



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín geológico y minero

VOLUMEN 106

Mayo - Junio 1995

NUMERO 3



BGM
ATT. BIBLIOTECA
RIOS ROSAS, 23

ISSN 0366 - 0176

Volumen 106
Número 3
Mayo-Junio 1995

boletín geológico y minero

1 OCT 1995



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

Geología	R. D. DALLMEYER, J. L. GARCIA-CASQUERO y C. QUESADA: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous complex (Ossa-Morena zone, SW Iberia)	3
	J. REY, L. REDONDO y R. AGUADO: Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Ubeda (provincia de Jaén)	15
	B. ABALOS: Aplicación de la Función de Auto-Correlación al Análisis Estructural de Medios Fisurados	19
Minería	M. C. MORO, M. GIL, M. L. CEMBRANOS, L. PEREZ DEL VILLAR y A. FERNANDEZ: Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España)	33
	L. GAVETE CORVINOS, J. GOMEZ DE LAS HERAS y S. FALCON DE ANDRES: Fundamentos del cálculo numérico del programa "Contsub" y su utilización en estudios de subsidencia minera	50
Aguas subterráneas	A. O. HERNANDEZ VALDES: Determinación de las propiedades hidrogeológicas equivalentes a un medio estratificado con régimen no lineal	59
Rocas industriales y ornamentales	M. POZO y J. CASAS: Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnésicas de Esquivias (Neógeno de la cuenca de Madrid)	65
Estudio de minerales y rocas	A. NAVARRO y O. PUCHE: Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid	83
Información	F. JAVIER AYALA CARCEDO: El significado científico y tecnológico de Manuel Fernández de Castro (1825-1895) cien años después	93

DIRECCION Y ADMINISTRACION
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléf./Fax (91) 349 57 62

INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.

Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE PORTADA

Herramientas de cantero
Cantera artesanal de Villavieja de Yeltes (Salamanca)

Foto: M. Lombardero

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

ISSN 0366-0176

NIPO 241-95-003-X

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016 -MADRID

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous complex (Ossa-Morena zone, SW Iberia).

Por R. D. DALLMEYER (*), J. L. GARCIA-CASQUERO (**) y C. QUESADA (***)

ABSTRACT

The Burguillos del Cerro Igneous Complex is an extensive, polyphase intrusive association exposed in central sectors of the Ossa-Morena Zone (southwestern Iberian Massif). It formed during three distinct intrusive phases which included: 1) emplacement of a relatively older, alkaline bimodal gabbroic-granite assemblage; 2) synorogenic intrusion of a calcalkaline dioritic association (concomitant with regional D_2 tectonothermal activity); and, 3) emplacement of dikes of peraluminous granite. No genetic linkages have been established between the three initial magma types. Amphibole concentrates from several lithologic elements of the Burguillos del Cerro Complex have been analyzed using incremental-release $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques. Results suggest crystallization of the diorite suite occurred at c. 335-340 Ma. Similar ages are recorded by amphibole within rocks of the gabbroic suite. These suggest either: 1) emplacement of the diorite suite effected complete rejuvenation of intracrystalline argon systems in minerals within the gabbroic suite; or, 2) the gabbroic suite was emplaced immediately prior to the diorite suite and both cooled together through argon closure temperatures. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages suggest that regional D_2 tectonothermal activity in this sector of the Ossa-Morena Zone occurred at c. 335-340 Ma (c. 40 Ma younger than D_1 deformation).

Key-words: Radiometric dating; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique; Burguillos del Cerro Igneous Complex; 2nd Hercynian deformation; Ossa-Morena Zone.

RESUMEN

El Complejo Igneo de Burguillos del Cerro representa una amplia asociación intrusiva polifásica, expuesta en sectores centrales de la Zona Ossa-Morena (Suroeste del Macizo Ibérico). Su formación tuvo lugar durante tres fases distintas de intrusión: 1) emplazamiento de un primer conjunto bimodal (gabro-granito) de naturaleza alcalina; 2) intrusión sinorogénica de una asociación diorítica calcoalcalina, simultáneamente a la segunda fase de deformación regional hercínica (D_2); y, 3) emplazamiento de diques de granitos peraluminicos. No parecen existir conexiones genéticas entre los tres tipos de magmas iniciales. Se han analizado concentrados de anfíbol correspondientes a varios tipos litológicos del Complejo de Burguillos del Cerro, mediante la técnica de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los resultados obtenidos sugieren que la cristalización de la asociación diorítica tuvo lugar hace 335-340 Ma. Resultados similares se han obtenido a partir de anfíboles separados de rocas pertenecientes a la asociación gabroica, hecho que puede interpretarse como: 1) rejuvenecimiento total de los sistemas intracrystalinos del argón contenido en minerales de la asociación gabroica como consecuencia del emplazamiento de la diorita; o, 2) intrusión de los gabros inmediatamente antes de la intrusión diorítica y enfriamiento simultáneo de ambos tipos de rocas por debajo de la temperatura de cierre de los anfíboles para el argón. Las edades obtenidas sugieren igualmente que la segunda fase de actividad orogénica hercínica en este sector de Ossa-Morena ocurrió hace 335-340 Ma (unos 40 Ma después de la primera fase de deformación regional).

Palabras clave: Datación absoluta; Técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Complejo Igneo de Burguillos del Cerro; 2ª fase deformación hercínica; Zona Ossa-Morena.

(*) Dpt. Geology; Univ. Georgia, Athens, GA 30602, USA.

(**) C.G.S., Corazón de María, 15, 28002 Madrid, Spain.

(***) ITGE, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain.

INTRODUCTION

The Burguillos del Cerro Igneous Complex crops out in central areas of the Olivenza-Monesterio Antiform (Alía, 1963), one of the major structures which build up the Ossa-Morena Zone (Lotze, 1945) of the Iberian Massif (westernmost extent of the European Hercynian Fold Belt; fig. 1).

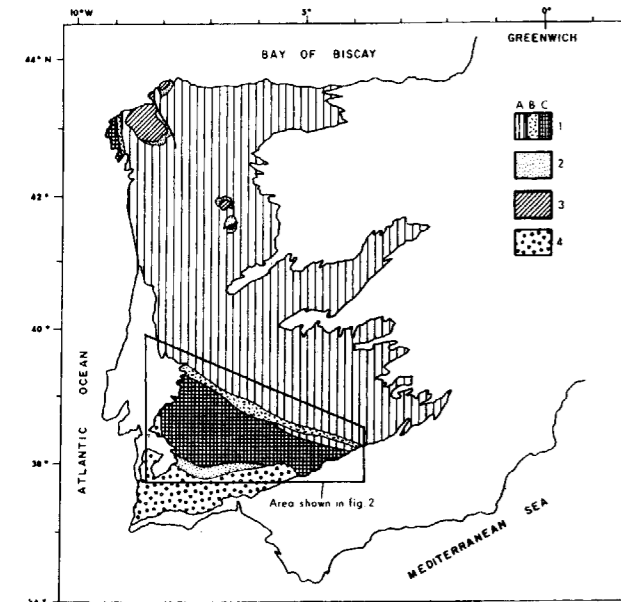


Figura 1. Tectonostratigraphic terrane map of the Iberian Massif: 1. Paleozoic Iberian Autochthon (A. Precambrian Iberian Autochthon; B. Cryptic Cadomian suture zone; C. Ossa-Morena Arc Terrane); 2. Paleozoic oceanic terranes; 3. Northwest Iberia continental allochthonous terranes; 4. South Portuguese terrane. Area of Figure 2 is outlined.

From a tectonostratigraphic terrane analysis point of view, the Iberian Massif is thought to consist of various palinspastically different units (Ribeiro et al., 1987; Quesada, 1991), including (fig. 1): a) a Paleozoic Iberian Autochthon terrane which makes most of it; b) an oceanic exotic terrane(s) (Paleozoic ophiolites) which occur both in northern and southern areas; and, c) continental suspected terranes, separated from the Iberian Autochthon through intervening ophiolitic units.

The Hercynian orogeny is held responsible for the assembly of all these units through a com-

plex convergence process involving initial subduction of oceanic lithosphere and subsequent continental collision (Ribeiro et al., 1990), both processes with a neat oblique (sinistral) component.

The Ossa-Morena Zone, into which the Burguillos del Cerro Igneous Complex was intruded, constitutes the southern imbricated margin of the Paleozoic Iberian Autochthon (Ribeiro et al., 1987) and is bounded at the south by the more or less cryptic Hercynian suture (Quesada et al., 1994). Its northern boundary is located along the Badajoz-Córdoba shear zone (Bladier & Laurent, 1974), a major intracontinental sinistral wrench zone which separates it from parautochthonous/autochthonous units of the Iberian Autochthon (Central Iberian Zone; Julivert et al., 1974; fig. 1). Hercynian deformation of the Ossa-Morena Zone and adjacent areas was largely dominated by a highly oblique strain regime during convergence. As a result, extremely heterogeneous, transpressional deformation is typical, mostly concentrated along both marginal belts (Hercynian suture and Badajoz-Córdoba shear zone). The final overall structural picture resembles a regional scale strike-slip duplex, flanked by marginal belts of concentrated transpressional deformation (fig. 2).

In this context, the Olivenza-Monesterio antiform represents a fault-bounded unit, with a roughly sigmoidal geometry (fig. 2), which merges with the northern high-strain belt (Badajoz-Córdoba shear zone) in its northwestern extremity and with the Hercynian suture zone in the southeast.

Paleozoic magmatism in this part of the Iberian Massif corresponds to two major types: 1) early Paleozoic, rift-related magmatism and, 2) late Paleozoic, syn-orogenic magmatic activity. At least in part, the Burguillos del Cerro Igneous Complex very closely represents the type of syn-orogenic magmatic activity recorded in this part of the Iberian Hercynides.

The Burguillos del Cerro Igneous Complex

The Burguillos del Cerro Igneous Complex is a poly-intrusive, polytypic body made up of a wi-

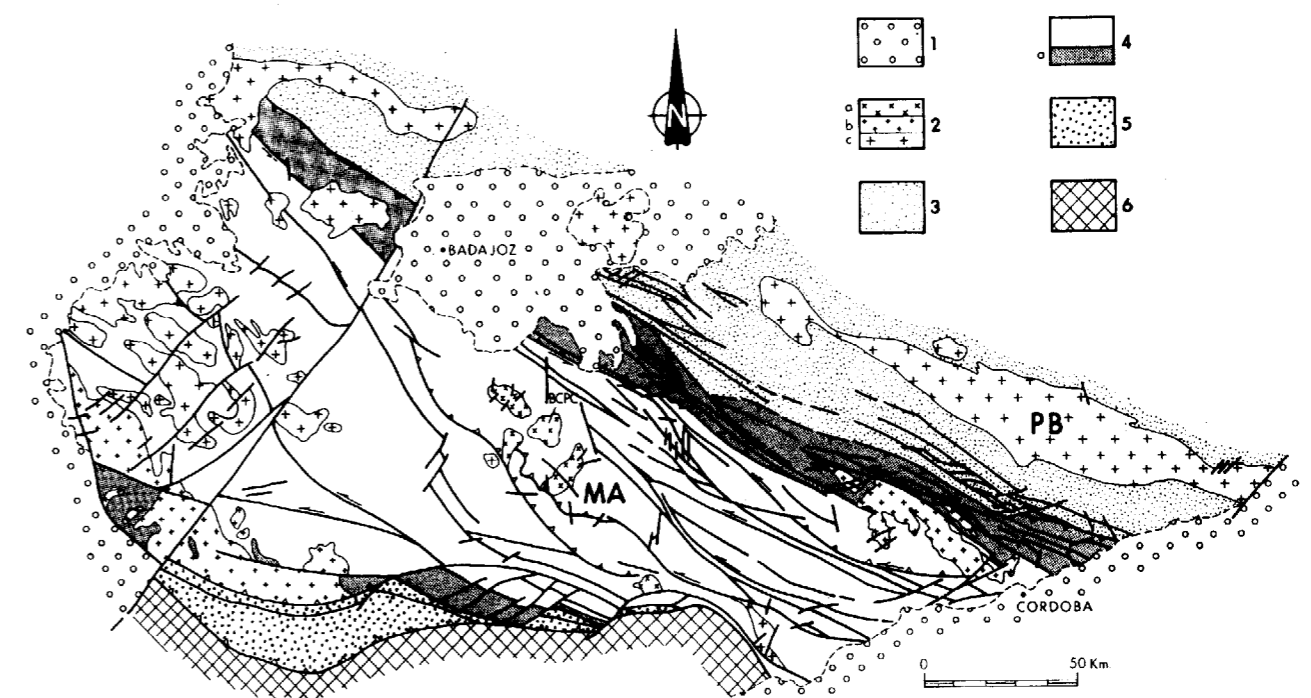


Figura 2. Simplified structural map of the Ossa-Morena Zone and adjacent areas: 1. Tertiary Cover; 2. Late Paleozoic plutonic rocks (a: calcalkaline, subduction related); b: bimodal, transtensional; c: post-collisional, peraluminous); 3. Central Iberian Zone; 4. Ossa-Morena Zone (a: marginal transpressionally uplifted belts exposing lower crustal segments); 5. Oceanic terranes; 6. South Portuguese Terrane. MA: Monesterio Antiform; B.C.P.C.: Burguillos del Cerro Complex. P.B.: Pedroches Batholith.

de variety of magmatic rocks: harzburgites, several kinds of gabbros, diorites, quartzdiorites and monzonites, alkaline granitoids and peraluminous granitoids.

The Burguillos del Cerro Igneous Complex is intrusive into anchimetamorphic early Cambrian sedimentary formations in the northern part, and into greenschist grade late Proterozoic successions in the south (Muelas et al., 1977; Odriozola et al., 1983). A contact metamorphic aureole with an average width of c. 1 km was developed all around the pluton, reaching the pyroxene hornfels facies (Winkler, 1976) within the innermost few metres of the aureole. Interestingly, numerous lower Cambrian carbonate septa occur as enclaves of various sizes (up to 1.5 km long), parallel to the contact, within the outermost rim of the intrusive complex, suggesting the existence of a mechanism of cauldron subsidence some time during the intrusive process. All these features collectively indicate a

very shallow crustal emplacement of the Burguillos del Cerro Complex.

Four different lithological associations may be distinguished on the basis of their respective geochemical, mineralogical and textural characteristics (García-Casquero, 1991; Pons, 1982):

- 1.- A gabbroic association of alkaline affinities including some mantelic xenoliths.
- 2.- A peralkaline association of acidic rocks (mainly granites).
- 3.- A dioritic association intrusive in both gabbroic and alkaline associations.
- 4.- An association of late granitic dikes, with intermediate S and I characteristics.

The two first associations represent a bimodal gabbro/granite suite which resembles very much that of many alkaline ring complexes in anorogenic environments (Bonin, 1986). The ot-

her two, intrusive in the former, show, respectively, features which are by no means genetically related to the alkaline rocks according to their respective textural, mineralogical and chemical characteristics (García-Casquero, 1991). As a consequence, the Burguillos del Cerro Complex may be regarded as a magmatic megabreccia cemented by the rocks of the dioritic association, and finally segmented by the late granitic dikes (fig. 3).

with structures developed during the second Hercynian deformation event (D_2) which affects the country rocks of the Burguillos del Cerro Igneous Complex (Pons, 1982; García-Casquero, 1991). This structural consistency is taken as evidence supporting a syn-kinematic emplacement of the diorites (syn- D_2).

The interest in dating the Burguillos del Cerro Complex is therefore twofold: firstly, knowing the age of crystallization and/or cooling of the ig-

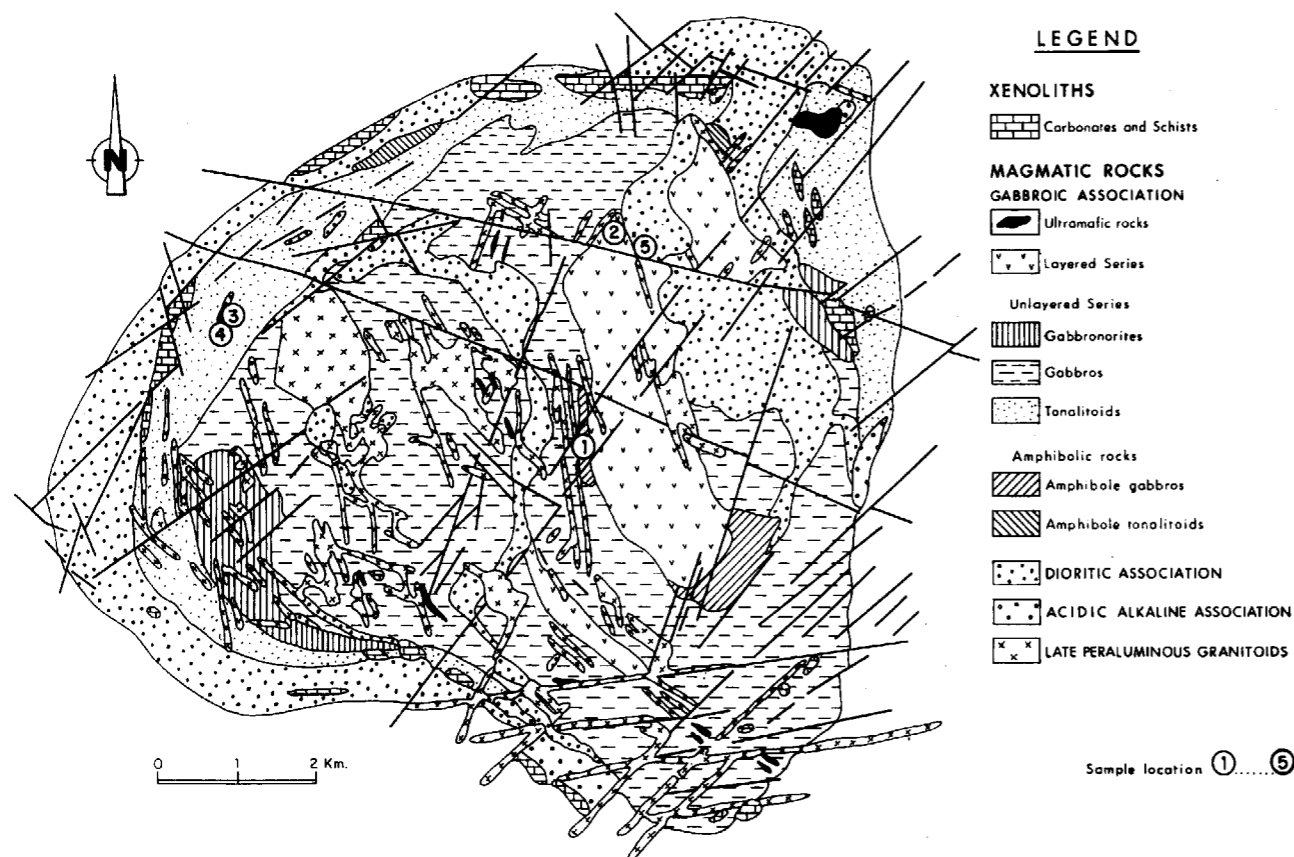


Fig. 3.- Simplified geological map of the Burguillos del Cerro Igneous Complex (modified after García Casquero, 1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sample localities are indicated (1-5).

The early alkaline bimodal rocks as well as the late granitic dike rocks generally exhibit an isotropic, unfoliated fabric. Conversely, the rocks of the dioritic association show a prominent plano-linear magmatic fabric parallel to the intrusive contacts. This fabric has been demonstrated to be geometrically and kinematically consistent

neous rocks; and, secondly, dating D_2 in this part of the Ossa-Morena Zone.

Only amphibole-rich rocks have been used in the geochronological study referred to herein. For this reason, the following description will be restricted to the corresponding gabbroic and dioritic associations.

The rocks belonging to the gabbroic association can be classified into four different groups:

- 1.- mantelic xenoliths
- 2.- a layered unit
- 3.- a non layered unit
- 4.- a group of amphibolic-locally transformed rocks

All these rocks show strong textural, mineralogical and chemical differences, due in part to the transformations induced by the dioritic intrusion. These are most important in groups 3 and 4. However, except for the mantelic xenoliths (mainly Cr-pargasite bearing harzburgites) which are not linked through crystal fractionation processes to the rest of gabbroic types; these share significant common features evidencing their mutual genetic relationships. In general, the main mineralogical feature is the presence of a type of pargasitic oikocrysts, developed upon all other minerals existing in the rocks (mainly olivine, salitic pyroxene, hypersthene, and bytownite). The chemical signature of the least altered rocks is determined by variations in Fe-Ti-K and S. This latter element is very abundant in the entire gabbroic association, with an average content higher than 0.1%. From a textural point of view, two main aspects, variably affecting the entire set of gabbroic rocks, may be considered: a) existence of several generations of the same mineral assemblages, which in part may be interpreted as the result of various replenishment events of the magma chamber, and in part may be also due to subsequent transformations; and, b) an almost generalized growth of late poikilitic phases.

The dioritic association in turn is much more homogeneous and comprises diorites, quartzdiorites and granodiorites. These are linked through a typical calcalkaline evolutionary trend. Evidence of assimilation of and contamination by pre-existing gabbroic and alkaline granite rocks is locally seen. Mineralogically they are characterized by a plagioclase + biotite +/- clinopyroxene (absent in the most differentiated granodiorites) mineral assemblage. Amphibole is of limited occurrence, being restricted to actinolite/green hornblende crystals growing after pyroxene late in the crystallization history of the-

se rocks. A plano/linear fabric, parallel to the intrusive contacts, is defined by biotite, amphibole and plagioclase, suggesting syn-tectonic emplacement of this group of rocks.

Sample description

Four amphibole concentrates have been analyzed from rock samples coming from various facies belonging to the gabbroic association (Samples 1-4) and another from a sample of the dioritic association (Sample 5). Sample location is shown on figure 3. Other samples collected within the Burguillos Plutonic Complex were not finally analyzed provided the similar results obtained from those presented herein.

Selected rocks were chosen following criteria based mainly on their availability to separate and purify amphibole (since although amphibole is very abundant in the gabbroic association, it shows frequently a poikilitic character), and on their diversity, trying to comprise the typological spectrum of the amphiboles in the gabbroic and dioritic associations.

Sample 1

This is an amphibole bearing gabbro. Essential minerals are clinopyroxene, plagioclase and pargasitic amphibole. There are some indetermined opaque minerals. Two different generations of plagioclase can be identified. The first is in polygonal domains in equilibrium with clinopyroxene. The second generation tends to enclose rests of previous plagioclase and clinopyroxene. The amphibole appears as polycrystalline aggregates of subhedral, poikilitic individuals with tiny surfaces and triple junctions.

Sample 2

This is also an amphibole bearing gabbro. Essential minerals are plagioclase, biotite, amphibole and clinopyroxene. Accessory minerals are titanite, apatite and some opaques. It is slightly retrograded with prehnite and products of uranization. There are two different generations of plagioclase and clinopyroxene. The last genera-

tion of plagioclase shows polygonal individuals. Amphibole and biotite are very late poikilitic minerals. This rock, in the contact with the dioritic intrusives, appears to be strongly transformed during the dioritic intrusion.

Samples 3 and 4

These are strongly transformed quartzmonzodiorites of the gabbroic association. Essential minerals are plagioclase, amphibole, biotite, k-feldspar and quartz. Accessory minerals are titanite, apatite, opaques and some relics of clinopyroxene. They are fine-grained rocks, with pegmatoidic differentiates. K-feldspar and quartz are intercrystalline minerals around aggregates of plagioclase, biotite and hornblende. Accessory minerals are very abundant.

Sample 5

This is a diorite. Essential minerals are plagioclase, clinopyroxene, amphibole and biotite. Quartz, apatite, titanite and indetermined opaques are accessory minerals. Secondary minerals are prehnite and products of saussuritization and uralitization. It is a faneritic rock, with a "protoclastic texture": there is a weak orientation of plagioclases, amphiboles and biotites, and also an incipient deformation and recovery of these minerals, evidencing a syn-deformation intrusion.

Analytical Methods

The techniques used during $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses followed those described in detail by Dallmeyer and Keppie (1987) or Dallmeyer and Gil-Ibarguchi (1990). Optically pure (> 99%) mineral concentrates were wrapped in aluminum-foil packets, encapsulated in sealed quartz vials, and irradiated in either the U.S. Geological Survey TRIGA reactor (1, 3 and 4) or the H-5 position of the Ford Reactor at the University of Michigan (2 and 5). Variations in the flux of neutrons along the length of the irradiation assembly were monitored with several mineral standards (including MMhb-1: Alexander et al., 1978). Samples were incrementally heated until fusion. Measu-

red isotopic ratios were corrected for total system blanks and the effects of mass discrimination. Interfering isotopes produced during irradiation were corrected using the factor reported by Dalrymple et al., (1981) for the TRIGA reactor or Harrison and Fitzgerald (1986) for the Ford Reactor. Apparent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages were calculated from the corrected isotopic ratios using the decay constants and isotopic abundance ratios listed by Steiger and Jäger (1977).

Intralaboratory uncertainties are reported and have been calculated by statistical propagation of uncertainties associated with measurement of each isotopic ratio (at two standard deviations of the mean) through the age equation. Interlaboratory uncertainties are c. +/- 1.25-1.5% of the quoted age. Total-gas ages have been computed for each sample by appropriate weighting of the age and percent ^{39}Ar released within each temperature increment. A "plateau" is considered to be defined if the ages recorded by two or more contiguous gas fractions (with similar apparent K/Ca ratios) each representing > 4% of the total ^{39}Ar evolved (and together constituting > 50% of the total quantity of ^{39}Ar evolved) are mutually similar within a +/- 1% intralaboratory uncertainty. Analysis of the MMhb-1 monitor indicates that apparent K/Ca ratios may be calculated through the relationship $0.518 (+/- 0.005) \times ^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ corrected (TRIGA reactor) or $0.505 (+/- 0.003) \times ^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ corrected (Ford Reactor).

Results

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data are listed in Tables 1 and 2, and are portrayed as age spectra in Figures 4 and 5. Apparent K/Ca ratios are relatively small and display considerable intrasample variations in the hornblende analyses. Considerable intrasample variations in apparent age are displayed by most gas fractions evolved from the hornblende concentrates at low experimental temperatures. These are matched by fluctuations in apparent K/Ca ratios which suggest experimental evolution of argon from compositionally distinct, and relatively non-retentive, phases. These could be represented by: (1) very minor, optically undetectable mineralogical contaminants in the amphibole concentrates; (2) petrographically unresolvable exsolution or compositional

Table 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data for incremental heating experiments on hornblende concentrates from the Burguillos Del Cerro Complex, southwest Iberia.

Release temp (°C)	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})^*$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})^*$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})^c$	^{39}Ar % of total	% ^{40}Ar non-atmos. ⁺	$^{36}\text{Ar}/\text{Ca}$ %	Apparent Age (Ma)**	
Gabbroic Association								
Sample 1: J = 0.009371								
600	358.89	1.06157	11.136	0.29	12.84	0.29	651.3 ± 61.2	
750	103.16	0.27289	10.238	0.13	22.62	1.02	358.9 ± 31.4	
820	55.96	0.10279	13.211	0.31	47.61	3.50	405.1 ± 10.2	
840	30.99	0.02547	7.711	0.43	77.69	8.23	368.5 ± 7.1	
860	25.56	0.01537	5.946	0.43	84.08	10.53	332.2 ± 5.3	
880	24.04	0.00650	4.861	2.50	93.61	20.33	346.2 ± 2.1	
895	23.27	0.00385	4.433	5.48	96.62	31.34	345.7 ± 2.0	
910	22.92	0.00349	4.315	14.67	96.98	33.58	342.2 ± 1.1	
920	22.73	0.00304	4.291	19.14	97.54	38.42	341.3 ± 1.0	
935	22.60	0.00265	4.282	13.99	98.03	43.94	341.1 ± 1.0	
950	22.60	0.00255	4.295	14.92	98.17	45.80	641.6 ± 1.2	
970	22.72	0.00228	4.332	9.28	98.54	51.67	344.3 ± 1.1	
995	23.05	0.00404	4.430	7.32	96.35	29.86	341.9 ± 1.8	
1040	23.38	0.00532	4.603	5.54	94.84	23.55	341.4 ± 2.3	
Fusion	23.34	0.00455	4.710	5.58	95.84	28.18	344.3 ± 2.1	
Total	24.09	0.00715	4.447	100.00	96.60	37.44	343.5 ± 1.8	
Total without 600-880°C					95.92		342.2 ± 1.3	
Sample 2: J = 0.010011								
625	34.61	0.05067	3.162	1.73	57.46	1.70	328.1 ± 7.4	
725	24.20	0.01246	2.249	1.28	85.51	4.91	340.0 ± 13.7	
800	27.02	0.02081	6.620	1.03	79.19	8.65	351.5 ± 16.1	
825	26.19	0.02091	12.690	0.96	80.28	16.51	347.1 ± 11.3	
845	23.61	0.01269	13.765	1.35	88.77	29.49	346.4 ± 9.3	
860	22.61	0.01112	10.738	1.77	89.26	26.26	334.0 ± 7.7	
875	22.13	0.00749	8.365	3.72	93.02	30.40	339.6 ± 3.1	
885	21.59	0.00560	7.845	7.38	95.23	38.10	339.2 ± 1.6	
895	21.18	0.00445	7.426	7.33	96.58	45.38	337.4 ± 3.5	
905	20.92	0.00357	7.096	10.78	97.65	54.01	337.0 ± 1.8	
920	20.74	0.00294	6.751	14.53	98.40	62.44	336.7 ± 2.0	
940	20.65	0.00298	6.466	15.73	98.22	58.99	334.6 ± 1.0	
960	20.68	0.00274	6.308	15.24	98.51	62.60	336.0 ± 1.3	
980	20.80	0.00288	6.921	8.98	98.55	65.34	338.0 ± 2.1	
1010	20.61	0.00447	10.339	3.46	97.60	62.95	332.9 ± 3.9	
1050	20.39	0.00390	13.257	2.52	99.54	92.44	336.3 ± 6.4	
Fusion	21.01	0.01270	35.085	2.23	95.53	75.12	337.1 ± 6.9	
Total	21.35	0.00533	7.902	100.00	96.15	54.23	336.8 ± 2.6	
Total without 625-875°C 1010-1050°C, and fusion					79.96		336.6 ± 1.6	

Sample 3: J = 0.009372

700	75.50	0.18058	3.404	2.98	29.68	0.51	344.5 ± 16.1
800	32.24	0.03742	2.374	2.66	66.27	1.73	329.6 ± 3.1
850	34.47	0.04042	8.313	1.96	67.27	5.59	356.4 ± 5.2
875	32.91	0.03490	13.437	2.87	71.93	10.47	364.3 ± 3.5
895	26.93	0.01820	11.682	6.27	83.49	17.46	347.2 ± 3.0
905	24.63	0.01266	10.472	7.71	88.20	22.49	336.2 ± 2.9
915	23.66	0.00916	9.839	10.49	91.88	29.22	336.3 ± 1.6
925	22.88	0.00719	9.317	12.57	93.96	35.24	332.8 ± 2.3
935	22.50	0.00429	8.710	12.27	97.45	55.25	338.9 ± 2.2
950	22.32	0.00494	7.877	10.36	96.27	43.37	332.5 ± 2.0
970	22.21	0.00407	7.272	6.24	97.19	48.59	333.8 ± 1.7
1000	22.37	0.00399	7.305	8.07	97.33	49.78	336.4 ± 1.2
1040	22.78	0.00560	9.197	11.88	95.95	44.67	337.9 ± 0.9
Fusion	22.93	0.00544	9.035	3.68	96.14	45.20	340.5 ± 1.6

Total 25.49 0.01463 8.808 100.00 90.29 36.09 337.9 ± 2.5

Total without 700-895°C and fusion 79.59 335.7 ± 1.8

Sample 4: J = 0.009791

700	75.70	0.17489	2.656	2.08	32.01	0.41	384.6 ± 8.4
800	32.67	0.03919	4.020	1.77	65.52	2.79	344.0 ± 4.2
850	36.67	0.05206	11.824	1.56	60.62	6.18	357.6 ± 4.6
880	27.66	0.02378	12.136	3.07	78.09	13.88	348.5 ± 1.9
900	22.46	0.00967	10.549	12.00	91.03	29.69	331.2 ± 0.7
910	21.28	0.00566	9.578	18.82	95.73	46.02	329.9 ± 0.8
920	20.94	0.00431	8.507	15.94	97.15	53.66	329.3 ± 0.5
930	20.74	0.00349	7.441	11.03	97.88	58.02	328.4 ± 1.1
940	20.65	0.00346	6.360	8.19	97.50	50.00	625.8 ± 0.9
955	20.64	0.00234	5.645	7.62	98.82	65.61	329.4 ± 0.6
975	20.59	0.00254	5.369	6.85	98.42	57.52	327.5 ± 1.0
1005	20.91	0.00340	6.159	7.39	97.53	49.23	329.6 ± 0.9
1040	22.24	0.00687	8.978	2.38	94.09	35.54	337.9 ± 3.1
Fusion	22.24	0.00537	7.625	1.30	95.60	38.64	342.6 ± 3.6

Total 22.94 0.01030 8.015 100.00 93.33 45.77 332.0 ± 1.1

Total without 700-880°C, 1040°C and fusion 87.83 329.1 ± 0.7

Dioritic Association

Sample 5: J = 0.009913

625	105.90	0.24605	6.215	0.39	31.81	0.69	521.5 ± 31.4
725	38.82	0.05373	3.882	0.39	59.89	1.96	374.9 ± 20.1
825	34.75	0.03765	8.113	0.44	69.84	5.86	390.6 ± 16.4
855	28.10	0.01804	9.607	0.48	83.75	14.48	380.3 ± 11.1
875	23.20	0.00929	6.433	1.43	90.37	18.83	341.8 ± 3.7
890	21.48	0.00350	5.030	5.98	97.04	39.10	339.8 ± 2.5
905	21.11	0.00281	4.682	11.58	97.82	45.33	336.8 ± 1.8
915	20.98	0.00216	4.616	11.81	98.70	58.10	337.6 ± 1.1
925	20.90	0.00220	4.609	12.05	98.63	57.00	336.3 ± 1.4
940	20.87	0.00184	4.616	15.63	99.14	68.23	337.5 ± 1.2
955	20.87	0.00170	4.621	15.68	99.34	73.85	338.1 ± 1.3
975	20.88	0.00182	4.701	11.40	99.21	70.26	337.7 ± 1.4
1000	20.95	0.00223	5.243	6.26	98.84	63.94	337.7 ± 3.0
1040	21.14	0.00386	8.313	3.15	97.74	58.58	337.7 ± 2.3
Fusion	21.68	0.00685	14.959	3.33	96.18	59.36	341.8 ± 2.9

Total 21.53 0.00387 5.227 100.00 97.88 59.77 339.0 ± 1.8

Total without 625-875°C, 1040°C, and fusion 90.40 337.5 ± 1.3

* measured.

^c corrected for post-irradiation decay of ³⁷Ar (35.1 day 1/2-life).

$$+ [^{40}\text{Ar}_{\text{tot.}} - (^{36}\text{Ar}_{\text{atmos.}}) (295.5)] / ^{40}\text{Ar}_{\text{tot.}}$$

** calculated using correction factors of Dalrymple et al. (1981); two sigma, intralaboratory errors.

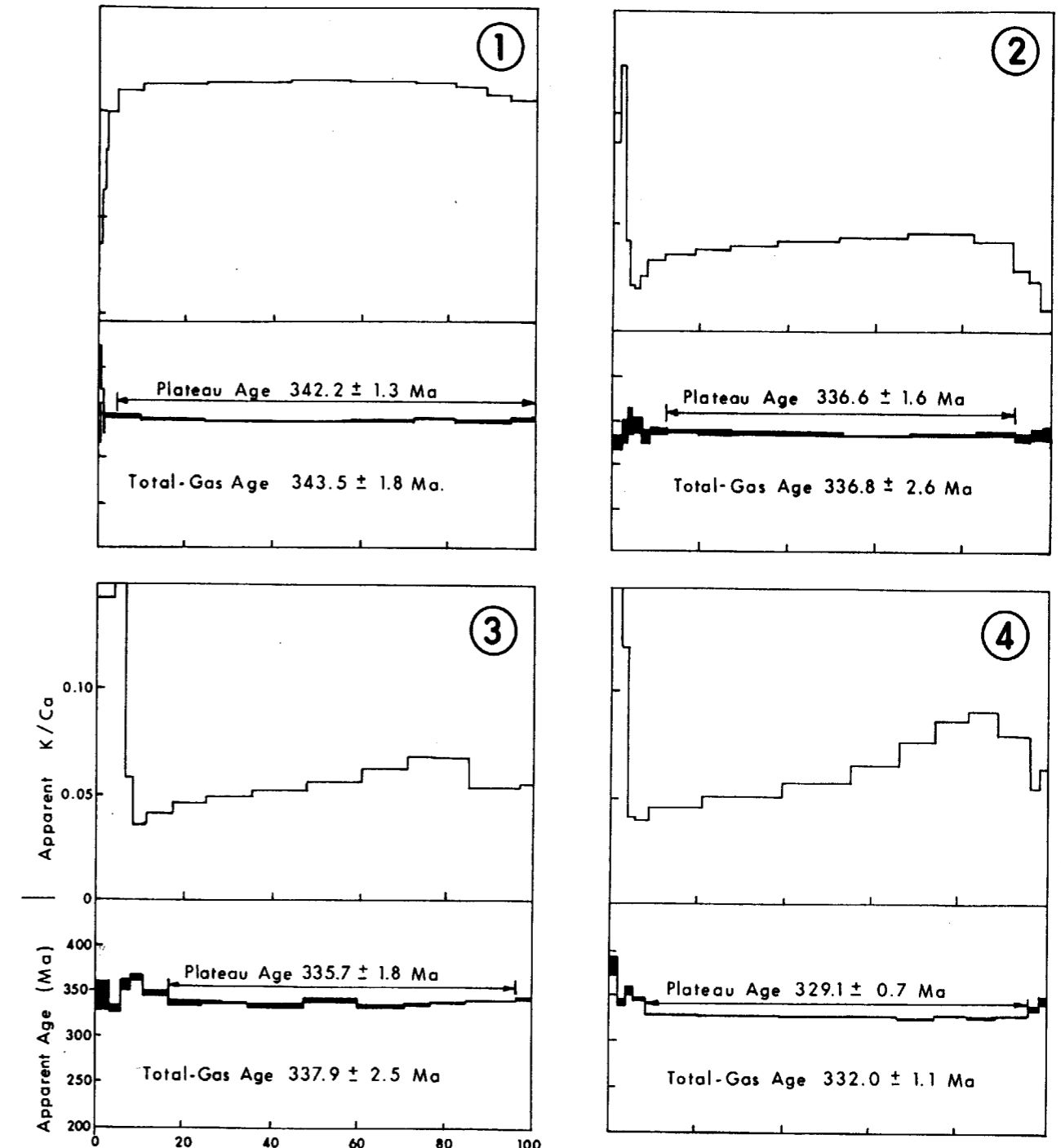


Fig. 4.- ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and apparent K/Ca spectra of amphibole concentrates from samples of the gabbroic association. Two-sigma, intralaboratory uncertainties indicated by vertical width of bars. Experimental temperatures of argon evolution increase from left to right. Total-gas or plateau ages (plateau increments outlined by arrows) listed on each spectrum.

Table 2. ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar isotope correlations from incremental heating experiments on hornblende concentrates from the Burguillos Del Cerro Complex, southwest Iberia.

Sample	Isotope Correlation Age (Ma)*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar Intercept**	MSWD	Increments Included†	% of Total ³⁹ Ar	Calculated ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Plateau Age (Ma)
Gabbroic Association						
1	339.9 ± 1.6	352.4 ± 16.9	1.4	895-fusion	95.92	342.2 ± 1.3
2	332.1 ± 1.3	424.9 ± 21.2	2.0	885-980	79.96	336.6 ± 1.6
3	334.5 ± 1.1	304.9 ± 12.2	2.1	905-1040	79.59	335.7 ± 1.8
4	327.2 ± 0.8	315.6 ± 8.6	1.9	900-1005	87.83	329.1 ± 1.6
Dioritic Association						
5	336.7 ± 0.9	301.1 ± 3.6	1.2	890-1000	90.40	337.5 ± 1.3

Calculated using the inverse abscissa intercept (⁴⁰Ar/³⁹Ar ratio) in the age equation.

* Inverse ordinate intercept.

** Table 1.

°C.

zonation within constituent amphibole grains; (3) minor chloritic replacement of amphibole; and/or, (4) intracrystalline inclusions. Most intermediate - and high-temperature gas fractions evolved from the hornblende concentrates are characterized by generally similar intrasample apparent K/Ca ratios. This suggests experimental evolution of argon occurred from compositionally uniform populations of intracrystalline sites.

The five amphibole concentrates record similar intermediate and high temperature intrasample ages which define plateaux ranging between c. 329 Ma (4) and 342 Ma (1). ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar isotope correlations (Table 2) of the plateau data are well defined (MSWD < 2.0), with inverse ordinate intercepts ranging between c. 305 (3) and 424 (2). These are not significantly larger than the ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio in the present day atmosphere, and suggest no significant intracrystalline contamination with extraneous ("excess") argon components. Using the inverse abscissa intercepts (⁴⁰Ar/³⁹Ar) in the age equation yields plateau isotope correlation ages between c. 327 Ma (4) and 340 Ma (1). Because cal-

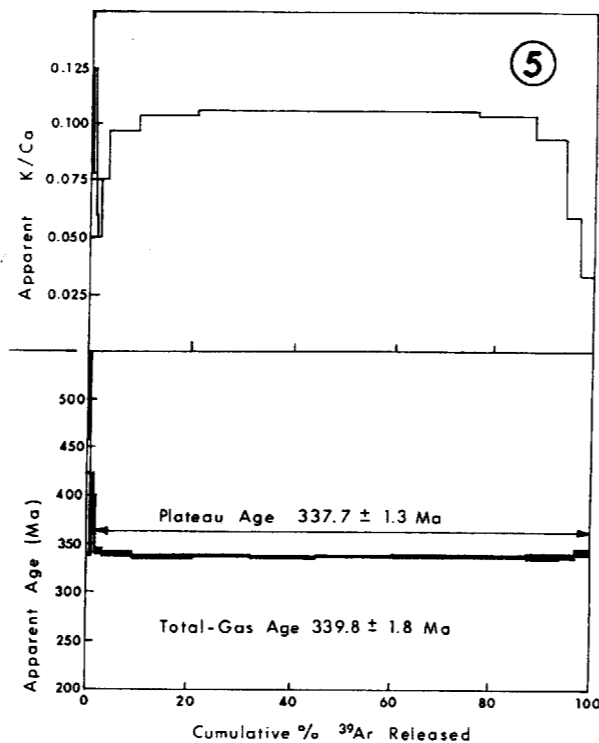


Fig. 5.- ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and apparent K/Ca spectrum of an amphibole concentrate from a sample (5) of the dioritic association. Data Plotted as in Figure 4.

ulation of isotope correlation ages does not require assumption of ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratios they are generally considered geologically more significant than plateau ages directly calculated from the analytical data. The c. 327-340 Ma isotope correlation ages recorded by amphibole concentrates from the BCIC are interpreted to date the last cooling through temperatures required for intracrystalline retention of radiogenic argon. Harrison (1981) suggested that temperatures of c. 500 +/- 25°C are appropriate for hornblende argon retention at cooling rates likely to characterize most geologic settings.

Geologic significance

⁴⁰Ar/³⁹Ar results from the diorite rock sample suggest post-magmatic cooling through c. 500°C occurred at c. 330-340 Ma. In view of the relatively shallow crustal depths suggested for emplacement, it is likely that this cooling occurred immediately after magma consolidation. Therefore, the ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages are likely to closely date pluton emplacement. Because intrusion of the dioritic suite appears to have occurred during D₂ tectonothermal activity, the ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages constrain the age of the second phase of Hercynian deformation which affected this sector of the Ossa-Morena Zone. The c. 330-340 Ma constraint is c. 40 Ma younger than cooling ages associated with D₁ tectonothermal activity in the Monesterio Antiform (Dallmeyer & Quesada, 1992).

Interpretation of ⁴⁰Ar/³⁹Ar results from the gabbroic suite is ambiguous. On the basis of geochemical and petrological similarities, García Casquero (1991) correlated alkaline gabbroic rocks and associated peralkaline granites of the BCIC with early Paleozoic (Cambrian-Ordovician), rift-related bimodal igneous rocks which occur elsewhere in the Ossa-Morena Zone (Priem et al., 1970; Lancelot and Allegret, 1982; García Casquero et al., 1985; Galindo et al., 1987). This correlation requires that a thermal field in excess of c. 500°C affected the entire BCIC in the early Carboniferous. This thermal event could have been associated with emplacement of the dioritic association which represents the last volumetrically significant component of the BCIC. The corresponding thermal anomaly

must have been sufficiently intense to completely rejuvenate intracrystalline argon systems within amphibole in rocks of the older gabbroic association.

The possibility that the gabbroic suite were emplaced immediately prior to the diorite suite, and that both experienced a similar chronology of post-magmatic cooling through c. 500°C, appears as a very unlikely one. First, there is no field and petrographic evidence for magma mixing or mingling between both types of rocks; instead, mutual contacts suggest emplacement of the diorites into fully crystallized gabbros. Second, the compositions of gabbros and diorites require different sources of the respective parental magmas, and probably different tectonic environments as well. In conclusion, the older gabbroic association of the BCIC may be considered as yet undated.

Acknowledgements

This research was, in part, supported by a grant (EAR-8720322) from the Crustal Structure and Tectonics Program of the U.S. National Science Foundation to R.D.D. J.L.G.C. was partly supported by the ITGE and partly by the Fullbright Institution. This work represents a contribution of C.Q. and J.L.G.C. to Project GEO89-0600-C03-03 of the Spanish C.I.C.Y.T.

REFERENCES

ALEXANDER, E.C. Jr.; MICHELSON, G.M.; LANPHERE, M.A. (1978): A new ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard. In: Zartman, R.E. (ed.): *Short papers of the fourth international conference on geochronology, cosmochronology and isotope geology*. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 78-701: 6-8.

ALÍA, M. (1963): Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 20: 247-262.

BLADIER, V.; LAURENT, P. (1974): Etude d'un décrochement profond syn-métamorphique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème Reun. Ann. Sci. de la Terre*, Nancy, France, p. 52.

BONIN, B., (1986): Ring Complex Granites and Orogenic Magmatism. *Studies in Geology, North Oxford Acad. Publ.*, 188 p.

DALLMEYER, R.D.; GIL IBARGUCHI, J.I. (1990): Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais Allochthon (Portugal): implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *J. Geol. Soc., London*, 147: 873-878.

DALLMEYER, R.D.; KEPPIE, J.D. (1987): Polyphase late Paleozoic tectonothermal evolution of the southwestern Meguma Terrane. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 1242-1254.

DALLMEYER, R.D.; QUESADA, C. (1992): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.

DALRYMPLE, G.B.; ALEXANDER, E.C.; LANPHERE, M.A.; KRAKER, G.P., 1981. Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1176: 1-55.

GALINDO, C.; CASQUET, C.; PORTUGAL FERREIRA, M.; MACEDO, C.A.R. (1987): Geocronología del Complejo Plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB). (Badajoz, España). In Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M.; Rodríguez Alonso, M.D. (eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Madrid, Ed. Rueda, 385-392.

GARCÍA CASQUERO, J. L. (1991): El complejo plutónico de Burguillos del Cerro (Badajoz). Un Macizo Político y Polintrusivo en la Cadena Hercínica Ibérica. *Ph. D. Thesis Univ. Salamanca*, 376 p.

GARCÍA CASQUERO, J. L., BOELRIJK, N. A. I. M.; CHACON, J.; PRIEM, H. N. A. (1985): Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rund.*, 74: 379-384.

HARRISON, T.M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral Petrol.*, 78: 324-331.

HARRISON, T.M.; FITZGERALD, J.D. (1986): Exsolution in hornblende and its consequences for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and closure temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 247-253.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. N. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. *I.G.M.E.*, 113 p.

LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. (1982): Radiochronologie U/Pb de l'ortogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo,

Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale: *N. Jb. Miner. Monath.*, 9: 385-394.

LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.

MUELAS, A.; SOUBRIER, J.; HERNANDEZ, J. L. (1977): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Sheet nº 853: Burguillos del Cerro, *I.G.M.E.*, 57 p.

ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; VARGAS, I.; QUESADA, C.; CUETO, L. A. (1983): Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Sheet nº 854: Zafra, *I.G.M.E.*, 57 p.

PONS, J. (1982): Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). *Ph. D. Thesis Univ. Toulouse*, 451 p.

PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. T. (1970): Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclog. Geol. Helv.*, 63: 255-274.

QUESADA, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.

QUESADA, C.; FONSECA, P. E.; MUNHA, J.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A. (1994): The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.*, 105: 3-49.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER, R. D. (1987): Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Foldbelt. *Conf. on deformation and Plate Tectonics*, Gijón, Spain, Abstracts and Programs, 60-61.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER, R. D. (1990): Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In Dallmeyer, R.D.; Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, 397-410.

STEIGER, R.H.; JAGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.

WINKLER, H. G. F. (1976): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4th Ed, Springer-Verlag, 334 p.

Original recibido: Enero de 1995.

Original aceptado: Abril de 1995.

Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Ubeda (provincia de Jaén).

Por J. REY (*), L. REDONDO (**) y R. AGUADO (*)

RESUMEN

En las proximidades de Ubeda se ha constatado, tanto en superficie como en subsuelo, la presencia de materiales del Tortoniense inferior. Se trata de arenas silíceas y margas de colores muy variados, que presentan unas potencias entre 0 y 50 m. Estas litologías, consideradas hasta la fecha como del Cretácico, rellenarían pequeñas cubetas diferenciadas en el *foreland basin* de las Cordilleras Béticas.

Palabras clave: Control tectónico, Tortoniense inferior, Ubeda.

ABSTRACT

In the proximities of Ubeda, the presence of materials corresponding to the lower Tortonian have been verified in outcrop as well as in the subsurface. These materials are siliceous sands and marls with variable colours that present a thickness up to 50 m. These lithologies, until the present considered so far as Cretaceous, filled small individual basins within the *foreland basin* of the Betic Cordillera.

Key words: Tectonic control, lower Tortonian, Ubeda.

1. - INTRODUCCION

Las Cordilleras Béticas, situadas en el sureste de la Península Ibérica, constituyen un importante orógeno alpino. En ellas, el estudio de los materiales sinorogénicos ha sido un tema clásicamente muy debatido (véase por ejemplo VERA, 1988). En este sentido, recientemente se han publicado algunos trabajos en los que se describen rellenos neógenos relacionados con el *foreland basin* (MARIN SENAN, 1988; ROLDAN GARCIA y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1991; SANZ DE

GALDEANO y VERA, 1992), lo que aporta una valiosa información sobre la evolución y estructuración de esta cuenca.

En este mismo contexto tectono-sedimentario, en este trabajo se describen por primera vez en las proximidades de Ubeda materiales del Tortoniense inferior. Estos sedimentos presentan cambios laterales bruscos de facies y potencias, lo que podría estar relacionado con el relleno de pequeñas depresiones limitadas por fracturas.

Tal como demuestran distintos sondeos realizados en las proximidades de Ubeda, estos sedimentos funcionan como excelentes acuíferos. Por ello, la localización en el subsuelo de estas paleocubetas, presenta un interés económico añadido al puramente científico.

(*) Dpto. Geología. Escuela Universitaria Politécnica de Linares (Universidad de Jaén).

(**) Riegos y Sondeos Ubeda S.A. Avenida Libertad 2, Ubeda.

2. - ESTRATIGRAFIA

2.1. - Generalidades

En este apartado se pretende esbozar las características estratigráficas generales de la región, para posteriormente centrar la atención en las facies del Tortonense inferior. En este sentido, desde el punto de vista litológico, se pueden distinguir cuatro grandes unidades:

Zócalo Paleozoico: está constituido por un potente conjunto de pizarras y metaarenitas del Carbonífero. Estos materiales no afloran en el área estudiada (véase Fig. 1), aunque sí lo hacen algunos kilómetros al noroeste -en las proximidades del pantano de Guadalén-. Existe una intrusión granítica (1 en Fig. 1) que afecta a estas litologías y que origina un metamorfismo de contacto. En algunos sectores este cuerpo plutónico corta toda la serie paleozoica, por lo que se encuentra directamente en contacto con los materiales suprayacentes (cobertera triásica).

Triásico: sobre el zócalo paleozoico se disponen materiales triásicos subhorizontales (2 en Fig. 1), que se caracterizan por sus coloraciones rojo-vináceas (conocidos como *red bed* en la literatura anglosajona).

En primer lugar aparece tramo constituido por conglomerados y areniscas. La potencia es muy variable, oscilando entre 1 y 15 m. Sobre estas rocas se dispone un potente conjunto (180-200 m de espesor) constituido básicamente por arcillas rojo-vinosas, a veces verdosas, en las que se intercalan niveles de areniscas. Por último, a techo aparece un tercer tramo, en el que además de facies detríticas, pueden existir niveles evaporíticos -generalmente yesos-.

Jurásico: Básicamente está constituido por dolomías o calizas dolomíticas que no suelen superar los veinte metros de potencia (3 en Fig. 1). Aunque es muy difícil observar restos de estructuras sedimentarias, en ocasiones aparecen niveles calcareníticos con laminaciones cruzadas.

Mioceno: Descansa discordantemente sobre la serie infrayacente, con un buzamiento muy suave hacia el SE. Se pueden diferenciar tres tramos:

- El tramo inferior, que aflora muy localmente (4 en la Fig. 1), está constituido por arenas silíceas y margas. Estas facies han sido datadas como del Tortonense inferior (véase apartado 3).

