación, por lo que el régimen de cargas al que está sujeta es perfectamente soportable por ella (salvo casos de fatiga, aquí no considerados).

En el segundo caso, $D = 0$, el círculo de Mohr es tangente a la curva (recta) intrínseca de resistencia elástica, lo que da lugar a la fluencia de la roca en los puntos en que eso ocurra.

and consequently it can support the type of loads to which it is subject perfectly well (except in cases of fatigue; not under consideration here).

In the second case, $D = 0$, Mohr's circle is tangent to the intrinsic curve (straight) of elastic resistance, a fact which gives rise to the fluency of the rock at the points where this occurs.

When the difference D is greater than zero, this indicates to us that the collapse of the rock is produced at the points where this occurs.

We can then determine what the values of D are in the interior of a block of whatever outline, to which we consider a determined amount of loads to be applied.

As was said before, we work in two dimensions, with the objective of simplifying calculations, and also for the same reason we assimilate the block to a circumference (sphere).

In this way, at each point in the latter, we calculate the value of the quotient R/H, whose we lack, and which we call |S|, or also security factor. For values of $|H/R| > 1$, or $|S| > 1$, we are in the first case mentioned before; that is to say within the elastic domain of forces. In the case of $|H/R| = 1$ or $|S| = 1$, we are at the surface limit or where $H=R$, the second of those considered before. In the case of $|H/R| < 1$ or $|S| < 1$, we would be within the domain of rock collapse, the third assumption of those considered.

In a block of rock, and by means of these surfaces /S/, we can define, under a system of concentrated loads, and for values of density, angle of internal friction, resistance to simple compression of the rock, those zones of rock collapse where its plastification is produced.

The plastification of the rock will take place in volumes of various dimensions (it

En el *tercer caso*, cuando la diferencia, D , es mayor que cero, se produce el colapso de la roca en los puntos donde ocurre esto.

Ocurre entonces que podemos determinar en un bloque de un contorno cualquiera, sobre el que consideramos aplicados un determinado supuesto de cargas concentradas, cuales son los valores de D en su interior.

Como antes se dijo trabajamos en dos dimensiones, con el objeto de simplificar los cálculos, y también por la misma razón asimilamos el bloque a una circunferencia (esfera).

Así calculamos en cada punto de éste el valor del cociente H/R , del que prescindimos del signo y que denominamos como $|S|$, o también *factor de seguridad*. Para valores de $|H/R| > 1$, o $|S| > 1$, estamos en el primer caso antes señalado es decir dentro del dominio elástico de fuerzas. Para el caso $|H/R| = 1$, o $|S| = 1$ estamos en la superficie límite o donde $H = R$, el segundo de los antes considerados. Para el caso $|H/R| < 1$ o $|S| < 1$, estaremos dentro del dominio de colapso de la roca, el tercer supuesto de los considerados.

En un bloque rocoso, y mediante estas superficies $|S|$, podemos delimitar, bajo un sistema de cargas concentradas, y para unos valores de: densidad, ángulo de rozamiento interno, resistencia a la compresión simple de la roca, esas zonas de colapso de la roca en donde se produce la plastificación de la misma. En ellos va a producirse una plastificación de la roca en volúmenes de dimensiones variables (dependerán de la magnitud de las cargas aplicadas en cada caso). Asimismo, los contornos de estos recintos de plastificación (recintos lacunares) pueden tener formas muy variadas (esféricas, elipsoidales, o aún más complejas) (VIDAL ROMANI, J. R., 1983, 1986). En el interior de estos recintos, como consecuencia de la deformación consiguiente a la aplicación de las cargas concentradas, van a producirse pequeños movimientos diferenciales

will depend on the magnitude of the loads applied in each case). At the same time the contours of these plastification volumes (lacunar zones) can have widely varying forms (spherical, elliptical or even more complex (VIDAL ROMANI, J. R., 1983; 1986). Inside these zones as a consequence of the deformation following the application of concentrated loads, small scale differential movements (*finite displacements*) will be produced, on a granular scale, known as minuscule fissuring of the rock on inter- and transgranular scale, which we understand to be what some writers (RAMSAY and HUBER, 1987) call *Griffith cracks*. Undoubtedly these differential movements of mineral grains inside the *lacunar zones* produce a premature deterioration in these even before the rocks enter, for example, in the zone of influence of a weathering front.

The domains of plastified rock (lacunar zones) do not (Fig. 7) always intersect with the free surface of the block, and may be found some centimetres (down from it) and surrounded by sound rock (VIDAL ROMANI, J. R., 1983). We can say, then, that the *lacunar zones*, and the greater susceptibility to alteration inherent in them, are «printed» at certain points of the rock massif. Afterwards, the epigenic alteration of the granites displays them up, when the rock held in them alters at a faster rate than the outer rock.

The formation of these lacunar areas is carried out by deformation of the rock in its solid state and can be contemporary with (tectonic process) or later than (edaphic process) the system of discontinuities (diaclasses) which affect the rocky massif in each case.

(corrimientos finitos), a escala granular, y que se reconocen como una fisuración minúscula de la roca a escala inter y transgranular que entendemos, son lo que algunos autores (RAMSAY y HUBER, 1987), denominan grietas Griffith. No hay duda de que estos movimientos diferenciales de los granos minerales en el interior de los *recintos lacunares*, producen un deterioro precoz de esta, aun antes de que la roca entre, por ejemplo, en el ámbito de influencia de un frente de alteración.

Los dominios de roca plastificada (*recintos lacunares*) no siempre van a intersectar (Fig. 7) con la superficie libre del bloque y pueden hallarse a unos centímetros de profundidad de aquella y rodeadas por roca inalterada (VIDAL ROMANI, J. R., 1983). Podemos decir entonces que los *recintos lacunares* y la mayor susceptibilidad de la roca a alterarse en ellos, quedan «impresos» en puntos determinados del macizo rocoso.

Después la alteración epigénica del granito los pone de manifiesto al meteorizarse la roca confinada en ellos a una mayor velocidad que la limitante. La formación de estos *recintos lacunares*, se hace por deformación de la roca en estado sólido y puede ser coetánea (vía tectónica) o posterior (vía edáfica), a la del sistema de discontinuidades (diaclasas) que afectan al macizo rocoso.

