

the Cabos Series appears to represent a regressive phase of the basin development. The final 150 m of the Series indicates a probable return to transgressive conditions which continues throughout the deposition of the graptolitebearing Luarca Shales (cf. MARCOS, 1973) and culminated in the turbide input during the Agüeira Formation (Llandeilo-Caradoc age).

The transition at the base of the section between the Cabos Series and the underlying limestones and dolomites of the Vegadeo Formation is difficult to interpret due to the shattered and faulted state of the exposure. Equivalent formations exposed in the Cantabrian Zone indicate deposition in a tidal and shallow marine environment (ZAMARREÑO 1972) and similar conditions probably existed in the Asturias-leonese region. Thus the boundary between the Vegadeo Formation and the clastic Cabos Series presumable reflects an increase in the input of clastic detritus and not a fundamental change in the bathymetric environment.

CRIMES, T. P. (1970).—The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (Eds.): Trace Fossils. *Geol. J. Spec. Issue*, 3, pp. 101-26.

————— (1975).—Trilobite traces from the Lower Tremadoc of Tortworth. *Geol. Mag.* 112 (1) In press.

FARBER, A. & JARITZ, W., (1964).—Die geologie des westasturischen kustengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). *Geol. Jb.* 81, pp. 679-738.

JARITZ, W., & WALTER, R., (1970).—Faziesuntersuchungen in Altpalaeozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, 88, p. 509-552.

MARCOS, A. (1973).—Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geol.*, n.º 6, p. 113.

RADWANSKI, A. & RONIEWICZ, P. (1963).—Upper Cambrian trilobite ichnocoenosis from Wielka Wisniowka (Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Palaeont. pe.*, 8, p. 259-275.

RUIZ, F. (1971).—Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea. *Brev. Geol. Asturica*, año XV, n.º 3, p. 1-74.

SEILACHER, A. (1970).—A *Cruziana* stratigraphy of «nonfossiliferous» Palaeozoic sandstones. In CRIMES, T. P., & HARPER, J. C. (Eds.): Trace Fossils. *Geol. J. Spec. issue*, 3, p. 447-476.

ZAMARREÑO, I. (1972).—Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NW. España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geol.*, n.º 5, 118 p.

M. L. Fernández Secades (*).—PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS MANIFESTACIONES EFUSIVAS DE LA REGION DE CABO DE PEÑAS (N. DE ASTURIAS)

Las rocas volcánicas que denominamos de Cabo de Peñas, aparecen en dos afloramientos, uno bajo el Faro de Peñas y otro en los acantilados de Viedo, distante del anterior unos 3 Km (Fig. 1).

La primera mención de las rocas volcánicas de Peñas se debe a SCHULTZ (1858), que las cita como pórfidos verdes o dioríticos. BARROIS (1882), les atribuye edad silúrica y las describe como rocas verdes, a las que llama mimófiros. LLOPIS-LLADO (1961) las considera cámbricas, mencionándolas como diabasas interestratificadas con areniscas. Posteriormente GARCÍA DE FIGUEROLA (1961), hizo una descripción de las mismas y RADIG (1962) las situó en el tránsito ordovícico-silúrico. Por último JULIVERT, TRUYOLS & GARCÍA-ALCALDE (1971), las incluyen en el ordovícico superior.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Oviedo.