- El tramo medio presenta unas potencias superiores a los 200 m. (5 en la Fig. 1). Se trata básicamente de margas amarillentas del Tortonense superior-Andalucense (PERCONIG, 1971; AZCARATE, 1977). En la base suele aparecer un primer nivel de conglomerados y arenas, que presenta unas potencias muy variables: así, mientras en las proximidades de Guadalupe (Fig. 1) es inferior al metro, algunos kilómetros al oeste supera los 20 m. Está constituido por cantos de mineralogía muy variada: calizos -entre los que abundan los bioclastos-, cuarcítico

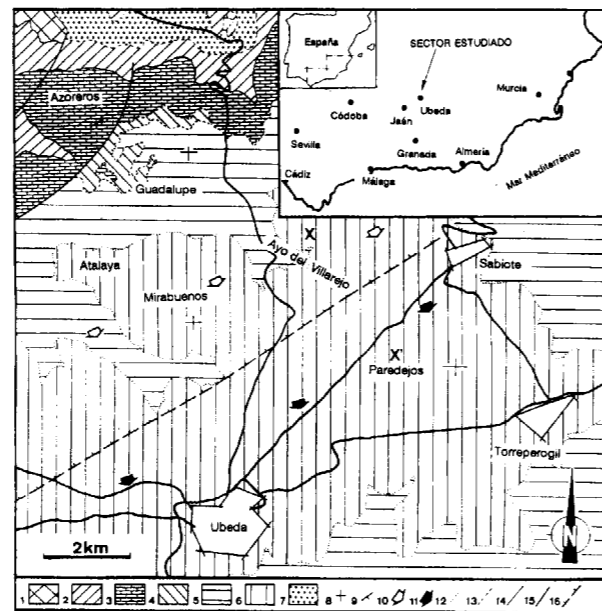


Figura 1. Localización geográfica y esquema geológico del sector estudiado (basado en AZCARATE, 1977). Leyenda: 1. Granito (Paleozoico). 2. Arcillas y areniscas rojas (Triásico). 3. Dolomías (Jurásico). 4. Margas y arenas (Tortonense inferior). 5. Margas (Tortonense superior-Andalucense). 6. Areniscas y margas (Andalucense). 7. Terrazas fluviales (Cuaternario). 8. Niveles horizontales o subhorizontales. 9. Dirección y buzamiento. 10. Dirección y buzamiento (suave) de las dolomías jurásicas infrayacentes. 11. Dirección y buzamiento (fuerte) de las dolomías jurásicas infrayacentes. 12. Contacto concordante. 13. Contacto discordante. 14. Contacto mecánico. 15. Fractura. 16. Paleofractura fosilizada por el Tortonense inferior, deducida a partir de los perfiles sísmicos consultados (los dientes señalan el bloque hundido).

- El tramo superior está constituido por areniscas y margas (6 en la Fig. 1). Estas facies pertenecen al Andalucense (AZCARATE, 1977).

2.2. Características litológicas del Tortonense Inferior.

Estos materiales afloran de forma muy puntual al norte de Ubeda (Guadalupe, Fig. 1). Reposan discordantemente sobre las dolomías jurásicas y son fosilizadas por el nivel conglomerático del Tortonense superior. Presentan una potencia máxima en afloramiento de unos cincuenta metros. Básicamente están constituidos por arenas silíceas y margas, con coloraciones variadas (rojo vinoso, verdes, cremas). La proporción en cuarzo de estas arenas es muy elevada, donde destaca la presencia de abundantes formas prismáticas bipiramidales. También son frecuentes los fragmentos de micas (moscovita).

Hacia techo aparecen tres niveles de arenas, con potencias que llegan a 1,5 m y que lateralmente pueden desaparecer. Presentan sets planares con una megaestratificación cruzada muy evidente, que señala una dirección y sentido de la corriente hacia el SE. Mineralógicamente, estos cuerpos están constituidos por granos de cuarzo poco cementados.

Con anterioridad a este trabajo, estos sedimentos habían sido asignados al Cretácico (AZCARATE et al., 1975; AZCARATE, 1977). Sin embargo, la microfaua, aunque muy escasa, permite atribuir estos materiales al Mioceno. Entre los foraminíferos, se han aislado algunos ejempla-

res de Nodosariinae, *Uvigerina* sp., *Orbulina* sp., *Globigerina woodi extrema* JENKINS, *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS). El nannoplancton calcáreo, aunque también escaso, es algo más abundante. Se destaca la presencia de *Heliscosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Dictyococcites antarcticus*, *Discoaster bellus*, *coccolithus miopelagicus*, *Discoaster deflandrei* y *Cribrosphaerella ehrenbergii*.

Algunos de los organismos anteriormente citados están claramente redepositados. Así, *Cribrosphaerella ehrenbergii* pertenecería al Cretácico superior, y *Discoaster deflandrei* no supera el Mioceno inferior. La presencia de *Discoaster bellus* limitaría el depósito al Tortonense inferior (BUKRY y PERCIVAL, 1971; PERCH-NIELSEN, 1985; YOUNG et al., 1994; entre otros).

En los sondeos realizados en los Mirabuenos o en el Arroyo del Villarejo (Fig. 1), se ha constatado la presencia de estas mismas facies en profundidad. Ello permite asegurar que la existencia del Tortonense inferior, en este sector, no se limita al afloramiento de Guadalupe.

3.- CONTEXTO PALEOGEOGRAFICO Y CONCLUSIONES.

A partir de los perfiles sísmicos se deducen paleofracturas de dirección NE-SO que afectan al zócalo hercínico. Igualmente se constata una cierta inflexión en las dolomías jurásicas (Fig. 2), lo que podría estar relacionado con una tectónica compresiva ligada al acercamiento de las pla-

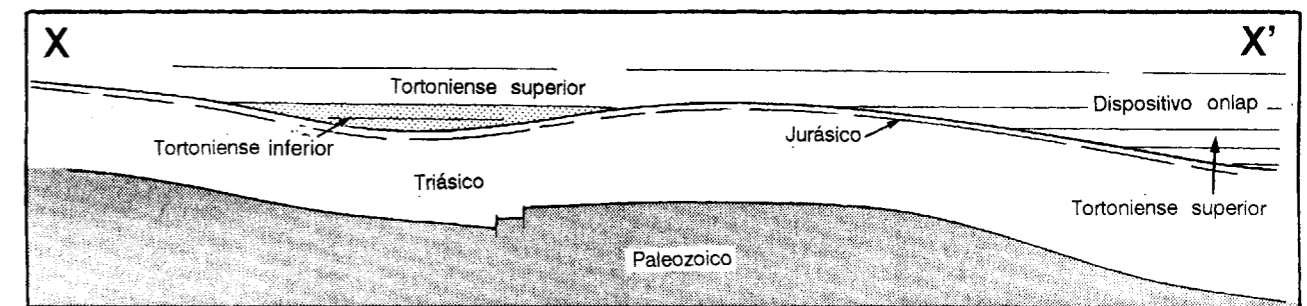


Figura 2. Representación esquemática de la geometría en profundidad de los distintos cuerpos sedimentarios. El esquema se realiza a partir de los perfiles sísmicos consultados.

cas africana y europea. Estas irregularidades condicionarían la posterior sedimentación durante el Tortonense inferior, limitada a estas pequeñas cubetas diferenciadas en el *foreland basin* de las Cordilleras Béticas.

Fenómenos semejantes han sido descritos en otros sectores de las Cordilleras Béticas. Así, MARIN SENAN (1988) citó estructuras NE-SO que condicionarían la ubicación, durante el Tortonense inferior, de facies aluviales y deltaicas en el sector central de la depresión del Guadalquivir (proximidades de Villanueva de la Reina). ROLDAN-GARCIA y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1991) consideraron la existencia, para el intervalo Serravaliense medio-Tortonense inferior, de cuencas de tipo *piggyback* en las proximidades de Castro del Río.

A partir del Tortonense superior y relacionado con un ascenso eustático (HAQ *et al.*, 1988) se produjo una transgresión generalizada en el sector. En los perfiles sísmicos consultados se observa un dispositivo en onlap (Fig. 2) para este intervalo de tiempo, lo cual es congruente con el contexto eustático anteriormente comentado.

AGRADECIMIENTOS.

Los autores agradecen a B. ALVARO la traducción del resumen al inglés.

REFERENCIAS

AZCARATE, J. E. (1977): Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 906 (Ubeda), escala 1:50.000, Plan M.A.G.N.A., 27 p.

AZCARATE, J. E.; ESNAOLA, J. M.; ESPEJO, J. A. y MORENO, E. (1975): Presencia de formaciones cretácicas bajo el Terciario marino de Ubeda. *Journs. Min. Met. V., Nac. III Int. Bilbao* (Inédito).

BUKRY, D. y PERCIVAL, S. F. Jr. (1971): New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Studies Geology and Paleontology*, 8 (3), 123-146.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea-level Changes. An integrated approach* (Ch. K. Wilgus, B. S. Hastings, Ch.G.S.C. Kendall, H. W. Posamentier, Ch.A. Ross & J. C. Van Wagoner; Eds.). *Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa* 42, 71-108.

MARIN-SEÑAN, J. M. (1988): Sedimentación detrítica en el borde norte de la depresión del Guadalquivir (sector de Villanueva de la Reina, Prov. de Jaén). *II Congr. Geol. España. S.G.E., Granada*, 1, 123-126.

PERCONIG, E. (1971): Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la Meseta. *Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ., Madrid. Tomo I, Geología*, 309-319.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. In: *Plankton Stratigraphy*. H. M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.), 427-554.

ROLDAN-GARCIA, F. J. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1991): Un ejemplo de cuenca Piggy-back asociada a la evolución neógena del frente de las Zonas Externas. In: *I Congr. Grupo Español del Terciario*, 297-300. *Vic. Barcelona*.

SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21-36.

VERA, J. A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 373-391.

YOUNG, J. R., FLORES, J. A. y WEY, W (1994): Neogene magnetobiostratigraphy. *Journal of Nannoplankton Research*, 16 (1), 21-27.

Original recibido: Noviembre de 1994.

Original aceptado: Febrero de 1995.

Aplicación de la Función de Auto-Correlación al Análisis Estructural de Medios Fisurados.

Por B. ABALOS (*)

RESUMEN

En este artículo se plantea la importancia del análisis geométrico de las variaciones del diaclasado según todas las direcciones del espacio geográfico como objetivo final de los estudios avanzados de la fracturación en medios fisurados con aplicaciones hidrogeológicas y de prospección de hidrocarburos.

Las aplicaciones del análisis y determinación de la anisotropía de la fracturación incluyen la investigación de las direcciones preferenciales del flujo subterráneo en acuíferos, la predicción de las trayectorias de migración de contaminantes en el subsuelo, o la determinación de la anisotropía de la permeabilidad en acuíferos y almacenes de hidrocarburos. En todos los casos el conocimiento de esta variable presenta aplicaciones prácticas fundamentales tanto para el diseño como para el potencial desarrollo de las obras de captación. Este tipo de análisis se ha abordado tradicionalmente utilizando la herramienta estadística conocida como variograma. En este artículo se exponen los fundamentos de la "Función de Auto-Correlación" y se propone una metodología de aplicación de la misma para el estudio estructural de medios fisurados.

Palabras clave: Series de Fourier, Análisis Estructural, Hidrogeología, prospección.

ABSTRACT

In this paper we highlight the incidence of the geometrical analysis of azimuthal joint and fracturing variations across fissured massifs. This can be considered as an end in advanced studies of fractured brittle media with hydrogeological, underground waste fluid migration and/or hydrocarbon exploration applications.

The practical determination of fracturing anisotropy enables one to investigate the preferred underground water migration direction in aquifers, to predict the paths of contaminant migration in fissured media, or estimate permeability variations in aquifers and hydrocarbon reservoirs. The knowledge of this variable has fundamental practical applications in both the design and the performance of wells. This kind of geometrical analysis has traditionally been accomplished by using the "variogram" geostatistical tool. In this paper the foundations of the Auto-Correlation Function and its geological applications from the above perspectives are outlined. A practical methodology for the structural analysis of fissured media based upon this function is also presented.

Key words: Fourier analysis, Structural Analysis, Hydrogeology, exploration.

1. INTRODUCCION

Las transformadas de Fourier y los algoritmos empleados para su determinación constituyen un elemento fundamental para la resolución de problemas matemáticos en una multitud de campos del conocimiento que a priori no tienen una relación clara entre sí (diseño de plantas nu-

cleares, análisis de vibraciones aerodinámicas, radar/sónar, diagnóstico de pacientes cardíacos, métodos numéricos, difracción de rayos X, antenas, metalurgia, análisis de señales en telecomunicaciones...).

En el campo de la Geología las aplicaciones más comunes se dan en las disciplinas geofísicas: convolución/deconvolución y correlación cruzada de registros sísmicos (SHERIFF y GELDART,

(*) Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco. Apdo. 644, E-48080 Bilbao

1991a y b), análisis de los patrones de variación de anomalías gravitatorias, magnéticas y/o geoelectricas (KEAREY y BROOKS, 1994), etc. No obstante, son también de uso relativamente frecuente las aplicaciones en el análisis de series temporales en Hidrogeología (JENKINS y WATTS, 1968; BOX y JENKINS, 1976; CUSTODIO y LLAMAS, 1976; SALAS et al., 1980) y en análisis de la geometría de pliegues en Geología Estructural (STABLER, 1968; HUDLESTON, 1973).

En todos los casos, existe un elemento que es común a todas estas aplicaciones: las transformadas de Fourier. Una propiedad clave de estas últimas radica en su gran flexibilidad para analizar una función de onda, sea ésta periódica o no, desde una perspectiva doble: por un lado desde la óptica del dominio espacio-temporal, y por otro desde la del dominio de frecuencias. Así, análogamente a como la luz blanca se descompone en un espectro de radiación (arco iris) con diferentes longitudes de onda (los diferentes colores) al hacerla pasar por un prisma, de la misma manera una serie temporal se descompone en un espectro de sinusoides de distintas amplitudes y frecuencias cuando se calcula o determina su transformada de Fourier, permitiendo así su estudio desde una u otra perspectiva.

La migración de fluidos en el interior de los medios fisurados está completamente condicionada por la orientación, número y demás características cuantitativas y cualitativas de los conductos existentes, es decir, por la anisotropía de la fracturación. En algunos estudios hidrogeológicos se ha abordado el cálculo geostatístico de la anisotropía de la fracturación con el objetivo de correlacionar las direcciones de fracturación preferencial con las direcciones del flujo subterráneo (e.g. LLANOS, 1992). En etapas avanzadas de la prospección de hidrocarburos se han realizado también ensayos de bombeo en los que se drenan selectivamente determinadas direcciones de los almacenes con la finalidad de determinar las variaciones de permeabilidad y, en su caso, facilitar el diseño de las obras de captación o de las de desarrollo de los pozos (NELSON, 1985). Resulta evidente que las variaciones de la permeabilidad en el subsuelo presentan también una estrecha correlación con la geometría del diaclasado.

Tradicionalmente, el estudio de la anisotropía de la fracturación a partir de datos geológicos de superficie con aplicaciones en el subsuelo se ha abordado mediante el cálculo de variogramas a partir de mapas de intensidad de fracturación. A continuación se presenta una revisión de los fundamentos teóricos, propiedades y limitaciones de los variogramas, y de las transformadas de Fourier como medio para el cálculo de la Función de Auto-Correlación (FAC). Los fundamentos y propiedades de la FAC se presentan posteriormente, y se propone una metodología de aplicación práctica para el estudio estructural y el análisis cuantitativo de la anisotropía de los medios fisurados.

2. VARIOGRAMAS Y ELIPSES DE RANGOS

2.1. Fundamentos

Si 'z' es una variable regionalizada y si $z(x,y)$ y $z(x+h, y+h)$ son los valores que toma la citada variable 'z' en los puntos de coordenadas espaciales (x, y) y (x+h, y+h), el variograma $\gamma(h)$ de la función 'z' se define como (SAMPER y CARRERA, 1991):

$$\gamma(h) = E\left\{ \left[z(x+h, y+h) - z(x, y) \right]^2 \right\} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [z(x_i + h, y_i + h) - z(x_i, y_i)]^2 \quad [1]$$

donde "E" corresponde a la esperanza matemática.

El variograma se calcula para pares de puntos alineados dentro de una misma dirección y distanciados respectivamente h, 2h, 3h... Si la variable regionalizada z(h) es una función estacionaria, el variograma alcanza un valor límite al que se denomina "meseta" y que coincide con la varianza de la función 'z'. Se denomina rango a la distancia a la que se alcanza la meseta. El rango representa el radio de influencia de una medida, más allá del cual la autocorrelación es nula.

Existen varios ejemplos de utilización de variogramas para el análisis de la fracturación, casi siempre con aplicaciones hidrogeológicas. Entre ellos cabe destacar los trabajos de BRIERE (1982), RAZAK (1984), CASTAING et al. (1989) y LLANOS (1992).

En la práctica, la anisotropía geométrica de la fracturación en los medios fisurados se estudia mediante el cálculo de los variogramas en cuatro direcciones perpendiculares dos a dos (generalmente coincidentes con N-S, E-O, NE-SO y NO-SE). A partir de estos variogramas se calculan las denominadas elipses de rangos, en las cuales la orientación y tamaño del eje mayor representa la dirección y dimensión en la que orientación e intensidad de la fracturación muestran una dependencia a mayor distancia.

Traducido a términos hidrogeológicos, todo esto equivaldría a suponer que a lo largo de las direcciones calculadas se desarrolla mayoritariamente el flujo subterráneo, o bien que tales son las direcciones en las que la fracturación es más intensa. Desde el punto de vista de la prospección de hidrocarburos en medios fisurados, esta herramienta de trabajo permitiría una aproximación al conocimiento de la influencia de la fracturación en la anisotropía horizontal de la porosidad y permeabilidad de los almacenes, y la de estos dos parámetros en la geometría y tamaño de las áreas susceptibles de ser drenadas por un sondeo de explotación (tensores de porosidad y permeabilidad de NELSON, 1985). Este suele ser el factor crítico en la evaluación y aprovechamiento económico de algunos tipos de almacenes fracturados. Asimismo, es un factor de gran importancia a la hora de diseñar la dirección e inclinación de las obras de captación, o las direcciones preferentes de actuación en el desarrollo de pozos por hidrofracturación.

2.2. Deficiencias

La determinación de la anisotropía geométrica de la fracturación según la metodología descrita en el apartado anterior adolece de una serie de defectos entre los que cabe destacar dos principalmente: (1) los debidos a la subjetividad del investigador en el reconocimiento de las redes de fracturación, y (2) los debidos a las imperfecciones del propio método, que no obstante es relativamente complejo desde el punto de vista matemático y muy laborioso.

A este respecto, hay que señalar en primer lugar que el punto de partida para estos estudios geostatísticos ha consistido tradicionalmente en

matrices bidimensionales de datos determinados empíricamente. Estos datos proceden de las observaciones que un investigador determina en relación con la densidad de la fracturación sobre los nodos o celdas de una malla o red regular superpuesta a fotografías aéreas o imágenes de satélite. Para definir esta variable (densidad de la fracturación) se suelen considerar bien el número de intersecciones entre las fracturas existentes en el interior de un cuadrante de área conocida, o bien la longitud de las fracturas que existen en dichos cuadrantes.

Esta metodología para la generación de los datos, como resulta evidente, no está exenta de una tremenda subjetividad, ya que es el observador quien determina y dibuja las fracturas que según su criterio es capaz de reconocer sobre los documentos fotográficos. El que un observador sea capaz de reconocer más o menos fracturas de un determinado sistema, dibuje las fracturas más evidentes (las de mayor tamaño) en detrimento de otras que posiblemente no llegue a reconocer por tratarse de fracturas pequeñas pero muy frecuentes (o debido a otras muchas razones posibles), determina sobremanera el número de intersecciones entre fracturas reconocibles en un cuadrante, o la longitud total de las mismas en ese dominio.

En segundo lugar, la adscripción de la anisotropía geométrica de la fracturación a elipses de rangos se basa en la suposición de que las variaciones azimutales de la dirección y dimensión en la que la orientación e intensidad de la fracturación muestran una dependencia a mayor distancia son continuas y obedecen a una ley matemática que se puede ajustar mediante una elipse. Esta es una aproximación cuya aplicabilidad a las situaciones reales es en la mayor parte de los casos imperfecta.

Este hecho resulta particularmente claro en el caso de un fenómeno discontinuo como la fracturación al considerar la dependencia a distancia de la presencia de fracturas cuando existe un solo sistema de diaclasas. Tal dependencia es máxima en la dirección perpendicular a la del sistema, mientras que paralelamente a la citada dirección puede ser tanto completa como nula; es decir, en dos trayectos paralelos a la dirección de un sistema único se podría recorrer siempre la misma fractura, o bien no encontrar

ninguna nunca. En las situaciones intermedias la dependencia está relacionada mediante funciones trigonométricas con la orientación y el espaciado de los sistemas de fracturas presentes.

3. ESTUDIO DE LA ANISOTROPIA DE LA FRACTURACION MEDIANTE LA FUNCION DE AUTO-CORRELACION

Para obviar toda la problemática discutida se propone en este artículo la aplicación de una técnica novedosa en el análisis estructural de los medios fisurados. Esta técnica está basada en el cálculo y análisis de la "Función de Auto-Correlación" (más abreviadamente FAC). El estudio cuantitativo de la anisotropía de la fracturación se puede abordar de forma automatizada empleando herramientas informáticas comerciales y de dominio público de análisis de imagen. De este modo, es posible además eliminar en su casi totalidad el componente humano (subjetividad) en la interpretación fotogeológica. Asimismo, los resultados son reproducibles al 100%.

Durante muchos años la utilización de esta técnica estuvo al alcance solamente de un grupo muy reducido de matemáticos. Esto fue así hasta que COOLEY y TUKEY (1965) publicaron el algoritmo matemático que desde entonces ha pasado a conocerse como Transformada Rápida de Fourier ("Fast Fourier Transform" o más abreviadamente "FFT"). No obstante, ha sido necesario el transcurso de otras dos décadas hasta que el hardware (con capacidad de memoria y velocidad de cálculo adecuadas) y la programación de los algoritmos necesarios para desarrollar los cálculos involucrados en la determinación de la FAC hayan llegado a estar al alcance no sólo de las industrias militar y de telecomunicaciones, y de los grupos de investigación de élite en Matemáticas Teóricas (BRIGHAM, 1988; REEVES, 1990), sino de la comunidad científica en general.

La determinación de la FAC asociada a una variable bidimensional, tal como la distribución de tonalidades de gris o de colores sobre una fotografía o la distribución de los valores que toma una variable regionalizada sobre una cartografía, se basa en la determinación previa de su

Transformada de Fourier, cuyos significado intuitivo y fundamentos de cálculo se exponen a continuación.

3.1. Transformadas de Fourier

Una interpretación simplificada de la transformada de Fourier de una onda, conjunto de ondas, o de una función o serie temporal, periódica o no, consiste en que aquélla permite descomponer o separar a ésta en un conjunto de sinusoides de frecuencias y/o amplitudes diferentes, de tal modo que si se suman estos sinusoides se obtiene la función de onda original (BRIGHAM, 1988).

La representación gráfica de la serie temporal de partida en un diagrama x-y que tiene como eje de abscisas el tiempo y como eje de ordenadas la amplitud de la onda en cada instante no es otra cosa que la representación de la serie en el espacio o dominio temporal (fig. 1a).

La representación gráfica de la transformada de Fourier de la misma serie anterior en un diagrama x-y en cuyo eje de abscisas se representan las frecuencias y en cuyo eje de ordenadas se representan las amplitudes de los sinusoides en que se descompone corresponde a la representación de la serie en el espacio o dominio de frecuencias (fig. 1a).

La transformada de Fourier distingue o identifica los diferentes sinusoides (sus frecuencias y amplitudes) que se combinan para formar una serie temporal arbitraria. Matemáticamente esta relación se establece mediante la denominada "Integral de Fourier":

$$S(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad [2]$$

En esta ecuación $s(t)$ es la serie temporal de partida (función del tiempo 't'), $S(f)$ es su transformada de Fourier (función de la frecuencia 'f'), 'e' es la base de los logaritmos neperianos e "i" es la raíz cuadrada de -1.

Si la serie temporal $s(t)$ es periódica, su transformada de Fourier consistirá en un número finito de puntos en el espacio de frecuencias, ca-

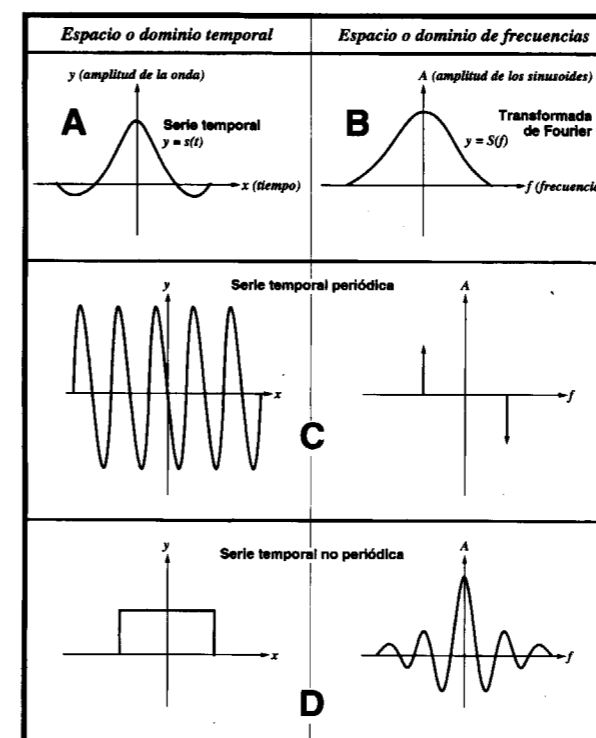


Figura 1. A) Representación gráfica en un diagrama cartesiano de una serie temporal. El eje de abscisas (eje x) representa el tiempo y el eje de ordenadas (eje y) la amplitud de la onda o valor de la serie temporal en cada instante. B) Representación gráfica de la transformada de Fourier de la función representada en la figura 1A en un diagrama cartesiano en el que se representan las frecuencias (f) en abscisas y las amplitudes (A) de los sinusoides en que se descompone en ordenadas. C) Representaciones gráficas en los dominios espacio-temporal (a la izquierda) y de frecuencias (a la derecha) del par transformado de Fourier correspondiente a una serie temporal periódica. D) Representaciones gráficas en los dominios espacio-temporal y de frecuencias del par transformado de Fourier correspondiente a una serie temporal no periódica.

da uno de ellos representando un senoide de amplitud y frecuencia concretas (fig. 1c). Si por el contrario la serie temporal $s(t)$ no es periódica, su transformada de Fourier no consistirá en un número finito de puntos en el espacio de frecuencias, sino que será una función continua de la frecuencia; esto es, estará representada por la suma de sinusoides de todas las frecuencias (fig. 1d).

La transformada de Fourier $S(f)$ se convierte así en la representación de la serie temporal $s(t)$ en

el dominio de frecuencias. Las funciones $s(t)$ y $S(f)$ contienen exactamente la misma información; sólo cambia el modo de representación o la perspectiva (BRIGHAM, 1988).

La transformada inversa de Fourier se define del siguiente modo:

$$s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(f) e^{-i2\pi ft} df \quad [3]$$

Esta integral permite determinar una serie temporal a partir de su transformada de Fourier.

Si dos funciones $s(t)$ y $S(f)$ están relacionadas por las ecuaciones (2) y (3), se denominan "par transformado de Fourier" (figs. 1c y 1d). Existen varias propiedades importantes de los pares transformados de Fourier de entre las que destacaremos las siguientes:

- Linealidad. Si dos series temporales $x(t)$ e $y(t)$ tienen como transformadas de Fourier $X(f)$ e $Y(f)$, entonces la suma de las series $x(t)+y(t)$ tiene como transformada de Fourier $X(f) + Y(f)$.

- Simetría. Si $x(t)$ y $X(f)$ son un par transformado de Fourier, entonces $x(-f)$ y $X(t)$ también lo son. Esta propiedad permite eliminar desarrollos matemáticos complicados.

- Modificación de las escalas de tiempo y de frecuencia. Si $x(t)$ y $X(f)$ son un par transformado de Fourier y si 'k' es un número real positivo, entonces $x(kt)$ y $(1/k)X(f/k)$ también lo son. Análogamente, $X(kf)$ y $(1/k)x(t/k)$ también lo son. Estas dos propiedades son útiles a la hora de comprimir o expandir la escala horizontal de una serie temporal o de su transformada de Fourier.

- Desplazamiento del origen de las escalas de tiempo y de frecuencia. Si $x(t)$ se desplaza un valor constante t_0 , $x(t-t_0)$, su correspondiente transformada de Fourier es $X(f) \cdot e^{-i2\pi ft_0}$. Análogamente, si es la frecuencia de la transformada la que se desplaza una cantidad f_0 , $X(f-f_0)$, entonces la transformada inversa correspondiente es $x(t) \cdot e^{-i2\pi ft_0}$. El efecto del desplazamiento de frecuencias de la transformada de Fourier sobre la serie temporal de partida es su modulación por una onda sinusoidal cuya frecuencia está determinada por la magnitud del cambio f_0 .

Una función bidimensional $h(x,y)$ tiene también una transformada de Fourier $H(u,v)$ que viene dada por la integral:

$$H(u,v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x,y) e^{-2\pi j(ux+vy)} dx dy$$

3.2. Análisis digital de series temporales: Transformadas discretas de Fourier y Algoritmo FFT

Existe una extensión lógica de la integral de Fourier presentada más arriba ([2]) que permite su determinación mediante un computador digital. Se trata de la transformada discreta de Fourier, la cual considera los valores que toma la serie temporal $s(t)$ en una serie de N puntos concretos en vez de en los infinitos puntos contenidos en cualquier intervalo de tiempo real.

Así, si en un instante 'j' la serie temporal toma el valor $s(t_j)$ y deseamos calcular la amplitud $S(f_k)$ de los N sinusoides diferentes que constituyen su transformada discreta, cada uno de ellos con frecuencia f_k , habrá que resolver la siguiente suma:

$$S(f_k) = \sum_{j=0}^{N-1} s(t_j) e^{-j2\pi f_k t_j} (t_{j+1} - t_j) \quad k = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad [5]$$

Para calcular cada valor de $S(f_k)$ es necesario hacer dos multiplicaciones N veces y sumar los N sumandos resultantes. Por consiguiente, para determinar los N valores de amplitud de $S(f_k)$ correspondientes a una de las frecuencias k ($k = 0, 1, \dots, N-1$) es necesario realizar $2N^2$ multiplicaciones y N^2 sumas. De este modo el tiempo de computación requerido para resolver la suma anterior es proporcional a $3N^2$. Esto tiene una gran importancia en lo que respecta al tiempo de cálculo que necesita un ordenador para determinar la transformada discreta de Fourier de una serie temporal. Si dicha serie es muestreada en un número N de puntos muy elevado, el tiempo de computación necesario será proporcional a N^2 , y el cálculo de la transformada discreta de Fourier puede conllevar periodos de tiempo enormes incluso en ordenadores rápidos y potentes.

Esta dificultad fue superada cuando COOLEY y TUKEY (1965) publicaron el algoritmo matemático que desde entonces ha pasado a conocerse como Transformada rápida de Fourier (FFT). El algoritmo de cálculo FFT no es más que un método mejorado para realizar una serie de computaciones que lleven a la resolución de integrales como la presentada en [5]. La interpretación de la FFT de una serie temporal no requiere un conocimiento sólido del algoritmo de cálculo en sí, sino más bien una comprensión adecuada del significado y propiedades de las transformadas de Fourier.

La utilización del algoritmo FFT tiene la ventaja de que calcula la transformada discreta de Fourier de una manera mucho más rápida que cualquier otro procedimiento. En concreto, el tiempo de cálculo necesitado por un ordenador para calcular la FFT de una serie temporal muestreada en N puntos es proporcional a $N \log_2 N$ (BRIGHAM, 1988) en vez de a N^2 . Para visualizar de manera efectiva la ventaja que proporciona la utilización del algoritmo FFT basta considerar, como ejemplo, una imagen bidimensional muestreada en $N = 2^{18} = 252.144$ puntos. El cálculo de su transformada discreta de Fourier necesitaría normalmente un tiempo de cálculo proporcional a 6.87×10^{10} , pero mediante el algoritmo FFT el tiempo de computación resulta ser proporcional a 4.54×10^6 , es decir, más de 10.000 veces inferior. Estas diferencias son tanto mayores cuanto mayor es el número N de puntos de muestreo de la serie temporal o imagen bidimensional.

La implementación del algoritmo FFT y la factibilidad de su cálculo en ordenadores personales ha hecho posible una aplicación sin precedentes de las transformadas de Fourier a la solución de problemas de todo tipo: ingeniería biomédica, análisis de mercados, análisis metalúrgico, espectroscopía, análisis de sistemas no lineales, simulación, síntesis musical..., y desde una perspectiva más próxima a la geofísica y al análisis de imagen.

3.3. Autocorrelación de series temporales y bidimensionales

La correlación de una serie temporal $v(t)$ consigo misma (autocorrelación) a intervalos varia-

bles (positivos o negativos) de longitud 'h' se puede describir mediante una función $z(t)$ que viene dada por la integral:

$$z(t) = \int_{-\infty}^{\infty} v(\tau) v(\tau + h) d\tau \quad [6]$$

Análogamente a como ocurre con las series temporales, la función $FAC(x,y)$ de correlación bidimensional de una función de dos variables $h(x,y)$ consigo misma (autocorrelación) viene dada (BRIGHAM, 1988) por:

$$FAC(x,y) = \sum_{j=0}^{M-1} \sum_{i=0}^{N-1} h[ix, jy] \cdot h[(i+p)x, (j+q)y] \quad [7]$$

$$p = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

$$q = 0, 1, 2, \dots, M-1$$

El cálculo directo de la función de autocorrelación $FAC(x,y)$ mediante las sumas reseñadas es enormemente largo y laborioso, y en la mayoría de los casos excede la capacidad de cálculo de los computadores convencionales.

Para facilitar lo es posible utilizar las transformadas de Fourier de la función $h(x,y)$. Basta para ello calcular la matriz $H(u,v)$ transformada de Fourier de $h(x,y)$, la matriz $H^*(u,v)$ conjugada de la citada matriz transformada de Fourier $H(u,v)$ y multiplicar ambas matrices $H(u,v) \cdot H^*(u,v)$ utilizando el algoritmo FFT. La matriz resultante $fac(u,v)$ es la transformada de Fourier de la función de autocorrelación, y por lo tanto es posible calcular a partir de ella la función de autocorrelación original $FAC(x,y)$ y representarla gráficamente.

3.4. Autocorrelación de imágenes Procedimiento práctico

En la práctica y en el contexto del análisis de la fracturación, el método seguido para realizar un análisis de la autocorrelación de una función bidimensional tiene como punto de partida una imagen bidimensional correspondiente al fenó-

meno o región objeto de interés. Una fotografía aérea (normalmente en blanco y negro, aunque también puede ser en color) de un área ocupada por un macizo rocoso fracturado puede servir de base.

Para convertir esa imagen en un archivo informático digital el método más práctico y rápido consiste en utilizar un escáner (de los que hay muchos modelos comerciales compatibles con diversas plataformas y ordenadores personales) que pueda asignar a cada pixel escaneado en la fotografía original un número comprendido entre 0 y 255 en función de su "color" gris más claro o más oscuro. En la práctica esto se consigue ajustando el escáner para que registre las imágenes en modo "escala de grises".

Una vez obtenido el fichero digital, éste consistirá en realidad en una matriz de "m" filas y "n" columnas cada uno de cuyos elementos guardará 8 bits de información (alguno de los 2^8 posibles números existentes entre 0 y 255).

El ejemplo mostrado en la figura 2 corresponde a una imagen escaneada a partir de una fotografía aérea de la Sierra de Badaya (Provincia de Alava), en la que aflora una formación caliza de edad Conienciense (Cretácico superior) que constituye un acuífero kárstico. La escala de la fotografía original era aproximadamente 1:20.000, y fue escaneada a una resolución de 300 pixels por pulgada en modo "escala de grises" con un escáner de AppleTM y un ordenador Macintosh. Con estos condicionantes, cada pixel del fichero informatizado original recoge información de segmentos cuadrados del terreno de tamaño algo inferior a 2x2 m.

Para calcular la FAC es necesario disponer de una matriz cuadrada de 2^n elementos de lado, es decir, bien de una matriz de 64×64 ($2^6 \times 2^6$), 128×128 ($2^7 \times 2^7$), 256×256 ($2^8 \times 2^8$), o de 512×512 ($2^9 \times 2^9$) elementos. Por ello se hace necesario convertir la imagen escaneada de partida en una imagen cuadrada compuesta por el número apropiado de pixels. Normalmente esto se consigue utilizando herramientas informáticas convencionales de tratamiento de imagen (e.g. Photoshop 2.0 de AdobeTM). La estrategia para este fin puede ser doble en función del tamaño del área que se quiera investigar: (1) se puede reducir la resolución de la imagen con el propósito de

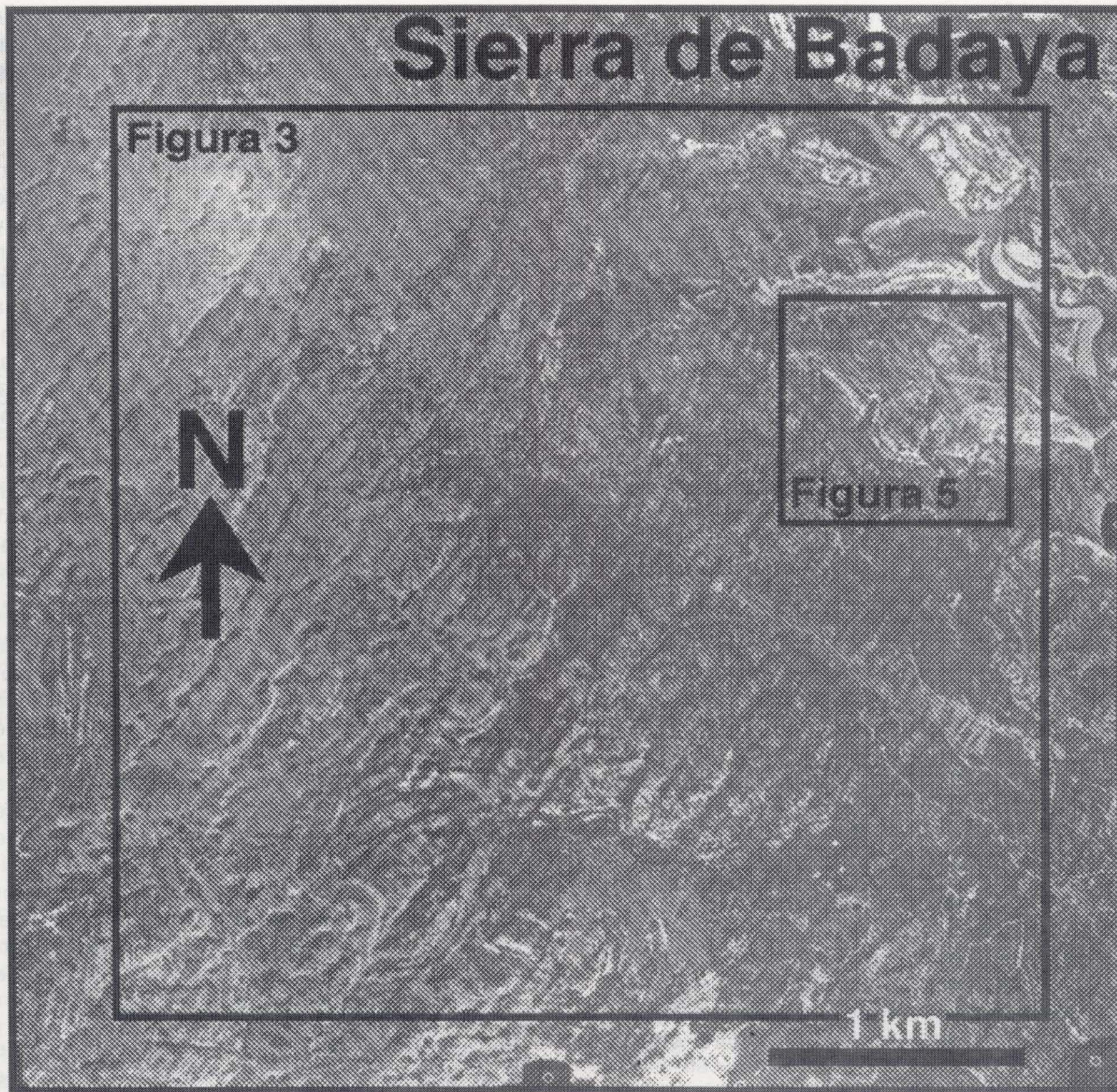


Figura 2. Fotografía aérea escaneada de una porción de la Sierra de Badaya (Provincia de Alava). Toda la área mostrada está ocupada por una formación acuífera compuesta por calizas intensamente diaclasadas de edad Coniaciense (Cretácico superior). Los recuadros señalan las áreas mostradas con mayor detalle en las figuras 3 y 5.

investigar un área mayor con menos detalle y seleccionar la mayor área cuadrada posible contenida en su interior, o (2) se puede seleccionar una porción cuadrada pequeña del área inicial para estudiarla con la máxima resolución posible.

En las figuras 3 y 5a se han adoptado, respectivamente, estas dos estrategias. En ambos casos se han obtenido finalmente porciones de 512x512 pixels de la imagen original seleccionadas por su homogeneidad, y se ha desechado el resto.

En el caso concreto que nos interesa aquí (estudio de la fracturación de un macizo fisurado), la elección debe evitar en lo posible incluir variaciones de coloración o de niveles de gris debidas a cambios de vegetación de origen antrópico o debidos a otras causas no geológicas. En cualquier caso, las influencias no debidas al fenómeno

no natural objeto de estudio pueden ser reconocidas y separadas en la representación gráfica final de la FAC.

A partir de estas matrices cuadradas se procede a calcular sus transformadas de Fourier bidimensionales, directa e inversa, utilizando diver-

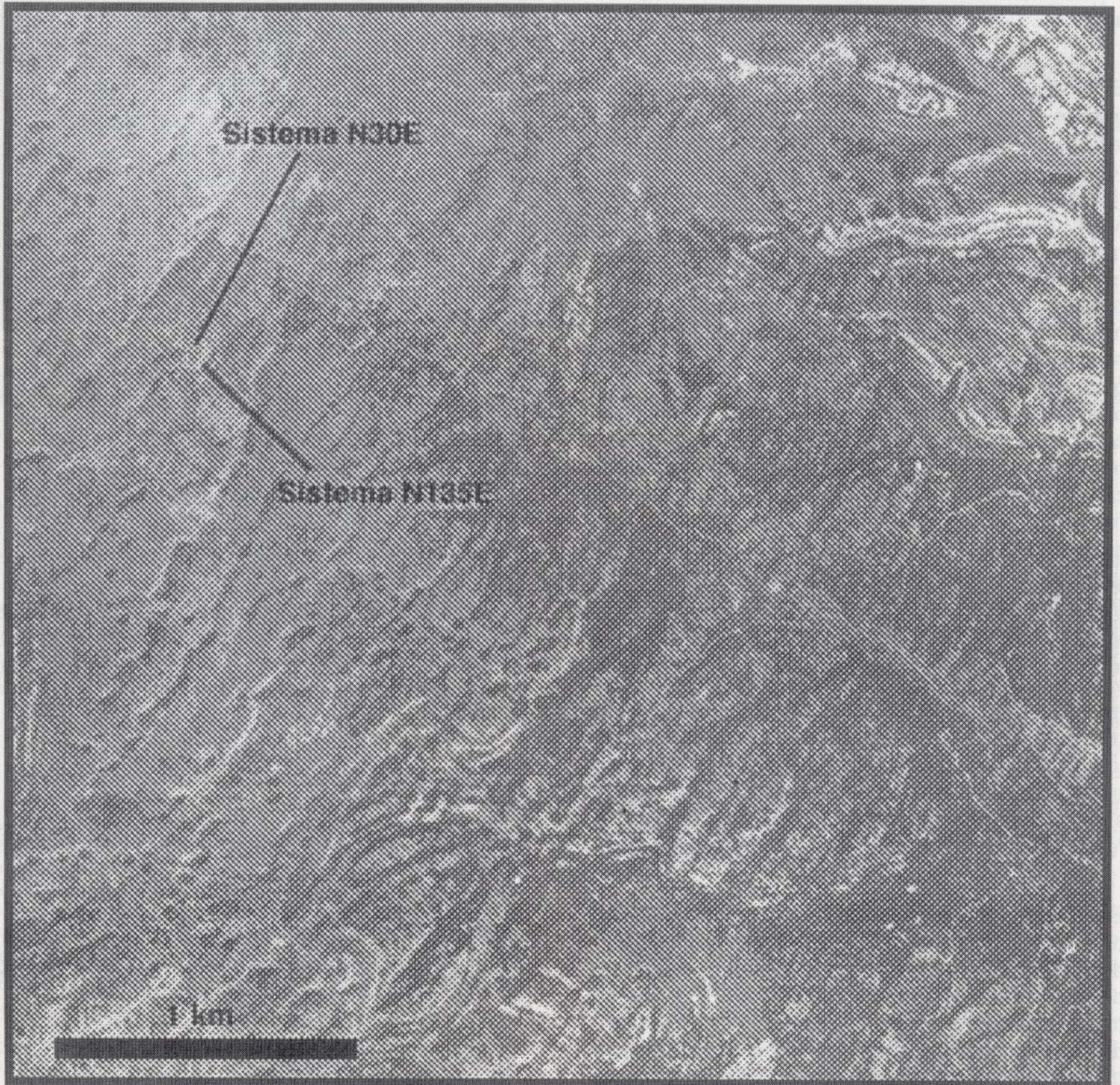


Figura 3. Cuadrante de la fotografía aérea mostrada en la figura 2 en la que se muestran las orientaciones de los principales sistemas de fracturas reconocibles a simple vista.

Los programas comerciales y/o de dominio público. El software citado incluye para el entorno Apple Macintosh™ los programas Mathematica 2.2 de Wolfram Research™, Transform 3.0 de SpyGlassy™ Inc., y el programa de análisis de imagen de dominio público Image 1.28 (RASBAND y REEVES, 1992). Conocidas las dos matrices transformadas antedichas sólo resta multiplicarlas para obtener la matriz correspondiente a la FAC.

En la figura 4a se muestra una representación gráfica de la FAC correspondiente a la porción de la fotografía aérea mostrada en la figura 3. Esta representación aparece bajo la forma de una variación continua de tonalidades grises desde un fondo blanco, al que le corresponde una autocorrelación nula, hasta un punto central negro al que le corresponde la máxima autocorrelación posible. La percepción por el ojo humano del modo concreto en que se producen las variaciones de gris a partir de esta figura es muy complicada. Por ello, es frecuente re-diseñar la representación gráfica antedicha utilizando contornos de isovalores. En la figura 4b se muestra la representación gráfica de la figura 4a utilizando 20 niveles de gris correspondientes a intervalos sucesivos del 5% del grado de autocorrelación de la imagen. En esta figura destaca la geometría contrastada de los contornos correspondientes a correlaciones bajas (correlación a larga distancia) y de los contornos correspondientes a las correlaciones más altas (observables en la parte central del gráfico), que muestran geometrías pseudo-hexagonales con tres ejes principales. A simple vista son sólo dos los sistemas de fracturas dominantes. Sin embargo, la FAC es capaz de reconocer un tercer sistema reconocible sólo cuando se observa la fotografía con mucho detalle y aumento.

En la figura 5a se presenta una porción reducida del área del fotograma de partida en la que pueden reconocerse con mayor detalle los sistemas de diaclasas presentes. En la figura 5b se muestra la representación gráfica de su FAC. Se puede observar claramente que los contornos centrales adquieren formas pseudo-hexagonales cuyas diagonales principales coinciden con las direcciones de los sistemas de diaclasas mostrados en 5a.

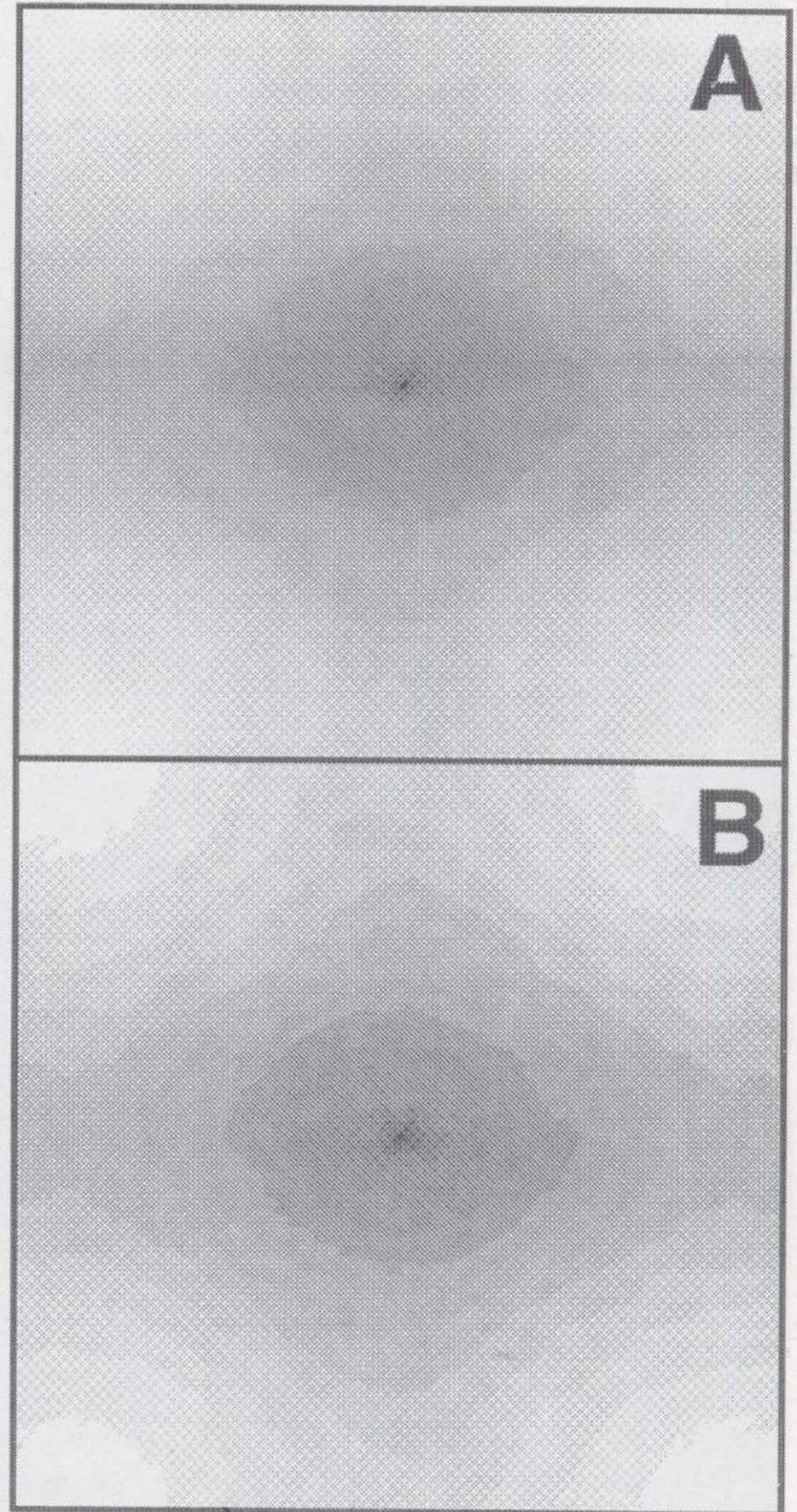


Figura 4. A) Representación gráfica basada en una gradación continua de grises de la función de auto-correlación (FAC) correspondiente a la imagen fotográfica mostrada en la figura 3. El fondo blanco representa una autocorrelación nula, mientras que a la tonalidad negra del punto central le corresponde la máxima autocorrelación posible. B) Representación gráfica alternativa de la imagen mostrada en la figura 4A utilizando 20 contornos de isovalores (niveles de gris) correspondientes a intervalos sucesivos del 5% del grado de autocorrelación de la imagen.

Las transformadas de Fourier bidimensionales y la función de autocorrelación bidimensional cal-

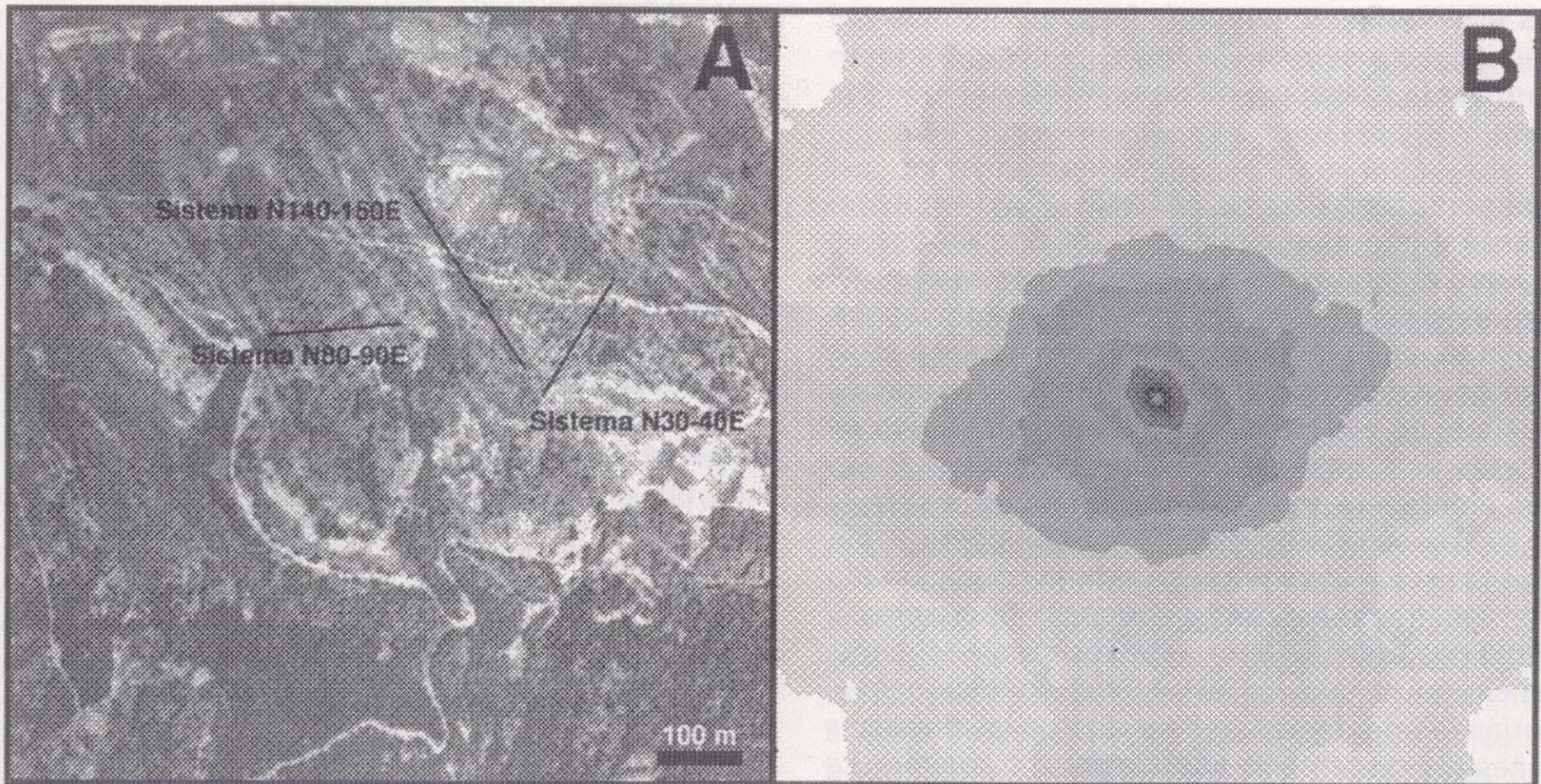


Figura 5. A) Cuadrante de la fotografía aérea presentada en la figura 2 en la que se muestran las orientaciones de los principales sistemas de fracturas reconocibles a simple vista. B) Representación gráfica de la FAC correspondiente a la imagen fotográfica mostrada en la figura 5A utilizando 20 contornos de isovalores (niveles de gris) correspondientes a intervalos sucesivos del 5% del grado de autocorrelación de la imagen.

culadas a partir de imágenes fotográficas y digitales se han aplicado con anterioridad al estudio de la fábrica tectónica de las rocas, en síntesis y deformación de materiales experimentales, y en metalurgia (LINS, 1984; FAN y CROWLEY, 1985; PANOZZO HEILBRONNER, 1992, 1993).