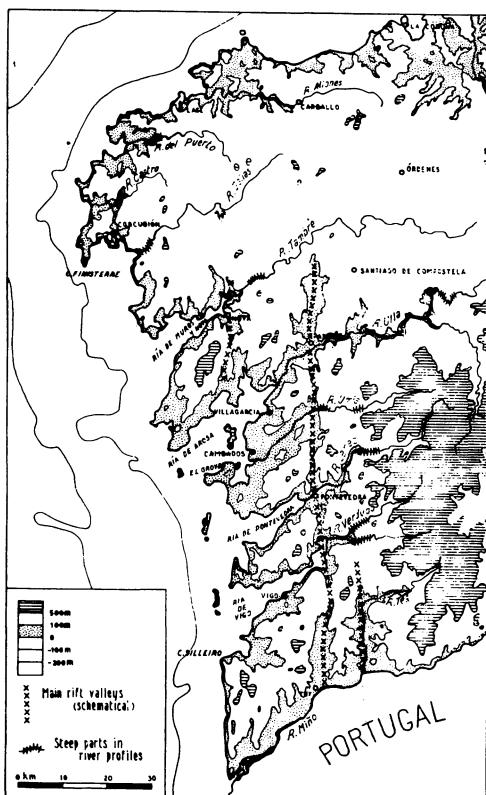


Fig. 1. Esquema morfológico de Galicia occidental con la situación de las principales depresiones tectónicas, llamadas *Depresión media*, en el texto.

Sketch of the occidental Galice showing the situation of principal tectonic basins, name Median depression, in the text.

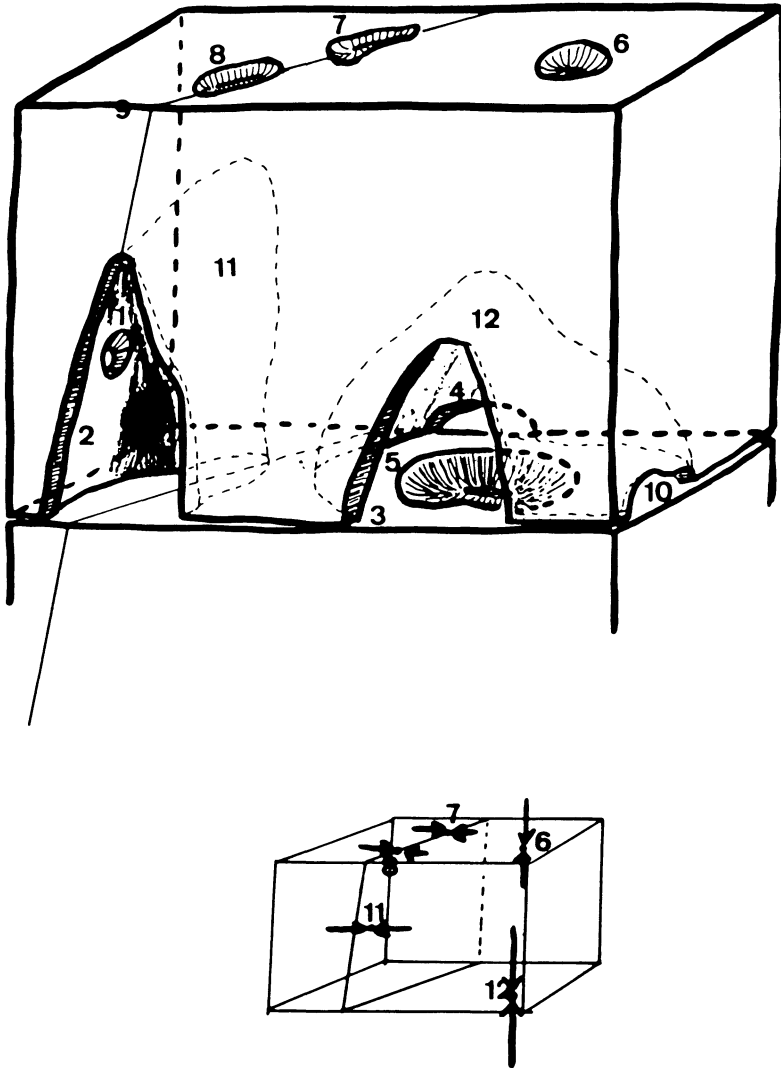


Fig. 2. Esquema de asociación de formas puntuales (pilas y tafoni) con discontinuidades en un bloque rocoso.

Sketch of association of pointed forms (gnammas and tafoni) with discontinuities at a rock block.

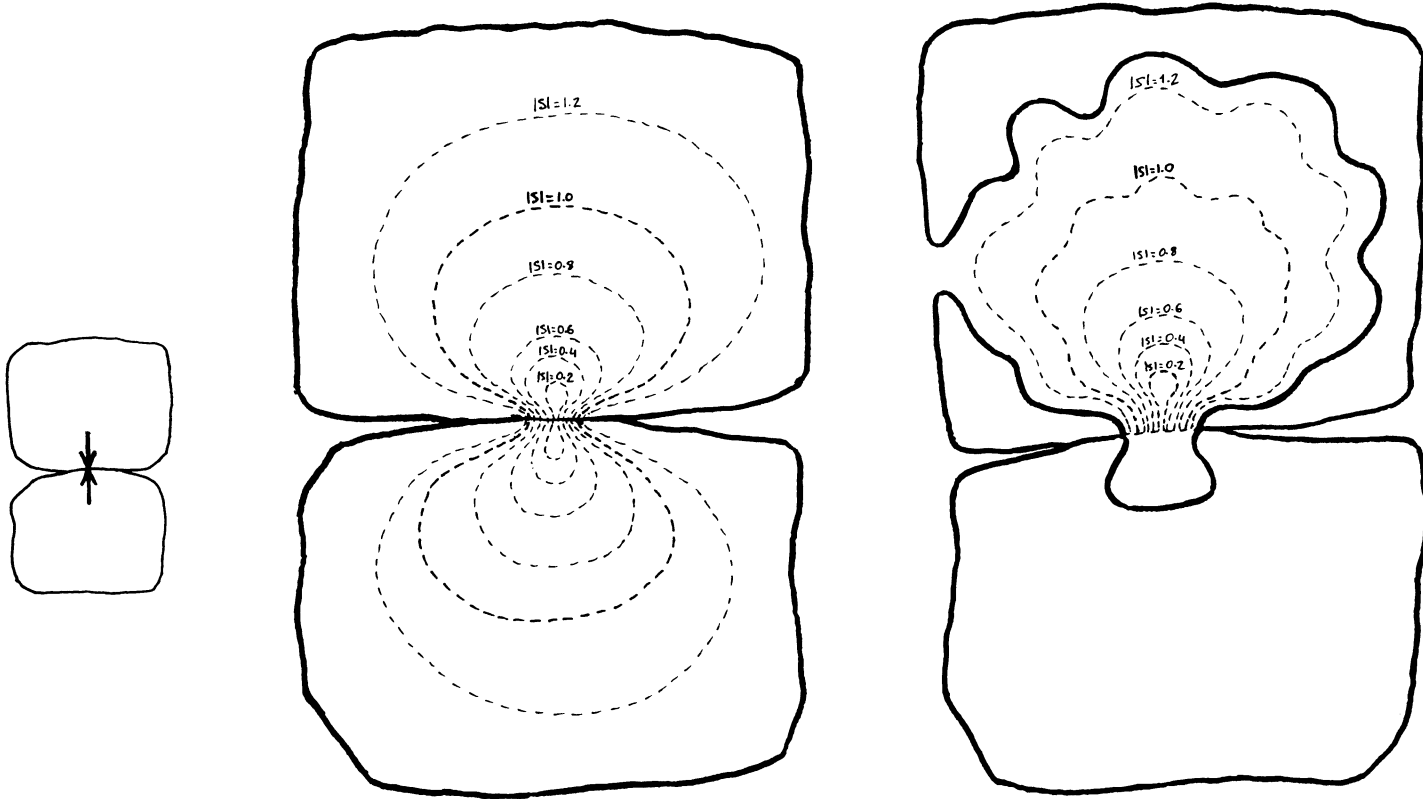


Fig. 3. Evolución ideal de un tafone y pila asociada a partir de dos bloques rocosos en contacto, sujetos a concentración de cargas.
 Ideal evolution of a tafone and associated gnamma in two rock blocks in contact, affected by load concentration.

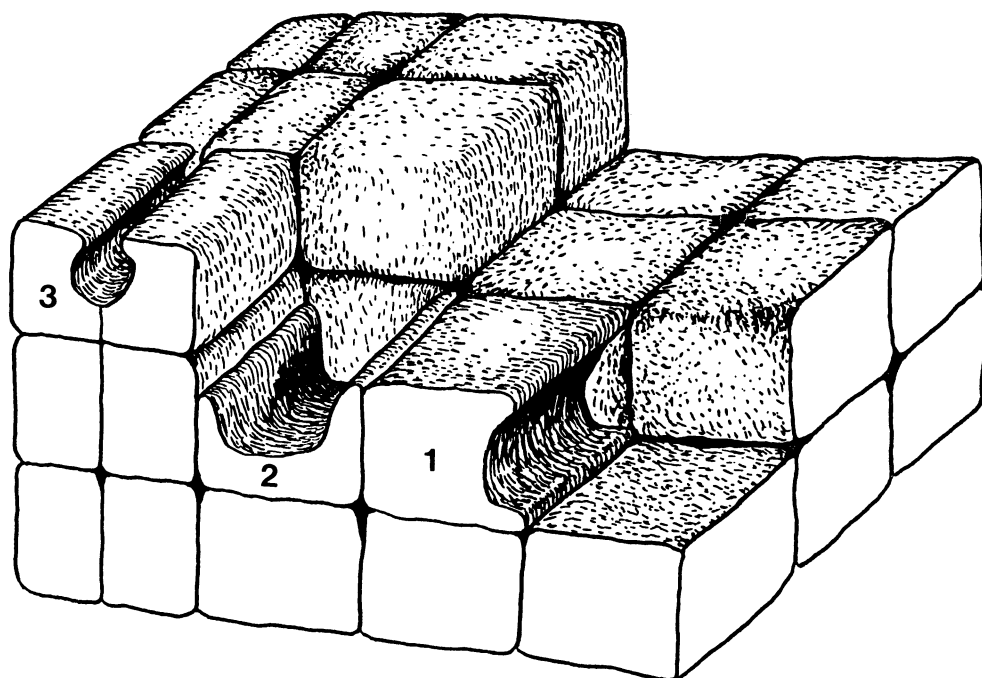


Fig. 4. Relación entre discontinuidades, alteración y las formas *taba*¹, *silla*² y *aspillera*³.

Relation between discontinuities, weathering and, chair, knuckle-bone and loophole forms.

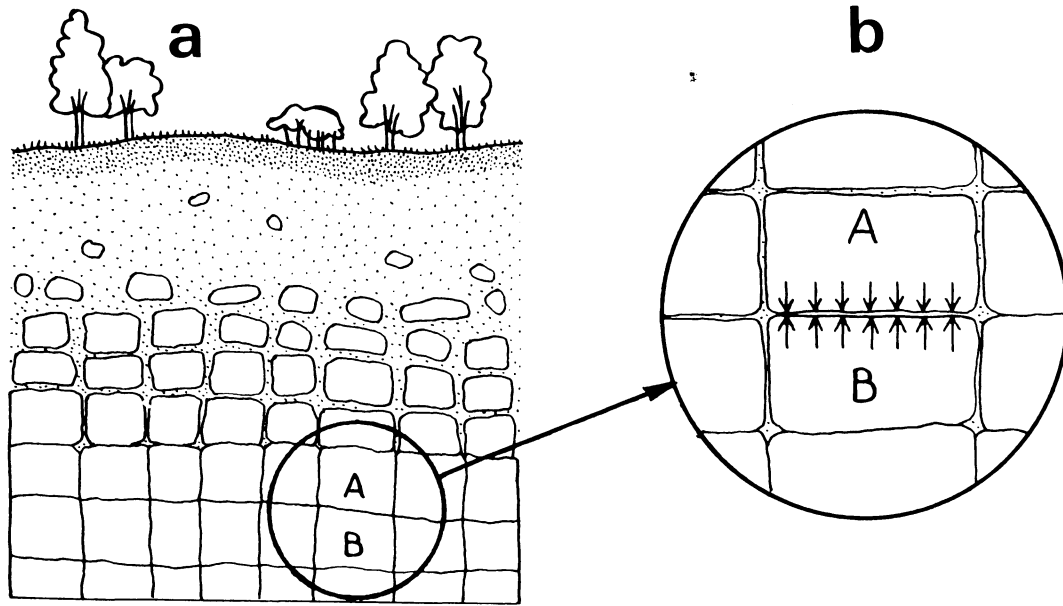


Fig. 5. Esquema de alteración subedáfica de un macizo granítico según el sistema de discontinuidades, con *distribución* uniforme de las cargas litoestáticas.

Sketch of subedaphical weathering of a granite massif according to the discontinuities system, with uniform distribution of lithostatic charges.