3.5. Interpretación de la FAC bidimensional

La FAC de una imagen bidimensional tiene el mismo tamaño que la matriz o imagen de partida, por lo que sobre ella se pueden realizar mediciones de orientaciones y distancias trasladables directamente al espacio geográfico real. La FAC describe cuantitativamente la forma en la cual tal imagen se puede correlacionar o comparar consigo misma al desplazarla distancias variables en todas las direcciones posibles (no sólo en cuatro, como ocurre en el cálculo de las elipses de rangos a partir de variogramas).

La FAC de una imagen bidimensional siempre presenta un máximo cuando el desplazamiento es nulo, ya que en tal caso la correlación de la imagen consigo misma es perfecta. En torno a este máximo la correlación de la imagen consigo misma decrece a medida que los desplazamientos aumentan de intensidad. De este modo, la FAC muestra directa y gráficamente un conjunto de contornos cerrados correspondientes a intensidades de autocorrelación progresivamente menores a medida que aumenta la distancia (PANOZZO HEILBRONNER, 1992).

Las imágenes que contienen objetos distribuidos isotrópamente proporcionan funciones de autocorrelación con contornos circulares. Cuando la distribución de objetos es anisótropa los contornos se vuelven alargados y adquieren morfologías elípticas, subelípticas o de geometrías más complicadas. La forma de estos contornos permite reconocer las direcciones en las cuáles las características que determinan los elementos constitutivos de la imagen (como por ejemplo

las orientaciones y espaciados de las diaclasas) persisten a mayores distancias, y por lo tanto reconocer la presencia de una anisotropía geométrica.

Los contornos de una FAC describen rigurosamente y permiten cuantificar las direcciones en las que el fenómeno estudiado muestra una dependencia a mayores o menores distancias. Incluso es posible determinar las distancias a las que se da determinada dependencia azimutal. Es posible, en el caso de un ejemplo hipotético de interés para este estudio, que el diaclasado no sea idéntico ni en la orientación de los sistemas ni en su espaciado cuando se considera a pequeña escala (en cuyo caso estaría condicionado por las fracturas más pequeñas, frecuentes y próximas entre sí) que a mayor escala (circunstancia en la que los elementos condicionantes serían la orientación y espaciado de las diaclasas maestras de tamaño hectométrico o mayor). La FAC tiene la ventaja de que muestra a la vez de qué manera intervienen ambos elementos estructurales determinantes de la "textura" fisurada de una región o macizo concretos.

Es conveniente señalar en este punto que tales contornos tienen un significado comparable al de las elipses de rangos calculadas a partir de los variogramas que ya fueran discutidas y descritas en un apartado anterior, pero esta vez la metodología de su cálculo y su significación tienen una descripción mucho más rigurosa y completa, ya que una FAC puede contener 10 ó 20 contornos, cada uno de los cuáles tiene el mismo significado que una elipse de rangos tradicional, pero esta vez referido los fenómenos cuya periodicidad es igual a la distancia que separa el contorno del centro de la imagen.

Por ejemplo, en el caso concreto de los contornos de una FAC calculados para una imagen de un terreno fracturado, los contornos próximos al centro de la FAC proporcionan información sobre la anisotropía geométrica de las fracturas más pequeñas reconocibles en la imagen de partida, mientras que los contornos exteriores aportan información sobre elementos estructurales que se repiten a distancias mayores, tales como diaclasas maestras o fallas, o variaciones de vegetación debidas a causas naturales o artificiales (ver figuras 3, 4 y 5).

4. APLICACIONES PRACTICAS. DISCUSION Y CONCLUSIONES

En los pozos de pre-explotación es posible realizar ensayos de bombeo para determinar las variaciones de permeabilidad en diferentes direcciones. Aunque es imposible obtener este tipo de información durante las etapas de exploración e investigación geológica de acuíferos y almacenes fracturados, su conocimiento aproximado y control se hacen necesarios toda vez que la anisotropía puede resultar el factor determinante de su explotabilidad económica.

EVANS (1982), VAN GOLF-RACHT (1982) y NELSON (1985) proponen abordar el estudio de la anisotropía de la movilidad de fluidos en medios fisurados mediante "tensores de permeabilidad". La utilidad de este tratamiento estriba en que tales tensores se pueden desplazar y rotar fácilmente desde un sistema de referencia hasta otro mediante operaciones sencillas de álgebra matricial. Esto significa que una vez conocidos los componentes específicos de la permeabilidad en las direcciones principales se puede calcular la permeabilidad en cualquier otra dirección.

Al describir las variaciones de permeabilidad de un material mediante un tensor se está asumiendo implícitamente que tales variaciones son graduales y continuas, de manera que geométricamente se pueden expresar mediante una elipse de la misma manera que se representan mediante elipses otras magnitudes tensoriales bien conocidas como el esfuerzo o la deformación. Previamente se ha descrito cómo asunciones similares a la anterior subyacen a la determinación de variogramas y elipses de rangos para la fracturación. La discusión de su problemática es igualmente extrapolable a la anisotropía de la permeabilidad.

En líneas generales el efecto de la fracturación sobre la permeabilidad horizontal de una roca es el de aumentar su anisotropía de forma significativa. Las fracturas abiertas elevan considerablemente la permeabilidad paralelamente a la dirección de las mismas, mientras que las rellenas provocan una disminución de la permeabilidad perpendicularmente. De este modo, los ejes principales de las elipses (Tensores matemáticos ideales) o polígonos de permeabilidad (situación

real calculable a partir de la FAC) deben orientarse paralela y/o perpendicularmente a las direcciones de las fracturas.

Cuando se trata de conjuntos formados por varios sistemas de fracturas de origen tectónico, sus orientaciones se pueden predecir con bastante precisión con respecto a las direcciones de los ejes de estructuras mayores tales como pliegues y fallas. Si las relaciones encontradas en superficie son extrapolables a profundidad, la determinación de los sistemas y conjuntos de fracturas que deben proporcionar una mayor permeabilidad horizontal a los macizos fracturados puede ser directa.

Los polígonos de permeabilidad deben presentar morfologías elongadas con orientaciones de sus ejes principales paralelas a las de los polígonos de rangos de la fracturación. Los valores cal-

culados de las longitudes de los ejes mayor y menor de los polígonos de rangos, permiten establecer la magnitud en la que los ejes menores son más cortos que los ejes mayores. Esto significa que dos perforaciones horizontales de la misma longitud pero dirigidas según las direcciones de los ejes mayor y menor de los polígonos serían capaces de drenar superficies de tamaño diferente (ver fig. 6). Como ejemplo, una perforación horizontal paralela al eje pequeño de un polígono de rangos en el que el citado eje tiene una longitud equivalente al 70% de la longitud del eje largo, sería capaz de drenar una superficie superior en un 43% a la drenada por una perforación horizontal dirigida en la dirección del eje mayor del polígono de rangos. Si a esto añadimos una mayor permeabilidad paralela a esa dirección preferente y un espaciado menor de las fracturas perpendicularmente, la transmisividad del medio y los caudales explotables se podrían ver implementados en una magnitud considerablemente superior.

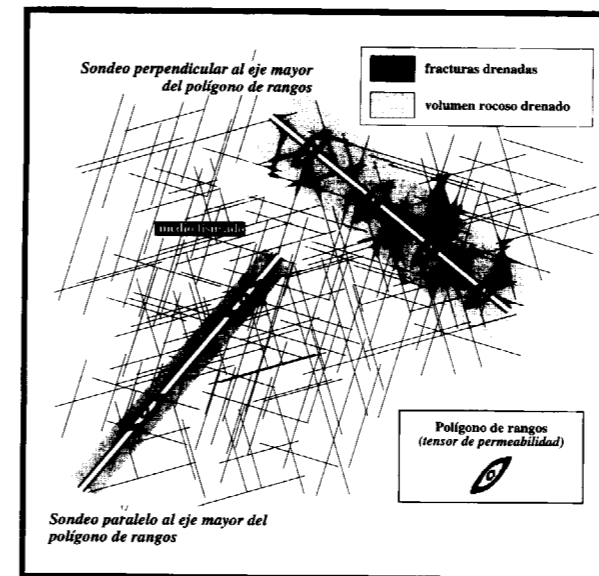


Figura 6. Medio fisurado idealizado (basado en los mismos sistemas de fracturas mostrados en la figura 2) en el que para los diversos sistemas de fracturas presentes se ha calculado a través de la FAC el polígono de rangos mostrado en la parte inferior derecha de la figura. Este polígono está estrechamente relacionado con las variaciones de permeabilidad en diferentes direcciones (tensor de permeabilidad). Se muestra además cómo dos obras de captación de la misma longitud, pero orientadas de modo diferente con respecto a las direcciones de los ejes mayor y menor del polígono de rangos, pueden drenar volúmenes rocosos significativamente diferentes.

REFERENCIAS

- BOX, G. E. P. and JENKINS, G. M. (1976): Time series analysis: forecasting and control. Holden Day, San Francisco; 575 pp.
- BRIERE, G. (1982): *Introduction a l'analyse géostatistique sur clichés aériens de la fracturation des magasins aquifères en roches fissurées*. Thèse 3ème Cycle, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 158 p.
- BRIGHAM, E. O. (1988): *The fast Fourier transform and its applications*. Prentice Hall Int. Ed., Englewood Cliffs, 448 p.
- CASTAING, C.; DUTARTRE, P.; GOUYET, J. F.; LOISEAU, P.; MARTIN, P. et POINTET, T. (1989): *Etude pluridisciplinaire d'un réseau de discontinuités - image SPOT en milieu granitique couvert. Implications en hydrogéologie des milieux fissurés*. Hydrogéologie, 1, 19-25.
- COOLEY, J. W. and TUKEY, J. W. (1965): *An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series*. Math. of Compt., 19, 297-301.
- CUSTODIO, E. y LLAMAS, R. (1976): *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega, Barcelona, 2 vols.
- EVANS, R. D. (1982): *A proposed model for multiphase flow through natural fractured reservoirs*. Soc. Petrol. Eng. Jour., Oct., 669-680.

FAN, G. Y. and COWLEY, J. M. (1985): *Auto-correlation analysis of high resolution electron micrographs of near-amorphous thin films*. Ultramicroscopy, 17, 345-356.

HUDLESTON, P. J. (1973): *Fold morphology and some geometrical implications for theories of fold development*. Tectonophysics, 16, 1-16.

JENKINS, G. M. and WATTS, D. (1968): *Spectral analysis and its applications*. Holden Day, San Francisco, 525 p.

KEAREY, P. and BROOKS, M. (1994): *An introduction to geophysical exploration*. Blackwell Sci. Publ., 2nd Ed., Oxford, 254 p.

LINS, N. (1984): *Textural image processing on granular structures of metal shadowing replicas*. Ultramicroscopy, 12, 185-200.

LLANOS, H. J. (1992): *Estudio hidrogeológico de la unidad de Urbasa-Montes de Vitoria-Treviño y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 334 p.

NELSON, R. A. (1985): *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Contributions in Petroleum Geology and Engineering, 1. Gulf Publ. Co, Houston, Texas, 320 p.

PANOZZO HEILBRONNER, R. (1992): *The autocorrelation function: an image processing tool for fabric analysis*. Tectonophysics, 212, 351-370.

PANOZZO HEILBRONNER, R. (1993): *Controlling the spatial distribution of deformation in experimentally deformed and dehydrated gypsum*. In: J. N. BOLAND and J. D. FITZGERALD (EDS.): "Defects and Processes in the Solid State: Geoscience Applications-The Mc Laren Volume". Elsevier Sci. Publ., B. V., Amsterdam, 169-194.

RASBAND W. AND REEVES, A. A. (1992): *Image 1.28*. National Institute of Health, Research Branch NIMH.

RAZAK, M. (1984): *Aplicación des méthodes numériques et statiques a l'identification des reservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie*. Thèse d'Etat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 383 p.

REEVES, A. A. (1990): *Optimized fast Harley transform for the MC68000 with application in image processing*. Ms.S. Thesis. Dartmouth College, Hannover, USA, 86 p.

SALAS, J. D.; YEVJEVICH, V. and LANE, W. L. (1980): *Applied modelling of hydrologic time series*. Water Res. Publ., Littleton, Colorado; 448 p.

SAMPER, F. J. y CARRERA J. (1990): *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. Universidad Politécnica de Barcelona, 484 p.

SHERIFF, R. E. y GELDART, L. P. (1991a): *Exploración sísmológica, vol. I. Historia, teoría y obtención de datos*. Ed. Noriega-Limusa, Mexico D.F., 309 p.

SHERIFF, R.E. y GELDART, L. P. (1991b): *Exploración sísmológica, vol. II. Procesamiento e interpretación de datos*. Ed. Noriega-Limusa, Mexico D.F., 275 p.

STABLER, C. L. (1968): *Simplified Fourier analysis of fold shapes*. Tectonophysics, 6, 343-350.

VAN GOLF-RACHT, T. D. (1982): *Fundamentals of fractured reservoir engineering*. Developments in Petroleum Science, 12. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 710 p.

Original recibido: Febrero de 1995.

Original aceptado: Abril de 1995.

Las Mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España).

Por M. C. MORO (*); M. GIL (*); M. L. CEMBRANOS (*); L. PEREZ DEL VILLAR (**) y A. FERNANDEZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se resumen las características textoestructurales, mineralógicas y geoquímicas de las mineralizaciones de variscita silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva). Se comparan entre sí y se establece un modelo metalogénico común en estrecha relación con las rocas silíceas encajantes. Y por último, se aportan algunos criterios y guías de prospección para la localización de mineralizaciones de variscita en otras zonas con características geológicas semejantes.

Palabras clave: Variscita, cherts y/o liditas. Silúrico, exhalativo-sedimentario, Zamora, Huelva.

ABSTRACT

Some of the textural, mineralogical and geochemical characteristics of the silurian variscite mineralizations of Alcañices and Terena Synforms are summarized in this paper. As a result, the different occurrences have been correlated and genetic model has been proposed in relation with host siliceous rocks. Finally, some criteria that can serve prospecting guides in similar geological environments are proposed.

Key words: Variscite deposits, cherts y/o lidites. Silurian, exhalative-sedimentary, Zamora, Huelva.

INTRODUCCION

MORO et al. (1992a) efectúan una síntesis preliminar de las mineralizaciones estratiformes de variscita (aluminofosfatitas) asociadas a los metasedimentos silúricos del Macizo Hespérico. En ella ponen de manifiesto que mineralizaciones de esta naturaleza han sido citadas en las provincias de Barcelona (MATA et al., 1983 y FERNANDEZ TURIEL et al., 1990), Huelva (MORO et al., 1992 b) y Zamora (ARRIBAS et al., 1971 y MORO, 1988 y MORO et al., 1991 a y b). Las de esta última provincia son, hasta el momento, las más importantes por el número y calidad de los

indicios. También mineralizaciones semejantes a estas han sido descritas en la zona NE de la región Transmontana (Portugal) por MEIRELES et al., 1987.

Las mineralizaciones de la provincia de Zamora están asociadas a los materiales silíceos de la serie volcánico-sedimentaria silúrica del Sinforme de Alcañices. En ellas, los autores citados han establecido dos tipos de mineralización: uno, estratiforme, con texturas laminar, masiva y nodular, relacionado espacial y genéticamente con las rocas silíceas (cherts y/o liditas) encajantes, y otro filoniano, con textura masiva, que se encuentra rellenando fisurillas anastomosadas de la roca encajante, o bien, asociada a los diques de cuarzo que, con dirección N100E son paralelos o subparalelos a la esquistosidad regional.

(*) Dpto. de Geología. F. Ciencias. Univ. Salamanca. 37008 Salamanca.

(**) Dpto. de Técnicas Geológicas. CIEMAT. 28040 Madrid.

Las mineralizaciones de la provincia de Huelva están asociadas, igualmente, a los niveles silíceos (liditas) de la serie volcánico-sedimentaria silúrica que ocupa el Sinforme de Terena en dicha provincia. En ellas, y por las características textoestructurales, mineralógicas y geoquímicas que presentan, se han diferenciado, al igual que en el Sinforme de Alcañices, dos tipos de mineralización de variscita: uno estratiforme y otro filoniano.

Las Mineralizaciones del Sinforme de Alcañices (Zamora)

Las mineralizaciones de variscita de la provincia de Zamora están situadas geográficamente en la región centro-occidental de esta provincia, en las llamadas tierras de Alba y Aliste. Esta región, que coincide con la megaestructura hercínica denominada Sinforme de Alcañices (MARTINEZ GARCIA, 1971 y VACAS Y MARTINEZ CATALAN, 1987), está situada desde el punto de vista geo-

lógico en el sector N de la Zona Centroibérica de JULIVERT et al., 1972, y limitada, al S, por la antiforma de Villadepera (QUIROGA, 1981) y al N, por la del Olla de Sapo, que separa la zona Asturoccidental-Leonesa de la Centroibérica (Fig. 1).

El Sinforme de Alcañices está caracterizado por la presencia de un zócalo neísico de edad Cámbrico superior-Ordovícico inferior (GEBAUER et al., 1993). Sobre este zócalo descansa el Ordovícico muy bien desarrollado, aunque a veces le faltan los términos superiores. El Silúrico y el Devónico inferior, en los que están encajadas las mineralizaciones de variscita, presentan litologías muy variadas. Por último, los materiales del Devónico superior y Carbonífero inferior, con características flyschoides, constituyen la denominada Formación San Vitero. Todo este conjunto fué afectado por cuatro fases hercínicas de deformación y una tardihercínica de fracturación (VACAS y MARTINEZ CATALAN, 1987). (Fig. 1).

Los materiales Silúrico-Devónicos del Sinforme han sido descritos, en distintos sectores del mis-

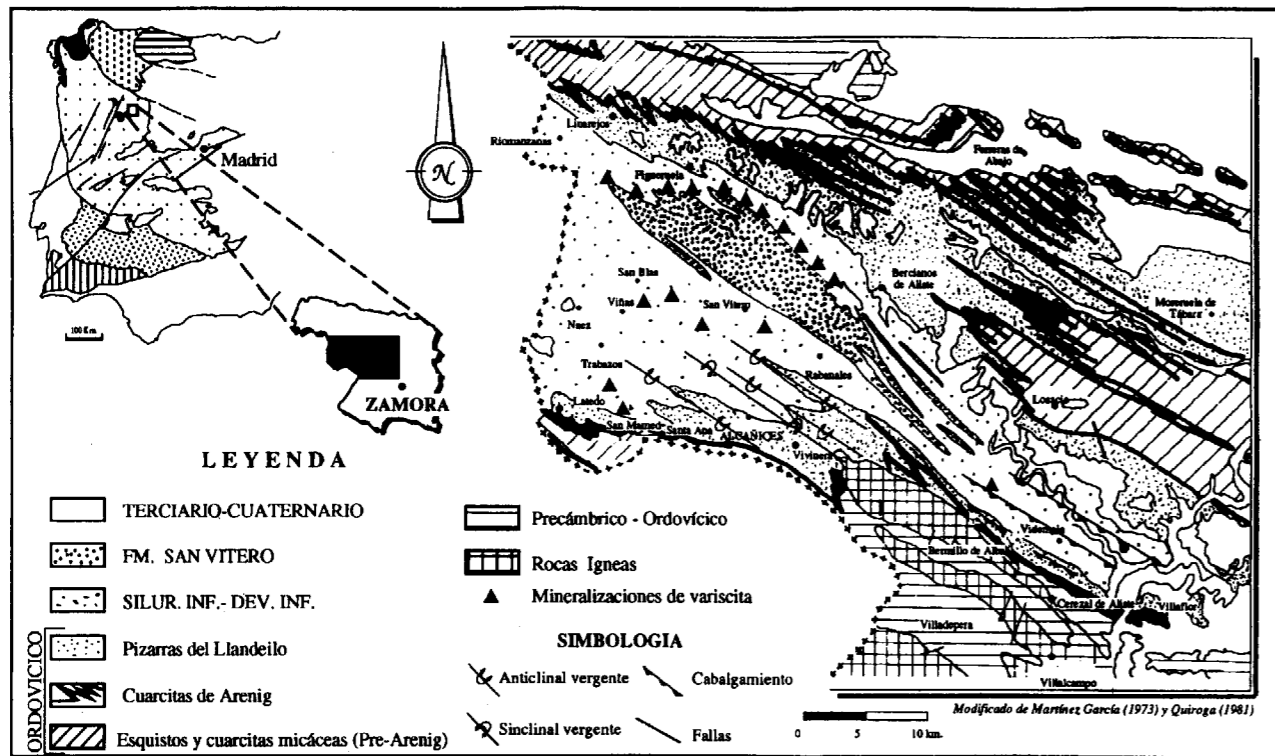


Figura 1.-Situación geográfica y geológica de las mineralizaciones de variscita estudiadas.

mo, por MARTINEZ GARCIA (1973), QUIROGA (1981), VACAS y MARTINEZ CATALAN (1987) y TURRION Y MORO (1989). Los cambios laterales de facies observados han aconsejado por un lado, esquematizar la correlación entre las distintas series estratigráficas aportadas por los autores citados (Fig. 2a) y por otro, resumir las principales características litoestratigráficas de las series establecidas por TURRION y MORO (1989) y MORO et al. (1991b) en el sector estudiado (Fig. 2b).

C.A.R.B.	ANTONA (1981)	TURRION Y MORO (1989)	VACAS - M. CATALAN (1987)	QUIROGA (1981)	MARTINEZ (1973)
	Fm. San Vitero				
D.E.V.	SUPERIOR				
	INFERIOR	Fm. Campillo	Fm. Alameda	Fm. San Vitero Fm. Muga	?
S.I.L.U.R.I.C.O	LUDLOW				
	WENLOCK				
	TARANNON	Fm. Manzanal del Barco	Fm. Manzanal del Barco	Fm. Alba Fm. Bercianos Fm. San Vicente	Serie San Vitero ?
LLANDOVERY					

a

FORMACION	LITOLOGIA	POTENCIA
Cerro de la Cogolla	Bancos de cherts alternando con cineritas y pizarras silíceas	Variable entre 120 m (NO) y 450 m (SE)
Liditas de San Vicente	Bancos de liditas alternando con pizarras ampelíticas y rocas volcánicas (Graptolites Llandovery sup. -Wenlock sup.	Variable entre 10 m y 80 m.
San Vicente de la Cabeza	Alternancia de pizarras tobáceas y liditas, calizas y pizarras. Pizarras, liditas y grauwacas	390 m.

b

Figura 2.-a) Esquema de correlación entre las series estratigráficas del Silúrico-Devónico establecidas en el Sinforme de Alcañices. b) Principales características litoestratigráficas del Silúrico-Devónico en el sector estudiado.

Otra característica importante del Silúrico-Devónico Inferior del Sinforme es la presencia constante, en el Llandovery medio, de rocas volcánicas básicas interestratificadas, con afinidad toleítica (ANCOECHEA et al., 1988). También, en el WENLOCK superior, aparecen rocas volcánicas que fueron citadas por PUIG y LARRAZ (1883), MARTINEZ-GARCIA (1973) y QUIROGA (1981) y caracterizadas por ANCOECHEA et al. (1988) y MONTERO et al. (1992) como riolitas, dacitas y andesitas, pertenecientes a la serie calcoalcalina con tendencia potásica, e incluso shonsonítica. QUIROGA (1981) cita también rocas volcánicas básicas interestratificadas en los materiales del Ludlow inferior.

También resulta característico de estos materiales la presencia de mineralizaciones estratiformes de Ba (MORO et al., 1994 a), Fe (GIL AGERO y MORO, 1992), y Mn (TURRION, 1988 y TURRION y MORO, 1989) situadas en posiciones estratigráficas próximas a las de la variscita.

Las Rocas encajantes

Las mineralizaciones de variscita de la región de Alcañices más estudiadas son las que están situadas en el sector de Bercianos- Pobladura de Aliste, donde se encuentra el conocido distrito de Palazuelo de las Cuevas (Fig. 3). No obstante, indicios de estas mineralizaciones se conocen y han sido estudiadas en todo el Silúrico del Sinforme.

Las liditas y cherts encajantes de estas mineralizaciones fueron denominadas por TURRION (1988), en la zona de San Vicente-Palazuelo de las Cuevas, liditas de San Vicente y de Cerro de la Cogolla respectivamente. Estas formaciones posteriormente fueron reconocidas, cartografiadas y estudiadas por MORO et al. (1991 b) en todo el sector (Fig. 3). Así, en los metasedimentos silúricos del area que recoge la cartografía 1:25.000 de esta figura se diferencian tres formaciones continuas que, de muro a techo, son las siguientes: Formación S. Vicente de la Cabeza, Formación Liditas de San Vicente y Formación Cerro de la Cogolla. Las características de cada una de ellas están resumidas en la Fig. 2b y en las Figs. 4A, 4B y 4C.

La Fm. Liditas de San Vicente es una serie monótona formada por una alternancia de niveles de liditas de aproximadamente de 5 a 10 cm de potencia, pizarras negras y rocas volcánicas. Las liditas es la litología más importante. En ellas se encuentran niveles interestratificados de sulfuros, fosfatos y de naturaleza carbonosa de potencia centimétrica (Fig. 4B). La potencia de esta serie, a lo largo de todo el afloramiento cartografiado, es muy variable, pasando de 60 m, en Bercianos de Aliste, a unos 10 m en la zona de Torres de Aliste (Fig. 3).

Las liditas están constituidas esencialmente por cuarzo cripto a microcristalino, sericita, clorita, restos de posibles radiolarios silicificados, mate-

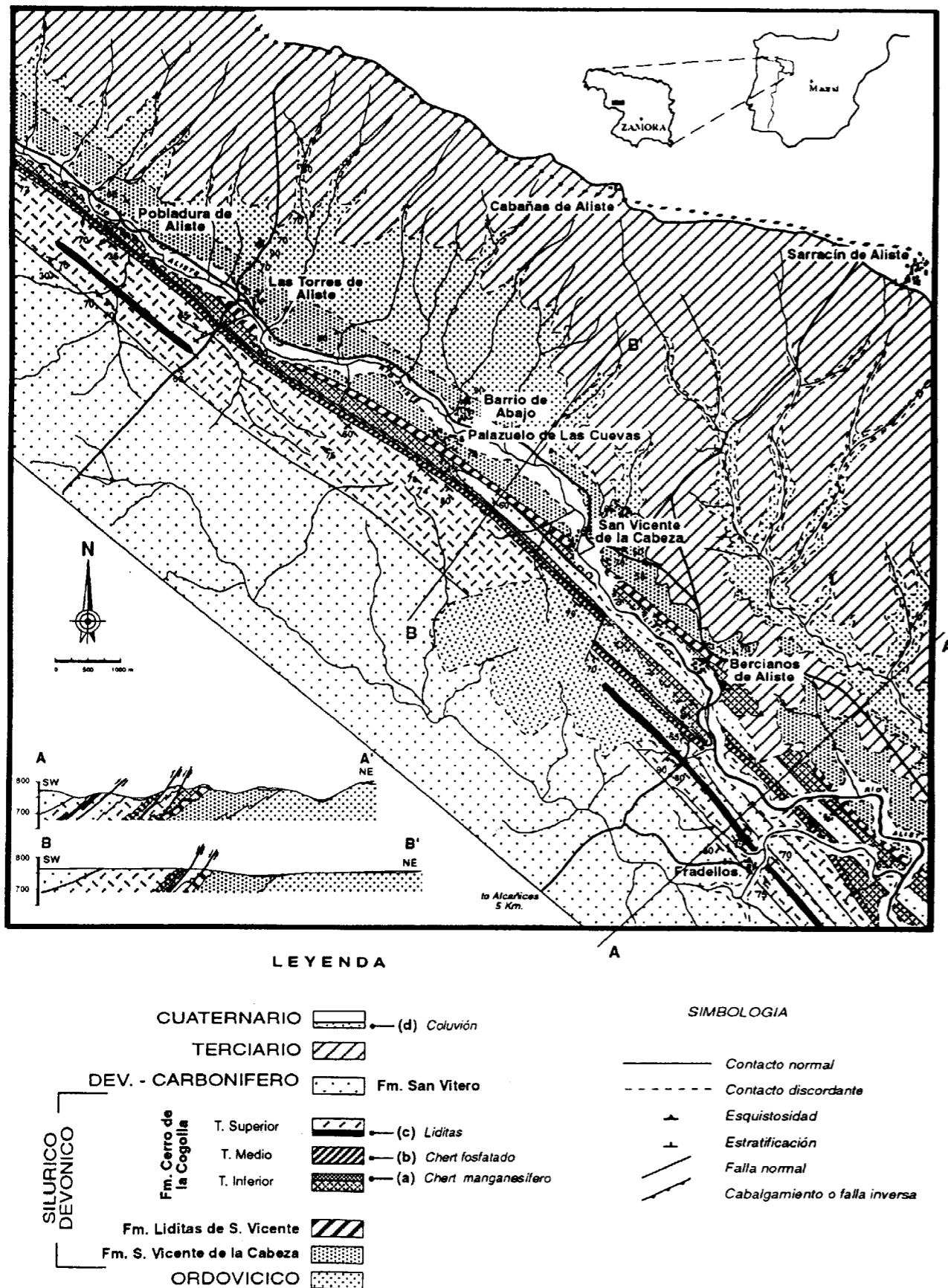


Figura 3.-Mapa geológico de la zona Bercianos-Pobladura de Aliste.

ria carbonosa y pirita framboidal oxidada como minerales accesorios.

La caracterización química de estas rocas silíceas se ha realizado a partir del análisis de 54 muestras de liditas. En ellas se han determinado los elementos mayores y traza mediante espectroscopia ICP y absorción atómica, el Corg y el S mediante el analizador elemental LECO CS-125. Los resultados obtenidos, al objeto de conocer el origen de estas rocas, se han comparado con los publicados por otros autores ADACHI et al., 1986, SUGISAKI et al., 1982 y YAMAMOTO, 1983 para rocas semejantes, pero de orígenes distintos, Así, de acuerdo con el parámetro Al/(Al+Fe+Mn) de BOSTROM y PETERSON (1969), indicativo del origen hidrotermal (0,01) ó biogénico (0,60) de estas rocas silíceas, las liditas de la Fm. San Vicente de la Cabeza, con una relación en torno a 0,53 (Tabla 1), parecen tener un origen biogénico.

El contenido en TiO₂ de estas rocas es igualmente indicativo de la influencia clástica en su for-

	Hidrotermales		Biogénicos		?		?	
	Cherts 17M(1)	Porcelanitas 20M(1)	Cherts 83M(2)	Cherts 81M(3)	Liditas 54M(3)			
	x ± s	x ± s	x ± s	x ± s	x	σ	x	σ
SiO ₂ (%)	94,08±3,97	90,86±2,77	95,30±2,94	93,99	3,80	91,10	4,16	
TiO ₂	0,05±0,02	0,15±0,06	0,10±0,11	0,07	0,10	0,11	0,17	
Al ₂ O ₃	0,52±0,32	2,38±1,09	1,99±1,42	1,67	1,69	2,08	1,49	
Fe ₂ O ₃ (total)	2,53±1,50	3,24±0,87	0,98±0,67	1,18	1,20	1,29	0,82	
MnO	0,43±0,24	0,48±0,32	0,04±0,09	0,05	0,13	0,03	0,03	
MgO	0,33±0,17	0,91±0,30	0,54±0,39	0,14	0,23	0,20	0,22	
CaO	0,35±0,37	0,39±0,17	0,38±0,09	0,14	0,25	0,49	1,21	
Na ₂ O	0,51±0,13	0,60±0,14	0,12±0,20	0,15	0,32	0,39	0,66	
K ₂ O	0,28±0,13	0,74±0,27	0,51±0,38	0,36	0,40	0,43	0,38	
P ₂ O ₅	0,15±0,13	0,20±0,10	0,06±0,08	0,28	0,50	0,28	0,80	
CO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0,37	0,37	3,42	2,44	
SO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	0,05	0,04	0,05	
H ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0,41	0,15	0,37	0,15	
P.F.	n.d.	n.d.	n.d.	1,01	0,67	2,18	1,18	
Cr(ppm)	22±9	12±14	38±21	67,6	73,8	66	127,6	
Co	6,6±3,9	10±4	3,5±2,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Ni	26±14	45±16	14±6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Cu	130±61	320±170	59±27	41,2	106,9	25,1	33,5	
Zn	35±21	77±26	29±15	17,8	24,5	18,3	23	
Rb	9,7±4,8	31±12	29±20	n.d.	n.d.	3,33	1,56	
Sr	35±28	74±39	37±52	37,9	55,9	166,6	510,1	
Y	13±8	30±13	6,6±8,1	6,7	8,3	7,7	8,6	
Zr	14±7	42±14	25±33	21,8	30,7	26,1	35,7	
Nb	2,5±1,9	5,3±2,3	2,7±2,0	23,2	14,7	27	11,4	
Mo	15±5	13±3	8,5±1,6	8,7	6,2	19,4	32	
Pb	12±6	14±5	8,0±5,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Th	4,1±5,4	8,0±3,0	3,1±3,1	2,33	3,86	3,86	3,21	
Ba	450±460	1600±1400	140±85	184,7	293,3	218,9	253	
Ga	3,2±2,2	5,6±2,8	3,4±2,4	2,6	4,2	3,8	4,5	
V	n.d.	n.d.	n.d.	242,6	168,7	322,3	149	
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	5,1	9,4	7	9,4	
U	n.d.	n.d.	n.d.	3,33	4,00	3,87	2,14	
Al/(Al+Fe+Mn)	0,12±0,07	0,32±0,07	0,60±0,08	0,49	0,16	0,53	0,16	
MnO/TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	2,41	11,39	0,66	1,15	
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	34,22	31,36	22,25	17,38	

Tabla 1.-Composición química media de las rocas silíceas de distintos orígenes.

mación (SUGISAKI, 1984). Así, valores de 0,05% de este óxido indican un origen hidrotermal, y valores superiores a 0,10%, un aporte clástico importante. Dado que las liditas estudiadas tienen un contenido en TiO₂ = 0,11%, se puede decir que la influencia de los materiales pelíticos en su formación fué importante. Además, esto se confirma al observar que los óxidos más positivamente correlacionados entre sí son: TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y K₂O, los cuales son los componentes esenciales de la fracción micéica y clorítica de estas rocas. Por último, los valores de la relación Fe₂O₃/TiO₂ y, especialmente, los de la relación MnO/TiO₂, indicativas también del medio de formación de los sedimentos silíceos marinos (SUGISAKI et al., 1982 y SUGISAKI, 1984), sugieren igualmente que estas rocas tienen un origen esencialmente biogénico.

La Fm. Cerro de la Cogolla: Se encuentra a techo de la Fm. Liditas de San Vicente y es una serie fundamentalmente silíceica formada por bancos de chert que alternan con niveles de cineritas y pizarras silíceas (Fig. 4C). La potencia de esta

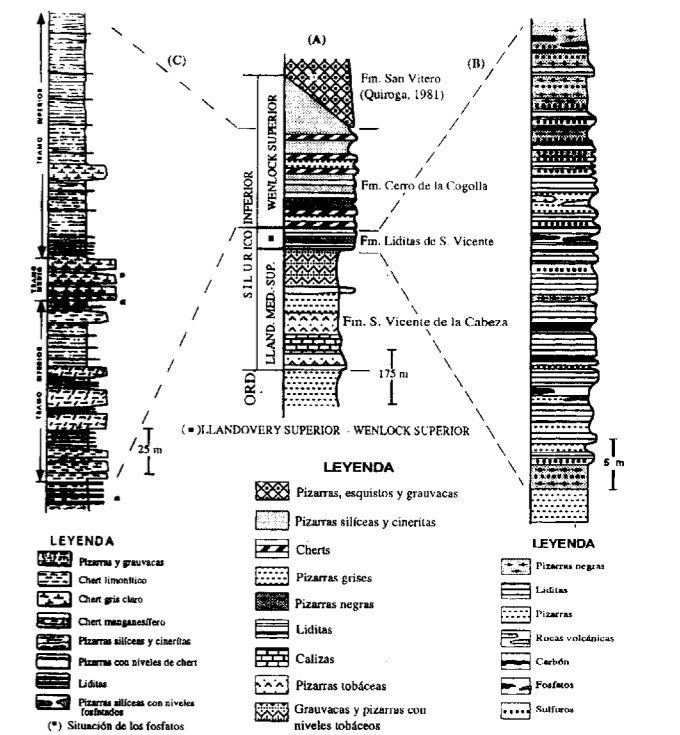


Figura 4.- (A) Columna estratigráfica del Silúrico inferior en el sector estudiado. (B) Columna estratigráfica de la Fm. Liditas de San Vicente. (C) Columna estratigráfica de la Fm. Cerro de la Cogolla.

formación varía considerablemente del NO al SE de la zona, pasando de unos 120 m, en la parte NO del mapa, a 450-470 m, al S de San Vicente de la Cabeza (Fig. 3). Esta formación se ha subdividido en tres tramos: el tramo inferior contiene las mineralizaciones de Mn descritas por TURRION (1988), TURRION y MORO (1989) y el tramo medio las mineralizaciones de fosfatos que se describen en este trabajo (Fig. 4C).

Los primeros metros del tramo intermedio están formados por una alternancia centimétrica de chert, pizarras silíceas y cineritas de tonos pardo-amarillentos, en los que encajan niveles lenticulares fosfatados de 1 a 2 cm de potencia y varios m de longitud. Estos niveles están constituidos casi exclusivamente, por nódulos fosfatados de 0,5 cm de diámetro. A continuación se encuentra un paquete de varios metros de potencia de pizarras silíceas blanquecinas, con algunos niveles interestratificados de chert gris claro. Por último se encuentran los bancos de chert de color gris claro aflorantes en las partes más altas de los Cerros de la Cogolla, las Cercas y El Perdón y encajantes también de las mineralizaciones de fosfatos. (Fig. 4C).

Para la caracterización geoquímica de estas rocas silíceas se han analizado un número de muestras representativas (81) de los distintos afloramientos de la zona. En la Tabla 1 se recoge la composición química media de los cherts analizados. Si se efectúa el mismo estudio comparativo que en el caso de las liditas de San Vicente se llega a la misma conclusión. Para visualizarlo se representan los contenidos en Al, Fe y Mn de las muestras analizadas en el diagrama triangular de ADACHI et al. (1986) observándose que mayoritariamente las muestras se agrupan en el campo de los cherts biogénicos y una mínima parte en el de los cherts hidrotermales (Fig. 5).

En consecuencia, se puede decir que las rocas silíceas encajantes de las mineralizaciones fosfatadas tienen un origen biogénico, con mayor o menor aporte de materiales sedimentarios pelíticos y con una cierta influencia hidrotermal.

Por otra parte, el análisis de la matriz de los coeficientes de correlación indica que existe entre SiO_2 y el resto de los óxidos un coeficiente de correlación altamente negativo y, claramente positivo, entre Al_2O_3 y Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O y TiO_2 , indicando, en este caso, la existencia en la frac-

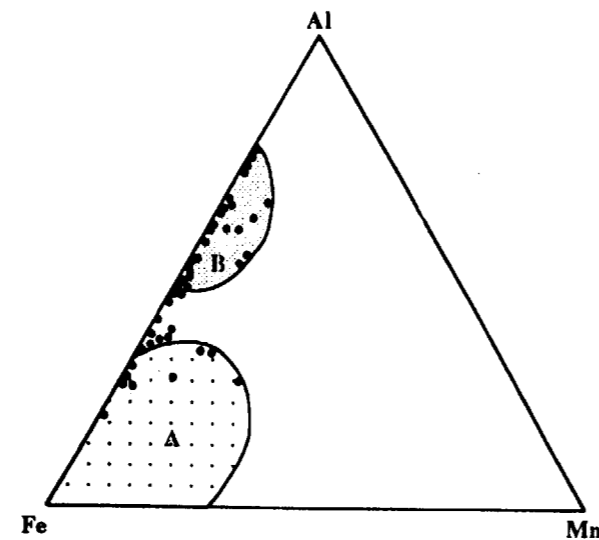


Figura 5.-Diagrama Al-Fe-Mn, según ADACHI et al., 1986. A: dominio hidrotermal. B: Dominio no hidrotermal. Muestras estudiadas.

ción aluminica de una fase aluminico-potásica y de otra aluminico-ferromagnesiana de tipo clorítico. La representación gráfica de la composición química de las muestras silíceas en el diagrama triangular: $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ indica que estas rocas están constituidas minoritariamente por clorita, illita, biotita, moscovita y trazas de feldespato potásico (Fig. 6).

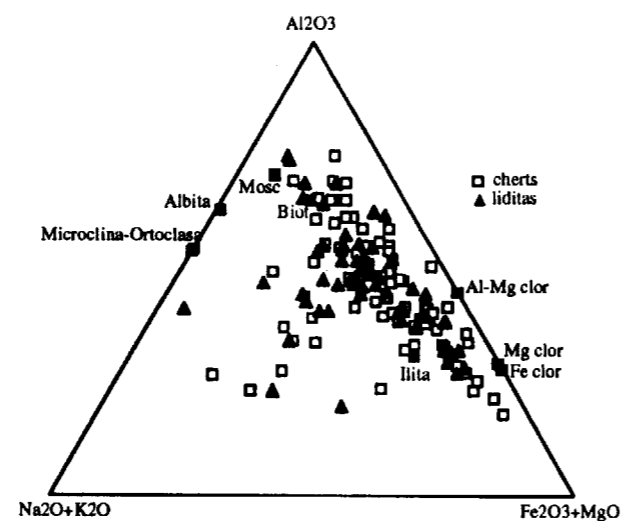


Figura 6.-Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ de las rocas encajantes.

La Mineralización

De acuerdo con sus características textoestructurales se han diferenciado dos tipos fundamentales de mineralización de variscita. Uno, formando lechos alternantes y concordantes con las rocas silíceas encajantes, y otro, rellenando fracturillas anastomosadas de las mismas rocas o asociado a filones de cuarzo. Estos últimos, con dirección N100E, son subverticales y paralelos a subparalelos a la esquistosidad regional (S_1).

En el primer tipo, denominado genéricamente "chert variscítico" o aluminofosfatitas, según la terminología de SLANSKY (1980), se han diferenciado, en función de su textoestructura, tres subtipos: chert variscítico laminar, masivo y nodular.

Chert variscítico laminar: En este caso, los niveles variscíticos no sobrepasan normalmente los 5 mm de espesor, la variscita es de micro a criptocristalina y puede presentar textura masiva, laminada y/o fibrosa (Fig. 7a).

Chert variscítico masivo: Este tipo de mineralización está presente tanto en la Fm. Liditas de San Vicente como en el chert gris del tramo medio de la Fm. Cerro de la Cogolla. Se presenta en nódulos o niveles lenticulares de varios cm de potencia y otros tantos de longitud. (Fig. 7b). Tiene un color blanco-grisáceo o amarillento y, en ocasiones, ligeramente verdoso. Está constituido por un intercrecimiento de micro a criptocristalino de cuarzo y minerales fosfatados, principalmente variscita-estregita, y crandallita y apatito como accesorios. (Fig. 7d).

Chert variscítico nodular: Este tipo de mineralización puede tener 2 ó 3 cm de potencia y muchos más de longitud (Fig. 7c). Está constituida esencialmente por nódulos de variscita y de forma accesoria por otros de composición variscita-estregita y crandallita. Según la abundancia de los nódulos, éstos pueden formar verdaderas masas nodulares o encontrarse de forma dispersa en la matriz silíceo-sericítica. En cualquier caso, el diámetro de estos nódulos no sobrepasa los 2 mm observándose, en la mayoría de ellos, una textura multilaminada concéntrica, y a veces, fibroso-radiada, pero conservándose siempre la textura multilaminada (Fig. 7f). El espesor de las láminas es constante y su trazado festo-

nado. Es frecuente observar dos o tres nódulos envueltos por una laminación común. El núcleo de los nódulos, en ocasiones, puede ser un grano de cuarzo detrítico o un resto fósil. Todas estas características texturales sugieren que estas formas nodulares corresponden probablemente a oncolitos.

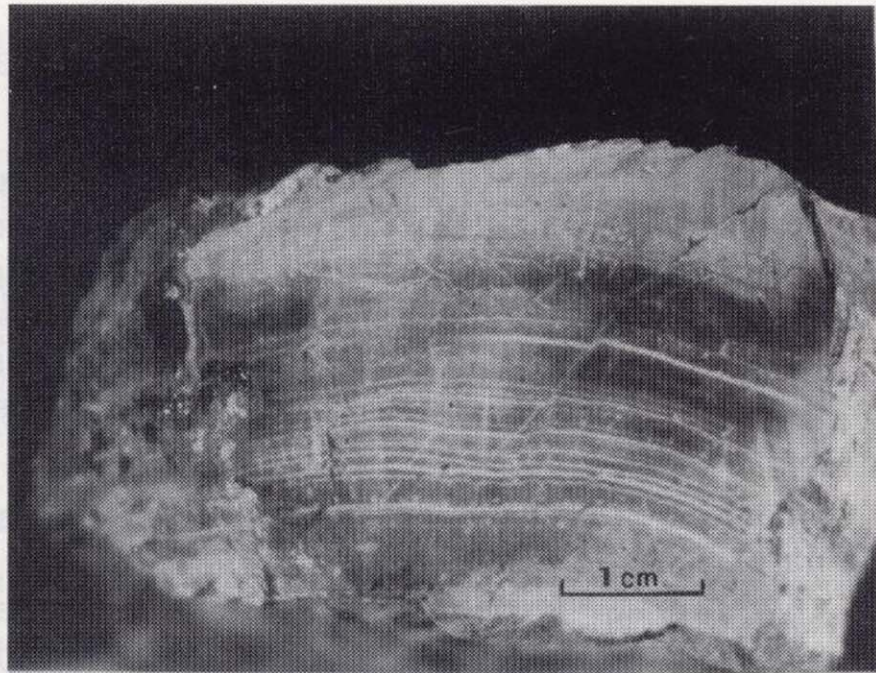
Ocasionalmente, en estas formas oncolíticas, la naturaleza de las láminas no es constante, observándose alternancias entre láminas de variscita y otras de sílice, siendo las de estregita y crandallita muy raras (Fig. 7f). Cuando estas formas son tan abundantes como para formar verdaderas masas nodulares, éstas pueden tener varios cm de potencia y un color verde característico. En este caso, los nódulos no conservan las texturas multilaminadas concéntricas ya que están totalmente recristalizados.

En el segundo tipo de mineralización, rellenando fracturillas, la variscita es generalmente masiva, de color verde esmeralda y más traslúcida. Puede aparecer como el único mineral que rellena las fracturillas anastomosadas, o bien acompañando al cuarzo de filones hidrotermales. Este tipo de variscita parece haber sido la más utilizada en la fabricación de objetos decorativos prehistóricos y actuales.

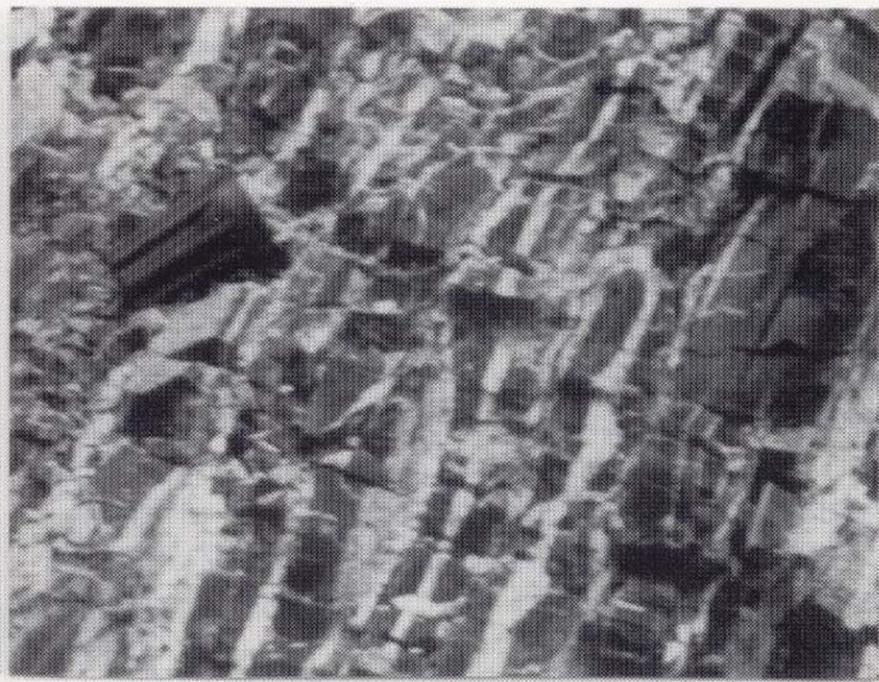
Las características mineralógicas y químicas de los tipos y subtipos de la mineralización de fosfatos esencialmente variscítica, han sido determinadas mediante microscopía de polarización, difracción de Rayos X (D.R.X.), análisis térmico diferencial y termogravimétrico (A.T.D. y T.G.), microscopía electrónica de barrido con analizador de energía dispersiva acoplado (M.E.B. y E.D.X.) y microsonda electrónica CAMEBAX-SX 50 (M.E.).

Las características mineralógicas de la variscita de Palazuelo de las Cuevas fueron determinadas por ARRIBAS et al., (1971). Estas mismas características fueron determinadas también para la estregita por MORO et al., (1994 b). El resto de los minerales fosfatados de estas mineralizaciones: crandallita y turquesa así como los términos intermedios de la serie variscita-estregita han sido identificados por M.E.

Las Tablas 2, 3, 4 y 5 recogen la composición química de la variscita-estregita estratiforme, la composición química media de la variscita, estregita y crandallita estratiforme, la composi-



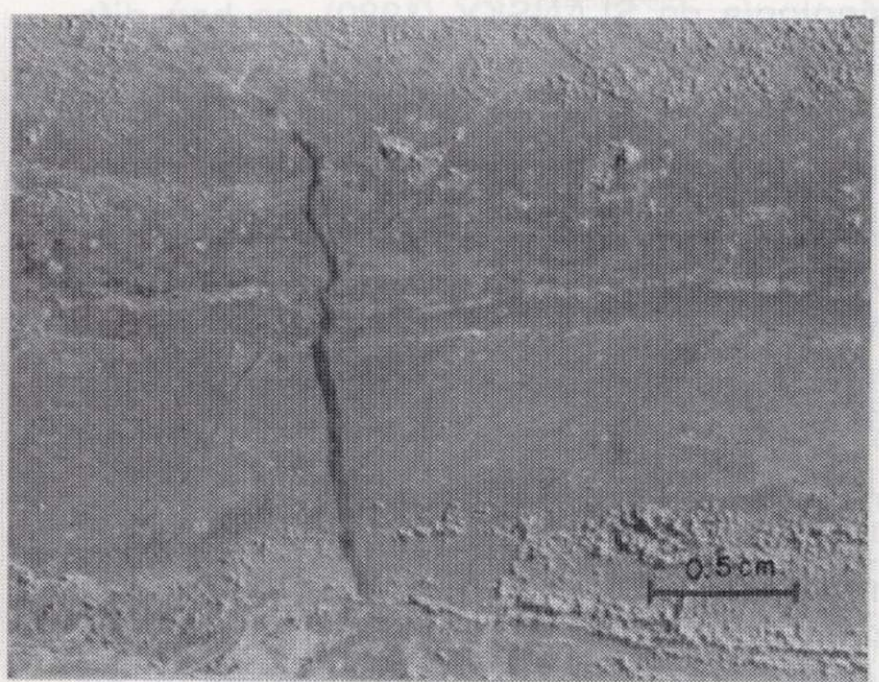
a



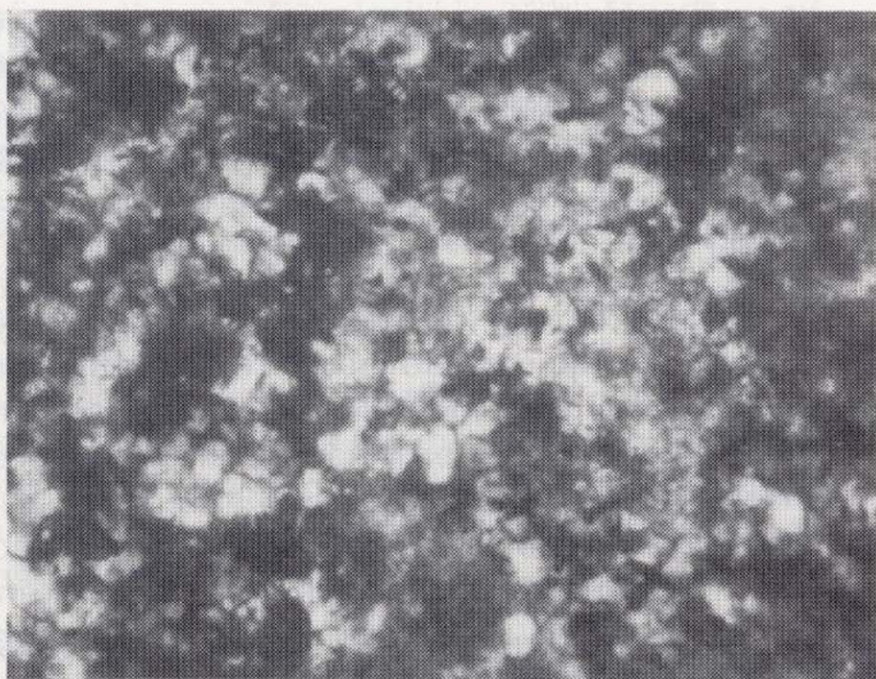
b



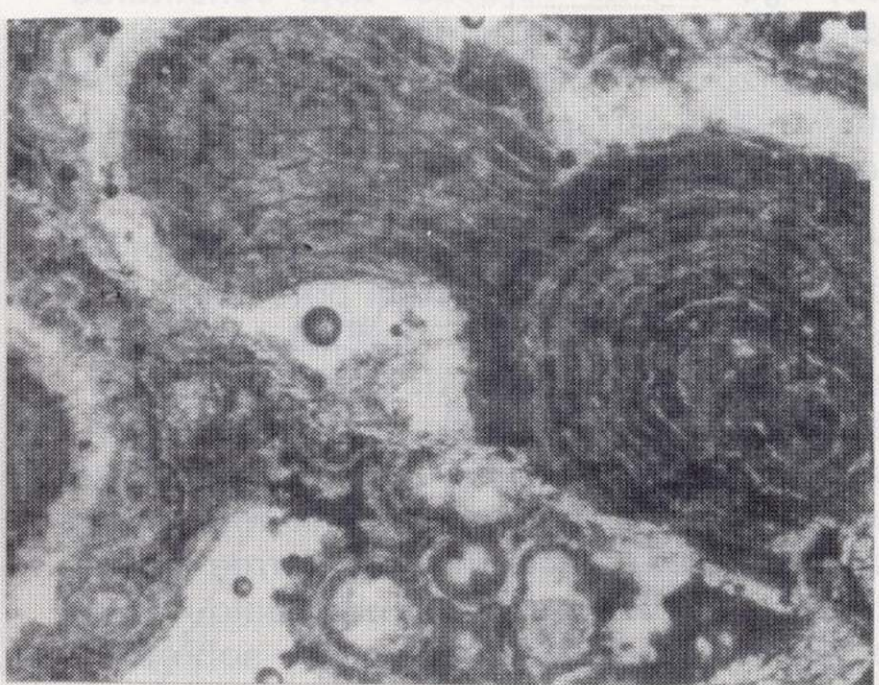
c



d



e



f

Figura 7.-a) Aspecto de la estructura bandeada que presenta el chert variscítico laminar (Zamora). b): Idem del chert variscítico masivo (Zamora). c) Obsérvese cómo los niveles de chert variscítico nodular están afectados por la fase hercínica de deformación (F_2) (Zamora) d) Detalle de un nivel centimétrico de chert variscítico nodular fuertemente recrystalizado (Zamora). e) Aspecto microscópico del intercrecimiento de cuarzo y fosfatos en el chert variscítico masivo (NCx63) (Zamora). f) Detalle microscópico de las texturas primarias de los oncolitos fosfatados. Obsérvese las multilaminaciones concéntricas que presentan (LN x25) (Zamora)

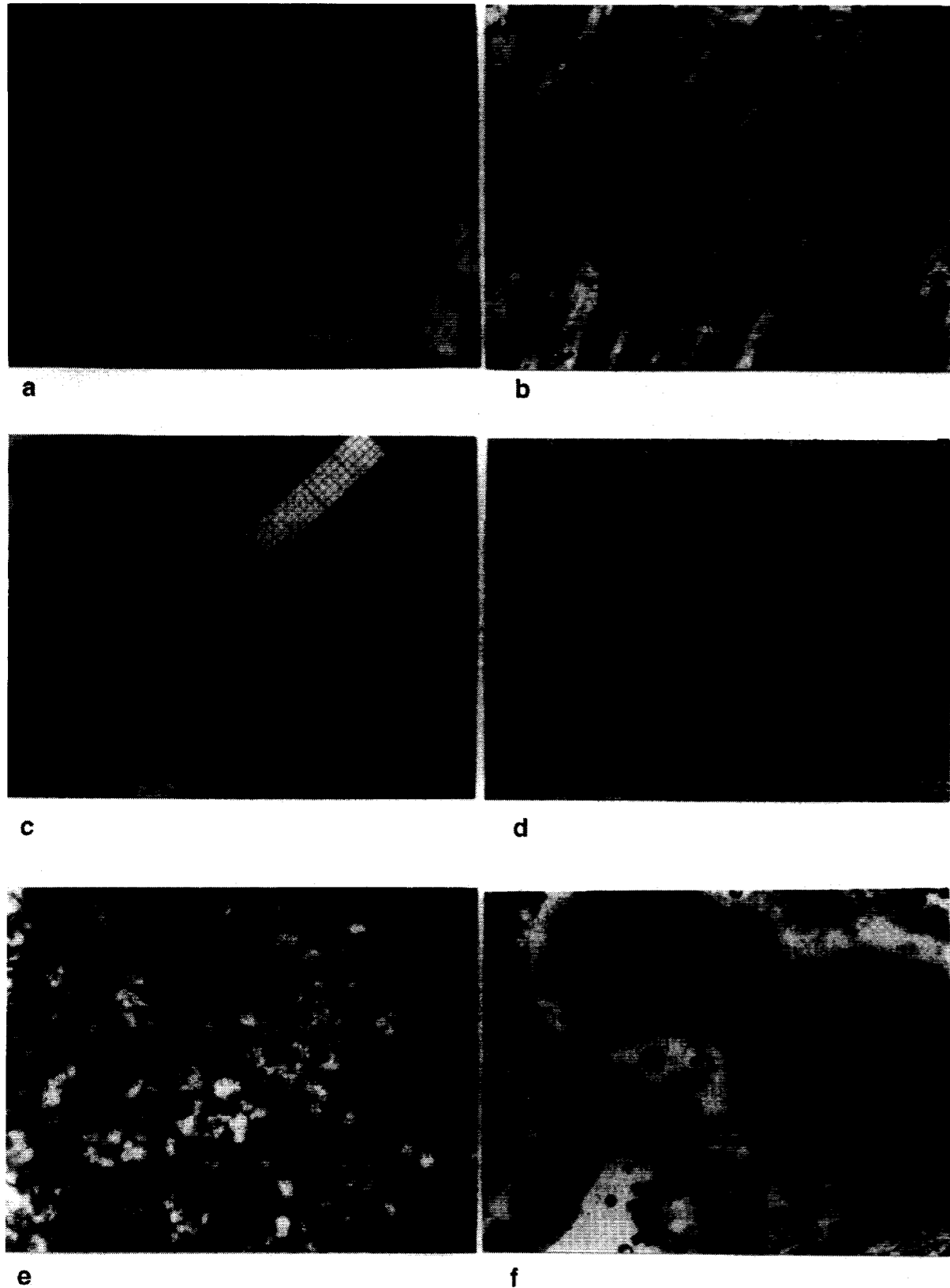


Figura 7.-a) Aspecto de la estructura bandeada que presenta el chert variscítico laminar (Zamora). b): Idem del chert variscítico masivo (Zamora). c) Obsérvese cómo los niveles de chert variscítico nodular están afectados por la fase hercínica de deformación (F₂) (Zamora) d) Detalle de un nivel centimétrico de chert variscítico nodular fuertemente recrystalizado (Zamora). e) Aspecto microscópico del intercrecimiento de cuarzo y fosfatos en el chert variscítico masivo (NCx63) (Zamora). f) Detalle microscópico de las texturas primarias de los oncolitos fosfatados. Obsérvese las multilaminaciones concéntricas que presentan (LN x25) (Zamora)

Puntos	C3 P1	C2 P1	C2 P2	C1 P1	C1 P3
P2O5(%)	51,75	36,18	35,82	38,42	39,99
Al2O3	33,68	15,76	10,69	6,08	6,42
Fe2O3	0,67	4,51	6,16	24,75	26,16
Ca(ppm)	229	57	264	336	193
Zn	1575	1550	1374	10210	1623
Cu	2069	975	2141	7804	2620
V	734	0	150	326	14
Cr	1259	383	274	1348	1574
Ni	39	79	204	259	0
Co	0	87	0	0	0

Tabla 2.-Composición química media de la variscita-estregita estratiforme.

	1		2		3	
	x	σ	x	σ	x	σ
P2O5 (%)	45,89	3,20	34,13	1,18	40,73	0,48
Al2O3	34,92	2,45	6,84	0,89	39,24	0,94
Fe2O3	0,85	0,86	42,69	1,59	1,83	0,94
Na (ppm)	10	43	153	266	0	0
Mn	99	139	46	40	41	45
Ca	205	345	731	133	120	123
Si	164	591	169	148	88	67
Co	82	130	34	93	198	283
Zn	565	1041	n.d.	n.d.	3699	2400
Ni	150	222	293	70	377	270
Cu	587	1060	0	0	7,50(*)	3,78(*)
V	3312	3376	1008	480	7461	13358
Cr	1835	2005	48	83	2297	1084

1= Variscita removilizada (N=54), (*) = %OCu
 2= Estregita removilizada (N=3)
 3= Turquesa removilizada (N=3),

Tabla 4.-Composición química media de la variscita, estregita y turquesa removilizada.

	1		2		3	
	x	σ	x	σ	x	σ
P2O5 (%)	47,90	2,65	41,84	0,28	26,95	3,88
Al2O3	32,65	1,44	5,85	0,39	26,75	2,73
Fe2O3	1,29	0,81	35,37	0,97	2,65	1,37
Si (ppm)	2903	7484	28	42	4422	5792
Mn	116	152	8	17	1574	1712
Ca	483	1012	154	132	11,12(*)	1,68(*)
Co	103	156	159	232	55	76
Ni	166	286	263	360	500	513
Zn	203	389	n.d.	n.d.	163	224
Cu	241	351	262	433	230	236
V	1688	1261	151	322	615	436
Cr	1761	1082	2559	294	1099	335

1= Variscita estratiforme (N=61), (*)= %
 2= Estregita estratiforme (N=5)
 3= Crandallita estratiforme (N=9)

Tabla 3.-Composición química media de la variscita, estregita y crandallita estratiformes.

	B1P2	B1P1	B2P3	B2P4	B2P2	B2P1
P2O5 (%)	48,91	48,61	51,61	22,25	28,07	49,41
Al2O3	30,63	30,21	26,63	8,67	10,57	18,69
Fe2O3	4,18	4,45	13,25	14,85	20,33	21,00
Ca (ppm)	172	129	57	522	164	222
Co	0	110	0	126	39	0
Ni	0	306	0	322	63	134
Cu	695	0	559	0	1542	1094
V	1937	1896	1692	1257	2168	2229
Cr	226	671	1375	1704	1594	944

Tabla 5.-Composición química media de la variscita-estregita removilizada.

ción química media de la variscita, estregita y turquesa removilizada y por último, la composición química media de la variscita-estregita removilizada. De acuerdo con estos datos se puede decir que todas las muestras son muy anómalas en V, Cr, Zn y Cu. El alto contenido en V sugiere que el ambiente en el que se formaron estas mineralizaciones era rico en materia orgánica, la cual absorbe el V y otros elementos. Durante los procesos de oxidación de la materia orgánica, el V es liberado e incorporado más tarde a los fosfatos.

Por otra parte, si la composición química de los fosfatos es representada en los diagramas triangulares: $Al_2O_3-Fe_2O_3-10*CaO$ y $Al_2O_3-Fe_2O_3-CuO$ se observa que las mineralizaciones estudiadas están constituidas mayoritariamente por variscita y, de forma accesoria, por los términos pertenecientes a la serie variscita-estregita y de forma accidental por crandallita y turquesa (Fig. 8).

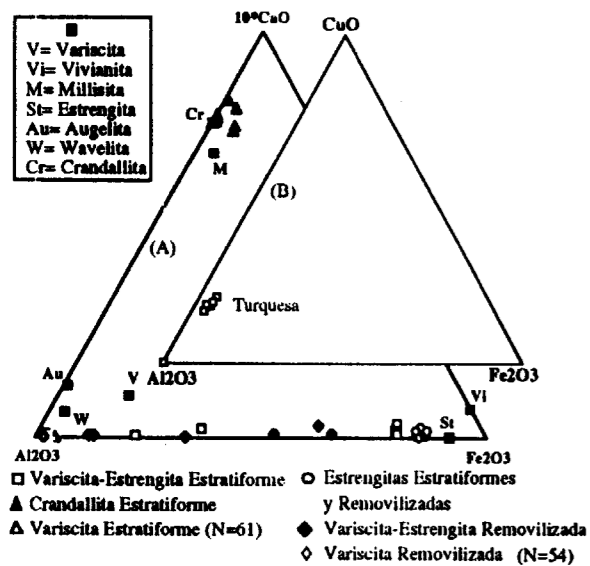


Figura 8.- Diagramas: (A) $Al_2O_3-Fe_2O_3-10*CaO$ y (B) $Al_2O_3-Fe_2O_3-CuO$ de las muestras mineralizadas.

Las Mineralizaciones del Sinforme de Terena (Huelva)

Las mineralizaciones de variscita del Sinforme de Terena están situadas geográficamente en la

región NO de la provincia de Huelva, en el término municipal de Encinasola, concretamente en el paraje denominado Pico Centeno, junto a la frontera hispano-portuguesa. Estas han sido descritas y estudiadas mineralógicamente por MORO et al. (1992b).

Esta región se caracteriza geológicamente por la presencia de materiales con edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero Inferior. Los de edad Cámbrica constituyen un dominio independiente del resto de los materiales paleozoicos, de los que están separados por la falla de Hinojales.

El Ordovícico está constituido por la Formación Barrancos, integrada por una serie monótona de filitas verdesas y moradas, la Formación Cuarcitas de St. Lapa, del Areningiense y, por último, la Formación Colorada, constituida por grauvacas muy bioturbadas.

El Silúrico, intensamente investigado desde el punto de vista uranífero por INGEMISA-JEN-ENUSA (1982), y en cuyos materiales encajan las mineralizaciones de variscita, está constituido, fundamentalmente, por pizarras ampelíticas y liditas, con abundantes intercalaciones de materiales de origen volcánico.

El Devónico inferior y medio está integrado esencialmente por pizarras y grauvacas, para terminar con el Flysh de Terena, probablemente de edad Devónico superior-Carbonífero inferior.

Todo el edificio sedimentario está afectado por dos (RUIZ et al., 1980), o tres (GUTIERREZ-ELORZA, 1970) fases hercínicas de deformación, y por dos sistemas tardihercínicos de fractura con dirección N110-120E y N30-60E. (Fig. 9).

Las Rocas encajantes

Las mineralizaciones estratiformes de variscita se encuentran asociadas a los niveles silíceos (liditas) de la serie silúrica, de naturaleza volcánico-sedimentaria, que aflora en el Sinforme de Terena.

Los niveles de liditas encajantes de las mineralizaciones de variscita presentan una estructura tableada debido a la alternancia de lechos am-

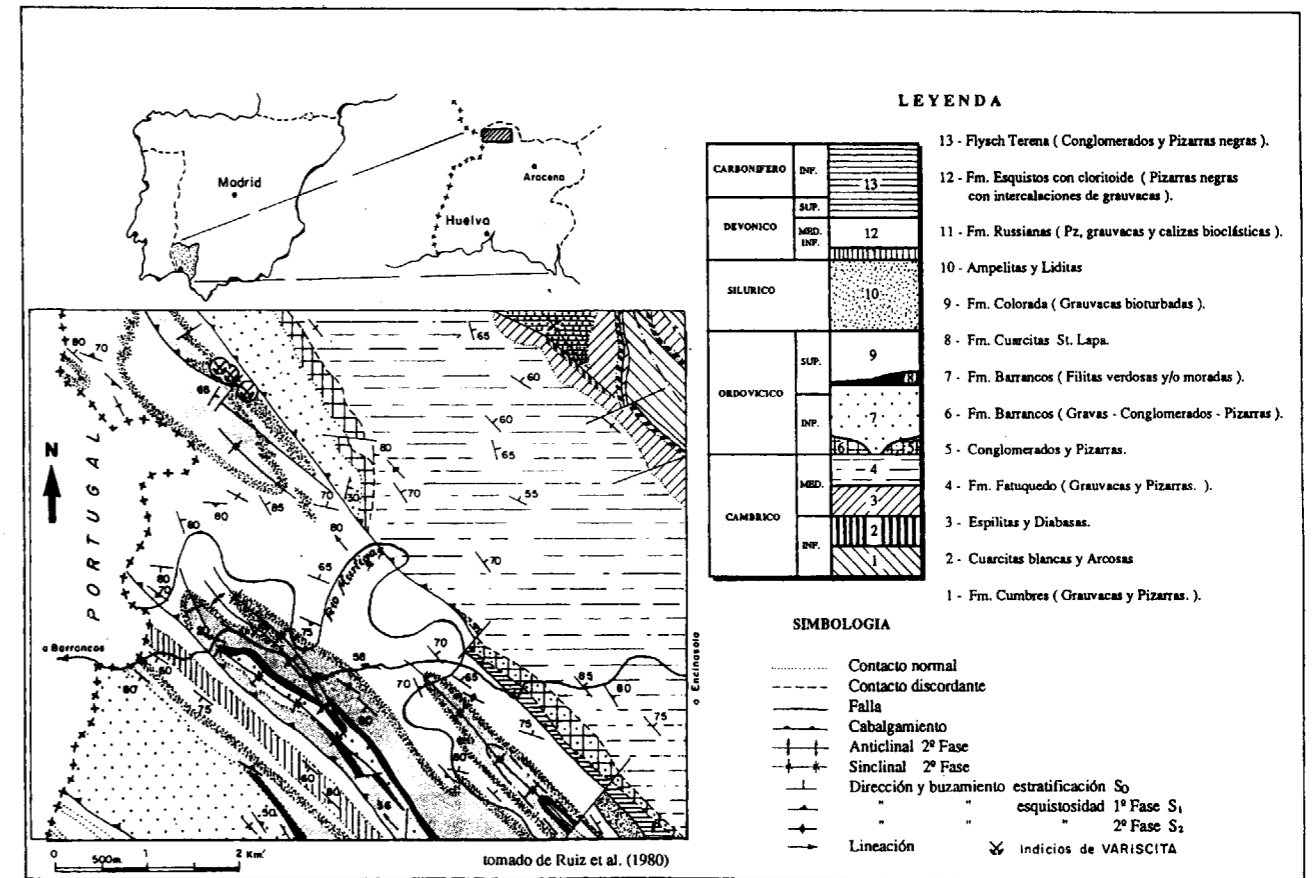


Figura 9.-Esquema geológico de la región de Encinasola (Huelva)

pelíticos. Están constituidas por cuarzo cripto a microcristalino, restos de posibles radiolarios silicificados y trazas de fosfatos, sericita y clorita. La pirita, framboidal y siempre limonitizada, y la materia carbonosa están en una proporción muy alta (Fig. 10b).

Frecuentemente, estas rocas silíceas están intensamente brechificadas, milonitizadas y silicificadas, por las numerosas fracturas que atraviesan la zona.

La caracterización química se ha realizado mediante el análisis de los elementos mayores y traza de 12 muestras procedentes de las proximidades de los indicios de variscita. De los resultados obtenidos, que por otra parte son muy semejantes a los de la provincia de Zamora, cabe destacar el contenido alto en Ba y V de casi todas las muestras, y en, P_2O_5 de algunas de ellas.

La Mineralización

En los indicios del Pico Centeno se han distinguido dos tipos de mineralización de variscita. La primera, con tonos amarillentos, forma niveles de 1 a 2 cm de potencia, alternantes y concordantes con otros de naturaleza silícea (Fig. 10a). Los niveles mineralizados están constituidos por un aglomerado de nódulos de variscita de 1 a 2 mm de diámetro, cementados por una matriz silícea de la que resulta difícil separarlos. Estos nódulos presentan una textura microcristalina, zonada y ocasionalmente multilaminada y concéntrica, semejante a la de los oncolitos. (Fig. 10c). La segunda forma filoncillos anastomosados de hasta 2 cm de potencia, o constituye el cemento y/o los fragmentos de las brechas de falla (Fig. 10d). Este tipo de mineralización está constituida por variscita, cuyo color varía entre el verde esmeralda y el verde pálido, cuarzo

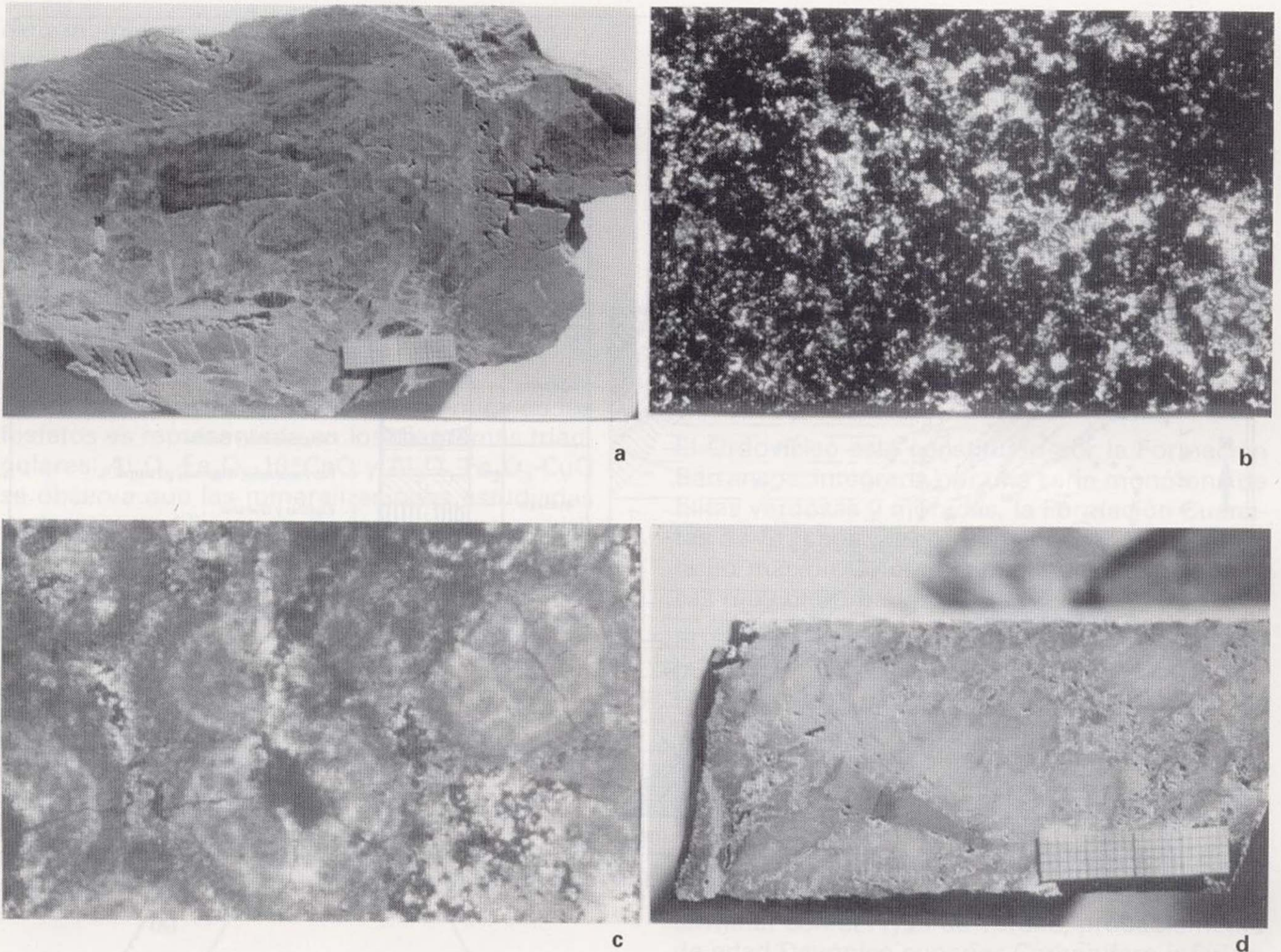


Figura 10.-a) Lidita mineralizada de los indicios de variscita de "Pico Centeno", Encinasola (Huelva). b) Aspecto microscópico de las rocas silíceas. Obsérvese el intercrecimiento microcristalino que presentan los minerales fosfatados y el cuarzo (NC X25) (Huelva). c) Texturas oncolíticas recrystalizadas de la variscita de Encinasola (LN x63) (Huelva). d) Aspecto de la estructura brechoide de la variscita removilizada (Huelva).

y oxi-hidróxidos de Fe. La variscita es masiva, de micro a criptocristalina, y ocasionalmente botroidal o esferulítica, con textura fibrosa-radiada.

Las características mineralógicas de estos dos tipos de variscita han sido determinados por MORO et al. (1992 b) mediante microscopía de polarización, difracción de rayos X (DRX), análisis térmico diferencial y termogravimétrico (ATD y TG), microscopía electrónica (M.E.) y análisis químico por microsonda electrónica (M.E.) y vía húmeda.

Las mineralizaciones de las provincias de Zamora y Huelva. Estudio comparativo

En la Tabla 6 se resumen las características de las mineralizaciones descritas y se comparan entre sí.

Discusión de resultados y consideraciones genéticas

Las características morfológicas y textoestructurales de las mineralizaciones descritas, las res-

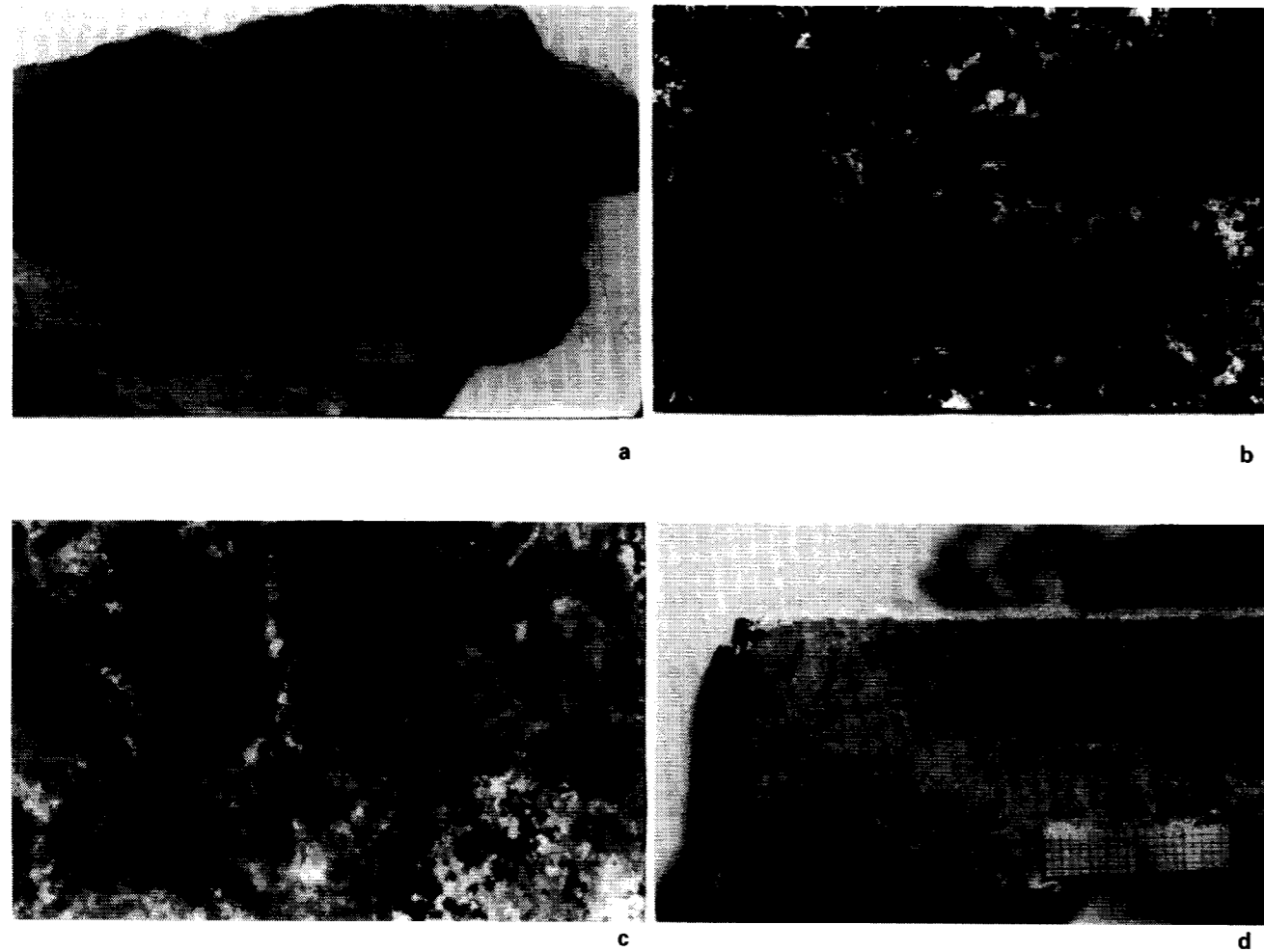


Figura 10.-a) Lidita mineralizada de los indicios de variscita de "Pico Centeno", Encinasola (Huelva). b) Aspecto microscópico de las rocas silíceas. Obsérvese el intercrecimiento microcristalino que presentan los minerales fosfatados y el cuarzo (NC X25) (Huelva). c) Texturas oncolíticas recrystalizadas de la variscita de Encinasola (LN x63) (Huelva). d) Aspecto de la estructura brechoide de la variscita remobilizada (Huelva).

y oxi-hidróxidos de Fe. La variscita es masiva, de micro a criptocristalina, y ocasionalmente botroidal o esferulítica, con textura fibrosa-radiada.

Las características mineralógicas de estos dos tipos de variscita han sido determinados por MORO et al. (1992 b) mediante microscopía de polarización, difracción de rayos X (DRX), análisis térmico diferencial y termogravimétrico (ATD y TG), microscopía electrónica (M.E.) y análisis químico por microsonda electrónica (M.E.) y vía húmeda.

Las mineralizaciones de las provincias de Zamora y Huelva. Estudio comparativo

En la Tabla 6 se resumen las características de las mineralizaciones descritas y se comparan entre sí.

Discusión de resultados y consideraciones genéticas

Las características morfológicas y textoestructurales de las mineralizaciones descritas, las res-

	ZAMORA	HUELVA
Situación Geológica	Sinforme de Alcañices	Sinforme de Terena
Edad (materiales)	Silúrico (Llandovery superior-Wenlock sup.)	Silúrico (Llandovery medio-superior)
Litología	Cherts-liditas (pizarras ampelíticas). Anómalas en Ba y V	Cherts-liditas (pizarras ampelíticas). Anómalas en Ba y V
Características Macroscópicas	I) En lechos (mm y cm), con estructura masiva, laminar y nodular. II) Discordante, con estructura masiva y brechoide.	I) En lechos (mm y cm), con estructura nodular II) Discordante, con estructura masiva y brechoide.
Características Microscópicas (M.L.T. y M.E.B.)	I) Microcristalina zonada y ocasionalmente laminada, o multilaminada y concéntrica (oncoides). II) Masiva de micro a criptocristalina.	I) Microcristalina zonada y ocasionalmente multilaminada y concéntrica (oncoides). II) Masiva de micro a criptocristalina.
D.R.X.	I) Mezcla de variscitas (tipo "Messbach" y "Lucin"), metavariscita y estrengita. (%Variscita = %estrengita). Serie estrengita-variscita. II) Mezcla de variscitas (tipo "Messbach" y "Lucin"), metavariscita, cuarzo e inclusiones de naturaleza variada. Variscita más ó menos rica en hierro	I) Mezcla de variscitas (tipo "Messbach" y "Lucin"), metavariscita y estrengita. (%Variscita = %Estrengita). Serie estrengita-variscita. II) Mezcla de variscitas (tipo "Messbach" y "Lucin"), metavariscita, cuarzo e inclusiones de naturaleza variada. Variscita más ó menos rica en hierro.
Características Termogravimétricas A.T.D. y T.G.	I) Dos efectos endotérmicos, un hombro alrededor de 160°C y un pico alrededor de 200°C (deshidratación de estrengita y variscita respectivamente) (Moro et al.1992b). %Variscita > %Estrengita II) Un efecto endotérmico muy acusado alrededor de 180°C (deshidratación de la variscita). I) Pérdida de peso registrada en dos etapas consecutivas (estrengita y variscita). II) Pérdida de peso en una sola etapa (variscita).	I) Dos efectos endotérmicos; uno alrededor de 160°C y otro alrededor de 200°C (deshidratación de estrengita y variscita respectivamente). %Variscita= %Estrengita II) Un efecto endotérmico muy acusado alrededor de 180°C (deshidratación de la variscita). I) Pérdida de peso registrada en dos etapas consecutivas (estrengita y variscita). II) Pérdida de peso en una sola etapa (variscita).
Mineralogía	I) Variscita, estrengita, variscita-estrengita y crandallita. II) Variscita, variscita-estrengita, estrengita y turquesa.	I) Variscita, variscita-estrengita. II) Variscita.
Química Mineral	Ambas enriquecidas en V,Cr,Cu y Zn.	Ambas enriquecidas en V, Cr, Cu y Zn.

Tabla 6.-Las mineralizaciones de las provincias de Zamora y Huelva. Estudio comparativo.

pectivas asociaciones mineralógicas y las características geoquímicas de las rocas encajantes y de la mineralización estratiforme, sugieren la existencia de dos procesos mineralizadores diferentes y, en principio, bien definidos. Así, la variscita estratiforme, por las texturas que presenta, puede interpretarse como de origen diagenético precoz. Durante esta etapa, la variscita habría pseudomorfizado estructuras algales, multilaminadas y concéntricas (oncolitos). Por otra parte, la variscita discordante procedería de la removilización de la anterior, durante los procesos diagenéticos tardíos (variscita en fracturas anastomosadas) y/o durante el hidrotermalismo desarrollado en relación con alguna de las fases de deformación hercínica que afectaron a los materiales de la zona (variscita en filones de cuarzo).

Respecto al origen del P se sugiere que éste fue aportado a la cuenca por focos exhalativo-hidrotermales submarinos. Esta hipótesis está fundamentada en los siguientes hechos de observación:

-La existencia de rocas volcánicas anómalas en P e interestratificadas en la serie silúrica y próximas a las mineralizaciones de variscita.

-La naturaleza volcanosedimentaria de la propia serie silúrica.

-La coexistencia de mineralizaciones de Ba, Fe, Mn e indicios de sulfuros masivos, interpretados como de origen exhalativo-sedimentario.

-La naturaleza de las rocas encajantes, también anómalas en P y cuya sílice, aunque depositada fundamentalmente por procesos biogénicos, pudo ser de origen exhalativo-hidrotermal.

Además, se sugiere que el proceso de formación de la variscita diagenética tuvo lugar en las fases y condiciones físico-químicas que se describen y discuten a continuación.

-El P aportado a la cuenca sería fijado entre otros organismos, por las algas costriformes y oncolíticos existentes en los fondos marinos.

-En la interfase agua-sedimento o en los primeros estadios de la diagénesis precoz y en la interfase redox, se produciría la descomposición parcial de la materia orgánica (actividad bacteriana), un aumento de la concentración de ácidos orgánicos y de la concentración de P (PO_4H_2) y

un descenso del pH de las aguas intersticiales del sedimento. De esta manera se originaría un ambiente físico-químico semejante al de los suelos hidromorfos orgánicos (turberas, pantanos y podzoles), donde el pH de las aguas suele ser inferior a 5 (CHAMLEY, 1989), y en los que suelen ser estables los minerales de la serie variscita-estregita (STUMM y MORGAN, 1981).

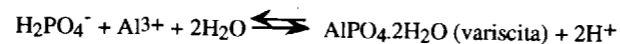
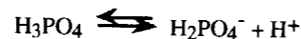
Otras posibilidades de bajar el pH de las aguas intersticiales serían:

-Los propios fluidos exhalativos hidrotermales que aportan el P y el SiO_2 a la cuenca. A este respecto, VALETTE, 1977 indica que dichos fluidos, que contienen frecuentemente CO_2 , SO_2 , H_2S , HF, HCl y H_3BO_3 , están caracterizados por valores de pH extremadamente bajos, alcanzando a veces hasta 0,1.

-La oxidación de los sulfuros diseminados en el sedimento, coetánea a la de la materia orgánica, podrían igualmente facilitar el descenso del pH de las aguas intersticiales. A este respecto conviene señalar, la presencia de azufre en la composición química de la variscita.

-En este medio ácido se produciría la hidrólisis ácida de los minerales de la arcilla (halmyrolisis) dejando Al^{3+} y Fe^{3+} libres o formando complejos orgánicos o inorgánicos solubles.

-La reacción de precipitación de la variscita, semejante a la comprobada experimentalmente (80°C, 1 atm, pH=2,5) por GOMEZ MORALES y RODRIGUEZ CLEMENTE (1990) sería:



reacción que contribuiría, a su vez, a descender el pH del medio.

Por su parte PA HO HSU (1982) estudió la cristalización de la variscita a baja temperatura, mezclando AlCl_3 , NaH_2PO_4 y NaOH en distintas proporciones y obtuvo los siguientes resultados:

-Con una relación molar P/Al = 0,3, 0,6 ó 0,9 y valores de pH comprendidos entre 4 y 8, un precipitado amorfo de fosfato básico aluminico, de

formula general $\text{Al}(\text{OH})_{3-x}(\text{PO}_4)_x$, sin tendencia a la cristalización después de 55 meses de envejecimiento.

-Con una concentración 0,05 M en Al y 0,4 M en NaH_2PO_4 y valores de pH comprendidos entre 2,6 y 5,5 precipitados de variscita pura (pH=2,6), después de 71 meses de envejecimiento; y de variscita también pura (pH=2,7 a 2,9) después de 45 meses de envejecimiento. A pH=3,3 el precipitado conseguido contenía un 20% de variscita y un 80% de material amorfo, después de 45 meses de envejecimiento.

A su vez, según las curvas de solubilidad del FePO_4 y AlPO_4 , calculadas por STUMM y MORGAN (1981) en condiciones ambientales, la solubilidad mínima de dichos compuestos anhidros está comprendida entre los valores de pH 5 y 6, respectivamente (Fig. 11).

En consecuencia, se puede estimar que la formación de la variscita aquí estudiada se produjo en un intervalo de valores de pH comprendido entre 2,5 y 3,5 aproximadamente.

Las texturas de la variscita bandeada y las experiencias realizadas por PA HO HSU (1982), inducen a pensar que el $\text{PO}_4\text{Al} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ tuvo en una primera etapa, forma coloidal, y que la variscita,

como especie mineralógica propiamente dicha, se produjo, por recristalización, durante una fase diagenética posterior.

Criterios para la prospección

De acuerdo con las características que presentan las mineralizaciones de variscita se pueden establecer los siguientes criterios de prospección:

1º Existencia de materiales silúricos de naturaleza volcano-sedimentaria.

2º Desarrollo de tramos de naturaleza silíceo concretamente de chert y/o liditas, anómalos en P, Cr, V y Ba.

3º Existencia de anomalías radiométricas en dichos tramos. Estas anomalías suelen ser debidas a la presencia de U en dichos niveles, ya que el U tiene una gran afinidad geoquímica con el P. Este criterio ha sido de gran utilidad para diferenciar otros indicios no conocidos en la provincia de Zamora, así como los de la provincia de Huelva.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los Proyectos de Investigación: PB91-0563 and SA 15/09/92, financiados por la D.G.I.C.Y.T. (M.E.C.) y la Comunidad Autónoma de Castilla y León respectivamente.

Nuestro agradecimiento al Prof. Dr. G. CORRETEGE y a D. MIGUEL ANGEL HERNANDEZ del Servicio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Oviedo, por facilitarnos la utilización de dicha técnica analítica.

REFERENCIAS

ADACHI, M, YAMAMOTO, K. y SUGISAKI, R. (1986) Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedim. Geol.* 47, 125-148.

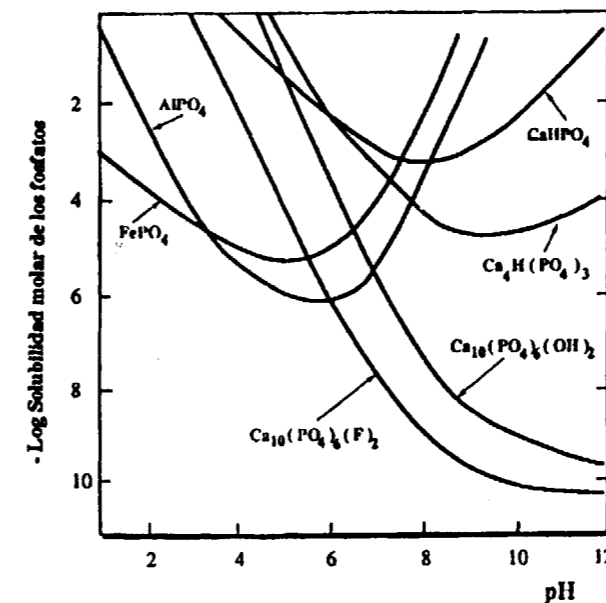


Figura 11.-Curvas de solubilidad de los fosfatos de Al, Ca y Fe (STUMM y MORGAN, 1981).

ANCOECHEA, E.; ARENAS, R.; BRANDLE, J. L., PEINADO, M. y SAGREDO, J. (1988): Caracterización de las rocas metavolcánicas silúricas del noroeste del Macizo Ibérico. *Geociencias*, 3, 1-2, 23-34.

ARRIBAS, A.; GARCIA, E.; MARTIN POZAS, J. M.; NICOLAU, J. y SALVADOR, P. (1971): Estudio mineralógico de la variscita de Palazuelo de las Cuevas, Zamora (España). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, II, 115-132.

BOSTROM, K. y PETERSON, M. N. A. (1969): The origin of aluminium-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific. Rise. *Mar. Geol.*, 7, 427-447.

CHAMLEY, H. (1989): Clay Sedimentology. Edit. Springer-Verlag. Cap. 2 y 11.

FERNANDEZ TURIEL, J. L.; GIMENO, D.; PLANA, F.; BLANCO, A.; EDO, M. y VILLALBA GORDO, J. (1990): Estudio de las mineralizaciones fosfáticas del complejo minero neolítico de Can Tintorer (Gava, Barcelona) y comparación con las cuentas procedentes de ajuares arqueológicos. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13-1, 86-87.

GEBAUER, D.; MARTINEZ-GARCIA, E. y HEPBURN (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). Abstract for: *Annual meeting of the Geological of America*, Boston, October 1993. (Nº 3958 Abstract and Programs).

GIL AGERO, M. y MORO, M. C. (1992): La formación de "Fe bandeados" silúrica del sector SO del Sinforme de Alcañices (Provincia de Zamora). *Conferencia Internacional del Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, 74-75.

GOMEZ MORALES, J. y RODRIGUEZ CLEMENTE, R. (1990): Síntesis de fosfatos de aluminio en soluciones acuosas diluidas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13- 1-10.

GUTIERREZ ELORZA, M. (1970): Estudio geológico-estructural de la región de Aracena-Cumbres Mayores (provincias de Huelva y Badajoz). JEN 2240JEN/11.

INGEMISA-JEN-ENUSA (1988): Estudio geológico en el Ordovícico-Silúrico al Sur de Encinasola. *Informe Inédito*.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERICO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1: 1.000.000. IGME. Madrid.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1971): Esquema geológico de NO de la provincia de Zamora (Noroeste de España). *Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ.*, 1, 273-286.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*. 5-7-106.

MATA, J. M.; PLANA, F. y TRAVEIRA, A. (1983): Estudio mineralógico del yacimiento de fosfatos de Gavá. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 257-258.

MEIRELES, C.; FERREIRA, N. y LOURDES REIS, M. (1987): Variscite occurrences in Silurian Formations from Northern Portugal. *Comun. Ser. Geol. Portugal*, to 73, fasc 1/2 pp. 21-27.

MONTERO, J. M.; CEMBRANOS, M. L.; FERNANDEZ, A.; GIL-AGERO, M. y MORO, M. C. (1992): Características mineralógicas y geoquímicas de las metavulcanitas silúricas de Figueruela-Riomanzanas en el Sinforme de Alcañices (Zamora). *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamericano Geol. Salamanca*. 3. 195-199.

MORO, M. C. (1988): Las mineralizaciones de variscita de la provincia de Zamora. *Bol. Infor. de la Diputación de Zamora*. 34, 33-36.

MORO, M. C. (1990): Las mineralizaciones sedimentarias y volcanosedimentarias de Fe, Mn, Ba y P del Sinforme de Alcañices (Provincia de Zamora). *Memoria Inédita*.

MORO, M. C.; CEMBRANOS, M. L. y PEREZ DEL VILLAR, L. (1991a): Genetic significance of variscite oncoids in Paleozoic aluminophosphatites of Zamora (westerns Spain). Source, Transport and Deposition of Metal. *Pagel & Lerroy (eds)*. Balkema, Rotherdam, pp. 569-572.

MORO, M. C.; CEMBRANOS, M. L.; GIL, M.; MONTERO, J. M.; PEREZ DEL VILLAR, L.; HERNANDEZ, E. y FERNANDEZ, A. (1991b): Características mineralógicas y geoquímicas de los cherts silúricos encajantes de las mineralizaciones de variscita del Sinforme de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Esp. Min.* 14-1, 126-127.

MORO, M. C.; GIL, M.; CEMBRANOS, M. L.; PEREZ DEL VILLAR, L.; MONTERO, J. M.; FERNANDEZ, A. y HERNANDEZ, M. E. (1992a): Aluminofosfatitas silúricas en la Península Ibérica. Síntesis Preliminar. *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamericano Geol. Salamanca*. 3, 212-217.

MORO, M. C.; GIL, M.; MONTERO, J. M.; CEMBRANOS, M. L.; PEREZ DEL VILLAR, L.; FERNANDEZ, A. y HERNANDEZ, E. (1992b): Características de las mineralizaciones de variscita asociadas a los materiales silúricos del Sinforme de Terena, Encinasola (Provincia de Huelva). Comparación con las de la provincia de Zamora. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 15, 79-89.

MORO, M. C.; PEREZ DEL VILLAR, L. y CEMBRANOS, M. L. (1994a): Stratiform barite ore deposit in palaeozoic rocks, province of Zamora (Spain). *Seltmann, Kämpf & Möller (eds)*. Metallogeny of Collisional Orogens. Czech Geological Survey, Prague 1994, 376-382.

MORO, M. C., CEMBRANOS, M. L.; GIL, M.; FERNANDEZ, A. y PEREZ DEL VILLAR, L. (1994b): Las aluminofosfatitas silúricas con variscita en el dominio Variscico Ibérico. Caracterización y perspectivas de prospección. *IX Congr. Int. de Minería y Metalurgia*, 1, 63-79.

PA HO HSU (1982): Crystallization of variscite at room temperature. *Soil Sci.* 133, 5, 305-313.

PUIG Y LARRAZ, G. (1883): Descripción geológica de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Map. Geol. España*, 10, 2-488.

QUIROGA, J. L. (1981): Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste). *Tesis Doctoral. (Inédita)* Univ. Oviedo, 210 pp.

RUIZ, J. L.; FERNANDEZ, J.; COULLAUT, J. L. y APALATEGUI, O. (1980): *Memoria del Mapa geológico de España*. Escala 1:50.000. De la hoja Nº 896 "Higuera la Real" IGME. 47 p.

SLANSKY, M. (1980): Geologie des phosphates sédimentaires. *Mém. B.R.G.M.* nº 114, 92 pp.

STUMM, W. y MORGAN, J. S. (1981): Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural water. Ed. *Jonn Wiley and Sons*. New York.

SUGISAKI, R. (1984): Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the middle Cretaceous: Basin evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments. *Jour Geol.*, 92, 235-259.

SUGISAKI, R.; YAMAMOTO, K. y ADACHI, M. (1982): Triassic beeded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 298, 644-647.

TURRION, J. F. (1988): Estudio geoquímico y metalogénico de las mineralizaciones de Mn asociadas al Sinforme de Alcañices. *Tesis de licenciatura*. Univ. de Salamanca.

TURRION, L. F. y MORO, M. C. (1989): Las mineralizaciones de Mn volcánico-sedimentarias de San Vicente de la Cabeza (Zamora). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 12, 303-314.

VACAS, J. M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987): El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXIV, 151-175.

VALETTE, J. M. (1977): Etude des processus sédimentaires en milieu volcanique marin: le modele de Vulcano (Italie). *Thèse Perpignan*, 378 pp.

YAMAMOTO, K. (1983): Geochemical study of Triassic beeded cherts from Kamiasso Gufu Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 89, 143-162.

Original recibido: Julio de 1994.

Original aceptado: Enero de 1995.

MINERIA

Fundamentos del cálculo numérico del programa "Contsub" y su utilización en estudios de subsidencia minera.

Por L. GAVETE CORVINOS (*), J. GOMEZ DE LAS HERAS (**) y S. FALCON DE ANDRES (*)

RESUMEN

En una comunicación anterior titulada "El programa DHH como apoyo a los estudios de subsidencia minera" [1], se presentó un programa de ordenador para un tratamiento racional de la información proporcionada en los trabajos de control de los hitos instalados en superficie, con la finalidad de obtener tanto los hundimientos como las deformaciones horizontales unitarias del terreno. A partir de dicho programa y en base a la experiencia obtenida en su utilización, se ha desarrollado un nuevo programa mejorado denominado CONTSUB (CONTRol de SUBsidencia), en el que además se calculan los desplazamientos horizontales.

La presente comunicación analiza los fundamentos del cálculo numérico que demuestran la calidad de la aproximación obtenida y proporciona los detalles necesarios para una mejor comprensión de los fundamentos del programa CONTSUB.

Palabras clave: Subsidencia, Cubeta de hundimiento, Ajuste discreto por mínimos cuadrados con funciones de peso, Hitos topográficos, Deformaciones horizontales, Desplazamientos horizontales, Hundimientos.

ABSTRACT

In a previous paper entitled "El programa DHH como apoyo a los estudios de subsidencia minera" [1], a computer program was presented. Its objective was the treating of the information provided by the landmark control in order to obtain vertical displacement and the unitary horizontal strain on the ground. With this computer program and taking account of the previous experience, a new computer program, CONTSUB (CONTRol of SUBsidence) was developed. Besides horizontal displacements are calculated.

In the present paper the numerical calculus and algorithm used are given. All the paper demonstrate the quality of the numerical approach, giving a good comprehension of the computer program CONTSUB.

Key words: Subsidence, Real basin of subsidence, Weighted least squares fit, landmarks, horizontal strains, horizontal displacements, vertical displacement.

INTRODUCCION

Los movimientos en superficie debidos a explotaciones mineras subterráneas dan lugar a problemas de primera magnitud, especialmente cuando se explotan en su totalidad yacimientos

estratificados. La experiencia muestra que las repercusiones en superficie varían ampliamente, de acuerdo con las condiciones de explotación y características geológicas de los terrenos. Así, la explotación de capas de potencias importantes o grupos de capas en rocas encajantes blandas o poco competentes, crean a menudo una intensa fracturación de los estratos supra-yacentes, acompañada de hundimientos en superficie, mientras que labores en áreas de rocas competentes o explotaciones de capas de poca

potencia a gran profundidad, dan como resultado, mínimas o ninguna repercusión en superficie. El caso normal, es el de una relativa deformación continua en superficie, la cual es medible en sus dos componentes, horizontal y vertical. Este caso ha sido especialmente tratado en las cuencas carboníferas europeas, de tal forma que las deformaciones en superficie se pueden calcular previamente con cierta aproximación y de esta manera tomar las medidas oportunas más convenientes en la ubicación de plantas, servicios de exterior, y sobre todo cuando las explotaciones mineras se realizan debajo de áreas urbanas e industriales.

Los métodos de cálculo previo que se usan en la actualidad se basan en todas estas observaciones, y se refieren principalmente a depósitos estratificados (caso de minería del carbón), casos de extracción importante o incluso completa, y zonas donde las dimensiones y profundidades de los trabajos son grandes en comparación con las potencias de las capas.

Los logros empíricos han permitido en muchos casos conseguir evaluar y controlar los problemas de hundimientos en superficie, sin embargo estos análisis y evaluaciones son más o menos válidos, según que las condiciones sean más o menos semejantes a la región donde se estudiaron, y muchas veces completamente inaplicables para otras explotaciones y para otros distritos o cuencas carboníferas.

Los métodos de simulación de la subsidencia más empleados exigen una determinación o ajuste de los parámetros internos que controlan la Función de Influencia elegida. De esta manera, se pretende ajustar en lo posible la cubeta teórica que se calcula con la cubeta real de hundimiento a producirse. Cuando se tienen datos experimentales del punto o zona de trabajo es posible el ajuste paramétrico. Estos datos experimentales normalmente se adquieren a través de mediciones en superficie, haciendo uso del control de hitos topográficos, estratégicamente situados.

Para ello, es necesario lograr una representación fiable de la superficie a partir de los hitos topográficos, que tienen, en general, una distribución irregular. Por lo cual, se hace necesario trabajar con aproximaciones locales de funciones, para datos con distribución aleatoria.