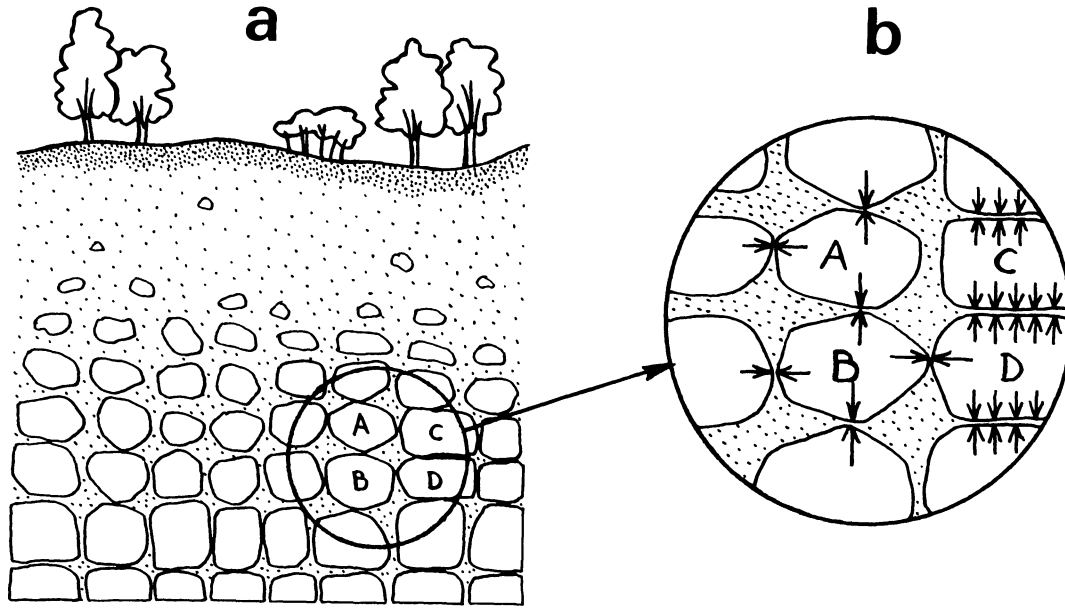


Fig. 6. Esquema de alteración subedáfica de un macizo rocoso, según el sistema de discontinuidades con *distribución concentrada* de las cargas litostáticas.

Sketch of subbedaphical weathering of a granite massif according to the discontinuities system with concentrated distribution of lithostatic charges.

CONTRAINTE n_y SOUS UNE CHARGE NORMALE.

(A multiplier par $p = \frac{P}{2a \times 2b}$.)

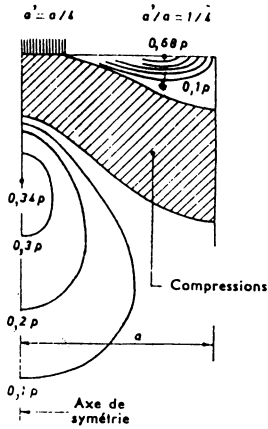
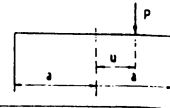


FIG. 9.

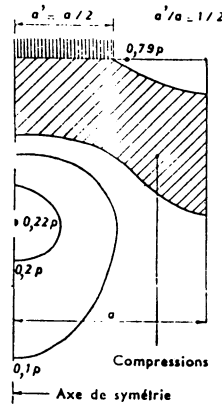


FIG. 10.

2° Cas de forces excentrées.

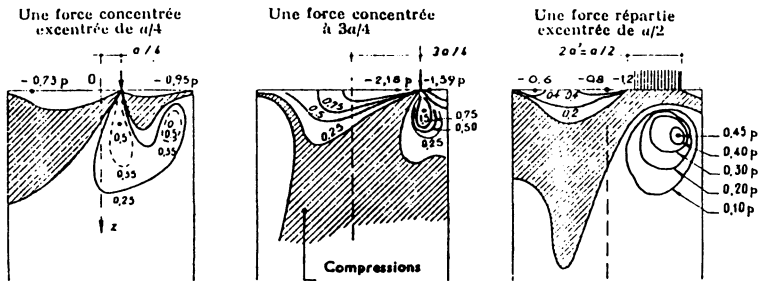


FIG. 11.

3° Cas de forces régulièrement espacées.

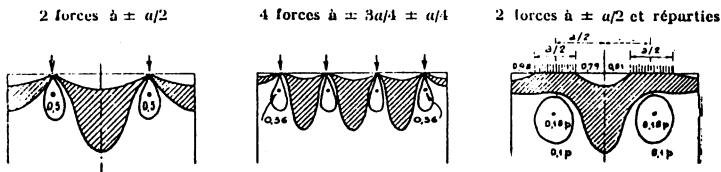


Fig. 7. Distribución de zona plastificadas y zonas de compresión de cargas.

Distribution of plastificated zones and a compressive over charges.

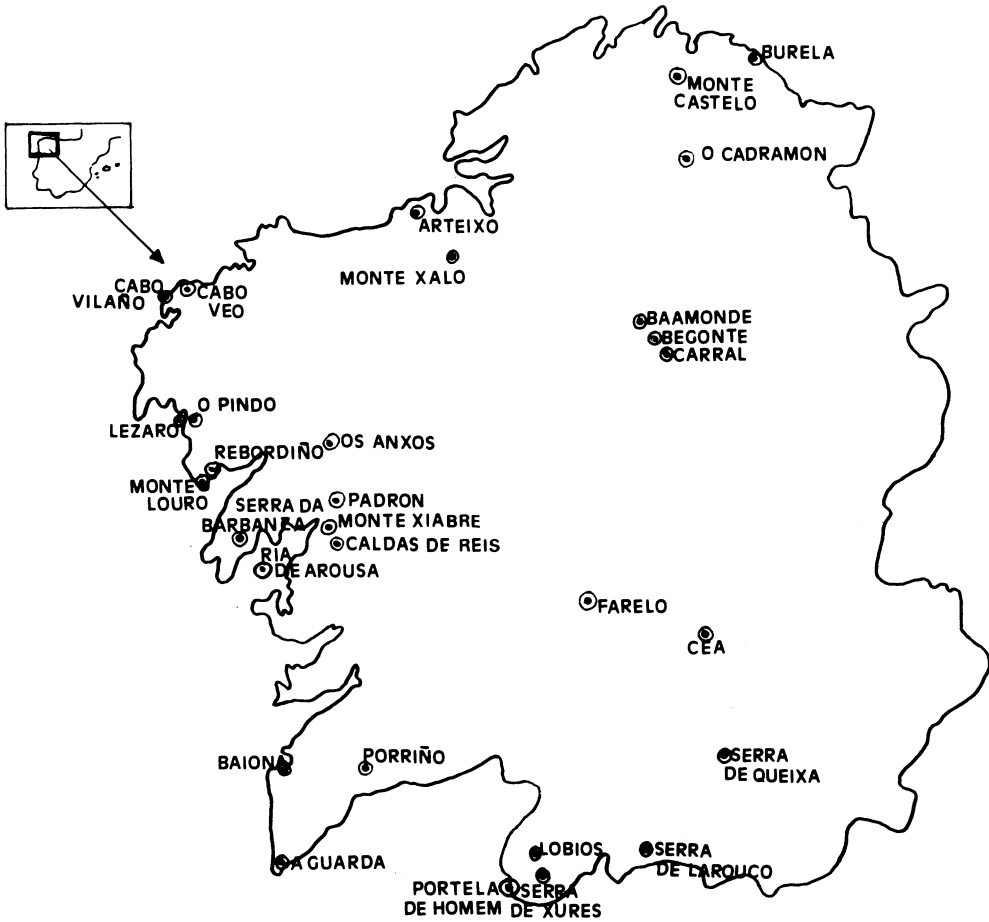


Fig. 8. Mapa de ubicación de localidades nombradas en el texto.