CONCEPTOS FUNDAMENTALES

Los efectos de las explotaciones subterráneas sobre la superficie del suelo han sido objeto, durante este siglo, de un gran número de consideraciones teóricas que basándose, sobre todo, en comprobaciones locales han llegado a explicar parcialmente en muchos casos el problema planteado.

El primer impulso verdaderamente importante para la explicación del fenómeno lo dio Lehmann y todas las teorías actuales se apoyan en su descripción aunque expliquen lo que ocurre de muy distinta manera. El National Coal Board [2], realizó múltiples estudios completando dicha teoría. Otro avance importante en el estudio de la subsidencia se debe a Whittaker y Reddish [3].

Supóngase un taller en explotación montado en una capa horizontal y en la que, en principio, no se consideran la velocidad de avance del taller, el tipo de relleno empleado, las características de los hastiales, y la calidad geológica del terreno situado encima de la capa.

En una zona de la superficie, suficientemente alejada de la vertical del taller (para suponer que de momento está fuera del campo de su influencia), se sitúan alineados y perpendicularmente a la dirección de avance del frente del taller, una serie de puntos fijos en el terreno. Se nivelan y determinan las posiciones exactas de estos puntos entre sí a la espera de que el avance del frente del taller pase suficientemente por delante de la vertical de la serie de puntos.

Si se ha esperado lo suficiente para considerar restablecido el equilibrio de la superficie y se vuelven a nivelar y medir las distancias relativas entre los puntos con la mayor exactitud posible, se encontrará al comparar estas medidas con las primitivas que:

1º-Las cotas verticales de los puntos han variado, cada uno de ellos ha sufrido un hundimiento vertical de magnitud distinta en cada caso.

2º-Las proyecciones de los puntos respecto al plano horizontal también han variado; todos los puntos han sufrido un desplazamiento horizontal de magnitud diferente.

3º-Pueden definirse una serie de ángulos que son característicos del tipo de recubrimiento:

(*) Dpto. de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos. ETSI de Minas de Madrid.

(**) Area de Seguridad Minera del ITGE.

-El ángulo límite, λ , es aquel que forma con la horizontal la línea que une el borde del taller con el punto de la superficie donde el hundimiento puede considerarse nulo, véase figura 1.

-El ángulo de fractura, β , es aquel que forma con la horizontal la línea que une el borde del taller y el punto de la superficie donde se produce la máxima deformación a tracción, véase figura 1.

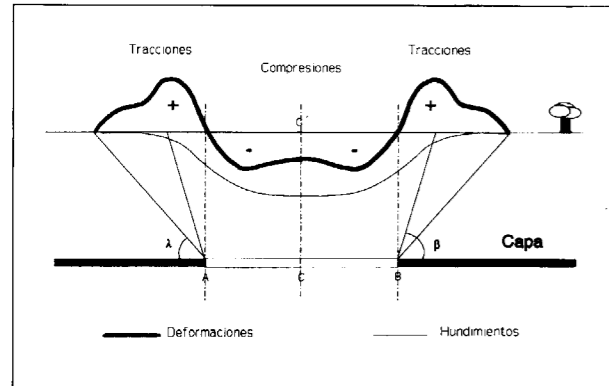


Figura 1. Cubeta de hundimiento: hundimiento y deformaciones.

Si se representan todos los datos obtenidos en un plano perpendicular al avance del taller se obtendrá un corte como el de la figura 1. En esta figura la escala horizontal de los hundimientos es mucho más pequeña que la vertical al objeto de realzar la figura y que ésta resulte más clara.

La zona en que se ha arrancado el mineral es el taller denominado AB. Los efectos producidos en el punto C', situado en la vertical del punto medio del taller, son suma de los efectos AC y BC. Por lo tanto, por simetría, este punto no sufre desplazamientos horizontales y sólo se hunde verticalmente.

Los movimientos relativos pueden ser positivos, en cuyo caso los puntos se alejan y se producen extensiones en el terreno (tracciones) o por el contrario negativos y los puntos se acercan dando lugar a contracciones del terreno (compresiones). En la misma figura 1 se ha trazado la gráfica representativa de las compresiones y tracciones.

FINALIDAD DEL PROGRAMA

El programa CONTSUB (Control de Subsistencia) ha sido desarrollado por el Area de Seguridad Minera del ITGE (Instituto Tecnológico Geominero de España) con la colaboración del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos de la Escuela Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

Su objetivo, al igual que las versiones anteriores DH y DHH [1], es el tratamiento de la información facilitada en los trabajos de control periódico de los hitos topográficos, implantados en las zonas sujetas a movimientos de subsidencia minera. Los parámetros que se calculan en el programa son sus hundimientos y sus desplazamientos horizontales en mm, así como las deformaciones horizontales en el terreno en mm/m, asignadas a cada hito topográfico.

En estos trabajos topográficos, que se realizan en las zonas afectadas por problemas de subsidencia, se controlan tanto los movimientos verticales mediante las operaciones de nivelación (determinación de cotas) como los horizontales por medio de los itinerarios de planimetría (cálculo de las coordenadas horizontales). Partiendo de las cotas y coordenadas en su posición original y en sus posiciones desplazadas se determinan los anteriores parámetros para cada itinerario.

A través del tratamiento de la información suministrada en los trabajos de control de hitos topográficos, el programa CONTSUB permite sistematizar la obtención de las deformaciones horizontales y los hundimientos (desplazamientos verticales) del terreno en la zona de estudio de la subsidencia minera, creando un conjunto de datos con los que se puede trabajar de una manera sencilla y cómoda.

Ello, no sólo servirá para vigilar la evolución de la cubeta real de hundimiento, sino que permitirá también efectuar, sobre la marcha, los ajustes paramétricos correctores necesarios de la Función de Influencia, para que la cubeta teórica analizada refleje lo más fielmente posible la cubeta que se produce. También, en última instancia, a la finalización de los trabajos de explotación y posterior estabilización de los movimientos del terreno, se podrá hacer un ajuste final del programa de subsidencia desa-

rollado, al margen de los posibles movimientos residuales, que en cualquier caso serán de pequeña magnitud.

Este ajuste final irá asociado a una determinación más cierta de los parámetros internos del programa de subsidencia, permitiendo en el futuro una base de partida sólida para su aplicación en nuevos trabajos, en zonas en las que las características geológicas generales del yacimiento y método de explotación sean similares a los ya estudiados. Es necesario observar, finalmente, que la posible existencia de singularidades geológico-estructurales exigiría una interpretación especial en cada caso.

El método de cálculo numérico seguido por el programa y su fundamento teórico se analizan en el siguiente apartado.

FUNDAMENTO TEORICO

El cálculo de los desplazamientos horizontal y vertical (hundimiento) es sencillo y no requiere de un aparato matemático complicado. Ver figura 2.

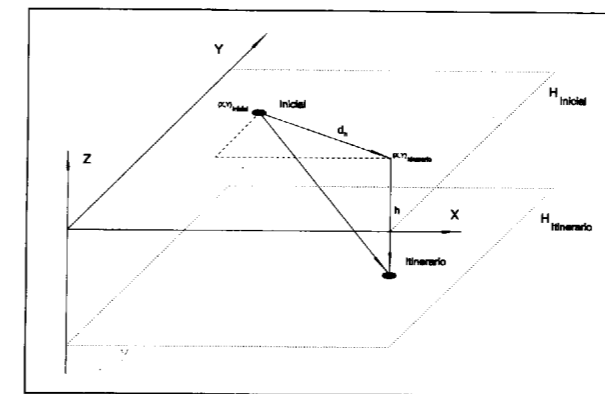


Fig. 2.- Desplazamiento del Hito.

Se denomina hundimiento a la diferencia de cotas de cada hito entre el itinerario 0 y el que se está considerando. Un signo menos significará que el hito se ha levantado. Dado el pequeño valor numérico que se obtiene en metros, se multiplica por 1000 para obtenerlo en mm. De esta manera el hundimiento, h, se calcula mediante:

$$h = (H_{inicial} - H_{itiner}) 1000 \quad (1)$$

Por su parte, se define desplazamiento horizontal al movimiento en el plano XY de cada hito. Bastará, pues, el empleo de la medida de la distancia euclídea entre las posiciones de cada hito antes y después de su desplazamiento, es decir en el itinerario que se está considerando y el itinerario inicial. Se tendrá por consiguiente que el desplazamiento horizontal es:

$$d_h = 1000 \sqrt{(X_{itiner} - X_{inicial})^2 + (Y_{itiner} - Y_{inicial})^2} \quad (2)$$

Como se puede comprobar en esta expresión, también se multiplica por 1000 para obtener los desplazamientos horizontales en milímetros.

El concepto de deformación plana es sencillo aunque no tanto como los desplazamientos horizontales y hundimientos. Se define como la relación entre incremento de longitud y la longitud existente antes de la deformación. Consideremos el segmento de longitud L de la figura 3. Dicho segmento se deforma (por la acción de una fuerza) y pasa a tener una longitud L'.

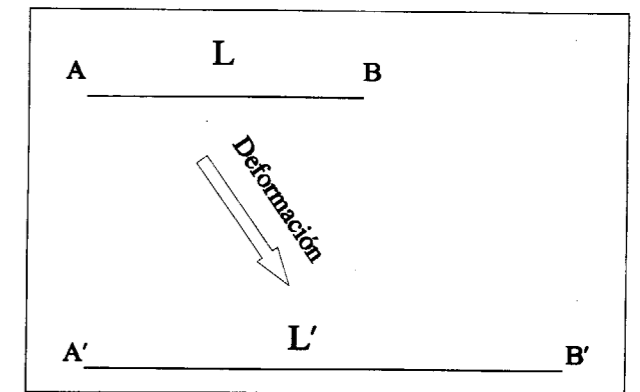


Fig. 3.- Deformación de un segmento.

La deformación, δ , que ha sufrido el segmento vendrá dada por la ecuación:

$$\delta = \frac{\Delta L}{L} = \frac{L' - L}{L} \quad (3)$$

La deformación horizontal es un caso particular de la deformación plana. En este caso sólo se consideran los desplazamientos en el plano horizontal y no se tiene en cuenta la componente vertical. No es que no exista componente vertical, ni que la deformación sea meramente horizontal, sino que en subsistencia el estudio se realiza por separado. Por un lado se calculan hundimientos y por otro deformaciones horizontales, ya que el efecto producido por cada fenómeno es distinto.

Consideremos los hitos I y J de la figura 4, de coordenadas iniciales (X_{i0}, Y_{i0}) y (X_{j0}, Y_{j0}) . La longitud del segmento IJ es L. Después de producida la deformación los hitos I y J se han trasladado a las nuevas coordenadas (X_{i1}, Y_{i1}) y (X_{j1}, Y_{j1}) , la longitud del segmento mide ahora L'.

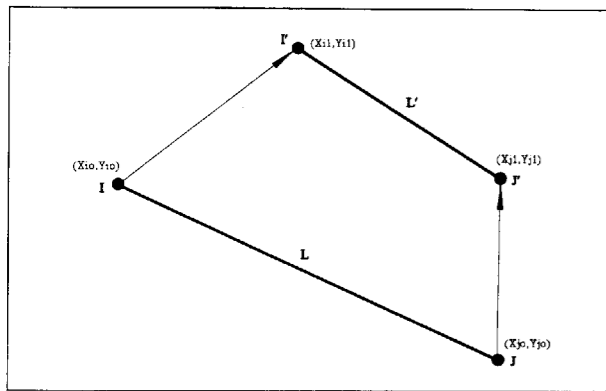


Fig. 4.- Desplazamiento de los hitos y su deformación asociada.

La deformación producida vendrá, como en el caso anterior, dada por la ecuación:

$$\delta = \frac{\Delta L}{L} = \frac{L' - L}{L} = \frac{\sqrt{(X_{i1} - X_{j1})^2 + (Y_{i1} - Y_{j1})^2} - \sqrt{(X_{i0} - X_{j0})^2 + (Y_{i0} - Y_{j0})^2}}{\sqrt{(X_{i0} - X_{j0})^2 + (Y_{i0} - Y_{j0})^2}} \quad (4)$$

Este valor de la deformación es característico del segmento IJ, pero no es asignable a ninguno de los hitos en particular, más bien es un valor representativo del centro del segmento.

En nuestro problema particular se tendría la necesidad de obtener valores de deformación en los propios hitos. Además, el cálculo anterior sólo tiene en cuenta el desplazamiento de los hitos I y J, y no aprovecha los datos de otros hitos cercanos a ellos y que también tienen desplazamientos conocidos.

El método seguido en el programa tiene en cuenta la deformación que se produce en un hito en relación a los tres hitos más cercanos a él, ponderando cada valor obtenido por un coeficiente adecuado.

Como muestra la figura 5 los tres hitos más cercanos al hito I son el H₁, H₂ y H₃ respectivamente. Si se calcula la deformación producida en cada uno de los segmentos IH₁, IH₂ e IH₃, se obtendrán los valores δ_{i1} , δ_{i2} y δ_{i3} respectivamente.

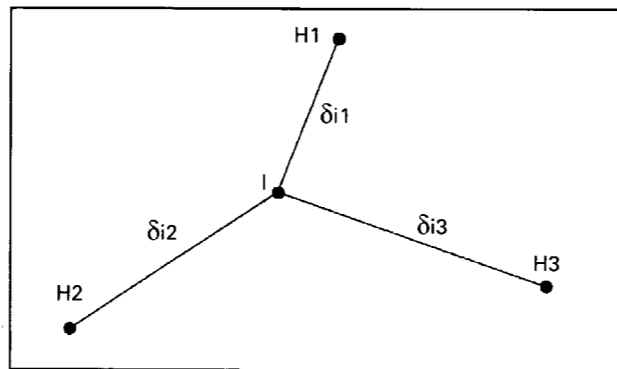


Fig. 5.- Deformación del hito I.

Como resulta evidente, la deformación δ_{ij} , correspondiente al segmento IJ más pequeño de los tres, es la más representativa de la deformación asociada al hito I; esto es debido a que dicho segmento representa mejor la deformación del área cercana al hito I. Por ello, y para realizar un ajuste del valor de la deformación en I, se deben bonificar los valores obtenidos en la cercanía de dicho hito y penalizar los valores lejanos.

El valor de la deformación δ_i asociada al hito I se obtendrá como media ponderada de los tres valores anteriores. En el anterior programa DHH [1] se optó por penalizar la distancia a la que se encuentran los hitos de manera lineal, es decir

que el factor de ponderación de las deformaciones de cada segmento es $1/L_{ij}$ (siendo $j=1,2,3$).

De esta manera, una vez calculados δ_{i1} , δ_{i2} y δ_{i3} , mediante la ecuación (4), el cálculo de δ_i lo realizamos mediante la ecuación:

$$\delta_i = \frac{\frac{\delta_{i1}}{L_{i1}} + \frac{\delta_{i2}}{L_{i2}} + \frac{\delta_{i3}}{L_{i3}}}{\frac{1}{L_{i1}} + \frac{1}{L_{i2}} + \frac{1}{L_{i3}}} \times 1000 \quad (5)$$

Así, se asigna a cada hito el valor de su deformación horizontal unitaria, δ_i , con un método que pondera los valores de la deformación en el entorno. Se multiplica por 1000 el valor de la deformación unitaria para obtener el valor de δ_i expresado en mm/m.

La ecuación (5) es la conocida fórmula de Shepard [4]. El análisis de esta ecuación revela que es básicamente una fórmula de la inversa de la distancia. Esto quiere decir que, para un punto fijo I, el denominador de (5) puede considerarse como una constante de normalización, resultando que la magnitud δ_i es directamente proporcional al valor δ_{ij} ($i=1,2,3$) e inversamente proporcional a la distancia de I a HJ ($J=1,2,3$), ver figura 5. En este sentido, la fórmula es análoga a la "ley de la gravitación del tipo $1/r$ ". En parte, esto explica la similitud entre las superficies obtenidas con esta ecuación y el conjunto de funciones armónicas extraídas de la teoría clásica del potencial.

Por otro lado, de acuerdo con F. Míguez [5], el método es arbitrario en su expresión de la estructura espacial de los datos. En concreto, no tiene en cuenta la relación interna de los datos. Un dramático ejemplo que ilustra la anterior afirmación es el siguiente:

Supongamos un único punto que dista del punto a estimar una distancia d, y otros n puntos a una distancia $D \gg d$. Denominamos:

$$a = \frac{1}{d} \quad \text{y} \quad b = \frac{1}{D} \quad (6)$$

Los pesos atribuidos al punto más cercano y a los más alejados serán respectivamente:

$$\frac{a}{a+nb} \quad \frac{nb}{a+nb} \quad (7)$$

para un número de nodos alejados, n, suficientemente grande los pesos tienden a 0 y 1 respectivamente. Es decir, que el valor de la función en el punto considerado se está estimando única y exclusivamente usando los nodos más alejados.

Esta es la razón por la que se ha limitado a tres el número de puntos usados para realizar la interpolación.

Sin embargo la ecuación (5) presenta, de acuerdo con Gordon y Wixom [6], el inconveniente de que si se representa el interpolante δ_i tal que las primeras derivadas parciales,

$$\frac{\partial \delta}{\partial x}, \quad \frac{\partial \delta}{\partial y}$$

se anulan en el punto I empleado para la interpolación, la superficie interpolada se vuelve angular en estos puntos.

Por ello, se puede emplear la fórmula más general dada por:

$$\delta_i = \frac{\frac{\delta_{i1}}{L_{i1}^\alpha} + \frac{\delta_{i2}}{L_{i2}^\alpha} + \frac{\delta_{i3}}{L_{i3}^\alpha}}{\frac{1}{L_{i1}^\alpha} + \frac{1}{L_{i2}^\alpha} + \frac{1}{L_{i3}^\alpha}} \times 1000 \quad (8)$$

y si $\alpha > 1$ se obtiene

$$\lim_{P \rightarrow P_i} \frac{\partial u}{\partial x} = \lim_{P \rightarrow P_i} \frac{\partial u}{\partial y} = 0 \quad (9)$$

De esta manera, reduciendo el valor de las derivadas parciales, mediante el uso de valores $\alpha > 1$, se obtendrán unas funciones interpoladas más suaves. Es importante señalar que cuando α tiende a ∞ , la función δ_i se convierte en una función escalón. La figura 6 muestra algunos resultados en una dimensión para diversos valores de α .

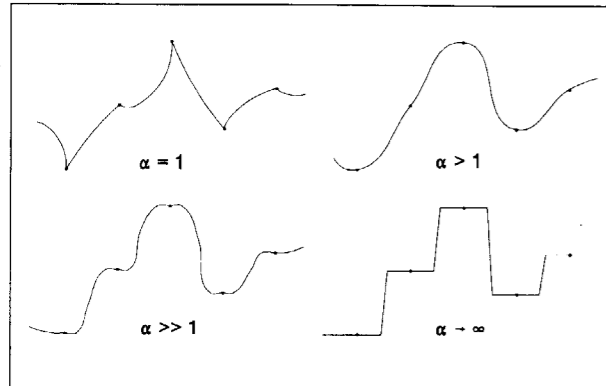


Fig. 6.- Interpolación de δ_i , en 1D, usando diversos valores de α .

También se pueden emplear diversos valores de α para cada punto para obtener aproximaciones más o menos suaves en cada uno. La figura 7 muestra algunos ejemplos de aplicación en dos dimensiones. Los tres primeros ejemplos utilizan valores constantes de α para todos los puntos. Se nota el efecto de escalones cuando aumenta α . Para $\alpha=2$ la interpolación es suave, mientras que para $\alpha=20$ los escalones se muestran claramente. En el cuarto ejemplo se ha empleado un α distinto para cada nodo observándose el efecto diferenciador en cada uno de ellos.

El empleo de valores diferentes de α en cada nodo implicaría un cierto conocimiento a priori de la solución interpolada. En el presente programa, no se ha desarrollado esta formulación variable punto a punto, por no tener un claro criterio de la mejora que esto podrá suponer en el cálculo de las deformaciones horizontales.

Realmente, la fórmula (8) es un caso particular del ajuste por mínimos cuadrados discreto con ponderación local. En concreto, la función de

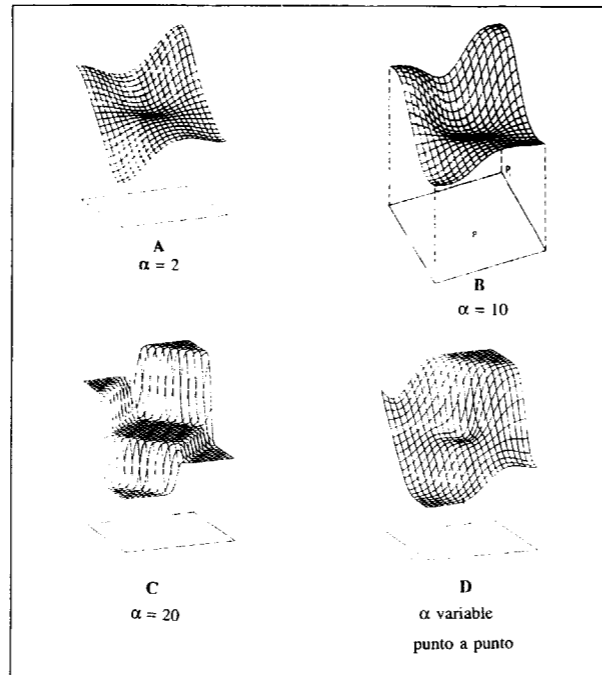


Fig. 7.- Interpolación de δ_i , en 2D, usando diversos valores de α .

ponderación será aquella que asigne un valor dado a los tres puntos más cercanos y cero al resto.

Sea la función aproximadora una constante, $P(x,y) = C$, y sea $\omega(x,y)$ una función de peso dada. En la ecuación (8) se ha empleado la función de peso:

$$\omega(X, Y) = \begin{cases} \frac{1}{(\sqrt{(X_I - X_j)^2 + (Y_I - Y_j)^2})^\alpha} = \frac{1}{d_j^\alpha} & (*) \\ 0 & (**) \end{cases} \quad (10)$$

(*) para los hitos, J , más cercanos al hito I
 (**) para el resto de los hitos

En este caso, si se realiza en el entorno local del punto I una aproximación por mínimos cuadrados discreta ponderada, se obtiene:

$$Q = \sum_{j=1}^3 \left[(P(X_j, Y_j) - \delta_j)^2 \frac{1}{d_j^\alpha} \right] \quad (11)$$

y tomando $P(X,Y) = C$ (constante), y hallando el punto estacionario de la función Q , se tendrá que:

$$\frac{\partial Q}{\partial \alpha} = 0 \quad (12)$$

y por tanto

$$(C - \delta_1) \frac{1}{d_1^\alpha} + (C - \delta_2) \frac{1}{d_2^\alpha} + (C - \delta_3) \frac{1}{d_3^\alpha} = 0 \quad (13)$$

y despejando se obtiene:

$$C = \frac{\frac{\delta_1}{d_1^\alpha} + \frac{\delta_2}{d_2^\alpha} + \frac{\delta_3}{d_3^\alpha}}{\frac{1}{d_1^\alpha} + \frac{1}{d_2^\alpha} + \frac{1}{d_3^\alpha}} \quad (14)$$

que corresponde a la fórmula (8).

Evidentemente se pueden tomar otras funciones de peso, como pueden ser triangulares, exponenciales, etc. La función de peso elegida, lo ha sido por haber sido estudiada con detalle desde un punto de vista matemático por Gordon y Wixom [6], obteniendo unos resultados satisfactorios.

EL ALGORITMO DE BUSQUEDA DE LOS TRES HITOS MAS CERCANOS

El proceso de búsqueda de los tres hitos más cercanos es una aplicación del algoritmo de ordenamiento descrito por Gavete, Bellido y Falcón [7], que en su forma general es también conocido como método de burbuja, debido a la forma ascendente de trabajar.

De forma resumida, consiste en la comparación del número que está siendo ordenado con cada elemento de la parte ya ordenada de la lista. El algoritmo detiene el proceso con dicho elemento cuando encuentra un elemento mayor que éste (o menor dependiendo de si se ordena creciente o decrecientemente), desplazando una posición todos los elementos que se encuentran

por debajo en lista. Entonces, el algoritmo reanuda el proceso con el siguiente elemento a ordenar.

En la búsqueda de los tres elementos más cercanos se procede de igual manera, salvo que no se almacena toda la lista sino sólo los tres más cercanos. El algoritmo comienza asignando como nodo más cercano uno con una distancia suficientemente grande. En el programa se asigna el valor de la diagonal de la ventana de trabajo, que es la máxima distancia a la que pueden estar dos hitos. Entonces, para cada hito se calcula la distancia con el resto de los hitos. Esta distancia es comparada con los hitos más cercanos almacenados. Si es menor que el más cercano, ocupa esa posición desplazando el valor antiguo a la posición del segundo hito más cercano, y el de éste al tercero. Por el contrario, si la distancia es mayor que el primero, se compara con el segundo más cercano. Si es menor que éste, ocupa su posición y el segundo pasa al tercero. Si también es mayor que el segundo se compara con el tercero y ocupa su posición si su distancia es menor. Así el algoritmo pasa al siguiente hito.

CONCLUSIONES

La utilización conjunta de un ajuste por mínimos cuadrados ponderado discreto realizado de modo local, sobre los tres hitos más cercanos, junto con un algoritmo de búsqueda, ha permitido realizar un programa de ordenador (CONTSUB) que se puede aplicar de modo muy eficiente en el seguimiento y detección de la subsidencia producida por las labores mineras de interior. Con esta técnica se puede realizar un seguimiento riguroso del proceso de subsidencia, así como utilizarlo para su control.

REFERENCIAS

[1] GOMEZ DE LAS HERAS, J., OCHOA, A. y FALCON, S: *El programa DHH como apoyo a los estudios de subsidencia minera*, Boletín Geológico y Minero, Vol 104-1, pp 33-40 (1993).
 [2] NCB (National Coal Board): *Subsidence engineer's handbook*, NCB, London. (1975).

[3] WHITTAKER, B.N. y REDDISH, D.J.: *Subsidence, occurrence, prediction and control*, Elsevier. (1989).

[4] SHEPARD, D: *A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data*. Proc. 1968 ACM Nat. Conf., 517-54 (1968).

[5] MIGUEZ, F: *Interpolación y Estimación*. Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos. E.T.S.I. de Minas. Universidad Politécnica de Madrid. Unpublished paper. 1993.

[6] GORDON, W. J. and WIXOM, J. A: *Shepard's Method of "Metric Interpolation" to Bivariate and Multivariate Interpolation*, Mathematics of Computation, Vol 32, nº 141, pp 253-264 (January 1978).

[7] GAVETE, L., BELLIDO, J.C. y FALCON, S: "*Programación del Método de Elementos Finitos*", *Curso de Especialización Superior en Teoría y Aplicación Práctica del Método de Elementos Finitos*. Editado por la Fundación Universidad Empresa y la Universidad Nacional de Educación a Distancia (U.N.E.D.). (1994).

Original recibido: Abril de 1995.

Original aceptado: Mayo de 1995.

Determinación de las propiedades hidrogeológicas equivalentes a un medio estratificado con régimen no lineal.

Por A. O. HERNANDEZ VALDES (*)

RESUMEN

En el presente trabajo se muestra el procedimiento a seguir y fórmulas generales que permiten transformar un medio estratificado con propiedades hidrogeológicas características diferentes en cada estrato, en un medio homogéneo equivalente, pudiendo existir régimen no lineal de flujo en uno o varios de estos estratos, así como en el medio equivalente. El interés de abordar esta temática radica en el hecho de que los principales acuíferos cubanos se encuentran en formaciones cársicas, que al ser tratadas como medios estratificados, le resultan aplicables los resultados obtenidos. Se ilustran ejemplos que confirman la hipótesis que se ha realizado en la modelación regional del flujo del agua subterránea de que los medios cársicos pueden ser representados como un medio poroso equivalente, aunque existan situaciones locales con diferentes regímenes de flujo. Se concluye que el tamaño del elemento en la modelación regional de acuíferos cársicos o heterogéneos, depende de la red de observación disponible, ya que siempre es posible obtener para cada elemento un medio homogéneo equivalente que lo represente, lo que permitirá lograr correspondencia entre las cargas reales y las cargas simuladas.

Palabras clave: Hidrogeología, Régimen no lineal, Modelos analíticos.

ABSTRACT

This paper presents a procedure and the general formula for transforming an stratified media with different hydrogeological properties in each layer into an equivalent homogeneous one, when nonlinear regimen occurs in any number of layers and in the equivalent media. The importance of this topic lies on the existence of karstic rocks in the main cuban aquifers where, when tried as stratified media, the achieved results are thoroughly adequate. Two examples which confirm the hypothesis are present, even when local peculiarities with different flow regime occur. An important conclusion of the work is that the dimensions of the element for regional modelling of heterogeneous or Karstic aquifers depends on the available observation network, since it is always possible to obtain an equivalent homogeneous media for every element and therefore a correlation between real charges and simulated charges can be achieved.

Key words: Hydrogeology, Nonlinear regimen, Analytical models.

INTRODUCCION

El tratamiento de los medios heterogéneos como medios homogéneos es una práctica común en los estudios hidrogeológicos regionales y en las hipótesis de cálculo que se establecen en la hidráulica de pozos. Estas simplificaciones del medio real han permitido obtener expresiones

analíticas válidas para determinados modelos conceptuales, HAITJEMA H. M. (3).

Entre los medios heterogéneos es frecuente encontrar los medios estratificados, característicos de las rocas sedimentarias y de los medios no consolidados, aunque también pueden ser considerados como tales a las formaciones cársicas cuyo grado de carsificación es variable en profundidad y espacialmente.

(*) Dr. Ing., Profesor Auxiliar. Fac. Civil ISPJAE.

En el presente trabajo se muestra el procedimiento a seguir para transformar un medio estratificado con propiedades hidrogeológicas características diferentes en cada estrato, en un medio homogéneo equivalente, pudiendo existir régimen no lineal de flujo en uno o varios de ellos, así como en el equivalente.

El interés de abordar esta temática radica en el hecho de que los principales acuíferos cubanos se encuentran en formaciones cársicas, que al ser tratadas como medios estratificados, le resultan aplicables los resultados obtenidos en el presente trabajo y confirman la hipótesis que se ha realizado en la modelación regional del flujo del agua subterránea de que los medios cársicos pueden ser representados como un medio poroso equivalente, aunque existan situaciones locales con diferentes regímenes de flujo.

Hipótesis de cálculo

-Se considera que el acuífero es confinado, de espesor constante y formado por estratos o capas homogéneas.

-Los estratos están dispuestos unos sobre otros o en forma contigua.

-Se conocen las propiedades hidrogeológicas características de cada estrato o sea la permeabilidad intrínseca o geométrica (k) y la rugosidad equivalente del medio poroso o fisurado (C), o sus derivadas, las conductividades hidráulicas de DARCY (K_D) y TURBULENTA (K_T), PÉREZ FRANCO D. (9).

-El flujo es en dirección horizontal coincidiendo con la posición de los estratos o normal a ellos.

PRIMER CASO:

Flujo coincidiendo con la dirección de los estratos

En la Figura 1 se muestra un esquema de un acuífero formado por tres estratos horizontales de geometría y propiedades conocidas:

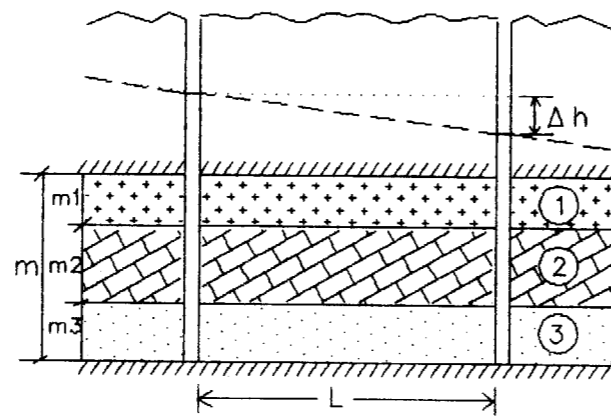


Figura 1.

Partiendo de la ley binómica de flujo que relaciona la velocidad media aparente (U) con el gradiente (I) en función de las propiedades hidrogeológicas del medio poroso o fisurado, PÉREZ FRANCO D. (9)

$$I = \frac{U}{K_D} + \frac{U^2}{K_T^2} \quad [1]$$

Se puede obtener la velocidad en cada estrato (i), para un mismo gradiente de circulación; $I = \Delta h/L$, donde (Δh) representa la pérdida de carga en la longitud (L). La expresión que se obtiene a partir de la ecuación (1) es la siguiente:

$$u_i = \frac{K_{Ti}}{2} \left[-\frac{K_{Ti}}{K_{Di}} + \sqrt{\left(\frac{K_{Ti}}{K_{Di}}\right)^2 + 4 * I} \right] \quad [2]$$

La ecuación anterior permite calcular el caudal por cada estrato (q_i), obteniéndose el caudal total en el acuífero (q_T) como la suma de los gastos anteriores:

$$q_T = \sum_{i=1}^n q_i = \sum_{i=1}^n m_i * U_i = m * U \quad [3]$$

De la expresión anterior se puede obtener la velocidad media aparente del estrato homogéneo equivalente de espesor ($m = \sum m_i$) y de propiedades K_D y K_T . Para obtener dichas propiedades

se requiere de dos ecuaciones, las cuales se obtienen si en la ecuación (1) se suponen dos gradientes I e I', y se determinan las velocidades correspondientes U y U' del medio homogéneo equivalente utilizando las ecuaciones (2) y (3).

$$I = \frac{U}{K_D} + \frac{U^2}{K_T^2} \quad [1a]$$

$$I' = \frac{U'}{K_D} + \frac{U'^2}{K_T^2} \quad [1b]$$

Simultaneando ambas ecuaciones se puede obtener:

$$K_T = \left\{ \frac{U'^2 - U * U'}{I' - (U'/U) * I} \right\}^{1/2} \quad [4]$$

$$K_D = \frac{U}{I - (U/K_T)^2} \quad [5]$$

Observe que si los gradientes seleccionados son inferiores al gradiente crítico de DARCY, definido por PÉREZ F. D. (9) para un error del 5% como:

$$I_{crd} = 0,05 * (K_{Ti}/K_{Di})^2 \quad [6]$$

Entonces el régimen es lineal en cada estrato, resultando despreciable el segundo sumando de la ecuación (1), por lo que no puede ser determinada la conductividad hidráulica turbulenta K_T . Lo anterior puede ser demostrado si en la ecuación (1) se sustituye ($U = K_D * I$) y se expresa la relación $(K_D/K_T)^2$ en función del gradiente crítico I_{crd} , de donde se obtiene:

$$I = I + 0,05 * I * (I/I_{crd}) = I * (1 + 0,05 * [I/I_{crd}]) \quad [7]$$

Al ser el régimen lineal, entonces ($I \leq I_{crd}$), por lo que al eliminar el término de referencia se producen errores inferiores al 5% en la determinación del gradiente por la ecuación (1).

Es de señalar que la ecuación (5) en el caso anterior al ser eliminado el término $(U/K_T)^2$, adopta la forma conocida para el medio homogéneo equivalente cuando la dirección del flujo coincide con la dirección de los estratos, considerando la existencia de un régimen lineal de flujo, CUSTODIO E y LLAMAS, M. R. (2), SHESTAKOV V. M. (11)

$$K_D = \frac{U}{I} = \frac{[\sum m_i * K_{Di} * I]}{I} = \frac{\sum m_i * K_{Di}}{m} \quad [8]$$

Ejemplo Ilustrativo #1

Sea un acuífero confinado formado por tres estratos como los indicados en la Figura 1 y con las siguientes propiedades:

Estrato	Espesor (cm) m_i	K_{Di} (cm/d)	K_{Ti} (cm/d)
1	20	50	10
2	10	20	10
3	30	5	10

Obtenga las propiedades equivalentes a un medio homogéneo de espesor igual a la suma de los espesores de los estratos y los regímenes de flujo en cada uno de ellos y en el medio homogéneo equivalente. Suponga gradientes $I=0,01$ e $I'=0,0025$

Respuesta

Partiendo de las ecuaciones (2) y (3) se puede obtener la velocidad media para cada estrato o medio homogéneo equivalente con los dos gradientes supuestos, resultando los siguientes valores:

Estrato	(K_T/K_D)	Velocidad U (cm/d)	Gradiente I_i	I_{crd}	Régimen de flujo
1	0,2	0,4142	0,01	0,002	No lineal
2	0,5	0,1925	0,01	0,0125	Lineal
3	2,0	0,0499	0,01	0,2	Lineal
Equival.		0,1951	0,01		
1	0,2	0,1180	0,0025	0,002	No lineal
2	0,5	0,0495	0,0025	0,0125	Lineal
3	2,0	0,0125	0,0025	0,2	Lineal
Equival.		0,0538	0,0025		

Aplicando las ecuaciones (4) y (5) se puede obtener para el medio equivalente las siguientes propiedades:

$$K_T = 5,41 \text{ m/d} \quad \text{y} \quad K_D = 22,42 \text{ m/d}$$

De las propiedades anteriores se pueden obtener las propiedades características (k y C). Considerando la viscosidad cinemática del agua constante ($\nu = 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) y la aceleración de la gravedad $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ se obtiene:

$$k = \frac{K_D \cdot \nu}{g} = 2,04 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2 \quad ; \quad C = \frac{g \cdot k^{1/2}}{K_T^2} = 12000$$

Por tanto el gradiente crítico de DARCY del medio equivalente según la fórmula (6), sería:

$$I_{crd} = 0,05 \cdot (K_T/K_D)^2 = 2,91 \cdot 10^{-3}$$

Si se compara este valor con los resultados de la tabla antes mostrada, se observa que en el medio equivalente el régimen es no lineal para el primer gradiente supuesto y lineal en el segundo caso, aunque en un estrato exista un régimen no lineal en ambos casos.

A manera de comprobación se pueden sustituir los valores obtenidos de K_D y K_T en las expresiones (1a) y (1b), de donde se aprecia la magnitud de cada componente y su correspondencia con el régimen de flujo que lo caracteriza.

$$I = \frac{U}{K_D} + \frac{U^2}{K_T^2} = 8,7 \cdot 10^{-3} + 1,3 \cdot 10^{-3} = 0,01$$

$$I' = \frac{U'}{K_D} + \frac{U'^2}{K_T^2} = 2,4 \cdot 10^{-3} + 0,1 \cdot 10^{-3} = 0,0025$$

SEGUNDO CASO:

Estratos dispuestos en posición perpendicular a la dirección principal del flujo

En la Figura 2 se muestra el caso de tres estratos colocados uno a continuación del otro en la misma dirección del flujo:

Según se aprecia en el esquema, el flujo o caudal que pasa por cada estrato es el mismo, por lo que si se considera el espesor constante, se

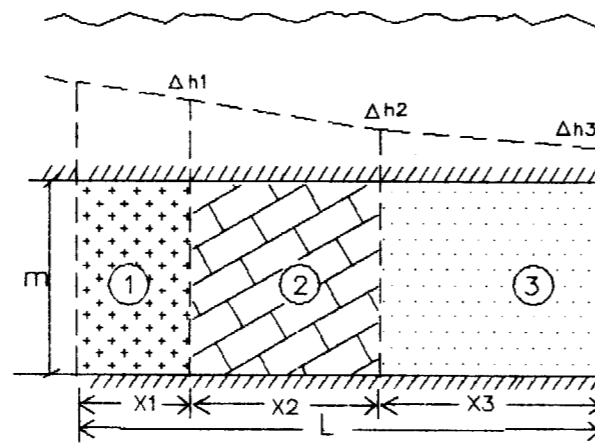


Figura 2.

obtendría de la ecuación de continuidad, que la velocidad es la misma en cada estrato y lo que cambiaría sería el gradiente en ellos, el cual se obtiene de la ecuación (1) si se conocen sus propiedades hidrogeológicas.

Las propiedades hidrogeológicas del medio homogéneo equivalente se pueden obtener siguiendo un procedimiento similar al caso anterior, pero en este caso se suponen dos caudales diferentes y se obtienen las velocidades correspondientes, (U y U'). Conocidas las velocidades se determinan los gradientes en cada estrato (I_i e I'_i), pudiéndose obtener la caída de la carga hidráulica (Δh_i y $\Delta h'_i$) en función de la longitud del estrato, (X_i).

Las propiedades K_D y K_T del medio equivalente de longitud $L = \sum X_i$ en el que se produce una caída de la carga hidráulica $\Delta h = \sum \Delta h_i$ y $\Delta h' = \sum \Delta h'_i$ se determina de la combinación de las ecuaciones (1a y 1b), resultando las mismas expresiones (4) y (5) anteriores, pero donde se requiere determinar I e I' por:

$$I = \frac{(\sum_{i=1}^n I_i \cdot X_i)}{\sum_{i=1}^n X_i} \quad \text{y} \quad I' = \frac{(\sum_{i=1}^n I'_i \cdot X_i)}{\sum_{i=1}^n X_i}$$

Para el caso particular de régimen lineal en cada estrato, tal y como se demostró anteriormente,

el término $(U^2/K_T^2) \rightarrow 0$ y $I_i = U/K_{Di}$, por lo que la ecuación (4) se simplificaría quedando la K_D determinada por:

$$K_D = \frac{U}{I} = \frac{U \cdot \sum_{i=1}^n X_i}{(\sum_{i=1}^n \frac{U}{K_{Di}} \cdot X_i)} = \frac{L}{\sum_{i=1}^n \frac{X_i}{K_{Di}}} \quad [9]$$

La expresión anterior es igual a la obtenida de la literatura cuando se supone un régimen lineal en todos los estratos.

Ejemplo Ilustrativo #2

Al igual que en el caso anterior, se ilustrará la obtención del medio homogéneo equivalente con un acuífero formado por tres estratos como los de la Figura 2 y con las siguientes propiedades y características geométricas:

Estrato (i)	Espesor (m)	Longitud (X _i) (m)	K _{Di} (m/d)	K _{Ti} (m/d)
1	50	2000	50	10
2	50	1000	20	10
3	50	1500	5	10

Si se suponen dos caudales de circulación $q=10 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$ y $q'=2,5 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$, las velocidades correspondientes serían $U = 0,2 \text{ m/d}$ y $U' = 0,05 \text{ m/d}$, obteniéndose los siguientes resultados:

Estrato (i)	(K _T /K _D)	Velocidad U _m (d)	Gradiente I _i	I _{crd}	Régimen de flujo
1	0,2	0,2	0,0044	0,002	No lineal
2	0,5	0,2	0,0104	0,0125	Lineal
3	2,0	0,2	0,0404	0,2	Lineal
Equival.		0,2	0,0175		
1	0,2	0,05	0,001025	0,002	Lineal
2	0,5	0,05	0,002525	0,0125	Lineal
3	2,0	0,05	0,010025	0,2	Lineal
Equival.		0,05	0,004325		

Los valores que se obtendrían de K_D , K_T , k y C para el medio homogéneo equivalente a partir de las ecuaciones (4) y (5) serían las siguientes:

$$K_D = 11,09 \text{ m/d} \quad K_T = 19,04 \text{ m/d} \quad k = 1,36 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2 \quad C = 705$$

El gradiente crítico para este medio resultaría ser:

$$I_{crd} = 0,05 \cdot (K_T/K_D)^2 = 0,1412$$

El valor anterior indica que el régimen de flujo en el medio homogéneo equivalente es lineal para los dos caudales de circulación supuestos aunque exista un régimen no lineal en uno de los estratos.

El medio cársico como un medio poroso equivalente

La mayor parte de los acuíferos cubanos se encuentran en formaciones de calizas y dolomías con un alto desarrollo cársico vinculado a los procesos físicos y químicos de un clima tropical. Estas formaciones acuíferas tienen como características un diferente grado de desarrollo cársico variable con la profundidad por lo que es posible establecer un modelo conceptual similar a un acuífero estratificado como el indicado en el primer caso estudiado en este trabajo. Por otra parte, los tipos de suelo, vegetación y relieve, pueden provocar variaciones espaciales en el desarrollo del caso con un modelo conceptual correspondiente al segundo caso estudiado. Lo anteriormente expuesto confirma la hipótesis de que estos medios deben ser conceptualmente tratados como heterogéneos.

Aunque los parámetros utilizados para representar las propiedades hidráulicas del acuífero, se definen para el flujo en medios porosos, estos pueden ser extendidos a los medios fisurados y fracturados. Esta suposición es válida si en un cierto volumen de acuífero existen suficientes aberturas que permitan representarlo por propiedades medias. BEAR J. (1), definió el concepto de volumen elemental representativo (REV), para definir el más pequeño volumen de roca que le puede ser asignada una propiedad única.

En tal sentido es necesario trabajar a una escala adecuada para que cada elemento pueda representar un medio poroso equivalente y LAURENT E. (6), señala que... "sería muy de lamentar el renunciar a los aparatos de las técnicas de la hidrogeología matemática, bajo el pretexto de que la misma se aplica a rocas porosas y no a las rocas con fisuras o cársicas".

En las zonas de mayor desarrollo cársico, es lógico que se presente un régimen de flujo que

sea No Lineal o sea que no cumpla la Ley de Darcy, esto ha llevado a algunos hidrogeólogos a cuestionarse la validez de modelos matemáticos que consideran esta hipótesis en la representación de estos acuíferos.

La experiencia de varios autores en la modelación regional del agua subterránea en acuíferos cársicos los ha llevado a afirmar que estos pueden ser simulados como un medio poroso equivalente, hipótesis aplicada en Cuba con resultados satisfactorios, MARTINEZ RODRIGUEZ J. B. (7), HERNANDEZ VALDES A. O. (4) y hecha por otros investigadores, entre los cuales se pueden citar a VIRGOS L. et al. (12), MASLIA et al. (8), KRAUSE R. E. and RANDOLPH R. B. (5) y PULIDO A. (10), aunque este último señala que en España los resultados no siempre han satisfecho los resultados esperados, en lo cual puede haber influido el método numérico utilizado y el modelo conceptual concebido con la correspondiente discretización realizada.

CONCLUSIONES

De los resultados de este trabajo y los ejemplos mostrados, así como de las experiencias en la modelación regional del agua subterránea, se derivan las siguientes conclusiones que pueden ser aplicables a los acuíferos heterogéneos y cársicos en particular:

-Es posible obtener un medio homogéneo equivalente a uno estratificado, mediante expresiones válidas tanto para régimen lineal como no lineal, empleando la metodología indicada en este trabajo.

-El medio cársico al ser analizado como un medio estratificado, puede ser representado como un medio poroso equivalente con propiedades características que indiquen un régimen lineal de flujo en él, aunque existan zonas locales con flujo turbulento o NO Lineal.

El tamaño del elemento en la modelación regional de acuíferos cársicos o heterogéneos, es función de la red de observación disponible, ya que siempre es posible obtener un medio homogéneo equivalente que lo represente.

REFERENCIAS

1. BEAR J. (1972): "Dynamics of fluids in porous media". New York. American Elsevier. (764 p).
2. CUSTODIO E. y LLAMAS M. R. (1983): "Hidrología Subterránea" (2 volúmenes). Ediciones Omega. Barcelona. España.
3. HAITJEMA, H. M. (1992): "Modeling regional ground-water flow in Fulton County, Indiana: Using the Analytic Element Method". Ground Water 30(5) (660-666). Sep-Oct.
4. HERNANDEZ VALDES A. (1991): "La explotación de acuíferos a escala regional y la modelación matemática como su base tecnológica". Tesis en opción al grado de Doctor en Ciencias Técnicas". ISPJAE. Diciembre.
5. KRAUSE, R. E. and RANDOLPH, R. B. (1989): "Hydrology of the Floridan Aquifer System in southeast Georgia and adjacent parts of Florida and South Carolina". U.S. Geological Survey Professional Paper 1403-D, (65p.).
6. LAURENT, E. (1985): "Karstologie et analyse des systemes aquiferes". Annales de la Societé Géologique de Belgique. T. 108, 297-300.
7. MARTINEZ, J. B. (1988): "Reflexiones sobre la modelación de acuíferos en las condiciones de Cuba". Memorias del XIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. 264-271. Habana. Cuba.
8. MASLIA, M. L. and HAYES, L. R. (1988): Hydrogeology and simulated effects of ground-water development of the Floridan aquifer system, southwest Georgia, northwest Florida and southernmost Alabama" U.S. Geological Survey. Professional Paper 1403-H.
9. PEREZ, D. (1984): "Hidráulica Subterránea". Ediciones Pueblo y Educación C. de la Habana. Cuba.
10. PULIDO, A. (1983): "Los modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos karsticos". III Simposio de Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. IX 13-23, (9-13) Mayo. Madrid.
11. SHESTAKOV, V. M. (1983): "Hidrología subterránea". Impreso por v/o Vneshtorgizdat. Editorial de la universidad de Moscú. (443p).
12. VIRGOS, L. MARTINEZ, P.; LOPEZ, L. y RUIZ, C. (1983): "Un primer modelo digital orientativo acerca del funcionamiento hidrogeológico de las calizas del páramo de Alcarria". III Simposio de Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. IX 75-82, (9-13) Mayo. Madrid. España.

Original recibido: Septiembre de 1994.
Original aceptado: Enero de 1995.

ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

Distribución y caracterización de litofacies en el yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias (Neógeno de la cuenca de Madrid).

Por M. POZO (*) y J. CASAS (**)

RESUMEN

Se estudian la mineralogía y distribución de depósitos de arcillas magnéticas de interés económico en canteras, sondeos y afloramientos ubicados al NE de Esquivias (Toledo) en la Cuenca neógena de Madrid.

Desde un punto de vista litológico se han diferenciado tres unidades:

- a) Unidad detrítica inferior. (fluviolacustre). Constituida por mudstones grises y arenas. Asociación de minerales de la arcilla: illita/mica-esmectita-caolinita (interestratificados irregulares).
- b) Unidad lutítica magnética. (lacustre-palustre). Formada por mudstones verdes con intercalaciones arenosas (facies verde) alternando con lutitas rosa-marrón e intrarenitas (kerolita-estevensita) conteniendo nódulos de sepiolita (facies rosa) Asociación de minerales de la arcilla: saponita-illita-caolinita (facies verde)-kerolita/estevensita-sepiolite (illita) (facies rosa).
- c) Unidad detrítica superior. (fluviolacustre). Compuesta por mudstones grises, arenas, areniscas y carbonatos. Asociación de minerales de la arcilla: esmectita-illita-caolinita.

Los resultados nos permiten establecer la existencia de un medio lacustre muy somero (mud flat) en el que las facies de kerolita-estevensita se relacionan con el desarrollo de charcas palustres donde, en condiciones salino-alcálicas, se formaron las arcillas magnéticas autigénicas. Las unidades detríticas se interpretan como depósitos progradantes relacionados con cambios tectónicos y/o climáticos.

Palabras clave: Cuenca de Madrid. Facies palustres. Kerolita-estevensita. Diagénesis temprana.

ABSTRACT

Mineralogy and distribution of economic deposits of Mg-clays and related lithofacies have been studied in quarries, drill cores and outcrops located northeast of Esquivias village (Toledo) in Madrid Neogene basin.

Three units from a lithological point of view have been differentiated:

- a) Lower detrital unit (fluviolacustrine). Characterized by grey mudstones and sands. Clay mineralogy association: Illite/mica-smectite-kaolinite-(randomly mixed layers).
- b) Magnesium lutites unit (lacustrine-paludine). Constituted by green mudstones with sandy inserts (green facies) in alternation with pink-brown lutites and intrarenites (kerolite-stevensite mixed layers) bearing sepiolite nodules (pink facies). Clay mineralogy associations: Saponite-illite-kaolinite (green facies). Kerolite/stevensite-sepiolite (illite) (pink facies).
- c) Upper detrital unit. (fluviolacustrine). Composed by grey mudstones, sands, sandstones and carbonates. Clay mineral association: Smectite-illite-kaolinite.

The results let us to establish a very shallow lacustrine environment (mud flat) in which kerolite-stevensite facies are related to paludine ponds development where in saline-alkaline conditions authigenic Mg-clays are formed. Detrital units are interpreted as progradation deposits related to tectonic and/or climatic changes.

Key words: Madrid Basin. Paludal facies. Kerolite-stevensite. Early diagenesis.

(*) Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid.
(**) Centro de Ciencias Medioambientales. C.S.I.C. Madrid.

INTRODUCCION

La existencia de depósitos importantes de arcillas magnéticas es una de las características de la cuenca de Madrid, donde su explotación ha tenido y tiene una fuerte incidencia económica. Estas arcillas se pueden agrupar en dos tipos: las denominadas fibrosas, sepiolita y paligorskita (GALAN y CASTILLO, 1984) y las bentoníticas, constituidas fundamentalmente por esmectitas trioctaédricas. Dentro de estas últimas las más abundantes y mejor conocidas son las de carácter saponítico (GALAN et al. 1986; POZO et al. 1991; POZO y CASAS 1992), si bien se han reconocido términos silico-magnéticos identificados como estevensita (GALAN et al. 1981) e interestratificados kerolita-estevensita (MARTIN DE VIDALES et al. 1991).

Las facies lutíticas conteniendo arcillas magnéticas estevensíticas o kerolítico-estevensíticas aparecen frecuentemente descritas en los estudios sedimentológicos y mineralógicos de la cuenca de Madrid como "facies de lutitas rosas", generalmente asociadas a lutitas verdes y arenas micáceas (CALVO et al. 1984), encuadrándose en la Unidad Intermedia del Mioceno definida en la cuenca de Madrid por ALBERDI et al. (1983). Sin embargo, no todas las lutitas rosas presentes en el registro sedimentario tienen esta composición, así, es reseñable el carácter sepiolítico observado por BLANCO et al. (1992) y POZO et al. (1992 a) en las zonas de Parla y Villaluenga respectivamente, al sur de la ciudad de Madrid.

La realización de sondeos y apertura de canteras en el sector de Esquivias por la Compañía Minas de Gádor (Grupo Laporte) ha permitido estudiar en detalle la distribución vertical y horizontal de facies de lutitas rosas a marrones, constituidas fundamentalmente por kerolita y estevensita, tal y como se ha puesto de manifiesto en estudios recientes (POZO et al. 1994). Estos minerales de la arcilla tienen un especial interés no sólo desde el punto de vista económico sino también científico. Las referencias sobre depósitos importantes de estos silicatos magnéticos son escasas, así, se ha citado kerolita-estevensita en el Desierto de Amargosa (Nevada, U.S.A.) por EBERL et al. (1982), KHOURY et al. (1982) y HAY et al. (1986), de kerolita en Amboseli (Kenia) por HAY y STOESSELL (1984) y de estevensita en

Jbel Ghassoul (Marruecos) por TRAUTH (1977). El objetivo del presente trabajo es la caracterización sedimentológica del yacimiento de arcillas magnéticas de Esquivias, basándose en criterios mineralógicos y de asociación de facies.