Map showing the geographical distribution of localities cited in the text.

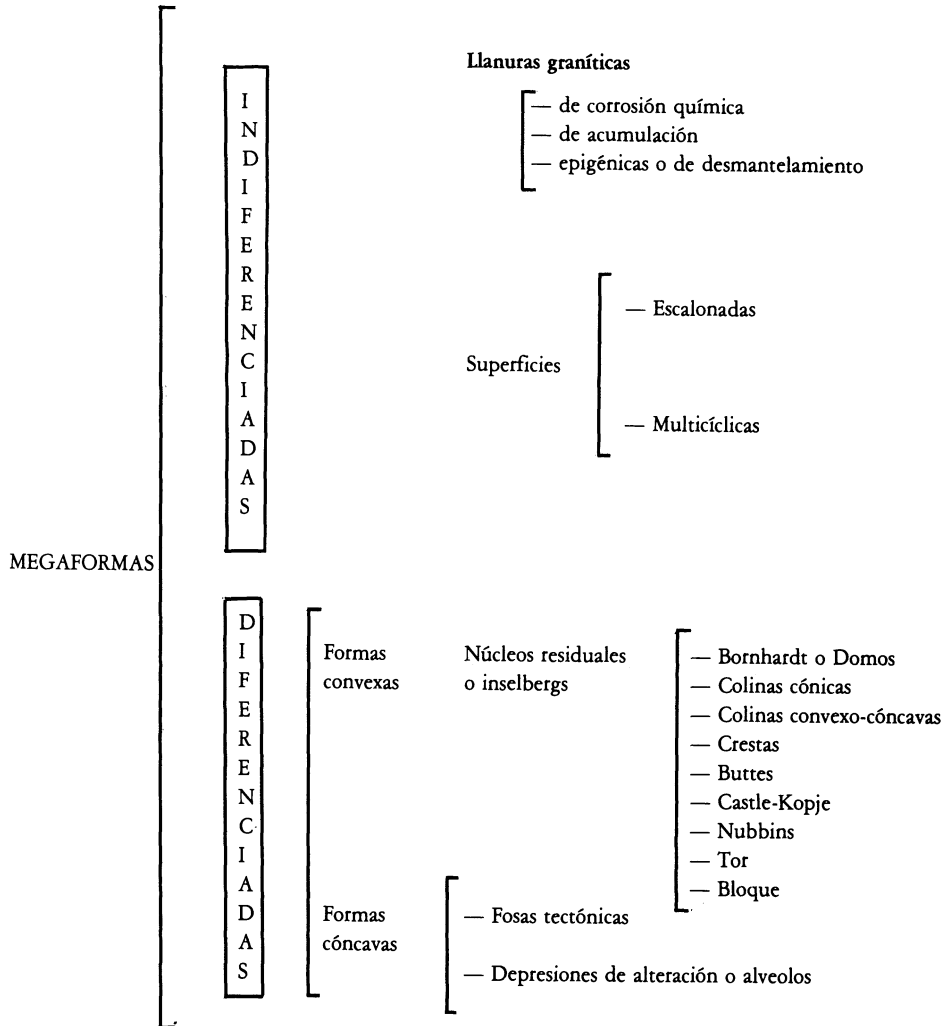


Tabla 1. Tipos de megaformas según TWIDALE, C. R. (1982); GODARD, A. (1977); THOMAS (1978), modificado por VIDAL ROMANI, J. R.

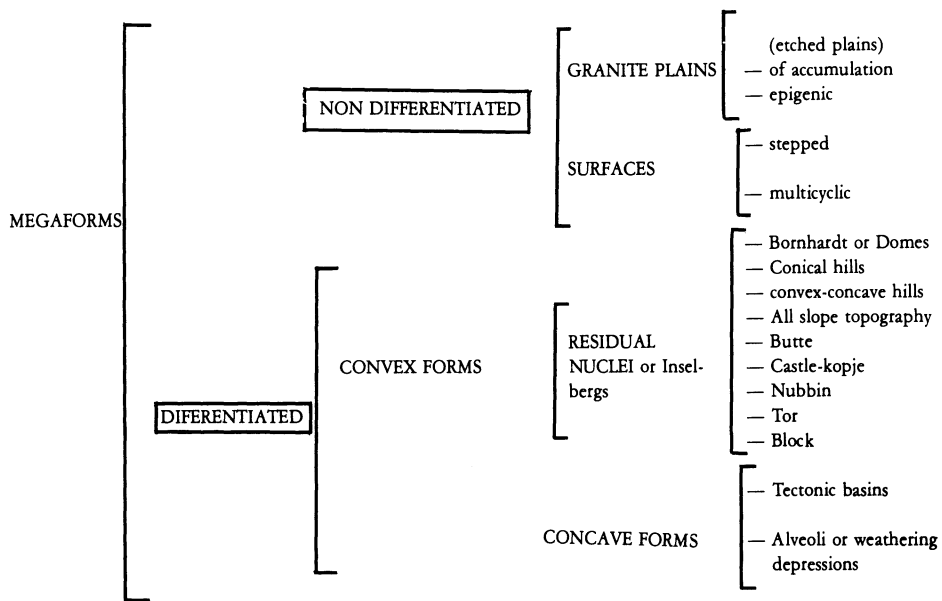


Table 1. Types of megaforms, according TWIDALE (1982); GODARD (1977); THOMAS (1978), modified by VIDAL ROMANI, J. R.