MATERIALES Y METODOS

Materiales

La población de Esquivias se ubica en la comarca de La Sagra, dentro de la provincia de Toledo (Hoja topográfica 19-24, Aranjuez) siendo desde antaño región de intensa actividad minera, tanto en la vertiente de arcillas cerámicas y especiales como de materia prima para cementos. En sus proximidades se encuentra el depósito de arcillas magnéticas objeto del presente estudio, incluyéndose en una unidad cartográfica constituida por arenas micáceas y arcillas, de color gris verdoso predominante, limitada a base y techo por facies yesíferas y calcáreas respectivamente. Esta unidad, con potencia aproximada de 50 m, muestra una amplia distribución en la zona, si bien es de destacar que la suave topografía impide la existencia de buenos afloramientos, por lo que la disponibilidad de datos de sondeos y de canteras ha sido indispensable en su caracterización.

En la figura 1a se recoge la cartografía de la zona estudiada con las unidades diferenciadas y los puntos muestreados.

Dentro de la unidad cartográfica objeto de estudio, se han diferenciado tres unidades litológicas: Unidad detrítica inferior, Unidad lutítica magnética y Unidad detrítica superior.

La Unidad detrítica inferior, constituida por mudstones y arenas, se apoya sobre una unidad de yesos laminados y masivos que afloran en la cercana población de Yeles y más al este en la población de Seseña. La potencia estimada para esta unidad es de 15 a 20 m.

La Unidad lutítica magnética incluida entre los dos tramos detríticos se caracteriza por el predominio de los materiales arcillosos verdes y rosáceos que forman alternancias en la vertical presentando una potencia media de 15 m.

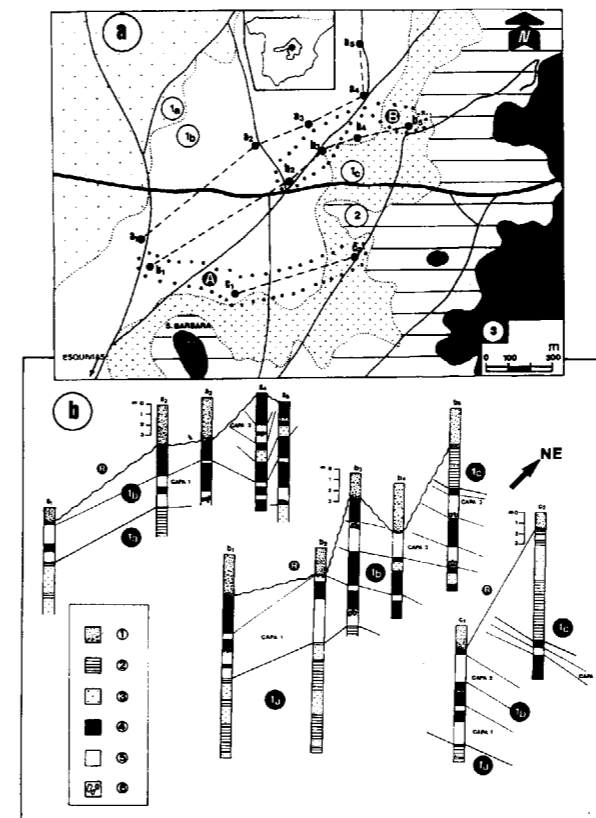


Figura 1. a) Mapa geológico de la zona estudiada y localización de las columnas litológicas muestreadas según tres secciones: a, b y c. Las áreas enmarcadas A y B incluyen las columnas litológicas de detalle representadas en las figuras 3 y 4 respectivamente. Unidades cartográficas: 1- mudstones y arenas micáceas (1a unidad detrítica inferior. 1b unidad lutítica magnética. 1c unidad detrítica superior). 2- Mudstones y carbonatos. 3- mudstones y carbonatos silicificados.

b) correlación de las columnas litológicas recogidas en (a), mostrando las tres capas de kerolita-estevensita diferenciadas en la unidad lutítica magnética (1b). (R) depósitos clásticos recientes de base erosiva. Leyenda: 1- Conglomerados, arenas y arcillas; 2- Mudstones. 3- Arenas; 4- Facies verde; 5- Facies rosa-marrón; 6- Episodios brechoideos.

La Unidad detrítica superior está constituida por cerca de 20 m. de mudstones y arenas similares a las del tramo inferior, pero con una mayor proporción de los términos finos y de los carbonatos. Comprende el techo de la unidad cartográfica pasando en su parte superior a otra constituida por carbonatos, margas y arcillas.

Estas unidades pueden desaparecer debido a la existencia de canales recientes que muestran

una amplia distribución en la zona estudiada (figura 2).



Figura 2. Contacto entre las unidades lutítica magnética (b) y detrítica superior (c) destaca la acción erosiva de canales con rellenos recientes que afectan a las unidades mencionadas, llegando a cortar parcialmente a la capa rosa 3.

La descripción de los depósitos conteniendo kerolita-estevensita y facies asociadas se ha realizado mediante el estudio de 12 columnas estratigráficas procedentes de sondeos, frentes de cantera y afloramientos ubicados al norte de Esquivias, seleccionándose un total de 104 muestras para su estudio por difracción de rayos X y de 46 para su descripción petrográfica. En la figura 1b se recoge la correlación de estas columnas según tres secciones de orientación aproximada SO-NE que muestran la distribución vertical y lateral de las unidades litológicas diferenciadas.

En la descripción de los materiales finos masivos, con proporciones variables de arcilla y limo se ha optado por emplear el término anglosajón "mudstone" en un sentido más amplio que el empleado por POTTER et al. (1980), incluyendo en el mismo, a veces, lutitas y limolitas.

Metodología analítica

El estudio mineralógico de las muestras se ha realizado mediante difracción de rayos X tanto para muestra total pulverizada como para la

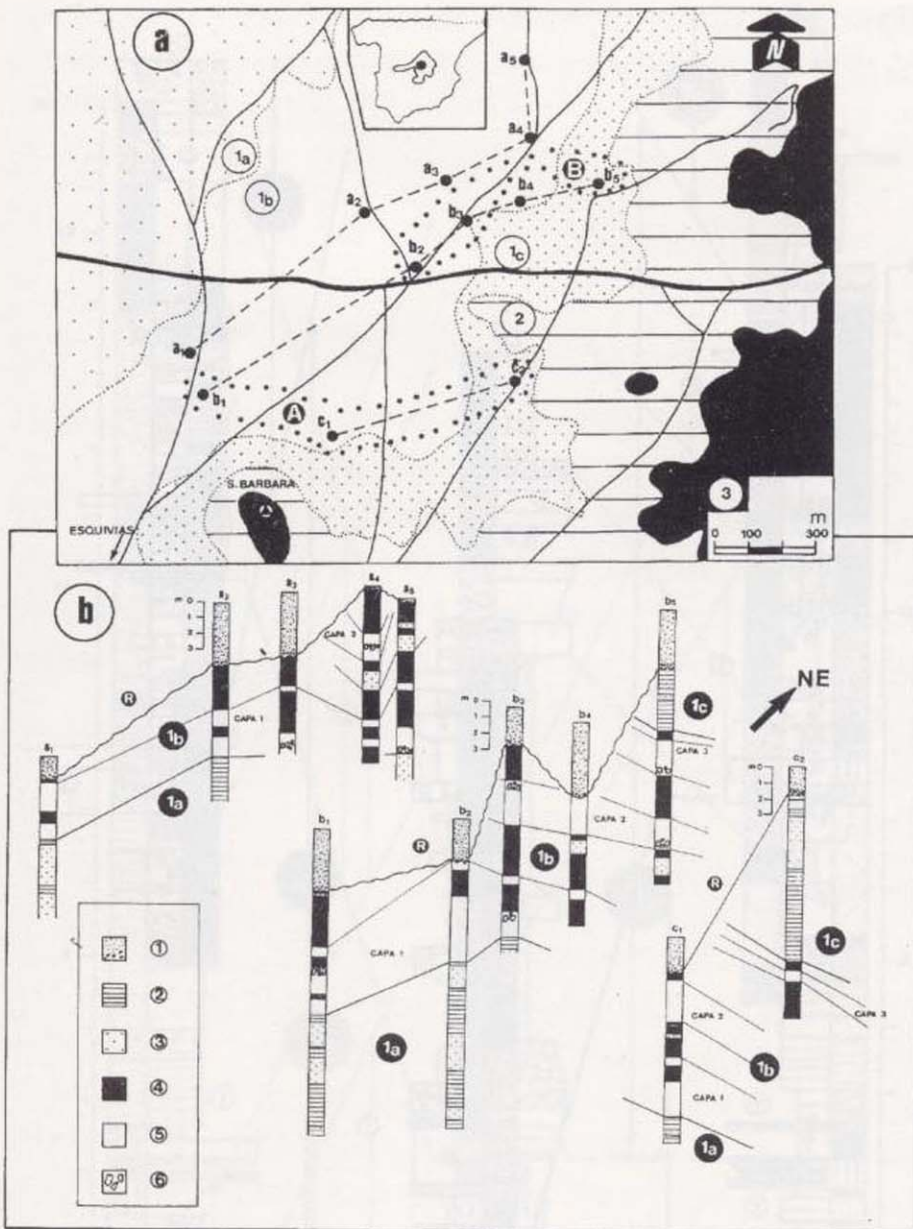


Figura 1. a) Mapa geológico de la zona estudiada y localización de las columnas litológicas muestreadas según tres secciones: a, b y c. Las áreas enmarcadas A y B incluyen las columnas litológicas de detalle representadas en las figuras 3 y 4 respectivamente. Unidades cartográficas: 1- mudstones y arenas micáceas (1a unidad detrítica inferior. 1b unidad lutítica magnética. 1c unidad detrítica superior). 2- Mudstones y carbonatos. 3- mudstones y carbonatos silicificados.

b) correlación de las columnas litológicas recogidas en (a), mostrando las tres capas de kerolita- estevensita diferenciadas en la unidad lutítica magnética (1b). (R) depósitos clásticos recientes de base erosiva. Leyenda: 1- Conglomerados, arenas y arcillas; 2- Mudstones. 3- Arenas; 4- Facies verde; 5- Facies rosa-marrón; 6- Episodios brechoides.

La Unidad detrítica superior está constituida por cerca de 20 m. de mudstones y arenas similares a las del tramo inferior, pero con una mayor proporción de los términos finos y de los carbonatos. Comprende el techo de la unidad cartográfica pasando en su parte superior a otra constituida por carbonatos, margas y arcillas.

Estas unidades pueden desaparecer debido a la existencia de canales recientes que muestran

una amplia distribución en la zona estudiada (figura 2).

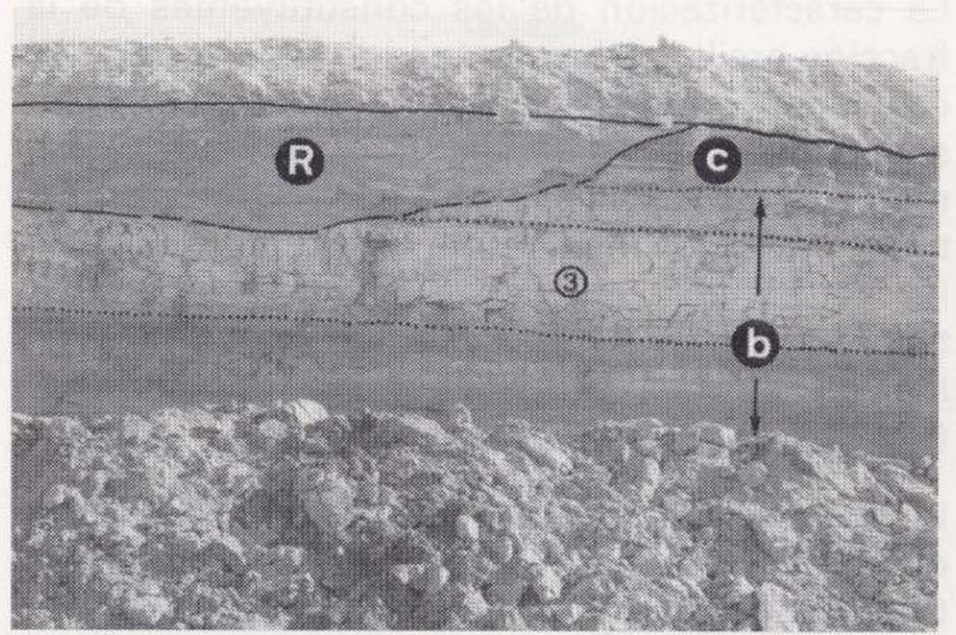


Figura 2. Contacto entre las unidades lutítica magnética (b) y detrítica superior (c) destaca la acción erosiva de canales con rellenos recientes que afectan a las unidades mencionadas, llegando a cortar parcialmente a la capa rosa 3.

La descripción de los depósitos conteniendo kerolita-estevensita y facies asociadas se ha realizado mediante el estudio de 12 columnas estratigráficas procedentes de sondeos, frentes de cantera y afloramientos ubicados al norte de Esquivias, seleccionándose un total de 104 muestras para su estudio por difracción de rayos X y de 46 para su descripción petrográfica. En la figura 1b se recoge la correlación de estas columnas según tres secciones de orientación aproximada SO-NE que muestran la distribución vertical y lateral de las unidades litológicas diferenciadas.

En la descripción de los materiales finos masivos, con proporciones variables de arcilla y limo se ha optado por emplear el término anglosajón "mudstone" en un sentido más amplio que el empleado por POTTER et al. (1980), incluyendo en el mismo, a veces, lutitas y limolitas.

Metodología analítica

El estudio mineralógico de las muestras se ha realizado mediante difracción de rayos X tanto para muestra total pulverizada como para la

fracción menor de 2 μ m obtenida por dispersión y sedimentación en medio acuoso.

La caracterización de los constituyentes de la fracción arcilla se ha efectuado sobre agregados orientados de muestras homionizadas en Mg²⁺, solvatadas con etilenglicol y tratadas térmicamente a 550°C. Para la determinación del carácter di o trioctaédrico de los minerales de la arcilla se estudió en muestra desorientada de tamaño inferior a 2 μ m la región entre 55-65° en las condiciones propuestas por DESPRAIRES (1983).

La cuantificación de los minerales se ha realizado mediante el método de los poderes reflectantes, empleando los valores de SCHULTZ (1964) en muestra total y los de BARAHONA (1974) y VAN DER MAREL (1966) en agregados orientados de la fracción arcilla.

Las texturas de las diversas litofacies diferenciadas se han estudiado petrográficamente sobre láminas delgadas preparadas según técnica habitual. En las descripciones de rasgos edáficos se ha seguido la terminología de BREWER (1976) y MEYER (1987).

RESULTADOS

Dentro de las tres unidades diferenciadas en el yacimiento se describen a continuación las características de sus litofacies constituyentes. La distribución de litofacies y rasgos sedimentológicos de dichas unidades se recogen en las figuras 3 y 4, donde columnas litológicas seleccionadas muestran la serie completa en dos sectores de la zona estudiada (Figura 1a, A y B).

a) Unidad detrítica inferior

Está constituida por arenas y mudstones grises con tonalidades verdosas a veces algo amarillentas. En las secciones estudiadas los tonos más oscuros se observan en la base, donde además se detectan intercalaciones centimétricas de carbonatos negros. En general, predominan las arenas sobre los mudstones, destacando en ellas el incremento en componente limo-arcilloso hacia el este. (Figura 3, columna B₁, Figura 4, columna B₂).

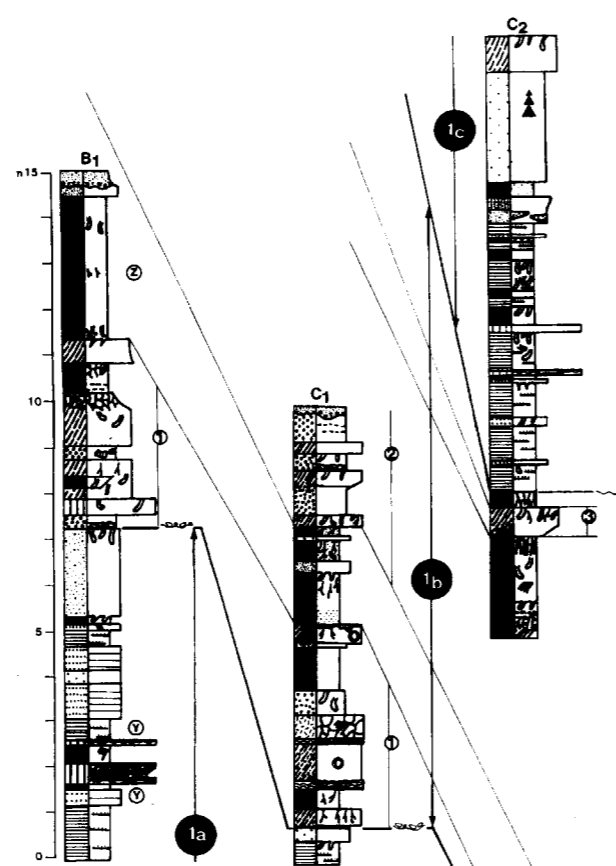


Figura 3. Columnas litológicas representativas de la zona A, mostrando sus rasgos sedimentarios principales. 1a. Unidad detrítica inferior. 1b. unidad lutítica magnésica (con números se recogen las diferentes capas de kerolita-estevenita). 1c. Unidad detrítica superior.

Descripción de facies y mineralogía global

a-1 ARENAS

Arenas sueltas

Aparecen intercaladas en litofacies de alternancias mudstone/arena, donde muestran escasa potencia (0,30 m), en otras ocasiones se presentan en paquetes potentes que llegan a alcanzar 2,40 m y en los que se pueden detectar estructuras tractivas con desarrollo de laminación cruzada en la base y paralela a techo, observándose la existencia de granoselección negativa (coarsening-upward). Se caracterizan por su aspecto incoherente, con escasez de material fino que les da compacidad y colores que van del gris

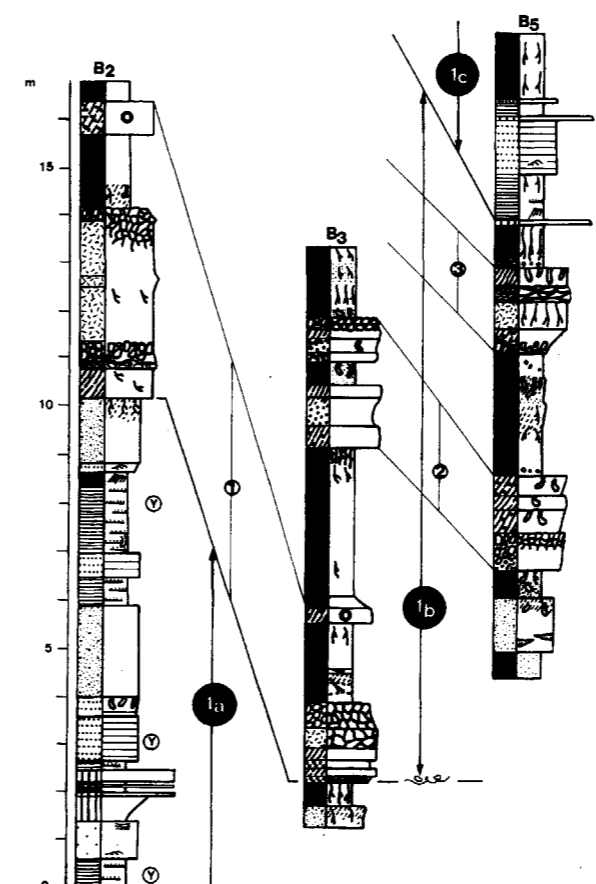
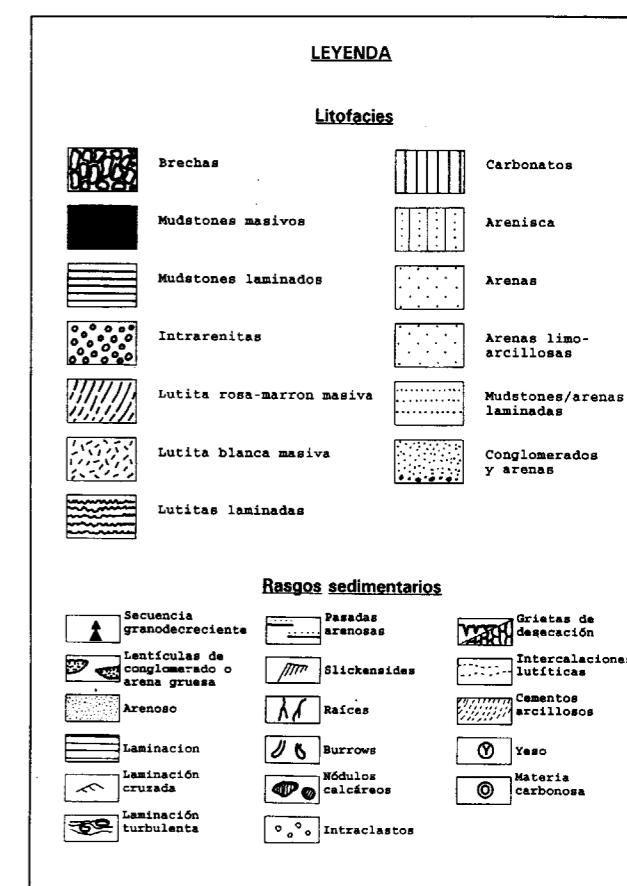


Figura 4. Columnas litológicas representativas de la zona B, mostrando sus rasgos sedimentarios principales.



amarillento al gris verdoso en función de la proporción de biotitas presentes, que ocasionalmente pueden acumularse. El tamaño de grano oscila de medio a muy fino, con formas subredondeadas a subangulosas y moderada selección.

Arenas limo-arcillosas

Se presentan con potencias variables que oscilan entre 0,25-1,90 m., aspecto masivo o laminado difuso y predominio de los colores gris verdosos. El material está constituido por clastos arenosos y una pasta limo-arcillosa que le da compacidad, presentando mala selección con tamaños de grano medios a finos. En niveles potentes se observa a techo un incremento en la

proporción de finos respecto a samita, mostrando tonalidad más clara y bioturbación de burrows. Cuando esta litofacies es la que marca el contacto con la unidad lutítica magnésica puede presentar a techo intercalaciones finas subhorizontales de lutitas rosáceas.

El estudio petrográfico de las arenas limo-arcillosas permite clasificarlas como grauvas arcólicas donde clastos de microclina, pertitas, plagioclasas, moscovita, biotita verde, circón y fragmentos de roca flotan, a veces densamente, en una pasta argilomícacea (30-40 μ m). Se observan fenómenos de alteración en micas (abiertas) y plagioclasas, así como golfos de corrosión en cuarzo y feldespatos.

Mineralógicamente muestran predominio de feldespatos, con proporciones entre 25-70%, siendo más abundantes las plagioclasas que los fel-

despatos potásicos. El cuarzo se presenta en menor porcentaje, oscilando entre 10-20%, mientras que los filosilicatos varían entre 15-50%, observándose las proporciones más altas en las arenas limo-arcillosas, con predominio de la mica que es prácticamente el único filosilicato presente en las arenas sueltas.

a-2 MUDSTONE/ARENA

Mudstone/arena laminada

Se presentan en niveles de potencia variable (0,15-1,30 m) estando constituidos por alternancias compactas de mudstones limosos grises con arenas micáceas ricas en biotita, en general más claras y sueltas, con tamaños de grano medio a fino, buena selección y clastos subangulosos. El componente más fino (mudstone) es en general el término predominante, pudiendo presentar laminación paralela milimétrica, estructura ocasionalmente rota por la bioturbación de burrows. En el término arenoso además de micas, especialmente biotitas, se han observado abundantes terrígenos (cuarzo y feldespatos) y ocasionalmente clastos de arcilla removilizada que se organizan en estructuras laminares paralelas y oblicuas.

Mineralógicamente los porcentajes son muy variables, pues aunque predominan los filosilicatos con contenidos entre 30-90%, el cuarzo oscila entre 5 y 25% y los feldespatos entre 5 y 40%, siendo en estos últimos las plagioclasas predominantes. Destaca en esta litofacies la presencia ocasional de yeso que puede llegar a alcanzar el 10% y de indicios de magnesita (<5%).

El estudio petrográfico de los términos arenosos confirma en ellos una mineralogía detrítica constituida por cuarzo mono y policristalino y feldespatos principalmente plagioclasas con potásicos subordinados, todos ellos subangulosos a angulosos, así como micas verdes grandes, frecuentemente abiertas en sus bordes, y circones. El componente limo-arcilloso presenta minerales laminares de pequeño tamaño (20-30 μm) flotando en arcilla, con rellenos clásticos de tamaño medio de 80 μm en lenticulas y perforaciones de burrows. Ocasionalmente se han detectado restos orgánicos carbonosos y depó-

sitos de hierro coloidal que pueden cementar terrígenos.

a-3 MUDSTONES

Mudstones masivos

Constituidos por mudstones masivos gris verdosos a gris oscuros según el contenido en materia orgánica muestran potencias entre 0,10-0,70 m, pueden presentar carbonatación en diverso grado así como rasgos de desecación y ocasionalmente bioturbación por burrows (con rellenos arenosos) y raíces.

Mudstones laminados

Caracterizados por mudstones compactos de color gris oscuro a verdoso, tienen potencias entre 0,7 m. y más de un metro. Presentan laminación neta a difusa enfatizada por la existencia en planos de pasadas arenosas (streaky lamination) de grano fino a medio, a veces discontinuas, que pueden englobar clastos de lutita y restos carbonosos. La presencia esporádica de materia orgánica es importante, adquiriendo carácter carbonoso, en cuyo caso destaca la existencia de nódulos de yeso de 0,5 mm que recubren superficies. Otros rasgos característicos son la presencia de nódulos limoníticos y la existencia de burrows con rellenos arenosos de niveles suprayacentes.

El estudio petrográfico de uno de los niveles masivos no carbonatados pone de manifiesto un material arcilloso con frecuentes laminares dispuestos caóticamente y dispersos en tamaños inferiores a 50 μm . Diseminados aparecen restos carbonosos y terrígenos que incluyen cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Mineralógicamente predominan en los mudstones masivos los filosilicatos (65-80%) con porcentajes bajos y similares de cuarzo (5-15%) y feldespatos (5-10%). Destaca de forma puntual la presencia de calcita (17%) y de yeso en contenidos del 5%. Los mudstones laminados muestran por su parte filosilicatos entre 55-95% y un notable incremento de feldespatos que llegan a

alcanzar el 40% mientras que el cuarzo no supera el 15%. Se ha detectado yeso en porcentajes del 5%.

a-4 CARBONATOS

Los carbonatos están pobremente representados en esta unidad, con potencias entre 0,10-0,25 m, caracterizándose por presentar colores grises muy oscuros casi negros, aspecto tabular y compacidad en general alta.

Se han reconocido dos tipos de carbonato en esta unidad. El primero está asociado a mudstones masivos negros con cierta fábrica laminar-bandeada y grano fino que parece ser el resultado de la carbonatación de material siliciclástico. Petrográficamente está constituido por mosaicos dolomicroesparíticos subeuhédricos con restos carbonosos y materia orgánica geliforme intersticial, que se dispone en láminas irregulares constituidas por cristales de tamaño diferente (20-130 μm). Dispersos en el carbonato se reconocen terrígenos en porcentaje inferior al 10% y fantasmas micritizados de hábito prismático y tamaño de 300 μm , que sugieren minerales evaporíticos. Destaca la existencia de brechificación, con desarrollo de morfologías intraclásticas superiores a 2 mm, cementadas por mosaicos lípidos esparíticos de carácter calcítico.

El otro tipo de carbonato se dispone a techo de las litofacies arenosas, no presentando color homogéneo, sino grisáceo con bandeo más amarillento y planos teñidos por hierro y manganeso, destacando la existencia de una corteza espeleotémica de un centímetro a techo de la capa. Petrográficamente está constituido por esferulitos fibrorradiales (0,25 mm) con morfología en gavilla, a veces unidos formando morfologías estrelladas, que tienden a acumularse en láminas irregulares, alternando con otras conteniendo mosaicos de carácter doloesparítico y material geliforme amarillento asociado. En el borde hay calcita fibrorradial que engloba terrígenos y a los carbonatos anteriormente mencionados.

Mineralógicamente, se observan diferencias significativas en la relación dolomita/calcita en

los distintos niveles muestrados, así en la zona más occidental estudiada, predomina la dolomita, que puede alcanzar el 75%, mientras que en áreas más orientales litofacies equivalentes muestran un predominio de calcita que puede llegar al 85%. La proporción de terrígenos (cuarzo y feldespato) es baja, no superando el 10%, mientras que los filosilicatos oscilan entre 10-25%.

Mineralogía de la arcilla

En los niveles más arenosos predomina la illita (90%) con esmectita y caolinita escasas, ya que juntas no llegan al 10%. El incremento de fracción fina en las arenas limo-arcillosas trae como consecuencia un aumento notable en la proporción de esmectita (35-75%) con disminución de illita (25-60%) y caolinita en porcentaje similar (<10%). Se detectan indicios de interestratificados irregulares illita-esmectita.

En los mudstones/arenas laminados destaca el aumento en caolinita (12%) con proporciones similares de illita y esmectita (35-55%).

En los mudstones masivos predomina en general la illita, con porcentajes entre 30-70% y proporciones variables de esmectita (20-60%), mientras que la caolinita puede alcanzar el 15%. En los laminados, en cambio, se observan porcentajes similares de illita y esmectita (35-50%) con caolinita también en valores del 15%.

El estudio del espaciado d_{060} de las esmectitas en niveles ricos en este constituyente pone de manifiesto un predominio del carácter trioctaédrico, si bien en alguna muestra se ha observado también un componente dioctaédrico subordinado que parece asociarse a otros minerales de la arcilla presentes como illita o caolinita. En la figura 5 a y b se muestran diagramas de D.R.X. representativos de esta unidad, con la asociación mineralógica característica.

b) UNIDAD LUTITICA MAGNESICA

La unidad lutítica magnésica está constituida por materiales predominantemente lutíticos, diferenciándose dos facies que alternan cíclica-

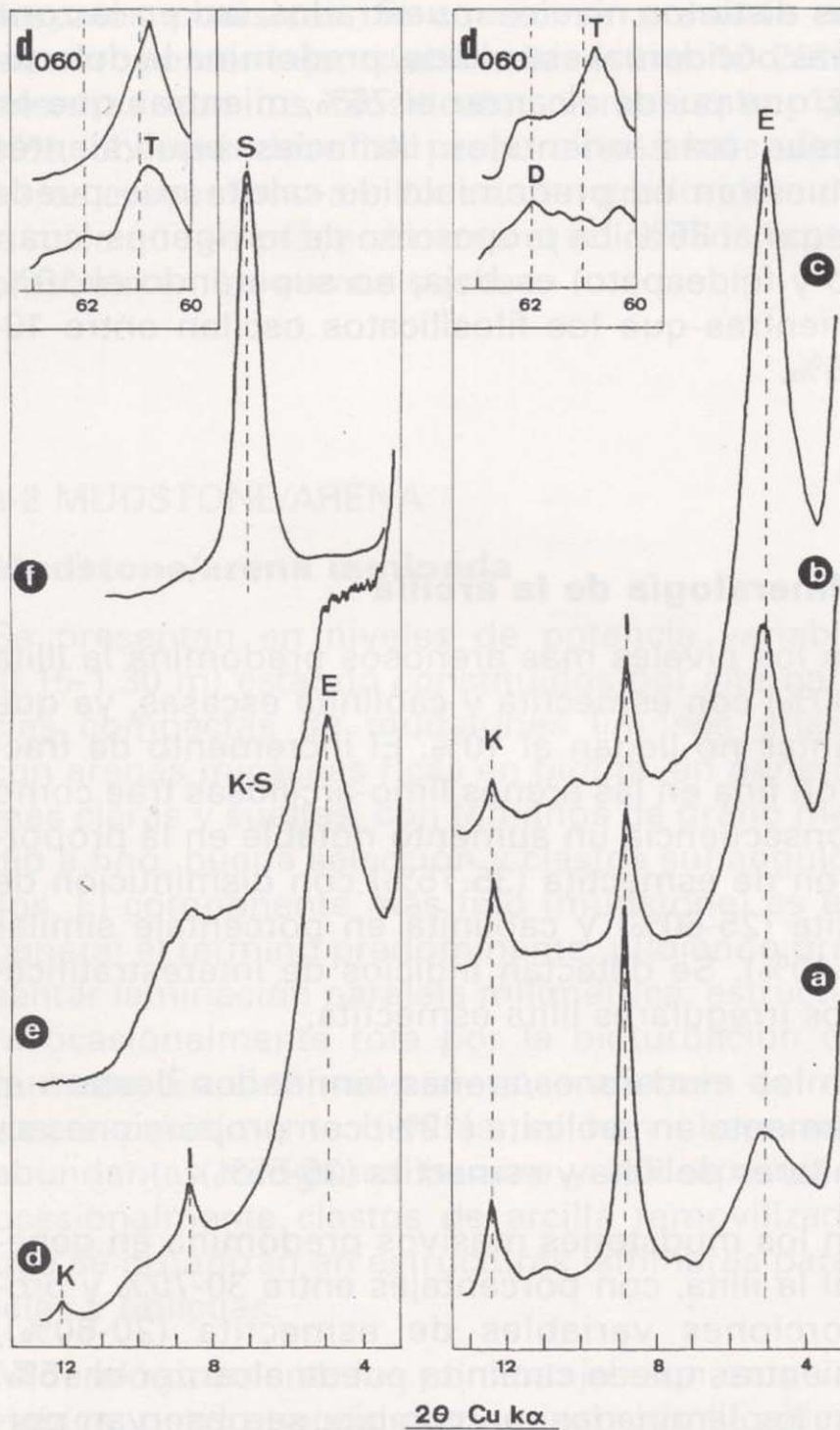


Figura 5. Diagramas de rayos X (DRX) representativos de la mineralogía de la arcilla en las unidades diferenciadas (agregados solvatados con etilenglicol), (a), (b), (c): unidades detríticas. (d), (e), (f): unidad lutítica magnésica. I illita. E esmectita. K caolinita. S sepiolita. KS interestratificado Kerolita-estevensita. En los diagramas del d_{060} : D=dioctaédrico y T=trioctaédrico.

mente: una de tonalidad rosácea-marrón y otra verde grisácea más detrítica (figuras 3 y 4).

Descripción de facies y mineralogía global

b-1 FACIES ROSA-MARRON

Se reconocen en esta unidad al menos tres capas de esta facies con potencias que varían entre 1 y 4 metros según la posición espacial.

b₁-1 BRECHAS INTRACLÁSTICAS

Con una potencia entre 0,30-0,80 m se ha reconocido esta litofacies a techo del paquete principal de las capas rosa 1 y en la base de las capas rosas 2 y 3. El episodio brechoide a techo se desarrolla sobre lutitas masivas rosáceas, mostrando fisuras de desecación endurecidas por la acción de cementos arcillosos, ocasionalmente con rellenos en grietas de material verdoso del nivel suprayacente. Las brechas basales presentan retrabajamiento y están constituidas por morfologías de tonos rosa a marrón claro, excepto cuando se disponen sobre mudstones verdes donde se reconocen además clastos de removilización de este material (figura 6).

Petrográficamente muestran texturas clásticas de desecación, con diverso grado de retrabajamiento y morfologías angulosas a subredondeadas de hasta 1 cm. Estas morfologías se presentan ópticamente isótropas (kerolita-estevensita) o anisótropas (sepiolita), coexistiendo a veces en una misma muestra. La existencia de arcillas orientadas birrefringentes es también manifiesta alrededor de las morfologías de desecación y rellenando porosidades secundarias (fábricas esquelsépicas y vosépicas). Ocasionalmente, destaca la existencia de fenómenos de carbonatación incipiente, con desarrollo de rosetas fibrorradiales de calcita dispersas en la masa arcillosa.

Mineralógicamente existe predominio de filosilicatos en porcentaje superior al 95%, con un 5%

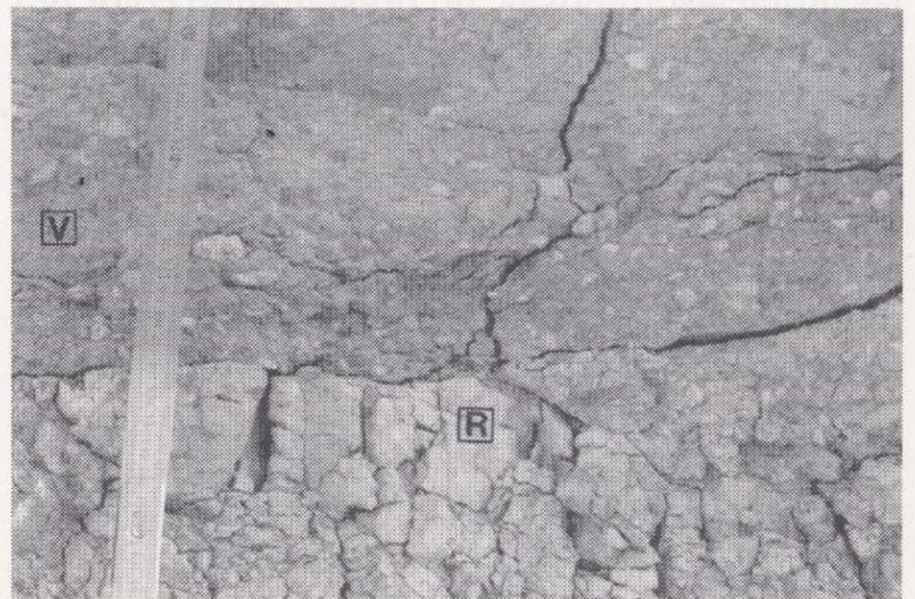


Figura 6. Detalle del contacto entre brechas intraclásticas a techo de la capa 2 de la facies rosa (R) y mudstones de la facies verde (V) que presentan en su base intraclastos rosáceos removilizados.

de cuarzo y feldespato en la brecha contaminada por clastos de mudstone verde.

b₁-2 INTRARENITAS

Con potencias entre 0,15 y 0,60 m se caracterizan por presentar aspecto terroso constituido por intraclastos subredondeados de lutitas con tamaños entre 0,25-0,12 mm y diverso grado de cementación, en general escaso. Muestran colores oscuros (materia orgánica) especialmente en la primera capa rosa, mientras que en capas superiores son frecuentes los tonos más claros (rosa-beige). Ocasionalmente presentan burrows con rellenos clásticos de tonalidad diferente y fenómenos de carbonatación que se inician como núcleos de cristales lenticulares que se unen hasta formar nódulos o costras decimétricas a métricas. Las morfologías intraclásticas son frecuentes como relleno de cualquier porosidad secundaria en el resto de las litofacies, habiéndose observado que se organizan en secuencias con las lutitas bentoníticas a las que pasan por cementación.

Petrográficamente están constituidos por clastos lutíticos isótropos subangulosos a redondeados, de tamaño medio inferior a 1,5 mm (figura 7). Estas morfologías se disponen con esqueleto denso (grain-supported), mostrando a veces envoltas arcillosas birrefringentes y aspecto



Figura 7. Aspecto petrográfico de la litofacies de intrarenitas, con morfologías intraclásticas de diverso tamaño y material geliforme asociado. (N//).

heterogéneo en su interior. La presencia ocasional de clastos anisótropos conteniendo laminares y terrígenos sugiere contaminación por materiales lutíticos de la facies verde. Por otra parte, se ha observado una relación entre colocación del material y presencia de material geliforme opaco. La carbonatación origina agregados fibrorradiales de calcita que reemplazan a la arcilla, provocando además fenómenos de corrosión en los terrígenos.

Mineralógicamente predominan los filosilicatos con porcentajes entre 55-100% y calcita ocasional que puede alcanzar el 45%. En indicios (<5%) cuarzo y feldespato.

b₁-3 LUTITAS

Lutitas bentoníticas

Tienen potencias entre 0,20-1 m y se caracterizan por ser materiales de aspecto lutítico, masivos, ocasionalmente con laminación irregular en la base del tramo. Predominan los tonos claros desde beige a rosa, si bien a veces la presencia de materia orgánica da lugar a niveles muy oscuros casi negros, especialmente en la capa rosa 1 donde además pueden presentar intensa bioturbación de raíces. La lutita puede contener morfologías intraclásticas pero, a diferencia de las intrarenitas, presentan cementación, lo que impide la liberación de morfologías. Con cierta frecuencia muestran bioturbación de burrows de gran tamaño y morfología cilíndrica mostrando frecuentemente rellenos clásticos rosáceos. En otras ocasiones las cavidades son irregulares con recubrimientos cerosos más oscuros y rellenos clásticos (intrarenita) similares a los descritos para fenómenos de microkarstificación en carbonatos (FREYTET y PLAZIAT, 1982).

Petrográficamente, muestran morfologías intraclásticas redondeadas en proporción variable, siempre englobadas en un cemento lutítico isótropo que es predominante. Un rasgo frecuente es la bioturbación en cuyas cavidades se han reconocido fábricas vosépicas de arcillas orientadas (argilanes) (figura 8). El contenido en terrígenos es muy bajo en general, observándose alrededor de los existentes, arcillas orientadas

con fábricas esquelsépicas. Destaca la existencia ocasional de glébulas arcillosas y de cristales lenticulares de calcita.

Mineralógicamente se caracterizan por el elevado contenido en filosilicatos, que supera el 95%, con feldespatos y cuarzo en proporción inferior al 5% así como, ocasionalmente, un 5% de calcita.

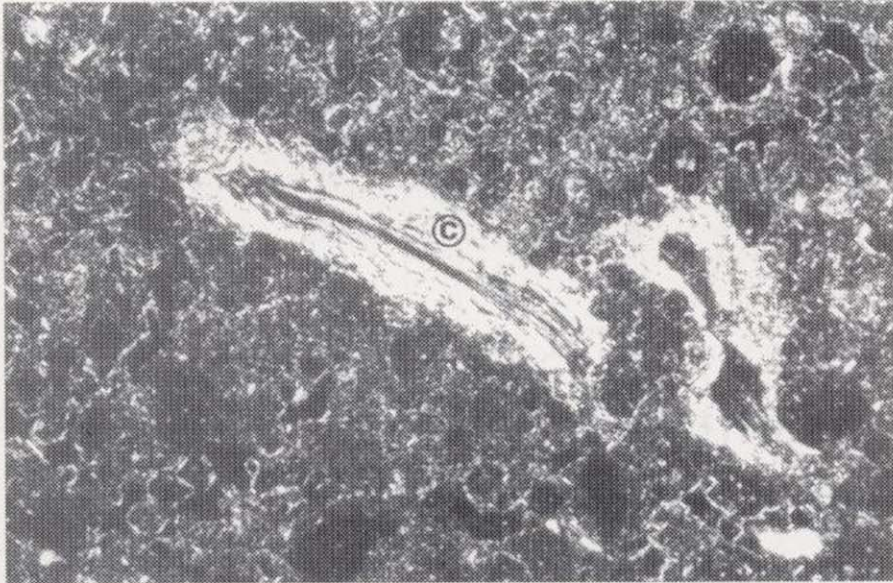


Figura 8. Evidencias de bioturbación por raíces con desarrollo de rasgos cutánicos (c) en lutitas bentoníticas de la facies rosa. Obsérvese la escasa anisotropía de la masa arcillosa y la existencia de morfologías subredondeadas (N+).

Lutitas sepiolíticas

Cuando se encuentran asociadas a la capa rosa 1 muestran potencias entre 0,60-2,50 m, con episodio basal blanco rosáceo o marrón de estructura laminada, sobre el que se disponen lutitas masivas muy compactas de tonos claros. A techo destaca el desarrollo de rasgos de desecación con grietas, slickensides y tinciones de manganeso, culminando en una potente brecha donde las grietas están rellenas de material verdoso cementado, procedente del nivel suprayacente.

Ligadas a la capa rosa 3 muestran menor potencia (0,85 m), estando constituidas por lutitas masivas blanco-grisáceas con disyunción prismática y perforaciones milimétricas de raíces. En la parte superior pasan a lutitas lajeadas con grietas planares subhorizontales ocasionalmente rellenas de material verdoso.

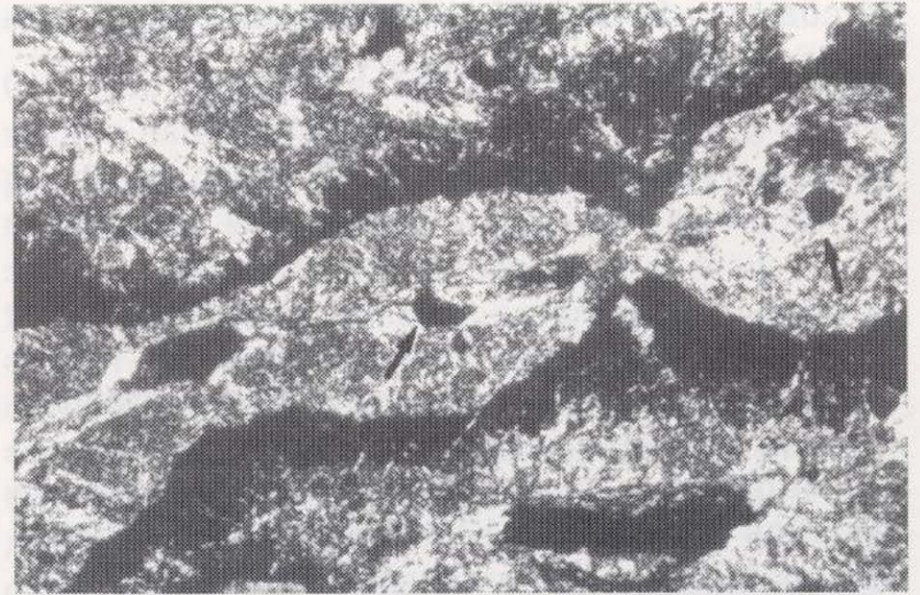


Figura 9. Textura de nódulo sepiolítico con evidencias de recristalización y bioturbación por raíces (flechas).

Petrográficamente es una lutita anisótropa con aspecto de "chert" y textura brechoide que muestra el desarrollo de morfologías de desecación, englobadas por cementos arcillosos, lo que indica al menos dos generaciones de sepiolita. Puede englobar en fisuras morfologías con texturas similares a las descritas para las lutitas bentoníticas e intrarenitas, que frecuentemente quedan como fantasmas en la masa recristalizada de los minerales fibrosos. La existencia de bioturbación por raíces es frecuente, asociándose a las mismas fábricas vosépicas (figura 9). Los términos laminados se amoldan a las morfologías que incluyen (laminación turbulenta).

Mineralógicamente están constituidas en su práctica totalidad por filosilicatos.

b₁-4 CARBONATOS

De forma puntual se detectan carbonatos con morfologías nodular o tabular nodular (0,35 m) frecuentemente asociados a intrarenitas. El carbonato es esparítico resultado de la carbonatación del nivel rosa infrayacente, presentando bioturbación (burrows, raíces) y grietas de desecación. Texturalmente están constituidos por agregados de calcita fibrorradial recristalizada con tamaños entre 0,35-0,70 mm, que crecen de forma dispersa en el material afectado y progresivamente se extienden y unen centrífugamente (núcleo de cementación que progresa hacia el

con fábricas esquelsépicas. Destaca la existencia ocasional de glébulas arcillosas y de cristales lenticulares de calcita.

Mineralógicamente se caracterizan por el elevado contenido en filosilicatos, que supera el 95%, con feldespatos y cuarzo en proporción inferior al 5% así como, ocasionalmente, un 5% de calcita.



Figura 8. Evidencias de bioturbación por raíces con desarrollo de rasgos cutánicos (c) en lutitas bentónicas de la facies rosa. Obsérvese la escasa anisotropía de la masa arcillosa y la existencia de morfologías subredondeadas (N+).

Lutitas sepiolíticas

Cuando se encuentran asociadas a la capa rosa 1 muestran potencias entre 0,60-2,50 m, con episodio basal blanco rosáceo o marrón de estructura laminada, sobre el que se disponen lutitas masivas muy compactas de tonos claros. A techo destaca el desarrollo de rasgos de desecación con grietas, slickensides y tinciones de manganeso, culminando en una potente brecha donde las grietas están rellenas de material verdoso cementado, procedente del nivel suprayacente.

Ligadas a la capa rosa 3 muestran menor potencia (0,85 m), estando constituidas por lutitas masivas blanco-grisáceas con disyunción prismática y perforaciones milimétricas de raíces. En la parte superior pasan a lutitas lajeadas con grietas planares subhorizontales ocasionalmente rellenas de material verdoso.



Figura 9. Textura de nódulo sepiolítico con evidencias de recristalización y bioturbación por raíces (flechas).

Petrográficamente es una lutita anisótropa con aspecto de "chert" y textura brechoide que muestra el desarrollo de morfologías de desecación, englobadas por cementos arcillosos, lo que indica al menos dos generaciones de sepiolita. Puede englobar en fisuras morfologías con texturas similares a las descritas para las lutitas bentónicas e intrarenitas, que frecuentemente quedan como fantasmas en la masa recristalizada de los minerales fibrosos. La existencia de bioturbación por raíces es frecuente, asociándose a las mismas fábricas vosépicas (figura 9). Los términos laminados se amoldan a las morfologías que incluyen (laminación turbulenta).

Mineralógicamente están constituidas en su práctica totalidad por filosilicatos.

b₁-4 CARBONATOS

De forma puntual se detectan carbonatos con morfologías nodular o tabular nodular (0,35 m) frecuentemente asociados a intrarenitas. El carbonato es esparítico resultado de la carbonatación del nivel rosa infrayacente, presentando bioturbación (burrows, raíces) y grietas de desecación. Texturalmente están constituidos por agregados de calcita fibrorradial recristalizada con tamaños entre 0,35-0,70 mm, que crecen de forma dispersa en el material afectado y progresivamente se extienden y unen centrífugamente (núcleo de cementación que progresa hacia el

exterior) reemplazando a los intraclastos lutíticos que quedan como relictos en el mosaico piocuilítico de carbonato. Se ha observado, relacionada con fenómenos de desecación, una segunda generación de calcita, que en mosaicos esparíticos rellena las porosidades secundarias desarrolladas.

La composición media del carbonato es 85% de calcita, 15% de filosilicatos y menos del 5% de cuarzo y feldespato.

b₁-5 CHERT

Asociados a carbonatos o a niveles de intrarenitas oscuras, se han observado nódulos de chert de diverso tamaño, en general decimétrico, de color marrón oscuro. Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, con indicios ocasionales de calcita y/o de filosilicatos. Petrográficamente se confirma el predominio de cuarzo en mosaicos microcristalinos que reemplazan al material afectado dejando fantasmas o relictos. Al igual que sucede con los nódulos de carbonato, la silicificación es centrífuga. Asociados a porosidades móldicas y grietas se han observado cementos de calcedonita y megacuarzo.

b₂ FACIES VERDE

b₂-1 ARENAS

Esta litofacies es de poca importancia en esta unidad, observándose mejor desarrollo en las secciones más orientales, donde se asocian a mudstones arenosos en el episodio que separa la capa rosa 1 de la 2, pudiendo alcanzar allí 1,10 m. Predominan los términos limo-arcillosos con frecuentes micas, tamaños de grano de arena media a muy fina, compacidad variable y colores que van de verde a gris verdoso. En los tramos más potentes se presentan lenticulas con clastos de mayor tamaño y cierta granoselección positiva, así como evidencias de bioturbación por burrows y cementos arcillosos.

Localmente se ha observado la presencia de arenas sueltas marrones de escasa potencia (0,10 m) caracterizadas por presentar tamaños de gra-

no de arena gruesa a muy gruesa y bajo contenido en minerales micáceos.

Mineralógicamente es destacable la elevada proporción de feldespatos que varían entre 25-65% predominando las plagioclasas, cuarzo en escasa cantidad (7-15%) y filosilicatos (tanto mica como minerales de la arcilla) con porcentajes entre 20-70%.

Petrográficamente se trata de grauvacas arcósicas masivas con un esqueleto que puede mostrar contactos entre granos, incluidos en una pasta constituída fundamentalmente por matriz argilo-micácea. Los clastos muestran tamaños medios predominantes de 280 μ m existiendo una segunda población subordinada de granos más grandes (1450 μ m) y angulosos. Están compuestos de cuarzo mono y policristalino con evidencias de corrosión, microclina, plagioclasas, biotita verde, moscovita, circón y fragmentos de roca ígnea (pertitas) e intraclastos lutíticos (30-50 μ m).

Se detecta ocasionalmente bioturbación de pequeño tamaño con arcillas orientadas y localmente glébulas isótropas de sílice.

b₂-2 MUDSTONES

Se incluyen todos los mudstones, tanto lutíticos como limosos o arenosos, caracterizados por sus tonos verde grisáceos y que se asocian a la facies rosa con potencias variables que oscilan entre 0,50 m y 3,50 m según se intercalen o separen capas de la misma.

En el primer caso presentan tonos verdes muy oscuros con desarrollo de porosidad secundaria por desecación y/o bioturbación rellena de lutita rosácea. En tramos potentes los tonos son más claros, verde-grisáceos a veces azulados, observándose una relación entre compacidad y tono más oscuro con la actuación de cementos arcillosos, con términos que van de limosos a arcillosos, bioturbación de burrows frecuentemente con rellenos rosáceos y ocasionales perforaciones de raíces pequeñas omnidireccionales.

Si bien los mudstones son en general limo-arcillosos, se han detectado también mudstones arenosos asociados a arenas limo-arcillosas en

el enlace con la capa rosa 2. Estos últimos muestran color verde a gris azulado e intensa bioturbación tanto de burrows como de raíces, que en ocasiones presentan rellenos arenosos. Asimismo se ha observado el retrabajamiento de niveles de la facies rosa con desarrollo de "gravels", donde se reconocen sus clastos removilizados en la masa arcillosa verde.