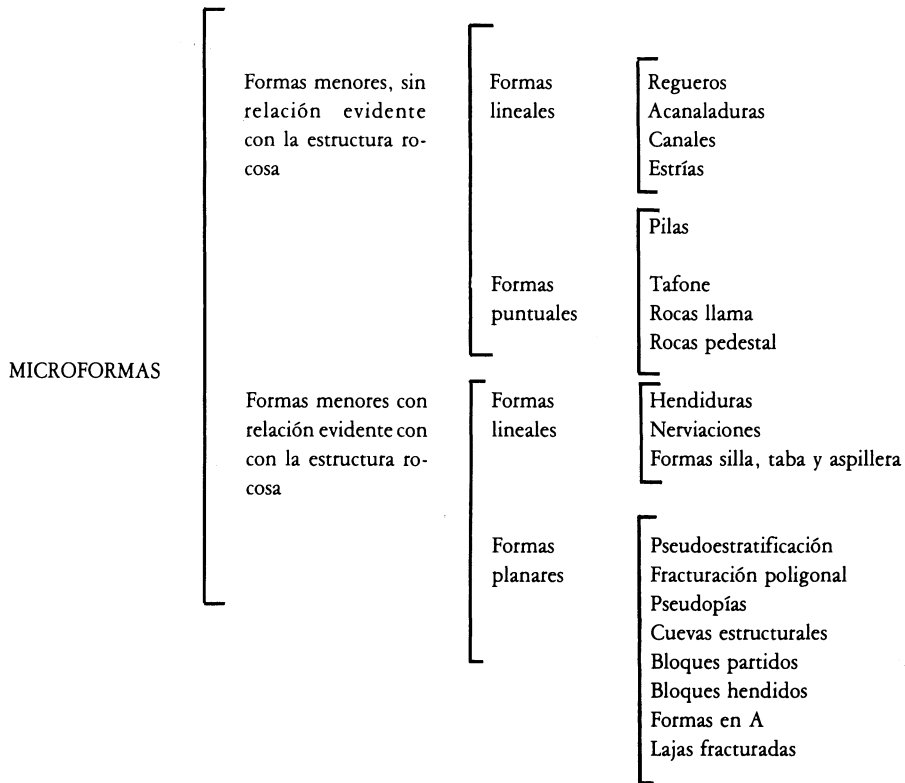


Tabla 2. Tipos de formas menores o microformas, datos de TWIDALE, C. R. (1982) modificada por VIDAL ROMANI, R. J.

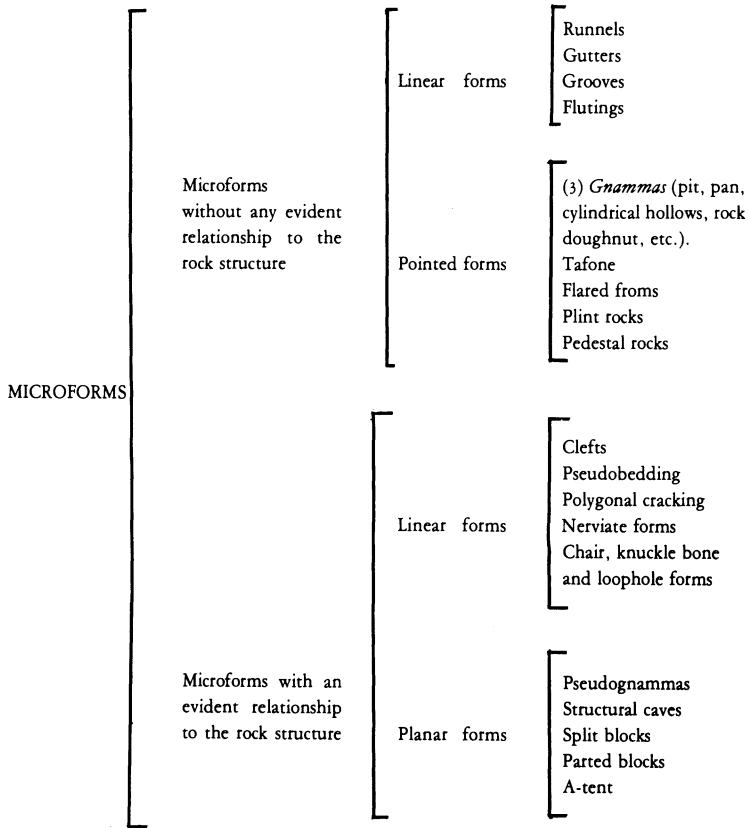


Table 2. Types of Microforms or microforms based on data from TWIDALE (1982), modified by VIDAL ROMANI, J. R.

(3) Unless otherwise stated, gnammas refers to pits, pan, armchair shaped hollow, rock doughnut, cylindrical hollows, etc.