Mineralógicamente predominan los filosilicatos, con porcentajes entre 63-98% dependiendo del carácter lutítico o limo-arenoso. Este hecho también se refleja en el contenido en terrígenos, mayor en los últimos, donde el cuarzo oscila entre 5-10% y el feldespato entre 10-25%, mientras que en los términos más arcillosos estos minerales juntos no superan el 15%. Entre los feldespatos las plagioclasas predominan sobre los feldespatos potásicos.

Petrográficamente muestran texturas muy variables desde masivas hasta intraclásticas o granulares según el desarrollo de la pedalidad. Los terrígenos se presentan en tamaños finos (<100 µm) y en baja proporción, detectándose, además de los identificados por DRX, circón y turmalina. Con cierta frecuencia se observan glébulas y bioturbación por raíces y burrows, estos últimos con rellenos granulares y de materia orgánica geliforme. Asimismo se han observado arcillas orientadas alrededor de morfologías intraclásticas y terrígenos (fábrica esquelsépica) y en perforaciones de raíces (fábrica vosépica). Destaca en algún nivel potente la existencia de ceolitas asociadas al relleno de poros, que, mediante D.R.X., han sido identificadas como clinoptilolita (POZO et al. 1994).

b₂-3 CARBONATOS

Sólo se ha detectado un nivel de escasa potencia (0,15 m) asociado a mudstones verdes a techo de la unidad lutítica magnésica. Este carbonato muestra color gris verdoso e incluye terrígenos.

Su mineralogía está constituida predominantemente por calcita (85%) con filosilicatos en porcentaje próximo al 15% y menos de un 5% en conjunto de cuarzo y feldespatos.

Petrográficamente es una seudoesparita arenosa, cuyo esqueleto está constituido por clastos

dispersos de terrígenos (cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita verde, pertitas y moscovita) con tamaños entre 1,40-0,14 mm y clastos removilizados de lutita de tamaño inferior a 2 mm. La calcita cementante muestra recristalización poiquilótica con cristales que pueden llegar a 700 µm. Destaca la existencia de empalizadas fibrosas de calcita asociadas a bordes de clastos lutíticos con rasgos similares a los descritos para "crystallaria" por FREYTET y PLAZIAT (1982) e intensos fenómenos de corrosión y reemplazamiento en cuarzo y feldespatos. Asimismo se ha observado una segunda generación de calcita cementante que rellena la porosidad secundaria originada por desecación.

Mineralogía de la arcilla

La facies rosa está constituida por kerolita-estevensita en proporción variable, siendo frecuente el predominio del término esmectítico trioctaédrico. Ocasionalmente, y de forma especial en las lutitas bentónicas, destaca la presencia de sepiolita desde incipiente a bien desarrollada, pudiendo alcanzar el 50%. Se ha observado a veces en las intrarenitas y brechas intraclásticas contaminación de minerales heredados (illita y caolinita). Esto sucede en unos casos por constituir el nivel basal del tramo rosa contaminándose con el sustrato previo, en otros por la entrada de materiales suprayacentes aprovechando la porosidad secundaria originada por la desecación.

Las lutitas sepiolíticas están constituidas en su práctica totalidad por sepiolita (95-100%) con esmectita en porcentajes inferiores al 5% y degradada.

La facies verde muestra una mineralogía en la fracción arcilla muy diferente, así los análisis procedentes de mudstones ponen de manifiesto el predominio de esmectita trioctaédrica de carácter saponítico (45-90%), ocasionalmente acompañada de fases dioctaédricas y porcentajes de illita variando entre 10-50% y caolinita en contenidos inferiores al 10%. En niveles con intraclastos rosáceos destaca la presencia de sepiolita asociada a los mismos llegando a porcentajes del 55%.

Los diagramas de rayos X representativos se muestran en la figura 5 d, e y f.

c) UNIDAD DETRITICA SUPERIOR

Esta unidad está constituida por depósitos siliciclásticos con litofacies similares a las descritas en la unidad detrítica inferior pero con mayor proporción de las litofacies finas y los carbonatos.

El límite con la unidad anterior viene definido por la aparición de secuencias de mudstones laminados y arenas que se disponen en contacto erosivo sobre mudstones lutíticos verdes intensamente bioturbados por raíces que pueden presentar a techo un nivel carbonatado calcáreo.

Descripción de facies y mineralogía global

c-1 ARENAS

Arenas sueltas

Con potencias importantes (2,40 m) se han observado arenas sueltas beige algo grisáceas en secuencias granodecrecientes que pasan de tamaños de arena media de más de 0,50 mm a menos de 0,37 mm. Además de terrígenos se reconocen clastos de arcilla y frecuentes micas.

Arenas limoarcillosas

Con potencia de 0,60 m presentan coloración grisácea actuando como cemento la arcilla. Poseen tamaños de grueso a muy grueso con pasadas lenticulares de conglomerado.

Mudstones/arenas laminadas

Se incluyen aquí materiales gris verdosos con potencia de 0,25 a 1,10 m constituidos por alternancias de limo-arcilla y arena fina a muy fina definiendo una cierta laminación paralela a veces discontinua, presentando ocasionalmente laminación cruzada en los términos arenosos. La secuencia parece granocreciente, pasando de términos limosos a arenas de tamaño medio

con lenticulas ocasionales de arena más gruesa y frecuentes micas.

Su mineralogía se caracteriza por presentar filosilicatos en proporción entre 35-45%, feldespatos entre 15-45% y cuarzo entre 10-20%. Entre los feldespatos siempre predominan las plagioclasas sobre los potásicos. Destaca en los filosilicatos la presencia de micas con picos asimétricos que sugieren interestratificación, fases a 6 Å de esmectita e indicios de caolinita.

Areniscas de cemento calcáreo

Tienen potencias de 0,40 m. y están constituida por areniscas beige grisáceas masivas, compactas por cementación calcítica, con tamaños que van de arena gruesa a media en secuencia granodecreciente y presencia de micas.

Petrográficamente, las areniscas muestran un esqueleto con selección moderada a mala y tamaño medio de 0,36 mm, constituido por cuarzo mono y policristalino con evidencias de disolución, feldespatos potásicos alterados, plagioclasas, micas abiertas (biotita y moscovita), fragmentos de rocas ígneas y metamórficas, turmalina y circón. Este esqueleto se incluye en un mosaico calcítico con tamaños de 1,5 mm y evidencias de recristalización.

c-2 MUDSTONES

Mudstones laminados

Con potencia de 0,20-0,90 m. muestran colores grisáceos y laminación paralela que puede incluir cantos arcillosos (la laminación queda definida por diferentes tonalidades verde oscuro/gris) con láminas milimétricas a centimétricas, observándose a techo una mayor potencia de las láminas limosas. Presentan burrows y bioturbación vertical de raíces, a veces con densidad importante detectándose ocasionalmente en los términos lutíticos slickensides.

En la base de las anteriores se observan a veces lutitas carbonosas laminadas gris oscuras con laminaciones paralelas de 2-3 mm y presencia

de limonita en planos. Esta litofacies se asocia a la de mudstones/arenas laminadas formando secuencias granocrecientes.

Mineralógicamente están constituidos por filosilicatos (79-97%) con escasa proporción de feldespatos (1-10%) y cuarzo (1-11%), que muestran su mayor contenido en la base de los mudstones/arenas laminadas.

Mudstones masivos

Con potencia de 0,15-1,35 m son predominantemente de carácter limo-arenoso, con colores oscuros de gris a verdoso y abundante bioturbación de burrows en niveles de poca potencia asociados a términos laminados y de raíces en los niveles de mayor potencia. Ocasionalmente se reconocen grietas de desecación con rellenos arenosos.

Mineralógicamente, los materiales más finos (limo-arcillosos) se caracterizan por su elevadísimo contenido en filosilicatos (>95%) con baja proporción de cuarzo y feldespato que juntos no superan el 5%.

Petrográficamente, los mudstones laminados se caracterizan por presentar láminas alternantes de mudstones y arena fina a limo (tamaño medio de 50 µm en cuarzo y feldespatos y de 320 µm en laminas). Ocasionalmente se detectan lenticulas de arenas de mayor granulometría y láminas constituidas por acumulaciones redondeadas de intraclastos de lutita. Los términos masivos muestran intensa bioturbación, con rellenos arenosos en las perforaciones y abundante material geliforme asociado, existiendo evidencias de destrucción de la laminación, que localmente, queda como relicta. Hay también clastos de terrígenos dispersos, mal seleccionados y con tendencia angulosa.

c-3 CARBONATOS

Se han observado carbonatos beige-grisáceo a negros, con potencia de 0,15-0,20 m., masivos a techo de niveles limoarcillosos con arenas y con estructura laminar asociados a mudstones.

Mineralógicamente la calcita es predominante (>50%) con proporciones de filosilicatos que pueden alcanzar el 40%, en porcentaje inferior al 5% cuarzo y feldespatos.

Petrográficamente los carbonatos laminados muestran texturas de recristalización con frecuente desarrollo de agregados calcíticos fibrorradiales. Estos se unen coalescentemente dejando relictos de lutitas y de terrígenos dispersos (cuarzo, feldespatos) con tamaños variables y tendencia angulosa.

En carbonatos masivos muestran rasgos de desecación, detectándose una mayor proporción de agregados lutíticos relictos y de terrígenos, que además son de mayor tamaño. Destaca la existencia de mosaicos seudoepáriticos de 0,13 mm y de empalizadas de calcita alrededor de la lutita con rasgos similares a los descritos para "crystallaria" por FREYTET y PLAZIAT (1982).

c-4 MUDSTONE MARRON CLARO-ROSACEO

Se intercala en este episodio clástico y está constituido por 0,90 m de lutitas marrones claras que a techo incrementan su cementación y en consecuencia su compacidad, mostrando evidencias de bioturbación con rellenos más oscuros.

Mineralógicamente predominan los filosilicatos con porcentajes superiores al 90% y escaso contenido en cuarzo y feldespatos que presentan un 10% en la base del tramo desapareciendo prácticamente a techo.

Mineralogía de la arcilla

Los mudstones masivos y laminados presentan una mineralogía de la arcilla similar, con predominio de la esmectita (55-75%), la illita presenta porcentajes entre 20-40% y caolinita entre 5-10%. En la figura 5c se muestra el diagrama de rayos X representativo de la asociación mineralógica característica.

La mineralogía de la intercalación marrón-rosácea está constituida por el interestratificado kerolita-estevensita.

DISCUSION

Interpretación sedimentológica

Unidades detríticas

Las unidades detríticas diferenciadas se interpretan como fluvio-lacustres, predominando los depósitos de base plana de tipo sheet floods y ocasionalmente acanalados más potentes. Estos sedimentos se pueden organizar en secuencias deltaicas caracterizadas por asociaciones granocrecientes, constituidas por mudstones oscuros laminados que pasan a mudstones con intercalaciones arenosas y finalmente a arenas, con rasgos similares a los descritos por LOMOS-CHITZ et al. (1985) en áreas próximas. Ocasionalmente, las secuencias pueden terminar en episodios de lutitas carbonosas con carbonatos oscuros intercalados, mostrando diversos rasgos postsedimentarios (desecación, cementos calcíticos) que sugieren depósitos palustres de encharcamiento muy somero, ligados a la llanura deltaica.

De las dos unidades detríticas que limitan el yacimiento de Esquivias, la inferior muestra un carácter progradante más acusado y pruebas de haber estado sometida a la acción de aguas más salinas. En el episodio detrítico superior existen evidencias de una disminución general en las condiciones de salinidad-alcalinidad, con incremento de los carbonatos constituidos preferentemente por calcita, tanto en niveles tabulares como cementando arenas. Esta tendencia se hace más acusada en las unidades suprayacentes diferenciadas en esta zona, donde estudios de asociación de facies, mineralogía e isotópos han puesto de manifiesto el paso a condiciones de menor salinidad, con desarrollo de ambientes lacustres más profundos (CALVO et al., 1988, BELLANCA et al. 1992).

Unidad lutítica magnésica

La unidad magnésica conteniendo el yacimiento de kerolita-estevensita se dispone sobre la anterior a través de un episodio de somerización (desecación/removilización) a techo de la unidad detrítica inferior. La interpretamos como depósitos de llanura lutítica (mud flat) ligados a una fase de expansión lacustre (facies verde).

Fluctuaciones posteriores en la línea de costa y/o la aportación de aguas subterráneas serían responsables del desarrollo de encharcamientos muy someros y efímeros (ponds) en los que se originarían, en condiciones palustres, las arcillas magnésicas de la facies rosa-marrón (kerolita, estevensita y sepiolita). Las diversas alternancias entre las facies verde y rosa-marrón reflejan la dinámica del ambiente lacustre-palustre con episodios expansivos y retractivos sucesivos.

En la facies verde destaca el desarrollo de secuencias que pueden presentar en su base un nivel de intraclastos removilizados del substrato kerolítico-estevensítico o sepiolítico, que evolucionan en su parte superior a encharcamientos con depósitos de la facies rosa-marrón o hacia condiciones de somerización-exposición con formación de paleosuelos, caracterizados por intensa bioturbación de raíces, pedalidad y presencia de cementos arcillosos.

En la facies rosa-marrón las secuencias más frecuentes son las siguientes: a) intrarenita/carbonato/lutita masiva bioturbada b) intrarenita/lutita masiva/brecha de desecación y c) lutita masiva o intrarenita/sepiolita laminada/sepiolita masiva/sepiolita brechoide de desecación.

El paso a la unidad detrítica superior se realiza a través de un nivel intensamente bioturbado por raíces que se interpreta como un paleosuelo.

Aspectos mineralógicos

La mineralogía de la arcilla en las unidades detríticas y en la facies verde de la unidad magnésica muestra asociaciones similares, estando constituidas por illita-esmectita-caolinita (interestratificados).

Illita-mica y caolinita son más frecuentes en las litofacies limo-arenosas interpretándose como minerales heredados. La esmectita es trioctaédrica (saponita) incrementándose notablemente en las litofacies más arcillosas, especialmente en la facies verde, donde su origen se relaciona con procesos de neoformación-transformación de esmectitas aluminicas heredadas similares a los descritos por POZO et al. (1987, 1992 b, 1993) en diversos puntos de la cuenca de Madrid.

La asociación mineralógica en la facies rosa-marrón está constituida fundamentalmente por estevensita, kerolita-estevensita y sepiolita. La presencia de illita-mica o terrígenos asociados a las arcillas magnéticas se justifica por episodios de removilización, frecuentemente en zonas de contacto con materiales de la facies verde. La presencia de kerolita-estevensita indica condiciones de formación alcalino-salinas ricas en magnesio y con suministro de sílice, originándose la estevensita por neoformación, y pudiéndose interestratificar con kerolita en diverso grado (JONES, 1986). La génesis de estevensita en medios salinos ha sido observada en lagos actuales de América (JONES y WEIR 1983; BADAUT y RISACHER 1983) y de África (DARRAGI y TARDY 1987).

No se han observado diferencias mineralógicas significativas entre las litofacies de lutitas masivas y las de intrarenitas, si bien parece existir un predominio de la estevensita en estas últimas, lo que se relacionaría quizás con la tendencia de este constituyente a dar morfologías coliformes, similares a las observadas por TETTENHORST y MOORE (1978) en la Formación Green River (USA). En cualquier caso, no se debe olvidar que las morfologías intraclásticas se interpretan como el resultado del retrabajamiento de otras ya organizadas o de desecación, hecho también constatado en la facies verde, con un posible transporte acuoso y/o eólico.

Texturas intraclásticas en depósitos de arcillas magnéticas similares a las aquí expuestas se han descrito en el desierto de Amargosa por KHOURY et al. (1982), y HAY et al. (1986).

La asociación de sepiolita con kerolita-estevensita en morfologías nodulares de escasa continuidad lateral, se interpreta como resultado de cambios en la hidroquímica hacia condiciones de menor salinidad, proceso posiblemente relacionado con la acción de aguas subterráneas, responsables también de la composición calcítica de las costras de carbonato asociadas localmente a la facies rosa-marrón, con claras evidencias de una génesis "per ascensum". Esta relación entre inestabilización de kerolita-estevensita y formación de sepiolita en condiciones de menor salinidad ha sido citada en litofacies similares de la cuenca de Madrid por MARTIN DE VIDALES et al. (1988).

La presencia de clinoptilolita en lutitas de la facies verde indica un medio rico en sílice (LA

IGLESIA 1989) durante la diagénesis temprana, lo que justifica además la existencia de fenómenos de silicificación en niveles de la facies rosa-marrón.

La existencia de un medio básico rico en magnesio, afectando a la unidad magnética así como a las detríticas, justifica no sólo la formación de los diversos minerales de la arcilla magnéticos, sino también el desarrollo de dolomita (dolomitización) que frecuentemente es el constituyente principal de los carbonatos en el episodio detrítico inferior. Por otra parte, las condiciones salinas del medio que precedieron a la sedimentación de la unidad magnética vienen avaladas, además, por la presencia de magnesita y yeso (o sus pseudomorfos) en diversos niveles de la unidad detrítica inferior, lo que sugiere influencia de la unidad yesífera sobre la que se depositan estos materiales clásticos.

La relación observada entre arcillas magnéticas asociadas a depósitos lacustres-palustres y episodios detríticos es una constante en la cuenca de Madrid, donde las unidades conteniendo arcillas magnéticas se intercalan entre litofacies clásticas, mostrando evidencias de somerización con desarrollo variable de rasgos paleoedáficos. Este hecho se ha observado tanto en las unidades magnéticas con sepiolita (LEGUEY et al. 1989), como con saponita (POZO y CASAS 1992, POZO et al. 1992a, y POZO et al. 1993), siendo susceptibles de correlación a escala de cuenca.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto el excelente desarrollo de las arcillas magnéticas en el yacimiento de Esquivias, con capas que llegan a alcanzar los 4 m de potencia (media de 1,5 m) en los que coexisten kerolita, estevensita y sepiolita, alternando con niveles en los que se ha reconocido saponita asociada a minerales de la arcilla heredados. Esta variedad mineralógica en una misma unidad y su amplia distribución convierten este depósito de arcillas magnéticas en uno de los más interesantes a nivel mundial.

En la unidad lutítica magnética se reconocen al menos tres tramos principales conteniendo ke-

rolita-estevensita que, según su posición espacial, muestran variaciones de potencia, unas veces relacionadas con el ambiente deposicional (acuñamientos) lo que da lugar a complejas interdigitaciones con litofacies de lutitas verdes y arenas, otras debido a la acción erosiva de canales recientes que depositan materiales clásticos y que pueden hacer desaparecer una o varias de las capas mencionadas. Esta unidad magnética representa un período de relativa tranquilidad, con buen desarrollo de los rasgos palustres asociados a depósitos de mud flat lacustre en el que, de forma episódica, entran aportes que dejan depósitos limo-arenosos desarrollándose a techo de los mismos encharcamientos en los que se forman las arcillas magnéticas por precipitación (neoformación) y durante la diagénesis temprana (autigénesis).

La unidad magnética está limitada, a base y techo, por dos unidades detríticas que se interpretan como episodios progradantes de reactivación tectónica y/o climática.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto PB91-0023 subvencionado por la DGICYT.

Deseamos agradecer a D. JUAN MANUEL TEODORO de la compañía Minas de Gádor las facilidades dadas en el muestreo de frentes de cantera y sondeos.

REFERENCIAS

- ALBERDI, M. T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEZ, N., MORALES, J., SESE, C. and SORIA, D. (1983): Bioestratigraphie et évolution sédimentaire de l'aire de Madrid. Colloquium Mediterranean Neogene Continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution. Montpellier, Avril, pp. 18-23.
- BADAUT, D. y RISACHER, F. (1983): Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 363-375.
- BARAHONA, E. (1974): Arcillas de ladrillería de la Provincia de Granada: Evaluación de algunos Ensayos de Materias Primas. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 309 p.

BELLANCA, A., CALVO, J. P., CENSI, P., NERI, R. and POZO, M. (1992): Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy. *Sedimentary Geol.* 76, 135-153.

BLANCO, J. A., FERNANDEZ MACARRO, B. y VICENTE, A. (1992): Un paleosuelo en la unidad intermedia de la Cuenca de Madrid: el yacimiento de sepiolita de Parla. *Actas del III Congreso Geológico de España, Salamanca*. Tomo 1. 206-215.

BREWER, R. (1976): Fabric and mineral analysis of soils. R.E. Krieger Publ. Co., Huntington, New York, 482 p.

CALVO, J. P., ORDOÑEZ, S., HOYOS, M. y GARCIA DEL CURA, M. A. (1984): Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia del Mioceno en la zona sur de Madrid. *Rev. de Mat. y Proc. Geol.* II. 145-176.

CALVO, J. P., POZO, M. y SERVANT-VILDARY, S. (1988): Lacustrine diatomite deposits in the Madrid Basin (Central Spain). *Geogaceta*, 4. 14-17.

DARRAGI, F. and TARDY, Y. (1987): Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geol.*, 63, 59-72.

DESPRAIRES, A. (1983): Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments. *Clay Miner.*, 18, 165-175.

EBERL, D. D., JONES, B. F. y KHOURY, H. N. (1982): Mixed layer kerolite-stevensite from the Amargosa Desert, Nevada. *Clays clay miner.* 30-5. 321-326.

FREYET, P. y PLAZIAT, J. C. (1982): Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis- Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Schweizerbart'sche Verlag*. Stuttgart. 213 p.

GALAN, E., ALVAREZ, A. y ESTEBAN, M. A. (1981): Occurrence of stevensite at the Vallecas sepiolite deposit (Madrid) 7th. Int. Clay Conf. Bologna-Pavia Abstract. 98-99.

GALAN, E., ALVAREZ, A. and ESTEBAN, M. A. (1986): Characterization and technical properties of a Mg-rich bentonite. *Applied Clay Science*, 1, 295-309.

GALAN, E. and CASTILLO, A. (1984): Sepiolite-Palygorskite in Spanish Tertiary Basins: Genetical patterns in continental environments. In: Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Use (A. Singer and E. Galán, eds.). *Developments in Sedimentology*, 37, 87-124. Elsevier.

HAY, R. L. y STOSSELL, R. K. (1984): Sepiolite in the Amboseli Basin of Kenya: a new interpretation. En: Palygorskite-Sepiolite, occurrence, genesis and uses. *Editores Singer y Galán. Serie Developments in Sedimentology n. 37*. Elsevier Pub. Co. Amsterdam. pp. 125-136.

HAY, R. L., PEXTON, R. E., TEAGUE, T. T. and KYSER, T. K. (1986): Spring related carbonate rocks, Mg clays, and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa desert, Nevada and California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1488-1503.

JONES, B. F. (1986): Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. U. S. Geol. Surv. Bull., 1578, 291-300.

JONES, B. F. and WEIR, A. H. (1983): Clay minerals of Lake Abert, an alkaline, saline lake. Clays and Clay Miner., 31, 161-172.

KHOURY, H. H., EBERL, D. D. and JONES, B. F. (1982): Origin of magnesium clays from the Amargosa desert, Nevada. Clays and Clay Miner. 30, 327-0336.

LA IGLESIA, A. (1989): Diagramas de estabilidad de Zeolitas. I Zeolitas en ambientes confinados alcalinos. Estudios Geol., 45, 267-277.

LEGUEY, S., POZO, M. y MEDINA, J. A. (1989): Paleosuelos de sepiolita en el Neógeno de la Cuenca de Madrid. Estudios Geol. 45, pp. 279-291.

LOMOSCHITZ A., CALVO, J. P. y ORDOÑEZ, S. (1985): Sedimentología de las facies detríticas de la unidad intermedia del Mioceno al sur y este de Madrid. Estudios Geol, 41, 343-358.

MARTIN DE VIDALES, J. L., POZO, M., MEDINA, J. M. and LEGUEY, S. (1988): Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquívias (cuenca de Madrid). Estudios Geol, 44, 7-18.

MARTIN DE VIDALES, J. L., POZO, M., ALIA, J. M., GARCIA NAVARRO, F. and RULL, F. (1991): Kerolite-stevensite mixed-layers from the Madrid Basin, Central Spain. Clay Miner., 26, 329-342.

MEYER, R. (1987): Páleoaltérites et paleosols. B.R.G.M. Editions, Orleans, 163 pp.

POTTER, P. E., MAYNARD, J. B. and PRYOR, W. A. (1980): Sedimentology of shale. Springer Verlag, Berlín. 270 pp.

POZO, M., MARTIN DE VIDALES, J. L., VIGIL, R., MEDINA, J. A. and LEGUEY, S. (1987): Neoformación de esmecitas magnésicas relacionadas con procesos de paleovertisolización en sedimentos fluvio-lacustres de la "Unidad Intermedia del Mioceno de la cuenca de Madrid". Acta Geol. Hispánica, T. 21-22, 63-67.

POZO, M., CUEVAS, J., MORENO, A., REDONDO, R. y LEGUEY, S. (1991): Caracterización de arcillas magnésicas bentónicas en la zona de Yuncos (Toledo). Bol. Geol. y Min. 102. 893-904.

POZO, M. y CASAS, J. (1992): Mineralogía y sedimentología del yacimiento de saponita de Yuncos (Toledo). Estudios geol. 48, 47-65.

POZO, M., CASAS, J., MORENO, A. y MEDINA, J. A. (1992 a): Magnesium clay paleosols from Madrid Neogene Basin (Spain). Miner. Petrog. Acta, 35-A. 235-244.

POZO, M. CASAS, J. MORENO, A. y MEDINA, J. A. (1992 b): Origin of sedimentary magnesium bentonites in marginal lacustrine deposits (Madrid Basin, Spain). Miner. Petrog. Acta, 35-A. 45-54.

POZO, M. MORENO, A., CASAS, J. y MARTIN RUBI, J. A. (1993): Mineralogy and geochemistry of sedimentary bentonites related to alluvial fan arkosic facies (Neogene Madrid Basin, Spain). Chem. Geol, 107. 457-461.

POZO, M., MORENO, A., CASAS, J., y MARTIN RUBI, J. A. (1994): Mineralogy and geochemistry of lacustrine facies with magnesium clays (kerolite-stevensite/sepiolite) in the Madrid basin miocene (Spain). Abstracts del 16th. General Meeting of the I. M. A. Pisa, Italia 335-336.

SCHULTZ, L. G. (1964): Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-Ray and Chemical Data for the Pierre Shale. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 391C, 31 pp.

TETTENHORST, R. y MOORE, E. M. (1978): Stevensite oolites from the Green River formation of Central Utah. J. Sed. Petrol., 48. 587-594.

TRAUTH, N. (1977): Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France). Ibel Ghassoul (Maroc). Sci. Geol., Mem. 49, 1-195.

VAN DER MAREL, H. W. (1966): Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. Contr. Miner. Petrol., 12, 96-138.

Original recibido: Febrero de 1995.

Original aceptado: Abril de 1995.

Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid.

Por A. NAVARRO y O. PUCHE (*)

RESUMEN

El hallazgo de helvina, prácticamente no sustituida por Fe y Zn, en una pegmatita intragránitica típica, asociada a otras especies con elevado contenido en manganeso como granates espesartínicos y chamosita manganesífera, muestra que estamos en una zona con elevado fondo geoquímico de Mn, necesario para la formación de este mineral. Se deduce que la helvina se generó en una etapa neumatolítica. Se describen también el resto de los minerales encontrados en las pegmatitas cercanas a la zona del hallazgo.

Palabras clave: Helvina, Chamosita, Pegmatita, Spanish Central Sistema.

ABSTRACT

The find of helvite with very little contents in Fe and Zn, in a typical intragranitic pegmatite, and associated with others manganese containing minerals, such as espessartine garnets and manganoanchamosite, show the high environmental content in Mn necessary for the helvite formation. The formation of helvite in a pneumatolitic stage are inferred. Other minerals found in the pegmatites near to the helvite find are also described.

Key words: Helvite, Chamosite, Pegmatite, Spanish Central Sistema.

1. INTRODUCCION

La construcción de la autopista Madrid-Burgos nos ha dado secciones frescas de roca, con la apertura ocasional de geodas, donde es posible reconocer más fácilmente la mineralogía de los terrenos por los que transcurre. Gracias a ello hemos descubierto un mineral raro a nivel mundial, y particularmente en España, se trata de la helvina, hasta ahora sólo citada en los siguientes casos: grano de 1x0.5 cm perteneciente a la colección Melgar, procedente de Picos de Europa (GALAN y MIRETE, 1979) y algún ejemplar extraído de la Mina Barilongo, en Sta. Comba, La Coruña, junto con wolframita y casiterita (DEL VALLE y GONZALEZ, 1984).

Según la revista Bocamina, V.O (1994), en la Sierra de La Cabrera, Madrid, se han registrado ya unas cincuenta especies distintas, algunas anecdóticas y otras de extrema rareza. A través de ella hemos dado una somera noticia de su hallazgo.

Este mineral aparece habitualmente ligado a pegmatitas graníticas y sieníticas, así como a rocas del metamorfismo de contacto. En nuestro caso la helvina se presenta como mineral accesorio en una pegmatita intragránitica.

2. GEOLOGIA

La mineralización a estudio se sitúa al NE. de La Cabrera (Madrid), casi justo en lo alto de un pequeño puerto que forma la Nacional I, en el

(*) E.T.S.I. Minas Madrid.

Kilómetro 60,7 y a la derecha según se mira al N; sus coordenadas U.T.M. son: $x=449.4$, $y=4525.4$ (fig. 1).



Figura 1.

Estamos en una zona petrológicamente compleja. Se trata de un macizo de granitoides muy heterogéneos, con variaciones composicionales y de tamaño de grano importantes en un espacio reducido. Estas rocas forman una intrusión en los ortoneises y metasedimentos que constituyen el conjunto de rocas metamórficas regionales del entorno, con una aureola de contacto bastante neta, debido al carácter tardihercínico de las rocas ígneas. En este conjunto ígneo está claro un proceso de cristalización fraccionada, así como fenómenos de diferenciación. Es probable que durante las últimas fases de la consolidación magmática se produjese una saturación en volátiles, generándose la precipitación en los huecos, formándose grandes cristales. A veces el contacto entre las pegmatitas y la roca encajante es neto, mientras que en casos lo es algo menos.

En la trinchera de la carretera se encuentran granitos de grano medio y fino, que en ocasiones se torna grueso por medio de rellenos o diferenciados pegmatíticos. Son frecuentes las estructuras en bandeados composicionales, que le dan un aspecto arterítico. La presencia de xenolitos es escasa. Estos suelen ser de color gris oscuro, microgranudos y de tamaño centimétrico a decimétrico.

El batolito de La Cabrera-Bustarviejo ha sido objeto de numerosos estudios de tipo geológico y mineralógico. La presencia de varias canteras de granito, que producen continuos afloramientos frescos, la cercanía a Madrid, así como la notable de algunos ejemplares (como las famosas maclas de Baveno de Bustarviejo) son factores que motivan los estudios en la zona. Nosotros centraremos el trabajo en el análisis de las pegmatitas intragraníticas que aparecen en un radio de unos veinte metros alrededor del lugar donde apareció la helvina. En las pegmatitas estudiadas son frecuentes los rellenos de cavidades miarolíticas de tamaños muy variables, desde centímetros a uno o dos metros. Aunque también aparecen vetas, a modo de rellenos de fisuras de varios metros de recorrido, y espesor cercano al decímetro. La geoda donde apareció la helvina que tenía un tamaño algo mayor que las de su entorno, presentaba un hueco de aproximadamente un decímetro, dentro de una veta que fue explorada en detalle a lo largo de cuatro metros.

3. MINERALOGIA DE LAS PEGMATITAS

3.1. Análisis petrográfico

La observación de la pragénesis de estas rocas se ha realizado a través del reconocimiento de "visu" (en su caso con la ayuda del estereomicroscopio), el análisis petrográfico de láminas delgadas y otros medios instrumentales.

En los granitos se observan cuarzo, feldespatos potásico (microclino-ortosa), plagioclasas, y biotitas. Los microclinos se muestran pertitizados; la biotita se encuentra muy alterada a clorita, y a las plagioclasas aparecen a veces sericitizadas.

En el contacto granito biotítico-pegmatita se suele producir un tránsito, con un incremento rápido y progresivo del tamaño de grano. Es frecuente la formación de un bandeo oscuro debido al aumento en la concentración de biotita. Otras veces el bandeo es tan fino que casi no se observa. Tras esta zona aparecen gruesos cristales de feldespatos potásico, en casos con grandes hojas de biotita (de hasta 3 cm) esta-

Kilómetro 60,7 y a la derecha según se mira al N; sus coordenadas U.T.M. son: $x=449.4$, $y=4525.4$ (fig. 1).

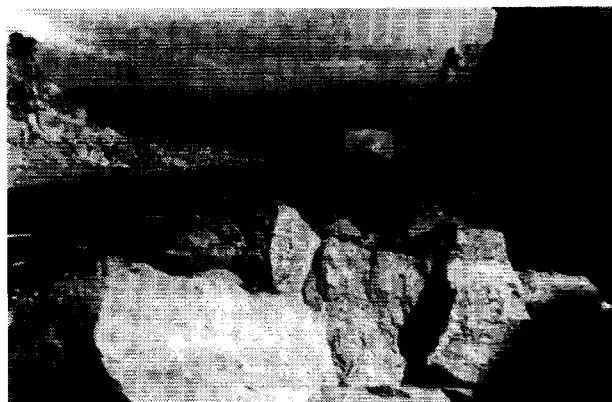


Figura 1.

Estamos en una zona petrológicamente compleja. Se trata de un macizo de granitoides muy heterogéneos, con variaciones composicionales y de tamaño de grano importantes en un espacio reducido. Estas rocas forman una intrusión en los ortoneises y metasedimentos que constituyen el conjunto de rocas metamórficas regionales del entorno, con una aureola de contacto bastante neta, debido al carácter tardihercínico de las rocas ígneas. En este conjunto ígneo está claro un proceso de cristalización fraccionada, así como fenómenos de diferenciación. Es probable que durante las últimas fases de la consolidación magmática se produjese una saturación en volátiles, generándose la precipitación en los huecos, formándose grandes cristales. A veces el contacto entre las pagmatitas y la roca encajante es neto, mientras que en casos lo es algo menos.

En la trinchera de la carretera se encuentran granitos de grano medio y fino, que en ocasiones se torna grueso por medio de rellenos o diferenciados pegmatíticos. Son frecuentes las estructuras en bandeados composicionales, que le dan un aspecto arterítico. La presencia de xenolitos es escasa. Estos suelen ser de color gris oscuro, microgranudos y de tamaño centimétrico a decimétrico.

El batolito de La Cabrera-Bustarviejo ha sido objeto de numerosos estudios de tipo geológico y mineralógico. La presencia de varias canteras de granito, que producen continuos afloramientos frescos, la cercanía a Madrid, así como la notable de algunos ejemplares (como las famosas maclas de Baveno de Bustarviejo) son factores que motivan los estudios en la zona. Nosotros centraremos el trabajo en el análisis de las pegmatitas intragraníticas que aparecen en un radio de unos veinte metros alrededor del lugar donde apareció la helvina. En las pegmatitas estudiadas son frecuentes los rellenos de cavidades miarolíticas de tamaños muy variables, desde centímetros a uno o dos metros. Aunque también aparecen vetas, a modo de rellenos de fisuras de varios metros de recorrido, y espesor cercano al decímetro. La geoda donde apareció la helvina que tenía un tamaño algo mayor que las de su entorno, presentaba un hueco de aproximadamente un decímetro, dentro de una veta que fue explorada en detalle a lo largo de cuatro metros.

3. MINERALOGIA DE LAS PEGMATITAS

3.1. Análisis petrográfico

La observación de la pragénesis de estas rocas se ha realizado a través del reconocimiento de "visu" (en su caso con la ayuda del estereomicroscopio), el análisis petrográfico de láminas delgadas y otros medios instrumentales.

En los granitos se observan cuarzo, feldespato potásico (microclino-ortosa), plagioclasas, y biotitas. Los microclinos se muestran pertitizados; la biotita se encuentra muy alterada a clorita, y a las plagioclasas aparecen a veces sericitizadas.

En el contacto granito biotítico-pegmatita se suele producir un tránsito, con un incremento rápido y progresivo del tamaño de grano. Es frecuente la formación de un bandeo oscuro debido al aumento en la concentración de biotita. Otras veces el bandeo es tan fino que casi no se observa. Tras esta zona aparecen gruesos cristales de feldespato potásico, en casos con grandes hojas de biotita (de hasta 3 cm) esta-

dísticamente orientadas de forma ortogonal al contacto y formando un hábito reticulado.

En las pegmatitas la mineralogía observada por orden de contenido aproximadamente decreciente, es la siguiente: feldespato potásico (microclino), albita, cuarzo, biotita, moscovita, granates, sulfuros, óxidos y otros minerales tardíos, entre los que destaca una gran cantidad de laumontita. Las biotitas suelen aparecer frescas, y tenemos procesos de albitización en los microclinos.

En la parte más interna de la cavidad, se presentan los cuarzos relleno los espacios dejados por los feldespatos y las plagioclasas. Los granates aparecen tanto en los microgranitos como en las pegmatitas. En las partes más internas, si el espacio lo ha permitido, hay grandes cristales de cuarzo, feldespato potásico, albita, cloritas, granates y micas, que se alternan con otros de naturaleza posterior, tales como prehnita, calcita, ceolitas, etc.

3.2 Análisis instrumental

Para la caracterización se ha utilizado los siguientes medios instrumentales:

a) Microanalizador de energías dispersivas Kevex Analyst 8000, acoplado a un microscopio electrónico de barrido Hitachi S-570. En adelante lo referiremos como EDAX-SEM.

b) Difractómetro de rayos X de polvo microcristalino Philips 1704, empleando radiación $K\alpha$ del cobre, $\lambda=1.54 \text{ \AA}$. En adelante lo referiremos como DRX.

c) Espectrómetro de fluorescencia de rayos X Philips, modelo 1404, con tubo de escandio-molibdeno y cristales monocromadores LiF (220) y LiF (200).

d) Espectrómetro Mossbauer de transmisión a temperatura ambiente operando con aceleración constante, equipado con una fuente de ^{57}Co en matriz de Rh. El espectro experimental se ajustó a una suma de curvas lorentzianas mediante un programa de cálculo con las restricciones de igual anchura e igual área de lorentziana para las dos líneas de un doblete.

3.3. Minerales

A continuación se exponen los minerales encontrados ordenados según el momento aproximado en que se formaron.

3.3.1. Cuarzo. SiO_2

Los cristales de cuarzo de las pegmatitas, de hasta cinco centímetros, tienen un tono ligeramente ahumado, rellenan los huecos dejados por los feldespatos, y cuando quedan superficies libres se desarrolla el prisma y su terminación romboédrica. Hemos observado varios casos de epitaxia de los cuarzos en los feldespatos. Mucho más frecuentes aun son los intercrecimientos simplectíticos gráficos entre estos dos minerales.

Como anécdota reseñar el haber encontrado unos curiosos agregados de forma hemisférica y tamaño de hasta 3 cm formados por pequeños granos de cuarzo, en los que la DRX muestra la presencia de moscovita y granate minoritarios. El conjunto tiene un color rosado, y cuando estas bolas tienen una zona de libre crecimiento, aparecen cristales de granate de 1 mm o menores. La presencia de Mn a nivel de trazas, encontrada mediante EDAX-SEM, puede explicarse por intercrecimiento de granate.

3.3.2. Microclino. $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$

El feldespato potásico es el principal componente de las pegmatitas, dando a estas rocas un tono blanquecino, a veces ligeramente amarillento. El análisis químico por EDAX-SEM muestra Na a nivel de trazas.

Hemos recogido grandes cristales idiomorfos, de hasta 6 cm, en su mayoría poco coherentes, que se deshacen con facilidad según los planos de crucero. La forma de todos ellos es una de las típicas de los feldespatos potásicos: combinación del prisma, del pinacoide básico, el clinopinacoide y el ortodomo. Son muy frecuentes los intercrecimientos gráficos con cuarzo y albita.

Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986) en las pegmatitas de la zona de La Cabrera la triclinicidad oscila entre 0,85 y 0,69 lo que indica temperaturas de formación relativamente bajas.

3.3.3. Plagioclasas: Albita. Na (AlSi₃O₈)

Las plagioclasas son minerales principales en las pegmatitas, aunque se presentan también como resultado de la peritización de los microclinos. Asimismo, se observan texturas mirmequíticas por intercrecimiento de cristales de cuarzo y plagioclasa.

Se encontró albita que se mostraba como asociaciones paralelas de prismas milimétricos, sobre cuarzos y feldespatos potásico. También se observaron fenómenos de epitaxia con crecimientos orientados de plagioclasa en el feldespato potásico. En un caso los cristales epitaxiales de 5 mm eran transparentes.

Los análisis mediante EDAX-SEM muestran la presencia de Ca minoritario, posiblemente debido a impurezas no eliminadas de la laumontita que tapizaba interiormente casi todo el hueco de la pegmatita.

3.3.4. Biotita. K (Mg,Fe²⁺)₃(Al,Fe³⁺) Si₃O₁₀(OH)₂

La biotita es la mica mayoritaria en las pegmatitas y en los granitos colindantes. Aparece más hacia el contacto que en las superficies libres de las cavidades. A veces están cloritizadas y/u oxidadas.

Según BELLIDO, F. et al. (1983) las biotitas de la zona son pobres en Mg y ricas en Mn, con una relación Mn/Fe+Mn mucho más alta que la de los granitos en relación. Esto concuerda con la mayor presencia de este elemento en otros minerales, que hemos encontrado.

3.3.5. Granates: Almandino-Espesartina. (Fe,Mn)₃Al₂(SiO₄)₃

Hay abundantes granates, generalmente de pequeño tamaño, submilimétricos, y oxidados, en los microgranitos del encajante. En algún caso, presentan mayor concentración en el contacto granito-pegmatita. En las pegmatitas son más escasos en número, apareciendo aislados, sobre cuarzo y feldespato potásico, generalmente en las partes libres, aunque también forma crecimientos simplectíticos con estos minerales, pero su tamaño es mayor, hasta cen-

tímetro. El color suele ser granate típico y su cristalización mayoritaria la rombododecaédrica.

El análisis mediante EDAX-SEM muestra una relación Fe/Mn cercana a la unidad, además de Ca y K minoritarios. Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986), los granates de la zona contienen Mn, correspondiendo a términos intermedios entre almandino y espesartina, con un contenido espesartínico de un 48% a un 73%.

3.3.6. Turmalina. (Variedad chorlo) NaFe²⁺₃(Al,Fe³⁺)₆(BO₃)₃Si₆O₁₈(OH)₄

Sólo hemos encontrado en la superficie libre de una geoda un agregado de aspecto granudo-microprismático debido al astillamiento de pequeños prismas. Su color es negro y brillo vítreo. La DRX demuestra que se trata de turmalina; en los análisis por EDAX-SEM se encontró, Si, Al y Fe como elementos mayoritarios y Ca minoritario.

3.3.7. Moscovita. KAl₂[₂AlSi₃O₁₀(OH, F)]

Se ha encontrado moscovita de forma esporádica. Generalmente en rosetas de cristales milimétricos incoloros, que se desarrollan en la cara libre de las geodas. La mayor concentración apareció en relación con los cristales de helvina y mispíquel lo que nos permite determinar la fase de formación de estos últimos.

Otra forma en la que aparece es a modo de glóbulos submilimétricos, formados por hojitas, de color claro, que tapizan los cristales de las geodas. Como ya se citó también aparecen entremezclados con cuarzo granudo y granate. El análisis mediante EDAX-SEM muestra la presencia de K mayoritario, y Fe minoritario.

3.3.8. Helvina. Mn₄Be₃(SiO₄)₃S

El ejemplar encontrado tiene un tamaño de 11x8x4 mm (fig. 2). Consiste en una asociación regular de cristales de hábito octaédrico (combinación del tetraedro positivo y negativo con similar desarrollo) con desarrollo del tritetraedro en las caras que tienen una misma orienta-



Figura 2. En el centro cristales de helvina, abajo a la izquierda cristal de arsenopirita. También se aprecian cuarzo, moscovita y otros minerales.

ción. También hay un cristal tetraédrico. El color es amarillo, naranja o acaramelado y brillo resinoso. Se encuentra asociado a un bello cristal de arsenopirita, a varios de cuarzo y moscovita en rosetas. En la geoda pegmatítica donde se encontró este ejemplar la pasta de cristales está formada mayoritariamente por un crecimiento gráfico de plagioclasa y cuarzo, así como microclino en menor cantidad. En cambio los idiocristales que se desarrollan en el hueco de la geoda son de microclino mayoritariamente.

Ha sido caracterizada por DRX. En los análisis semicuantitativos realizados mediante EDAX-SEM, además de Mn, Si y S mayoritarios, se encontró un contenido de FeO cercano al 2%, así como ZnO y CaO cercanos al 1%; recordemos que los análisis con este método, si no se hace un calibrado previo con idéntico mineral, son sólo orientativos. Los elementos de número atómico menor que 11 (en nuestro caso el Be) no son detectados mediante EDAX-SEM. La pequeña cantidad encontrada de Fe y Zn muestra que se trata de un término bastante puro.

3.3.9. Sulfuros

Se encontraron sulfuros dispersos en varios lugares; la mayor concentración es una masa de unos 100 gramos de sulfuros parcialmente oxidada. Los cristales están entremezclados no

teniendo terminación aparente, pero mostrando el color gris, brillo y dureza típicas del mispíquel. Se determinó la densidad utilizando para ello un picnómetro, resultando 5.88 g cm⁻³; la correspondiente a la arsenopirita varía entre 5.9 y 6.2 g cm⁻³.

Los resultados del análisis mediante EDAX-SEM demuestran la falta de homogeneidad de la muestra. En varios fragmentos se encontró la composición correspondiente al mispíquel, junto con impurezas de Ca, Si y K perfectamente justificables por la contaminación del espécimen con algún silicato. En un ejemplar se encontró un contenido próximo al 20% de plomo, no realizamos DRX del mismo, por lo reducido de su tamaño, y por ello no hemos hecho ninguna adscripción al existir un elevado número de sulfoarseniuros de plomo. En otro fragmento mucho más oxidado se encontró Fe, S, As, Si, Mg y Ca como elementos mayoritarios, estos tres últimos posiblemente pertenecientes a un silicato, y K, As y Cu como elementos minoritarios.

El único cristal de mispíquel terminado se encontró junto con la helvina. Tiene un tamaño de 9x3x1 mm, forma general tabular. La adscripción que hemos realizado mediante el simple reconocimiento "de visu" es: prisma (110), braquidomos (014), macropinacoide (100) y pinacoide basal (001).

3.3.10. Cloritas

Se encontraron unas cloritas muy oscuras, casi negras, a simple vista, aunque debido al tamaño microscópico de los cristales se muestran verdes bajo la lupa binocular. Aparecen en agregados de hábito verrugoso, de hasta 7 mm, que se disponen sobre cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (fig. 3). Se suele presentar en forma de agregados en libro (fig.4) o toroidales. También se encuentran dispersas en la masa pegmatítica en forma de laminillas.

El análisis petrográfico permite caracterizar una clorita con pequeños recrecimientos de sericita, a veces formando rosetas, conteniendo asimismo circón y esfena de accesorios. La paragénesis clorita-sericita es de origen secundario y



Figura 2. En el centro cristales de helvina, abajo a la izquierda cristal de arsenopirita. También se aprecian cuarzo, moscovita y otros minerales.

ción. También hay un cristal tetraédrico. El color es amarillo, naranja o acaramelado y brillo resinoso. Se encuentra asociado a un bello cristal de arsenopirita, a varios de cuarzo y moscovita en rosetas. En la geoda pegmatítica donde se encontró este ejemplar la pasta de cristales está formada mayoritariamente por un crecimiento gráfico de plagioclasa y cuarzo, así como microclino en menor cantidad. En cambio los idiocristales que se desarrollan en el hueco de la geoda son de microclino mayoritariamente.

Ha sido caracterizada por DRX. En los análisis semicuantitativos realizados mediante EDAX-SEM, además de Mn, Si y S mayoritarios, se encontró un contenido de FeO cercano al 2%, así como ZnO y CaO cercanos al 1%; recordemos que los análisis con este método, si no se hace un calibrado previo con idéntico mineral, son sólo orientativos. Los elementos de número atómico menor que 11 (en nuestro caso el Be) no son detectados mediante EDAX-SEM. La pequeña cantidad encontrada de Fe y Zn muestra que se trata de un término bastante puro.

3.3.9. Sulfuros

Se encontraron sulfuros dispersos en varios lugares; la mayor concentración es una masa de unos 100 gramos de sulfuros parcialmente oxidada. Los cristales están entremezclados no

teniendo terminación aparente, pero mostrando el color gris, brillo y dureza típicas del mispikel. Se determinó la densidad utilizando para ello un picnómetro, resultando 5.88 g cm^{-3} ; la correspondiente a la arsenopirita varía entre 5.9 y 6.2 g cm^{-3} .

Los resultados del análisis mediante EDAX-SEM demuestran la falta de homogeneidad de la muestra. En varios fragmentos se encontró la composición correspondiente al mispikel, junto con impurezas de Ca, Si y K perfectamente justificables por la contaminación del espécimen con algún silicato. En un ejemplar se encontró un contenido próximo al 20% de plomo, no realizamos DRX del mismo, por lo reducido de su tamaño, y por ello no hemos hecho ninguna adscripción al existir un elevado número de sulfoarseniuros de plomo. En otro fragmento mucho más oxidado se encontró Fe, S, As, Si, Mg y Ca como elementos mayoritarios, estos tres últimos posiblemente pertenecientes a un silicato, y K, As y Cu como elementos minoritarios.

El único cristal de mispikel terminado se encontró junto con la helvina. Tiene un tamaño de $9 \times 3 \times 1 \text{ mm}$, forma general tabular. La adscripción que hemos realizado mediante el simple reconocimiento "de visu" es: prisma (110), braquidomos (014), macropinacoide (100) y pinacoide basal (001).

3.3.10. Cloritas

Se encontraron unas cloritas muy oscuras, casi negras, a simple vista, aunque debido al tamaño microscópico de los cristales se muestran verdes bajo la lupa binocular. Aparecen en agregados de hábito verrugoso, de hasta 7 mm, que se disponen sobre cristales de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa (fig. 3). Se suele presentar en forma de agregados en libro (fig. 4) o toroidales. También se encuentran dispersas en la masa pegmatítica en forma de laminillas.

El análisis petrográfico permite caracterizar una clorita con pequeños recrecimientos de sericita, a veces formando rosetas, conteniendo asimismo circón y esfena de accesorios. La paragénesis clorita-sericita es de origen secundario y



Figura 3. Crecimientos epitaxiales de cuarzo sobre feldespato potásico. En negro agregados verrugosos de chamosita.

corresponde a la alteración hidrotermal de la biotita. El titanio de la biotita no entra en la red estructural de la clorita por lo que aparece la esfena. Los circones, con sus halos de descomposición radioactiva característica, son minerales heredados de las biotitas. Las propiedades ópticas caracterizan una clorita, pero muy anómala, ya que muestra un vivo pleocroismo y birrefringencia alta. Según DEER, W.A. et al. (1992) el hierro en exceso respecto al magnesio es el responsable de estas anomalías.