CITED REFERENCES

- BLANCK, H. R. (1951). Rock doughnuts, a product of granite weathering *Am. J. Sci.*, V. 249, pp. 822-829.
- BOILLOT, G.; AUXIETRE, J. L.; DUNAND, J. P.; DUPEUBLE, P. A.; MAUFFRET, A. C. (1979). The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene. In: Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margin and Paleoenvironment. *Maurice Ewing Series 3. Am. Geophys Union* Washington, 138-153.
- CARLE, W. (1947). Die westgalicischen Meeresbuchten. *Natur und Volk*, 77, 5-14.
- CENTENO, J. D. (1989). Evolución cuaternaria del relieve en la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadores morfológicos. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 13.
- COUDE-GAUSSSEN, G. (1979). Les Serres da Peneda et do Gerês. Etude geomorphologique. *Mem. Centr. Estud. Geogr.*, Lisboa, n.º 5, 253 pp.
- COURRIOUX, G.; GOUANVIC, Y. (1982). Les zones de cisaillement ductile de Monte Neme et Puente deume (Galice, Espagne): leur rapports avec les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal dans le modèle du poinçonnement rigide-plastique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 295, Ser II, pp. 69-72.
- GARNER, J. H. (1974). The origin of landscapes. A synthesis of geomorphology. *Oxford Univ. Press*, London, 734 pp.
- GODARD, A. (1977). Pays et paysages du granite. *Presses Universitaires de France*. Vendôme, 232 pp.
- KLAER, W. (1956). Verwitterungsformen im granit auf Korsika. U. E. B. *Hermann Haack* Geographisch-kartographische Anstalt Gotha, 146 pp.
- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude Géomorphologique. *Pub. Fac. Lett. Univ. Strasbourg*. T. D. 591 pp. 2 tom.
- PANNEKOECK, A. J. (1967). The geomorphology of the surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW, Spain). *Leids. Geol. Meded.*, Vol. 37, pp. 7-32.
- PEDRAZA, J. de (1989). La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica: *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 13.
- RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. (1987). The techniques of modern structural geology, vol. 2. Fold and Fractures. *Ed. Academic Press*, London, 700 pp.
- REUSCH, H. H. (1883). Note sur la geologie de la Corse. *Paris Soc. Geol. Bull.*, 11, 53-67.
- SANZ HERRAIZ, M. C. (1989). Las formas del modelado granítico ligadas a la estructura en lájas (sheet structure). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 13.
- THOMAS, M. F. (1987). The study of inselbergs. *Suppl. Bd.* 31, 1-41, Berlin.
- TWIDALE, C. R. (1971). Structural landforms. *the M. I. T. Press*, Cambridge, 247 pp.
- TWIDALE, C. R. (1982). Granite landforms. *Ed. Elsevier Pub. Comp.* Amsterdam, 372 pp.
- TWIDALE, C. R. (1986). Granite landforms evolution: features and implications. *Geol. Runds.* 75/3, 769-779.
- TWIDALE, C. R. (1989). La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorías generales de evolución del paisaje. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe* n.º 13.
- TWIDALE, C. R.; CORBIN, E. M. (1963). Gnammas. *Rev. Geom. Dynam.*, 14, 1-20.
- TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. (1977). Rock doughnuts. *Rev. Geom. Dynam.*, XXVI Ann, n.º 1, 15-28.
- UÑA ALVAREZ, E. de (1986). El macizo de A Coruña. Análisis estructural y morfología de un afloramiento granítico. *Tesis Doctoral*. Univ. de Santiago, 1058 págs. No publicado.
- VANNEY, J. R.; AUXIETRE, J. L.; DUNAND, J. P. (1979). Geomorphic provinces and the evolution of the northwestern Iberian Continental margin. *Ann. Inst. Ocean.* Paris, 55 (1), 5-20 pp.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1982). El papel del agua en la evolución de la pía (vasque, gnamma). Correlación estadística de medidas. *Bol. Aur.* Tomo Homenaje a J. Nespereira. XII, 83-112.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1983). El Cuaternario de la provincia de A Coruña. Geomorfología granítica. Modelos elásticos de formación de cavidades. *Pub. Univ. Complutense de Madrid* (1985), 600 págs., 2 tomos.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1984 a). Microformas graníticas tipo tafone y gnamma. Un micromodelado sin relación con el clima o la estacionalidad. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 7, pp. 273-277.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1984 b). Micromodelado de rocas graníticas. Un nuevo modelo genético. *Act. I.º Cong. Español de Geología*. Segovia, pp. 585-594.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1985). Los rock doughnuts. Génesis y morfología. Aplicación a algunos casos gallegos. *Actas I.ª Reun. Quat. Iber.*, vol. II, pp. 459-473, Lisboa.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1986). Estudio teórico sobre el origen de las características morfológicas de las pías (gnammas, vasque). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 10, pp. 133-168.
- VIDAL ROMANI, J. R.; GRAJAL, M.; VILAPLANA, J. M.; RODRIGUEZ, R.; MACIAS, F.; FERNANDEZ, S.; HERNANDEZ PACHECO, A. (1979). Procesos actuales. Micromodelado en el granito de Monte Louro, Galicia, España (Proyecto Louro). *Actas IV Reunión del G. E. T. C.*; Banyoles, pp. 256-266.
- VIDAL ROMANI, J. R.; VILAPLANA, J. M.; MARTI BONO, C.; SERRAT, D. (1983). Rasgos de mi-

- cromodelado periglaciario actual sobre zonas graníticas de los Pirineos Españoles (Panticosa, Huesca y Cavallers, Lleida). *Act. Geol. Hisp.*, t. 18 (n.º 1), pp. 55-65.
- VIDAL ROMANI, J. R.; GRACIA, F. J. (1988). Formación de cavidades en granito bajo condiciones no epigénicas. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 12, pp. 47-58.
- VIDAL ROMANI, J. R.; GARCIA, E. (1989 a). Microformas graníticas: génesis, evolución y tipología. El problema de la nomenclatura. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n.º 14 (en prensa).
- VIDAL ROMANI, J. R.; BRUM FERREIRA, A. de; ZEZE, J.; RODRIGUES, L.; MONGE, C. (1989 b). Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Serra de Geréz - Xurés (Minho, Portugal; Ourense, Galicia) *Act. 2.ª Reun. Quat. Ibérico*, 1989. Madrid.



Fot. 1. Vista general de la Cuenca terciaria de Meirama, con el resto de la «Superficie Fundamental» del Monte Xalo a su derecha (A Coruña).

Panoramic view with the tertiary basin of Meirama in front and a rest of «Fundamental Surface» of Monte Xalo to the wright.



Fot. 2. Vista general de la rasa de abrasión marina en Xarfas (A Coruña).

Panoramic view of marine abrasion platform at Xarfas (A Coruña).



Fot. 3. Vista general del Macizo de O Pindo (A Coruña), un inselberg complejo.

Panoramic view of O Pindo Massif (A Coruña) a case of complex inselberg.



Fot. 4. Vista general de Monte Louro (A Coruña), un inselberg del tipo colina cónica.

General view of Monte Louro (A Coruña), an inselberg of conical hill type.



Fot. 5. Un ejemplo de nubbin o domo rebajado en O Cadramón (Lugo).

An example of nubbin at O Cadramón (Lugo).



Fot. 6. Cresta granítica en Cabo Veo (Camelle, A Coruña).

All slope topography example at Cabo Veo (A Coruña).



Fot. 7. Ejemplo de Tor con Tafoni en Cabo Vilaño (A Coruña).

Example of Tor with associated Tafoni at Cabo Vilaño (A Coruña).



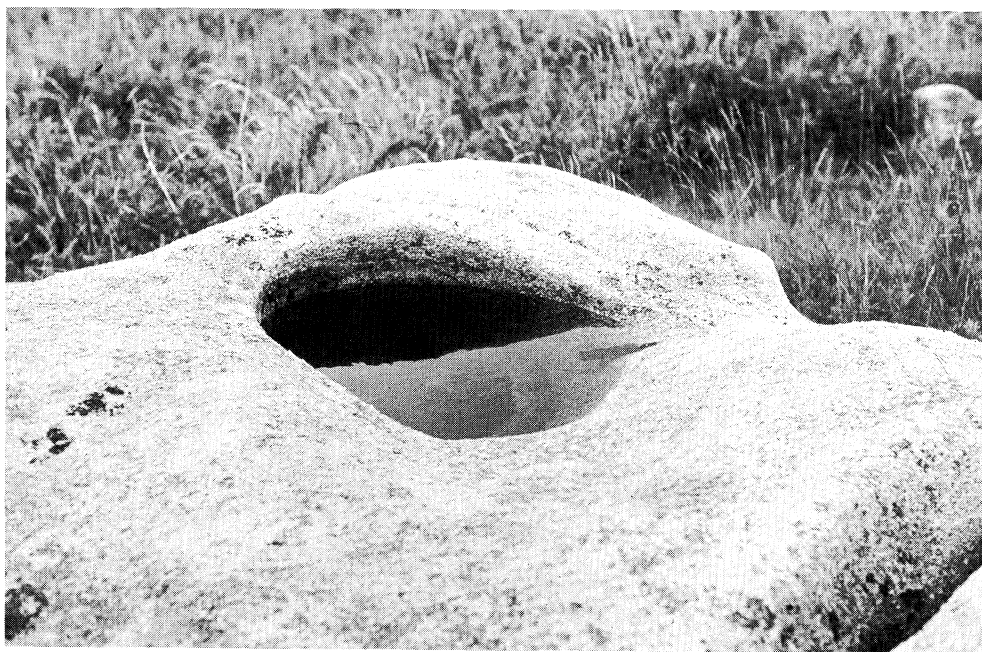
Fot. 8. Marmita turbillonar del río Xallas en Lézaro (A Coruña).

The great Pot-hole of Xallas river at Lézaro (A Coruña).



Fot. 9. Acanaladura con reborde en San Francisco de Louro (Louro, A Coruña).

Gutter with levee at San Francisco de Louro (Louro, A Coruña).



Fot. 10. Pila con exutorio (Louro, A Coruña).

Gnamma with mouth at Louro (A Coruña)



Fot. 11. Pila degradada en *cuello de camisa* (Celas de Peiro, A Coruña).

Degraded gnamma in *shirt collar* mode (Celas de Peiro, A Coruña).



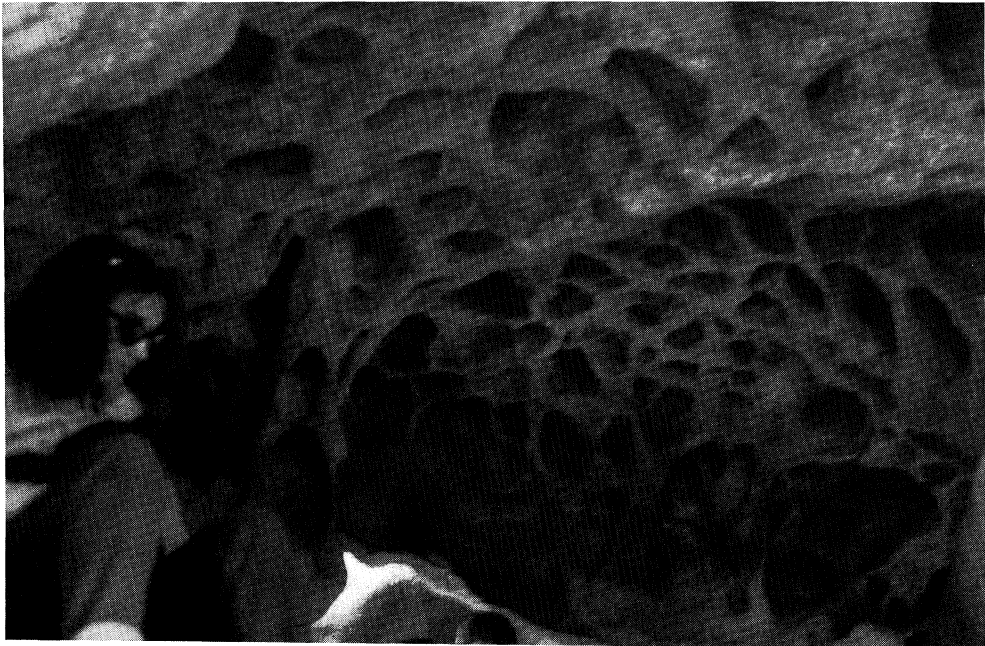
Fot. 12. Pila degradada a *forma plato* en Lobios, Mina de As Sombras.

Degraded gnamma in *Plate form* at Lobios (mina de As Sombras, Ourense).



Fot. 13. Pila degradada en *rosquilla rocosa*, en Lobios (Mina de As Sombras, Ourense).

Degraded gnamma in *rock doughnut* at Lobios (Mina de As Sombras, Ourense).



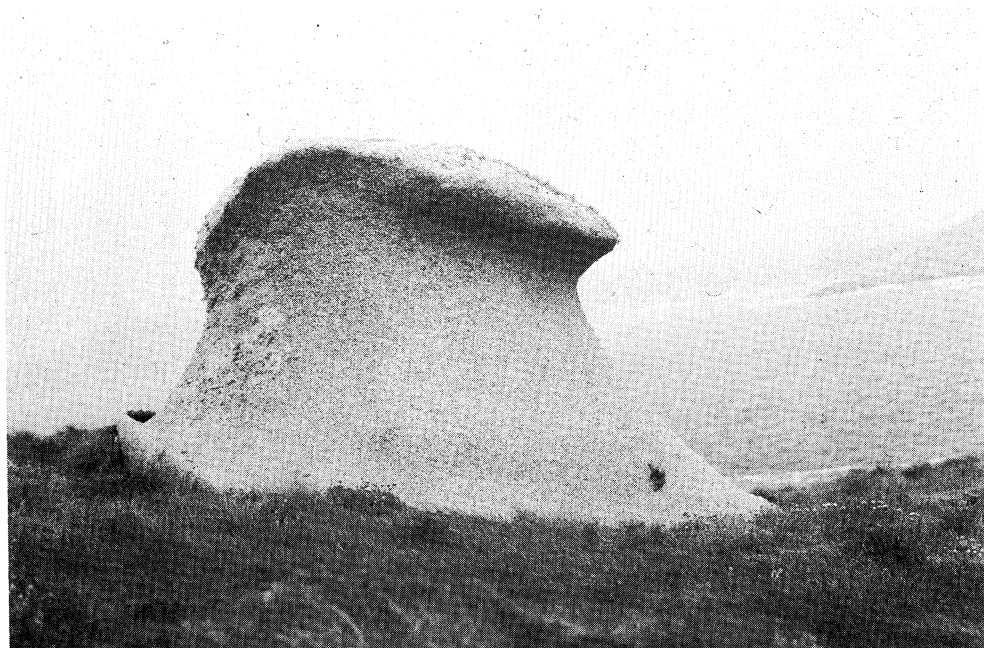
Fot. 14. Cachola con meteorización en colmena en Lézaro (A Coruña).

Tafone weathered in honeycomb mode at Lézaro (A Coruña).



Fot. 15. Bloque tafonizado con ventanas al exterior en Monte Louro (A Coruña).

Tafonized boulder with window openings at Monte Louro (A Coruña).



Fot. 16. Forma llama de pequeña talla en Cabo Vilaño (A Coruña).

Flared minor form at Cabo Vilaño (A Coruña).



Fot. 17. Forma pedestal en Lajes do Sino (Lobios, Mina de As Sombras, Ourense).

Pedestal or plinth rock at Lajes do Sino (Lobios, Mina de As Sombras, Ourense).



Fot. 18. Pseudo estratificación en O Rebordiño (Muros, A Coruña).

Pseudobedding at O Rebordiño (Muros, A Coruña).