La DRX mostró que se trata de una clorita ligeramente impurificada con moscovita (sericita), que según las intensidades relativas de los picos correspondientes a las reflexiones $h0l$ corresponde al tipo estructural IIb (BAILEY, S. W., 1988). La composición química se determinó utilizando fluorescencia de rayos X y espectrometría Mossbauer, determinándose el contenido en agua por pérdida de masa por calcinación. Los parámetros encontrados por espectrometría Mossbauer corresponde a los de una clorita típica; se realizó un ajuste a dos especies encontrando un contenido Fe^{2+} 83%, Fe^{3+} 17%. El análisis por fluorescencia de rayos X, conjugado con los datos anteriores, ofreció los siguientes resultados: SiO_2 26.19%, TiO_2 0.02%, Al_2O_3 22.41%, Fe_2O_3 6.48%, FeO 28.5%, MnO 4.01%, CaO 0.22%, MgO 0.44%, K_2O 0.91%, y Na_2O , Cr_2O_3 y V_2O_5 inferiores al límite de detección. Para ajustar la fórmula se supuso que todo el potasio pertenecía a la sericita, de fórmula $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$, que

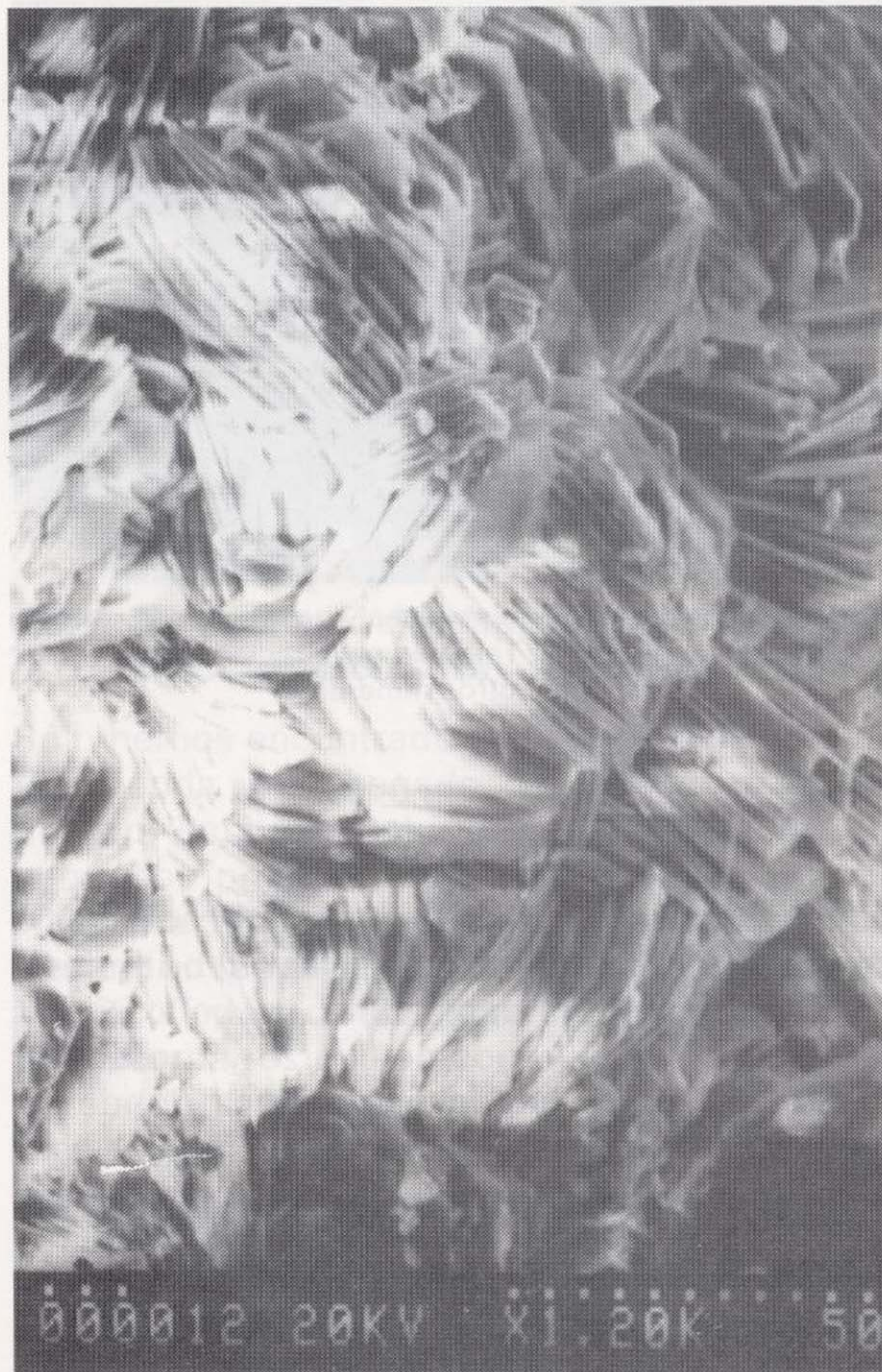


Figura 4. Chamosita. (Foto M.e.b.)

estaría presente en un 7.7% en masa. El resto corresponde a una clorita de composición $(Fe^{2+}_{5.80}Al_{3.08}Fe^{3+}_{1.18}Mn_{0.82}Mg_{0.16}Ca_{0.03}\square_{0.88})[(Si_{5.52}Al_{2.48})O_{20}](OH)_{16}$. Esta fórmula se ha ajustado para que la suma del oxígeno de todos los óxidos exceptuando el agua sea 28. Debido al elevado contenido de Al y Fe^{3+} en posiciones octaédricas deben de existir vacantes catiónicas que compensen la carga; el número de estas vacantes se ha calculado por la expresión:

$$\square = [R^{3+}(VI) - R^+(VI) - R^{3+}(IV)] * 0.5$$

en la que \square representa el número de vacantes catiónicas, $R^{3+}(VI)$ la suma de cationes trivalentes con coordinación octaédrica, $R^+(VI)$ los



Figura 3. Crecimientos epitaxiales de cuarzo sobre feldespato potásico. En negro agregados verrucosos de chamosita.

corresponde a la alteración hidrotermal de la biotita. El titanio de la biotita no entra en la red estructural de la clorita por lo que aparece la esfena. Los circones, con sus halos de descomposición radioactiva característica, son minerales heredados de las biotitas. Las propiedades ópticas caracterizan una clorita, pero muy anómala, ya que muestra un vivo pleocroísmo y birrefringencia alta. Según DEER, W.A. et al. (1992) el hierro en exceso respecto al magnesio es el responsable de estas anomalías.

La DRX mostró que se trata de una clorita ligeramente impurificada con moscovita (sericita), que según las intensidades relativas de los picos correspondientes a las reflexiones h0l corresponde al tipo estructural IIb (BAILEY, S. W., 1988). La composición química se determinó utilizando fluorescencia de rayos X y espectrometría Mossbauer, determinándose el contenido en agua por pérdida de masa por calcinación. Los parámetros encontrados por espectrometría Mossbauer corresponde a los de una clorita típica; se realizó un ajuste a dos especies encontrando un contenido Fe^{2+} 83%, Fe^{3+} 17%. El análisis por fluorescencia de rayos X, conjugado con los datos anteriores, ofreció los siguientes resultados: SiO_2 26.19%, TiO_2 0.02%, Al_2O_3 22.41%, Fe_2O_3 6.48%, FeO 28.5%, MnO 4.01%, CaO 0.22%, MgO 0.44%, K_2O 0.91%, y Na_2O , Cr_2O_3 y V_2O_5 inferiores al límite de detección. Para ajustar la fórmula se supuso que todo el potasio pertenecía a la sericita, de fórmula $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$, que



Figura 4. Chamosita. (Foto M.e.b.)

estaría presente en un 7.7% en masa. El resto corresponde a una clorita de composición $(Fe^{2+}_{5.80}Al_{3.08}Fe^{3+}_{1.18}Mn_{0.82}Mg_{0.16}Ca_{0.03}\square_{0.88})[(Si_{5.52}Al_{2.48}O_{20})(OH)_{16}]$. Esta fórmula se ha ajustado para que la suma del oxígeno de todos los óxidos exceptuando el agua sea 28. Debido al elevado contenido de Al y Fe^{3+} en posiciones octaédricas deben de existir vacantes catiónicas que compensen la carga; el número de estas vacantes se ha calculado por la expresión:

$$\square = [R^{3+}(VI) - R^+(VI) - R^{3+}(IV)] * 0.5$$

en la que \square representa el número de vacantes catiónicas, $R^{3+}(VI)$ la suma de cationes trivalentes con coordinación octaédrica, $R^+(VI)$ los

cationes monovalentes con coordinación octaédrica y $R^{3+}(IV)$ los cationes trivalentes con coordinación tetraédrica.

Utilizando la clasificación recomendada por el "Nomenclature Committee of AIEPA", recogida en la revisión de BAILEY, S. W. (1988) esta composición corresponde a una manganochamosita-IIb. Actualmente se denominan de forma genérica chamositas a las cloritas en las que el hierro es el principal catión octaédrico. Esta clasificación no se enfrenta de forma rotunda a nomenclaturas anteriores como la de HEY, M. H. (1950) por cuya aplicación, dentro de las cloritas oxidadas, estaríamos en el límite entre Turingita y Chamosita.

3.3.11. Epidota. $Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$

En este lugar son raros los prismas verde pistacho de epidota, aunque no ocurre lo mismo en el entorno, donde aparece con otros silicatos cálcicos de origen hidrotermal.

3.3.12. Prehnita. $Ca_2Al((OH)_2AlSi_3O_{10})$

Como es conocido, prehnita y minerales de la familia de la epidota se conjugan en una génesis conjunta. Se consideran productos de la actividad hidrotermal de alta temperatura más que de la alteración de las plagioclasas.

La prehnita, caracterizada mediante DRX, aparece recubriendo cristales de cuarzo y feldspatos en el núcleo de las cavidades. No se encontraron buenas cristalizaciones, siendo frecuentes los agregados globulares de hasta dos cm. Su color es verde muy claro y el brillo vítreo algo resinoso.

No se ha encontrado ningún elemento extraño mediante análisis por EDAX-SEM, lo que concuerda por la escasez de hierro que cabría deducirse del color verde manzana tan claro. Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986) la relación $Fe/Al+Fe$ es muy baja en las prehnitas de la zona, con lo que se estaría ante una prehnita aluminica ideal.

3.3.13. Calcita. $CaCO_3$

Recubre a otros minerales (feldespato, cuarzo y granates, prehnita, etc.) en la cara libre de las geodas. Su génesis es por lo tanto de una etapa hidrotermal tardía. El color es crema claro, y el brillo vítreo-perlado. Se ha observado un cristal de 1 cm con terminaciones correspondientes a la combinación del pinacoide basal con romboedros obtusos y agudos. Por el análisis mediante EDAX-SEM no se encontró ninguna impureza.

3.3.14. Laumontita. $Ca(Al_2Si_4O_{12}) \cdot 4H_2O$

Se encontró tapizando la mayor parte de la superficie libre de la geoda que contenía la helvina, por lo que allí es el cuarto mineral en cuanto a cantidad encontrado. Los cristales prismáticos monoclinicos tienen un tamaño inferior al centímetro, y recubren el cuarzo y feldespato, formando placas drusoides de unos 3 mm de espesor que se desprenden con facilidad de los idiocristales de cuarzo y feldespato, aunque también aparece en masas intersticiales. Esta especie enseguida se deshidrata, exfoliándose con facilidad en placas tabulares o en masas pulverulentas. El color es blanco, brillo nacarado-sedoso intenso, baja dureza y tacto suave. En ocasiones tenía un tono rojizo tenue tal vez debido a impurezas de hierro en sus planos de cruce. Además de su inconfundible aspecto, fue caracterizada mediante DRX.

La formación de las zeolitas, tales como laumontita, chabasita y estilbita, así como otros minerales, como la calcita o la apofilita, es posterior a la fase de formación de la prehnita.

3.3.15. Chabasita. $Ca(Al_2Si_4O_{12}) \cdot 6H_2O$

Sólo hemos encontrado un pequeño cristal submilimétrico, de morfología pseudocúbica y color anaranjado que pudiera ser chabasita. Apareció asociado a otras zeolitas. El análisis que hemos realizado mediante EDAX-SEM nos muestra pequeños contenidos en Fe y Mn.

3.3.16. Estilbita. Ca (Al₂Si₇O₁₈)

La estilbita del lugar se muestra como un producto de génesis tardía sobre cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y asociada a otras zeolitas. Su hábito es de agregados en gavillas de finos cristales monoclinicos milimétricos. Su color es blanco, brillo sedoso poco intenso, al contrario de otros ejemplares de la zona con brillo vítreo intenso, y es soluble en ácido clorhídrico 1: 5.

3.3.17. Óxidos

Se han encontrado óxidos de hierro y manganeso acompañando a los sulfuros anteriormente descritos, así como separados de éstos formando pátinas, impregnaciones y dendritas, en este último caso, de un óxido negro de hierro y manganeso.

4. DISCUSION

El berilio es un elemento litófilo y debido al pequeño tamaño de sus iones, se presenta en disoluciones residuales pegmatítico-neumatolíticas. Cuando estas disoluciones actúan sobre rocas carbonatadas tenemos criaderos metasomáticos. El berilio es un constituyente fundamental de unos 40 minerales, pudiendo aparecer ocasionalmente en otros 50. Sin embargo lo más frecuente sería la formación de berilio. HOLSER W. T. (1953) indica que el berilio se forma en rocas ricas en aluminio, mientras que la helvina se deposita en rocas pobres en este elemento. En el entorno hay otros minerales de berilio como la bavenita, de formación algo posterior, que según GONZALEZ DEL TANAGO J. et al. (1986) se muestra en agregados fibrosoradiados de color blanquecino.

Es frecuente la relación entre la helvina y otros minerales de manganeso. BELLIDO F. et al. (1983) pusieron en evidencia la presencia en la zona, pero restringida sólo a algunas pegmatitas, de micas lepidolíticas ricas en hierro y manganeso. Está claro que existen, en las pegmatitas

del entorno numerosos minerales con contenidos elevados de Mn: granates espartínicos, biotitas, óxidos dendríticos, cloritas y lepidolitas, e incluso zeolitas. Según DEER, W. A. et al. (1963), la presencia de helvina junto a espesartina ha sido puesta en evidencia, por HOSLER, W.T., en las Montañas Vitorio, Luna County (Nuevo México); la mineralización se presenta en calcosilicatos granudos, así como en pegmatitas asociadas. También señalan la unión helvina-espartina en unas pegmatitas de las cercanías de Salidsbury, en Rhodesia, estudiadas por VON KNORRING, O. Asimismo, los autores anteriores, en su descripción de yacimientos, acumulan otras citas donde la helvina se asocia a distintos minerales de manganeso. Así de HEWETT, D. F., recogen el dato de la paragénesis de este mineral con sulfuros sobre rodonita y rodocrosita, en Butte (Montana). De igual forma, de NEWMAN, H., enuncian la presencia, en la zona de Oslo, de tetraedros de helvina hallados en una cavidad de nordmarkita, variedad de estaurólita de color pardo rojizo que puede llegar a contener hasta un 11% de Mn₂O. Por último, de YOSHINAGA, M., indican el registro de helvina en yacimientos metasomáticos de manganeso, en la Mina Yagisawa, de la Prefectura de Nagano, Japón.

La asociación con moscovita, presente en nuestro yacimiento, se da, al menos, en las minas de mica de Amelia Courthouse (Virginia), según cita BETEJTIN, A. (1977).

En la tabla 1 se resumen los análisis, dados por algunos autores, de helvinas de distintos yacimientos.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	33.62	32.35	31.54	31.42	32.49
BeO	12.88	13.75	13.60	10.97	13.52
Al ₂ O ₃	1.21	0.37	0.37	0.36	0.77
FeO	2.24	16.35	18.02	2.99	15.12
MnO	45.46	28.99	26.51	40.56	35.41
ZnO	1.20	4.88	5.61	---	---
MgO	tr.	0.00	0.00	---	---
CaO	0.30	0.23	1.62	---	---
S	5.64	5.50	5.34	4.90	5.77
H ₂ O	0.02	0.17	0.06	---	---
Total	102.83	102.55	102.68	99.79	103.08

Los análisis 1 (Casa Ventura, Rhodesia), 2 (Iron Mountain, Nuevo México) y 3 (Discovery Gulch, Nuevo México) están tomados de DEER, W. A. (1963) y los análisis 4 (Amelia Court, Virginia) y 5 (Montes Ilmen Rusia) son de IDDINGS, J. P. (1911).

Como vemos todos ellos contienen FeO en cantidad superior al 2.2% y los tres minerales en que fue analizado el ZnO está en cantidad mayor del 1%. La composición es muy variable debido al isomorfismo de los tres minerales del subgrupo de la helvina. Según POVARENYYKH, A. S. (1972) en la genthelvita el Fe < 12% y Mn < 10%; en la danalita Zn < 18%, Mn < 11.5%; y en la helvina Fe < 18% y Zn < 17%.; pudiendo estos minerales llegar a contenidos de Mg y Ca del 2-3%. Los análisis realizados en nuestro yacimiento corresponden a un término manganífero, prácticamente no sustituido, lo que es poco habitual.

De la anterior exposición podemos concluir que la helvina, moscovita y mispiquel, se formarían, junto a la turmalina y los granates de mayor tamaño, en una etapa pneumatolítica con temperatura cercana a los 500° C. La concentración en Mn es debido al enriquecimiento en los residuos magmáticos, en un medio anormalmente alto en manganeso.

En nuestra zona se aprecian una serie de procesos evolutivos postpegmatíticos: se trata de una fase pneumatolítica, en la que se formaría la helvina, y dos fases hidrotermales principales con reemplazamientos minerales. Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986) en la fase hidrotermal de mayor temperatura tenemos la formación de clinozoisita-prehnita-axinita: "en la cual, frente a la llegada de fluidos hidrotermales de temperatura alta-media, se producen hidrólisis y reajustes en la mineralogía original, formándose además de los nuevos minerales ya citados otros como albita, calcita, clorita, etc.", aunque estos autores indican la formación de parte de la clorita en la etapa pneumatolítica. BAILEY, S.W. y BROWN, B. E. (1962) relacionaron el ambiente de formación con los tipos de estructura de la clorita. Cada politipo aparece de acuerdo con la energía presente en el medio. Según estos autores, en zonas de metamorfismo regional y en yacimientos minerales de media-alta temperatura aparecen casi exclusiva-

mente cloritas de tipo IIb, lo que concuerda con las características de nuestra mineralización. Los otros tipos de clorita estarían presentes en paragénesis de baja temperatura, ya que aunque el tipo IIb es el más estable, a baja temperatura se forman metaestablemente los otros tipos. Se han propuesto diferentes correlaciones entre la temperatura de formación y diversas variables relacionadas con la composición, como son: relación Fe/(Fe+Mg), Al tetraédrico, vacantes octaédricas, y Fe tetraédrico. Desgraciadamente no hay unanimidad de criterios a la hora de establecer conclusiones de carácter general.

DEER, W.A. et al. (1962) dan una tabla con 39 análisis de otras tantas cloritas de todo el mundo; si exceptuamos tres casos con contenidos en MnO de 33.83%, 38.93% y 8.24% correspondientes los dos primeros a cloritas de Mn, gonyerita y pennantita respectivamente, y el tercero a un clinocloro, todos los demás tienen un contenido en MnO inferior al aquí encontrado, lo que pone en evidencia el elevado aporte geoquímico de Mn de esta chamosita, lo que también coincide con el elevado contenido en Mn de la helvina. Esta coincidencia nos hace sospechar que también la manganochamosita podría haberse originado en la misma fase que la helvina.

5. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a FRANCISCO PIÑA, las fotos de los minerales; a la Dra. MERCEDES GRACIA, colaboradora Científica del C.S.I.C. los análisis de Mossbauer; al Laboratorio centralizado de la E.T.S.I. de Minas por los análisis de DRX, EDAX-SEM y fluorescencia de rayos-X. Asimismo a los profesores RICARDO CASTROVIEJO, MARIA TERESA GONZALEZ y LAUREANO CANOIRA por los comentarios realizados.

REFERENCIAS

- ANONIMO (1994): Bustarviejo, variedad en las pegmatitas. *Bocamina*, 0, 25-26.
- ANONIMO (1994): Hoja 19-19 (484), Buitrago del Lozoya, E. 1:50.000. Cartografía Militar de España.

BAILEY, S. W. (1988): Chlorites: structures and crystal chemistry. *Reviews in Mineralogy*, 19, 347-398. Min. Soc. Am.

BAILEY, S. W. y BROWN, B. E. (1962): Chlorite polytypism: I. Regular and semirandom one-layer structures. *Am. Mineralogist.*, 47, 819-850.

BELIDO, F. et al. (1983): Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el plutón de La Cabrera. *Bol. Geol. y Min.*, XCIV-VI, 530-537.

BELLIDO, F. et al. (1991): *Memoria de la hoja geológica 484/1919, Buitrago de Lozoya, E. 1:50000*. Ser. MAGNA. Ed. I.T.G.E. Madrid.

BETEJTIN, A. (1977): *Curso de Mineralogía*. Ed. Mir. Moscú. pp. 657-658.

DEER, W. A. et al. (1962): *Rock-Forming Minerals*, V. 3. *Sheet Silicates*. pp. 131-163. Ed. Longman. Londres.

DEER, W. A. et al. (1963): *Rock Forming Minerals*, V. 4. *Framework Silicates*. pp. 240-291 y 303-309. Ed. Longman. Londres.

DEER, W. A. et al. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*. Ed. Longman Scientific & Technological. Hong-Kong.

GALAN, E. y MIRETE, S. (1979): *Introducción a los minerales de España*. I.G.M.E. Madrid. pp. 253 y 266-267.

GARCIA GUINEA, J. et al. (1982): La prehnita de La Cabrera (Madrid). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 5.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986): Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español). *Bol. Geol. y Min.*, XCVII-I, 103-121.

HOLSER, W. T. (1953): Beryllium minerals in the Vitorio Mountains, Luna Country, New Mexico. *Am. Min.* V. 38, pp. 599.

IDDINGS, J. P. (1911): *Rock Minerals. Their chemical and physical characters and their determination in thin sections*. Eds. John Wiley & Sons. Nueva York y Chapman & Hall. Londres. pp. 434-435.

POVARENYYKH, A. S. (1972): *Crystal Chemical Classification of Minerals*. V. 1. Plenum Press. Nueva York-Londres. pp. 360-361.

DEL VALLE, A. y GONZALEZ, V. (1984). *Guía de los minerales de España. Tomo IV: silicatos y apéndices*. Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Valladolid.

Original recibido: Enero de 1995.

Original aceptado: Marzo de 1995.

INFORMACION

El significado científico y tecnológico de Manuel Fernández de Castro (1825-1895) cien años después.

Por F. JAVIER AYALA CARCEDO (*)

Hace ahora cien años, fallecía Manuel Fernández de Castro, entonces Director de la Comisión del Mapa Geológico de España.

Fernández de Castro, fue un destacado miembro de la pléyade de ingenieros geólogos del XIX que junto a los naturalistas, contribuyeron decisivamente al conocimiento geológico de España y las entonces provincias de Ultramar, Antillas y Filipinas, realizando su trabajo en condiciones bastante más difíciles que las actuales.

Aprovechando la oportunidad que brinda este Centenario, se expone a continuación el significado de los trabajos de este ilustre español.

BIOGRAFIA Y AMBIENTE

Fernández de Castro nace en 1825 en Madrid y muere también en la capital de España en 1895, a los 69 años.

Pertenece a la misma generación que otros ilustres ingenieros geólogos como Federico Botella (1822-1899), autor de los estudios geológico-mineros de las provincias valencianas y Murcia y del primer mapa hipsométrico de España, y pionero en los estudios de riesgos naturales, y Felipe Martín Donayre (1825-1899), autor de las Memo-

rias geológico-mineras de Guadalajara, Almería, Zaragoza y Avila, y Director también de la Comisión del Mapa Geológico.

De niño, emigró a Cuba con su familia. Es de suponer que la estancia en esos años decisivos para la formación de la personalidad le dejó huella favorable, porque más adelante, cómo veremos, volvería a Cuba por otro período, esta vez de quince años, y los temas antillanos estarían presentes a lo largo de su vida. Su hermano menor, José Fernández de Castro, ilustre ingeniero civil y de minas, nació en Cuba en 1833 y dirigió la construcción de algunos de los primeros ferrocarriles cubanos.

En 1841 ingresó en la entonces recién creada Escuela de Minas de Madrid, siendo nombrado en 1844 ingeniero segundo, a los dieciocho años, haciéndose cargo de la subdirección de las minas de Almadenejos.

En esta circunstancia, se produjo un hecho que da prueba de su firmeza de carácter, que mantendría a través de toda su vida.

El Director General del ramo, dictó una Orden en 1845 considerada represiva e injusta, que motivó protestas y dimisiones entre los ingenieros de minas que dependían de él. Fernández de Castro, dimitió y salió del servicio

activo, no reingresando en el mismo hasta 1853, ocho años después, cuando la Orden fue revocada. A esta independencia de carácter, se unía también una notoria susceptibilidad, que le llevó a presentar su renuncia a Senador por una interrupción del Presidente del Senado durante una intervención suya y al Consejo de Instrucción Pública en 1883 por una contestación del Ministro de Fomento que consideró impertinente.

El tiempo que permaneció fuera del Cuerpo de Minas, no fue perdido, ya que de esta época datan sus trabajos sobre la aplicación de la Electricidad a los ferrocarriles que comentaré después.

En 1857, solicitó la Inspección de Minas de la isla de Cuba, entonces vacante, permaneciendo allí tres lustros, hasta 1872, y realizando una voluminosa labor científica y tecnológica. Allí fue Director del "Diario de la Marina", publicando en él numerosos artículos literarios y científicos, y convirtiéndolo en el más importante de la Isla. No rompió sin embargo los lazos con la Gran Antilla, porque desde que en 1879 se nombraron los primeros representantes de Cuba a las Cortes, permaneció durante doce años, cuatro legislaturas, cómo senador independiente por la provincia de Santa Clara. En esta labor, simultaneada con

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España e International History of Geology Commission (UNESCO)

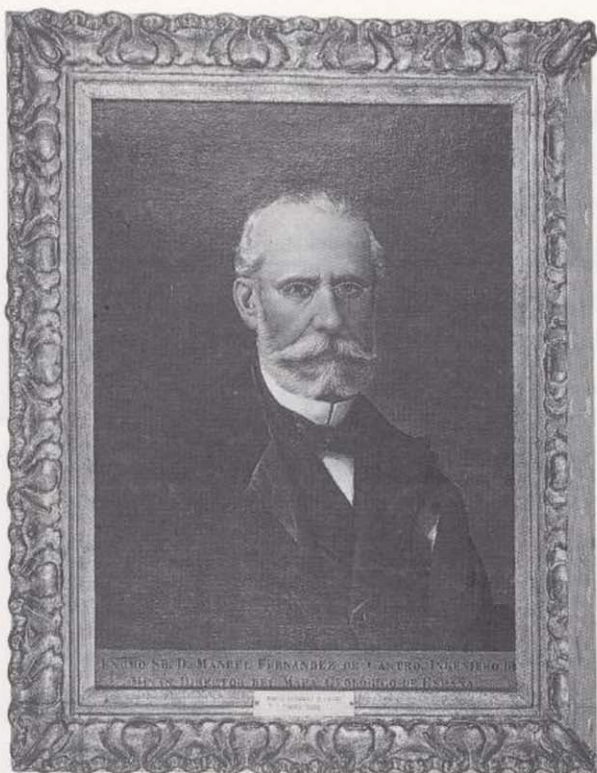


Figura 1. Manuel Fernández de Castro (1825-1895), ilustre ingeniero geólogo, autor de los primeros estudios geológico-mineros generales en Cuba y Santo Domingo, bajo cuya dirección la Comisión del Mapa Geológico concluyó el Mapa Geológico de España a escala 1:400.000 en 1889. (Color).

la Dirección de la Comisión del Mapa Geológico de España, intervino cómo abolicionista de la esclavitud y a favor del desarrollo de la instrucción pública, la minería y la industria. Asumiendo los rasgos de carácter antes apuntados, es razonable suponerle una gran pasión por las Antillas, que fuera lo bastante fuerte para compensarle de las inevitables decepciones que sin duda le proporcionaría la trama caciquil de la Restauración.

Esta conjunción de firmeza de carácter, susceptibilidad y apasionamiento, no fue infrecuente entre los ingenieros geólogos de la segunda mitad del XIX, y así podríamos citar al menos a Mallada, Vidal, Botella y Bentabol, en general con un cierto trasfondo regeneracionista y asociado a una notable integridad en la vida personal.

Vuelto a España en 1872, Fernández de Castro, influido por su relación con Casiano de Prado hasta la muerte de éste en 1866, propone reorganizar de nuevo la Comisión del Mapa Geológico

co tras la reforma de 1870. La propuesta sería favorablemente acogida por la Primera República, reorganizándose por Decreto de 28 de Marzo de 1873 y nombrándole Director de la misma, permaneciendo en el cargo hasta su muerte en 1895; es por tanto el Director de esta Institución que más ha durado, veintidós años. No deja este hecho de ser sorprendente, dados los numerosos cambios gubernamentales habidos en este período y el carácter de D. Manuel. Quizá le ayudaron su prestigio profesional, el apoyo de los ingenieros geólogos de la Comisión o su carácter de Senador por Cuba. En todo caso, la continuidad de la Dirección en manos de un profesional con la capacidad de Fernández de Castro, tuvo buenos resultados para el país cómo veremos.

Cortázar, en su necrológica de 1895, le atribuye "conocimiento del corazón humano" y constituirse en "protector desinteresado de cuantos sirvieron a sus órdenes... alentando siempre... en todas partes y ocasiones el mérito... de todos sus subalternos". Esta actitud, contribuyó sin duda a su éxito al frente de la Comisión, y a engendrar en ingenieros geólogos de la talla de Mallada o Cortázar, que estuvieron a

sus órdenes, excelentes opiniones sobre él. Así Mallada dice "Guiaba con valor a los que le seguían, animaba a los que desmayaban, estimulaba a los reacios, premiaba el mérito en cuanto aparecía". Fue miembro de las Academias de Ciencias de España, Cuba y Barcelona, de la Legión de Honor y contaba con otras muchas distinciones. Sin embargo, fue un hombre modesto, que según Cortázar, "siendo" *primus inter pares* procuraba pasar inadvertido".

A continuación, expondré primero sus aportaciones personales, analizando a continuación su aportación probablemente más importante a la Geología y Minería del país: la refundación y dirección de la Comisión del Mapa geológico en su etapa estelar.

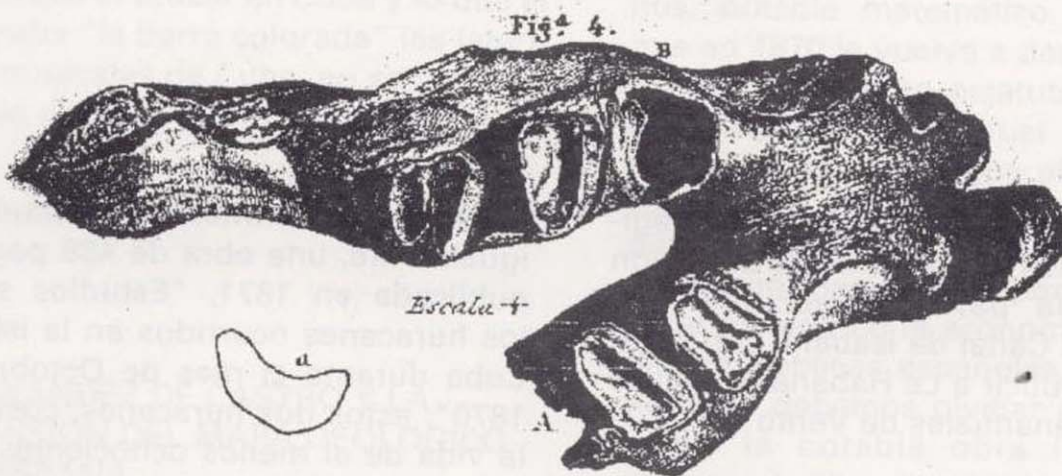
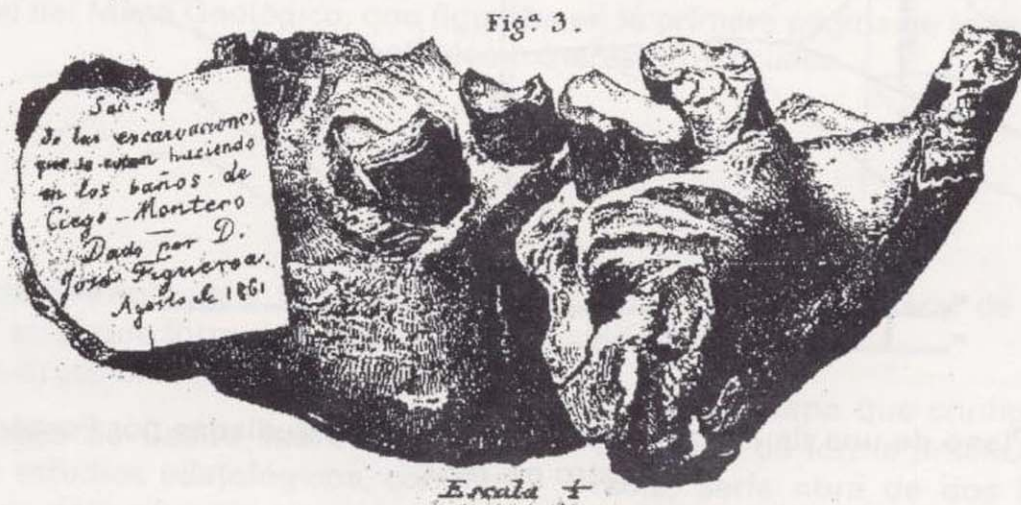
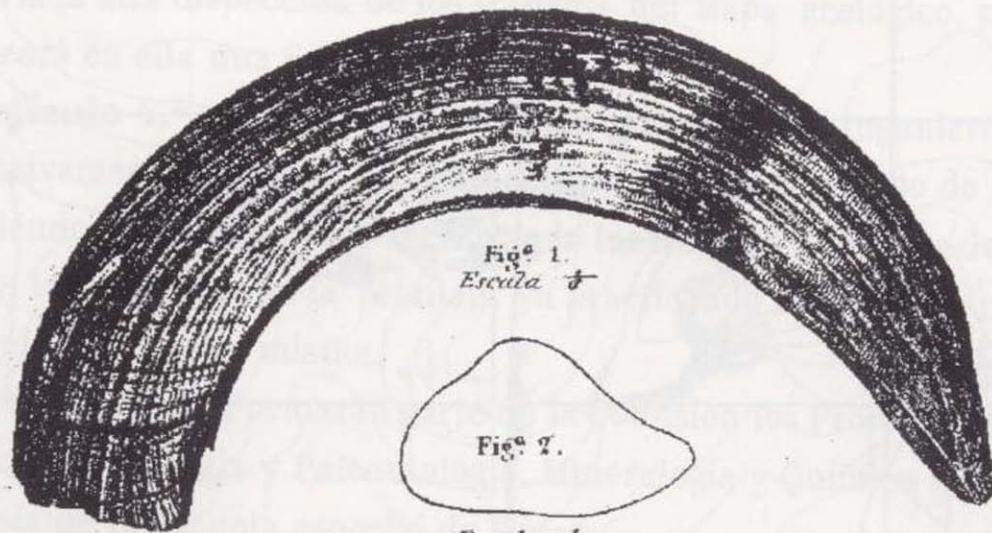
FERNANDEZ DE CASTRO Y LA GEOLOGÍA DE LAS ANTILLAS

Durante los quince años que permaneció en su vida profesional, realizó contribuciones fundamentales al conocimiento geológico de Cuba y



Figura 2. Primer Mapa Geológico Sistemático de España a escala 1:400.000 concluido en 1889 bajo la dirección de Manuel Fernández de Castro. (Color).

Memoria sobre la existencia de grandes mamíferos fósiles en la Isla de Cuba, por D. Manuel Fernández de Castro.



Grabado por E. Rivius.

Figura 3. Mamíferos fósiles de Cuba estudiados por Fernández de Castro en 1865.

Santo Domingo, algunas publicadas en la Península posteriormente. Para su publicación, utilizó diarios, anales y cuantos medios tuvo a su alcance. Unos veinte años después, otro inge-

niero geólogo, Abella Casariego, realizaría una labor similar en Filipinas.

En relación con Cuba, puede ser considerado como el iniciador de la Paleon-

tología de vertebrados en la Isla, con la publicación de su trabajo "De la existencia de grandes mamíferos fósiles en la isla de Cuba", de 1865 (31 pp. y 13 láminas) y 1871 (30 pp). Le seguirían "El myomorphus cubensis, nuevo subgénero del Megalonix", de 1870 y "Pruebas paleontológicas de que la isla de Cuba ha estado unida al continente americano y breve idea de su constitución geológica", publicado en España en 1881. Publicó así mismo una "Descripción geológica de la isla de Cuba" (48 pp. y 1 mapa) en 1879 en Madrid.

Su contribución al conocimiento geográfico, geológico y minero de Santo Domingo es también fundamental. En vísperas de su reincorporación a España, realizó seis viajes de duración mensual a la isla, "penosísimos" según Cortázar, para realizar "Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo, con datos para su historia económico-industrial", en tres tomos, con seis mapas y uno general de la Isla, entregados al Ministerio de Ultramar en 1862 y que no se publicaron a pesar de la Real Orden dada al efecto. Por ello, Fernández de Castro publicó una serie de artículos en el Diario de la Marina desde el 29 de agosto y en septiembre de 1862. También sobre Santo Domingo, realizó el "Catálogo de una colección de rocas de la isla de Santo Domingo" para la Exposición del Cuarto Centenario del Descubrimiento de América en 1892, prueba clara de que mantuvo el interés por las Antillas Españolas hasta el fin de su vida.

A nivel básico, es de interés su conferencia del Ateneo de Madrid sobre "Fenómenos y materiales que han contribuido a la formación física de la Tierra" de 1890.

FERNANDEZ DE CASTRO Y LA INGENIERIA GEOLOGICA

Sus contribuciones se centraron en la prospección minera, las aguas subterráneas, los riesgos naturales y los estudios de suelos, aunando Geología

Aplicada e Ingeniería Geológica y Minera.

En el campo de la *Prospección y Evaluación Minera*, sus primeros trabajos se contienen en el voluminoso estudio sobre Santo Domingo realizado en 1861-62. Así, evaluó el valor minero de los carbones de la Bahía de Samaná, el cobre del distrito de San Cristóbal, el oro y plata de la Cordillera Central, las magnetitas de Maimón y los lignitos de Lleiba, Yaniguá y la Península de San Lorenzo. Casi de la misma época datan sus estudios mineros de Cuba. Así su "Del yeso y hierro oxidado de Cuba" de 1863 (Diario de la Marina), su voluminoso trabajo de 164 páginas "Estudio sobre las minas de oro de la isla de Cuba", en 1864 y "Sobre las propiedades de la cal quemada del potrero Marañón" (Diario de la Marina, 11-13/9/1866).

Fernández de Castro, realizó también aportaciones a la Geología de Yacimientos con su "Teorías emitidas acerca del origen de los yacimientos metalíferos" incluido en la Memoria de Huelva de González Tarín en 1888 y su discurso de recepción en la Academia de Ciencias en 1878 "Influencia que ha podido ejercer en ciertos fenómenos geológicos, y muy particularmente en el metamorfismo de las rocas y la formación de criaderos metalíferos, el movimiento molecular debido a las acciones eléctricas".

Esta asociación del trabajo geológico con el minero, estuvo presente a lo largo de toda la vida de la Comisión del Mapa Geológico desde sus inicios (Ayala, 1993) y sería una característica del trabajo realizado durante la dirección de Fernández de Castro.

En el campo de las *Aguas Subterráneas*, otro tema permanente de la Comisión del Mapa Geológico, del cuál ninguna otra Institución se ha ocupado durante tantos años, deben citarse varios trabajos. En primer lugar, su "Desagüe de La Habana por medio de pozos absorbentes" (Diario de la Marina, 2 y 19/8/1860), completado por su "Empedrados y desagües de La Habana", del mismo periódico (19/9/1860 y 21 y 27/6/ y 3 y 17/7/1861). Así mismo sus trabajos "Sobre el abastecimiento de aguas a la Villa de Cárdenas" (1866) y a la población de Cienfuegos (1866). Es tam-

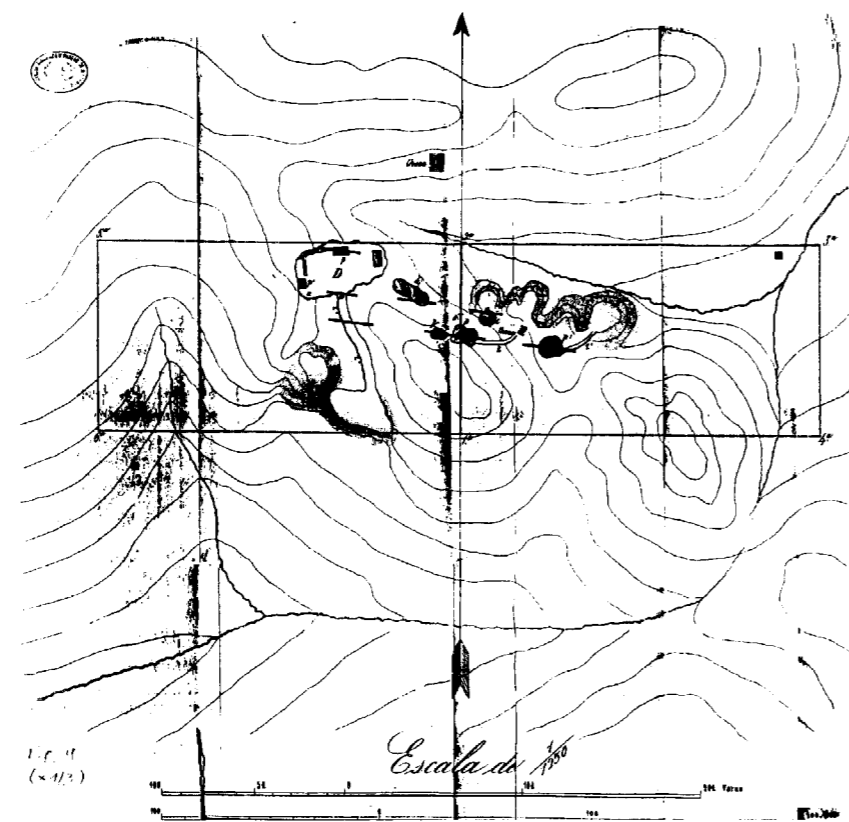


Figura 4. Plano de una de las minas de oro de Cuba estudiadas por Fernández de Castro en 1864.

bién interesante el trabajo de 68 páginas de 1864 "Informe de la Comisión nombrada para inspeccionar las obras del Canal de Isabel II con objeto de conducir a La Habana las aguas de los manantiales de Vento".

Fernández de Castro realizó así mismo importantes contribuciones en su época en el campo de los *Riesgos Naturales*, geológicos y meteorológicos, inaugurando en buena medida estos estudios, que después y sin solución de continuidad, serían trabajados por ingenieros geólogos y naturalistas. Cabe destacar su trabajo "Inundaciones y sequías", un trabajo hoy desconocido en España de gran envergadura, serie de veintidós artículos aparecidos en 1861 en el "Diario de la

Marina". De primera magnitud es, igualmente, una obra de 488 páginas publicada en 1871, "Estudios sobre los huracanes ocurridos en la isla de Cuba durante el mes de Octubre de 1870"; estos dos huracanes, costaron la vida de al menos ochocientas personas, y la obra fue muy apreciada por el Ministerio de la Marina, que le concedió la placa del Mérito Naval. Fernández de Castro, presidió la Comisión por el estudio del Terremoto de Andalucía de 25/12/1884, en la cuál participaron otros ilustres ingenieros geólogos como Cortázar, González Tarín y Lasala. Esta Comisión elaboró un magnífico informe, entregado en dos meses y publicado por Real Orden para que sirviese de modelo. Dejó también casi terminado un "Tra-

Artículo 1.º Los estudios y trabajos para la formación del Mapa geológico de España, se llevarán a cabo por todos los Ingenieros del Cuerpo de Minas simultáneamente.

Artículo 2.º Queda encomendada a la Junta superior facultativa de Minería la alta inspección de los trabajos del Mapa geológico, para lo cual se creará en ella una Sección especial.

Artículo 4.º Existirá una Comisión compuesta de Ingenieros de Minas, exclusivamente dedicada a la formación del Mapa geológico de España, ya reuniendo, ya ordenando y rectificando los trabajos que fuera de ella se hagan y los datos que se la remitan, ya practicando los estudios que le compete ejecutar por sí misma.

Artículo 5.º Formarán parte de la Comisión los Profesores de las asignaturas de Geología y Paleontología, Mineralogía y Química analítica y Docimasia de la Escuela especial de Minas.

Figura 5. Decreto de la Primera República de 28/3/1873, de reorganización de la Comisión del Mapa Geológico, que figuraba en la primera página de todas las Memorias geológico-mineras provinciales.

tado de Sismología e Ingeniería Sísmica" en el que formula los principios de construcción sismorresistente.

Fernández de Castro fue un pionero de los estudios edafológicos, con sus estudios sobre los terrenos donde se cultivaba el azúcar en Cuba y lo que él llamaba "la tierra colorada" las lateritas tropicales de Cuba, en sendos trabajos de 1865 y 1871.

FERNANDEZ DE CASTRO Y LA COMISION DEL MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

La Comisión de la Carta Geológica de Madrid y General del Reyno (R.D. 11/7/1849), antes de la llegada de Fernández de Castro en 1873, había atravesado diversas vicisitudes en sus veinticuatro años de existencia. Había contado con profesionales de gran valía como Casiano de Prado o Schultz, había realizado trabajos muy meritorios con medios escasos, ... y había estado también a punto de desaparecer tras cambiar de adscripción y pa-

diez años en centro de contratación y supervisión, no de ejecución, y rompiendo así una línea centenaria.

Fernández de Castro, con 47 años, por su labor profesional en la Antillas, era un hombre con un sólido prestigio en este campo.

Por otra parte, a través de su correspondencia con Casiano de Prado (citada por Primitivo Hernández Sampelayo en 1948 como legado al IGME, pero que no figura en los registros del mismo y no he podido encontrar), debía conocer bien la problemática de la Institución.

Se encuentra, al tomar posesión, en 1873, con que la Memoria Anual de actividades no se publica desde su incorporación a la Junta de Estadística, decidiendo de inmediato su publicación. Por otra parte, las "Memorias de la Comisión", no se publicaban desde 1864, decidiendo la publicación en 1873 de la excelente Memoria correspondiente a la provincia de Zaragoza, realizada por el ingeniero geólogo Martín Donayre. A continuación, con el nombre de "Boletín de la Comisión del Mapa Geológico", crea a sugerencia de Mallada (Alastrúe, 1983) el hoy "Boletín Geológico y Minero", durante muchos años la publicación más prestigiosa en los países de habla castellana, que comienza su andadura en 1874.

Como preparación racional al trabajo futuro del Mapa Geológico de España 1:400.000, realizó una importantísima investigación bibliográfica geológico-minera, que después comentaré.

Impulsó decididamente la realización de las Memorias geológico-mineras provinciales que faltaban, comenzando, también por sugerencia de Mallada, por las provincias mineras, completando así el primer mapa geológico sistemático de España en 1889, a escala 1:400.000, que puede verse en el ITGE. Durante su mandato, por suscripción entre el público interesado se publicaron 40 Memorias. A esta obra, según Cortázar, Fernández de Castro "no sólo contribuyó con la dirección y enmienda de la mayor parte de los trabajos... sino que añadió datos propios".

Hubo, por la pasión que puso en el empeño de acabar el gran mapa, al-

sar a la Junta General de Estadística en 1859.

La nueva etapa que configuraría a la Comisión de forma prácticamente estable, sería obra de dos ingenieros, José Echegaray, ingeniero de caminos, notable matemático y literato, que en 1870 le vuelve a dar cómo Ministro de Fomento estatuto propio e independiente, y Manuel Fernández de Castro, que consigue afirmar éste carácter en 1873, con la Primera República. Seguramente en los motivos de esta afirmación, el importante peso de la minería en la economía y las finanzas públicas españolas, debió influir. No debemos olvidar a este respecto la notable obra legislativa minera y la liberalización de la investigación y explotación que trajo el Sexenio Revolucionario que siguió al destronamiento de Isabel II tras la Revolución de Septiembre de 1868, denominada entonces "la Gloriosa".

Este movimiento de cambio en el sector geológico-minero, guarda ciertos paralelismos con el habido en torno a 1970, que dinamizaría el sector en el país en torno al Plan Nacional de Minería del PNIM, al costo de la destitución del IGME, convertido en

gún error, como la pretensión de encomendar algún trabajo geológico sencillo a personas no suficientemente preparadas, lo que originó un choque con el ilustre ingeniero geólogo Luis Mariano Vidal (Aragones, 1992). Error notable en todo caso, porque una institución científico-técnica siempre debe primar la calidad sobre la cantidad. Estas sombras, no oscurecen sin embargo su magna labor, encomiada por los alemanes Beyrich y Hauchecorne, directores de la "Carta geológica de Europa", el francés Daubrée, el norteamericano Marcon, el inglés Foster, el austríaco Alberth-Penck, y en España hombres de la talla de Mallada o Cortázar.

En el éxito de la misión que se impuso Fernández de Castro, ayudo no poco la existencia de la red básica de ferrocarriles, que permitieron un desplazamiento más fácil, la de mapas generales como el del coronel Coello, y, por supuesto, la pléyade de ingenieros geólogos que constituían entonces la plantilla de la Comisión, y que se adhirieron entusiastamente al proyecto gracias a la calidad de su trato humano, y al difundido espíritu regeneracionista existente entre muchos de los profesionales de entonces. Mallada, describió magistralmente este ambiente: "¡Qué movimiento, qué hervor en aquel período de vertiginosa actividad, gracias al incansable celo, a la sabia dirección de Fernández de Castro!... todas nuestras montañas, todos nuestros valles, todos nuestros ríos y arroyos, todas nuestras llanuras se cruzaban sin sosiego ni descanso..."

También supo sumar al esfuerzo común a la Escuela de Minas (O.M. de 18/4/1873) para que el profesorado relacionado con el tema y los laboratorios, tuvieran cabida en la Comisión, e igualmente los Servicios Provinciales de Minas.

FERNANDEZ DE CASTRO Y LA HISTORIA DE LA GEOLOGIA Y MINERIA IBEROAMERICANAS

Los comienzos de la Historia de la Geología y Minería españolas, y la

misma en el XIX, son obra de tres ingenieros de minas: Manuel Fernández de Castro, Eugenio Maffei y Ramón Rúa Figuera.

Pocas dudas pueden haber de la importancia fundamental de un buen estudio bibliográfico para cualquier trabajo, una actividad descuidada hoy a menudo por quienes piensan que la Ciencia o la Tecnología han nacido hace dos días. Hoy, porque el desarrollo de la Ciencia y la Tecnología ha tocado ya muchos temas; ayer, porque la penuria de medios y la dificultad de las condiciones en que se desenvolvían los trabajos en este campo, en un país agrario a menudo sólo comunicado por caminos de herradura en las áreas montañosas, hacían imperioso evitar repeticiones. José Echeagaray, como Ministro de Fomento, dispuso (R.O. de 26/4/1870), que se investigara la bibliografía existente, labor que acometió Fernández de Castro. Es de esta manera que consiguió reunir unas 2.000 referencias bibliográficas y publicó el "Estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España" en 1874, que completó con la "Noticia del estado en que se hallan los trabajos del Mapa Geológico" a 1º de Julio de 1874, publicado en el recién fundado Boletín en 1876.

Estos documentos, junto a la obra de los ingenieros Maffei y Rúa Figuera "Apuntes para una biblioteca española de libros, folletos y artículos impresos y manuscritos relativos al conocimiento y explotación de las riquezas mineras y a las ciencias auxiliares" de 1871/72, son el acto fundacional de la Historia de la Geología y Minería Iberoamericanas, y referencia de obligada consulta de todo aquel que pretenda aventurarse en este ramo del saber. Divide en cuatro períodos esta Historia. El primero, hasta el Padre Feijóo, en el XVIII; el segundo, desde Bowles hasta el renacimiento de la minería española (y la geología), de la mano de Fausto Elhúyar en 1825; el tercero hasta la creación de la Comisión de la Carta Geológica en 1849; y el cuarto, desde entonces.

Cuando iba a producirse el Cuarto Centenario del Descubrimiento de América, en 1892, Fernández de Castro lanzó la idea en la Comisión de

preparar algún trabajo, proponiendo Eugenio Maffei, excatedrático en la Escuela de Minas de Laboreo y Legislación y autor con Rúa Figuera de un monumental trabajo anterior, la realización de una "Bibliografía minera hispanoamericana" que cubriera esos cuatro siglos, idea que contó con el apoyo decidido de D. Manuel. Maffei, concluiría este trabajo, ayudado por el ingeniero Puig y Larraz, académico de la Historia, justo en 1892 y pocos meses antes de su muerte. El remate del mismo y su edición, que no llega a hacerse en 1892 con ocasión del Cuarto Centenario, ha correspondido a la principal figura en este campo del siglo XX en España, el ingeniero de minas Juan Manuel López de Azcona (fallecido hace unos meses), ayudado por Ignacio González Casanovas y Esther Ruiz de Castañeda, bajo el patrocinio del ITGE y la Sociedad Estatal para el Quinto Centenario.

TRABAJOS EN INGENIERIA MINERA Y ELECTRICA

Fernández de Castro, se ocupó de la aplicación de la Electricidad, entonces conocimiento relativamente novedoso, a la señalización de ferrocarriles para evitar los frecuentes choques de trenes.

Estos trabajos, los desarrolló durante su baja voluntaria del Cuerpo de minas, entre 1845 y 1853. Su sistema, informado favorablemente por la Junta Consultiva de Caminos, se ensayó satisfactoriamente en la línea Madrid-Alicante, siendo felicitado por las Cortes, condecorado con la Cruz de Carlos III, ascendido, y comisionado para estudiar los ferrocarriles extranjeros. Fruto de sus estudios y viajes, publicó en 1857, en dos tomos "La Electricidad y los caminos de hierro" (obra pionera a nivel mundial). Debe tenerse presente que la construcción de la primera línea en España fue en 1849, de Barcelona a Mataró, para darse cuenta del valor de la aportación de Fernández de Castro, que fracasó, sin embargo en su intento de implantar la patente en el resto de Europa.

Sus trabajos en ingeniería minero-metalúrgica, fueron pocos, y datan de la

época cubana. Publicó en 1863 un trabajo sobre la "Fundición de cobre en Mantua" y otro sobre "Desgracias ocasionadas por los barrenos" también en 1863.

Dada su condición de senador durante doce años, dedicó varios y valiosos estudios a la legislación minera, tema al que prestó atención ya desde su época cubana.

Todas estas contribuciones, queda sin embargo opacadas por su principal perfil, que ha quedado, creo yo, suficientemente expuesto: el de ingeniero geólogo y Director de la Comisión del Mapa Geológico, casi podía decirse creador de la misma en su época estelar, el último cuarto del siglo XIX.

REFERENCIAS

ALASTRUE, E. (1983): "La vida fecunda de Don Lucas Mallada". Asociación Nacional de Ingenieros de Minas de España. Madrid.

ARAGONES, E. (1992): "Luis Mariano Vidal y la Comisión del Mapa Geológico de España (1873-1900)". Bol. Geol. y Min. Vol. 103 (6). ITGE. Madrid.

AYALA-CARCEDO, F.J. (1993): "Bicentenario de Joaquín Ezquerro del Bayo, ingeniero de minas-geólogo". Bol. Geol. y Min. Vol. 104, Nº 2. ITGE. Madrid.

CORTAZAR, D. (1985): "El Excmo. Sr. Don Manuel Fernández de Castro". La Ilustración Española y Americana.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y RIOS, J.M. (1948): "Ahora hace cien años... ojeada retrospectiva". Bol. Geol. y Min. Tomo LX, 2º, 3ª Serie. IGME. Madrid.

LOPEZ DE AZCONA, J.M. (1988): "Manuel Fernández de Castro". Bol. Geol. y Min. T. XCL-V. Madrid.

MALLADA, L. (1897): "Progresos de la Geología en España en el siglo XIX". Discurso de ingreso en la Real Academia de Ciencias. Imp. Aguado. Madrid.

MALLADA, L. (1895): "Necrología de D. Manuel Fernández de Castro". Revista Minera. Mayo. Madrid.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia)

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números). Año 1995: 6.000 ptas. Igual precio para años anteriores.

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

Telef./Fax (91) 349 57 62

Nombre

Organismo o Empresa

Dirección Teléfono

Ciudad C. P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones

deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara

Jefe del Servicio de Publicaciones

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería
Agua subterráneas, y Disciplinas conexas*



GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOLOGIA MARINA



RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
LITOTECA
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES
DIVULGACION CIENTIFICA

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID
☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)
☎: 803 22 00