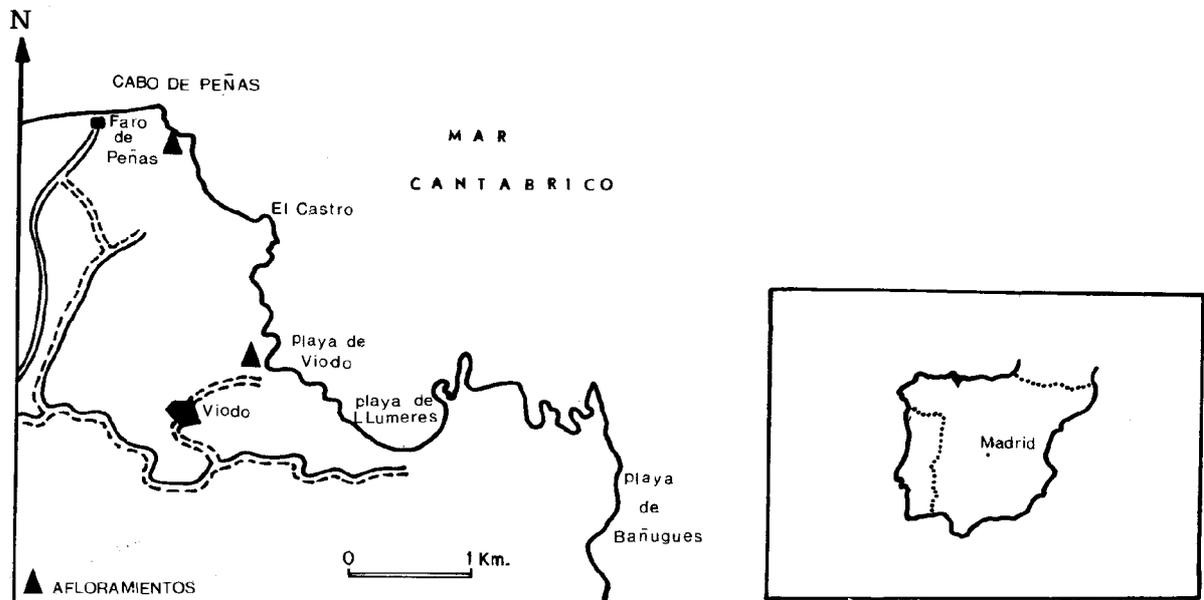


Fig. 1.—Esquema de situación.

La alteración que presentan los afloramientos hacia el interior, hace que este estudio se limite al corte de la costa.

El afloramiento situado bajo el Faro de Peñas está constituido por un dique de unos 30 m. de potencia, de aspecto masivo formado por rocas oscuras, bastante duras, en cuyo techo yacen pequeños bancos de areniscas con abundante participación efusiva. Las rocas de Viodo forman una serie volcánica bastante potente, cuya parte basal es inaccesible al muestreo, debido a lo abrupto de los acantilados. Se observa una clara disyunción columnar con los típicos prismas de sección exagonal, (Fig. 2).

Ambos afloramientos son concordantes con la serie paleozoica, ascendente desde la Cuarcita Armorica ordovícica, hasta el flysch namuriense que aflora en la Playa de San Pedro de Antromero, que ocupa el núcleo de una gran estructura sinclinal.

Rocas de Cabo de Peñas (Muestras PS).—Es una roca de tonos verdes, grano visible a simple vista y con un índice de color elevado que se mantiene constante en toda la roca, (cuadro I). Microscópicamente presenta una textura diabásica, con plagioclasa y piroxenos como minerales esenciales; apatito, algo de cuarzo, calcita, ilmenita-leucoxeno y sustancia vítrea, como accesorios. Según cálculos efectuados a partir del cómputo modal (cuadro I), aplicados a la clasificación de STRECKEISEN (1967), se pueden asimilar al tipo basalto-andesítico con afinidades tholeíticas (Fig. 3A).

En detalle, los diversos constituyentes minerales presentan las siguientes características:

Plagioclasas.—Es el mineral más abundante y se presenta en forma de cristales subhedrales de hábito tabular, sin zonación. Son frecuentes fenómenos de sineusis (de 2 a 4 individuos), (Fig. 4 izquierda). El contenido en anortita es bastante alto (48% - 50% An) y las leyes de macla más frecuentes son las del tipo Albita-Ala y Baveno. La alteración, normalmente es de tipo sericítico.

Piroxenos.—Los clinopiroxenos se presentan en formas subhedrales o anhedrales, bastante alterados ocupando los huecos que deja la malla plagioclásica. Corresponden al tipo Augita de un 2V comprendido entre 45°-66° y $Z \wedge C = 45^\circ$.



Fig. 2.—Rocas de Viudo, con disyunción columnar en prismas exagonales.

Cuarzo.—Poco abundante. Se presenta casi siempre idiomórfico con gran cantidad de inclusiones líquidas y gaseosas. También se encuentra rellenando vacuolas que a su vez están rodeadas por vidrio.

Ilmenita-Leucoxeno.—Presenta hábito acicular. En muchos casos se aprecia el paso de ilmenita a leucoxeno, cuyo proceso vendría expresado por:

Ilmenita → (Hematites-Pseudobrookita-Rutilo) = Leucoxeno pardo
en condiciones oxidantes y a 850°C de temperatura.

Apatito.—Se encuentra en toda la roca en forma de prismas aciculares incluidos en todo tipo de cristales. (Fig. 4 derecha).

MINERALES	MUESTRAS				
	PS-3	PS-4a	PS-4b	PS-5	PS-6
Plagioclasas	36,9	50,2	60,5	50,0	49,4
Cuarzo	7,0				
Vidrio	43,3	25,3	20,2	18,5	11,5
Ilmenita-Leucoxeno	9,7	7,7	7,3	7,8	8,2
Apatito	3,1	1,7	2,2	1,8	1,2
Piroxenos		15,1	9,8	21,9	25,0
Calcita					4,7
Indice de Color	56,1	49,8	39,5	50,0	45,9

Cuadro I.—Composición media modal de las muestras más representativas de las rocas de Cabo de Peñas.

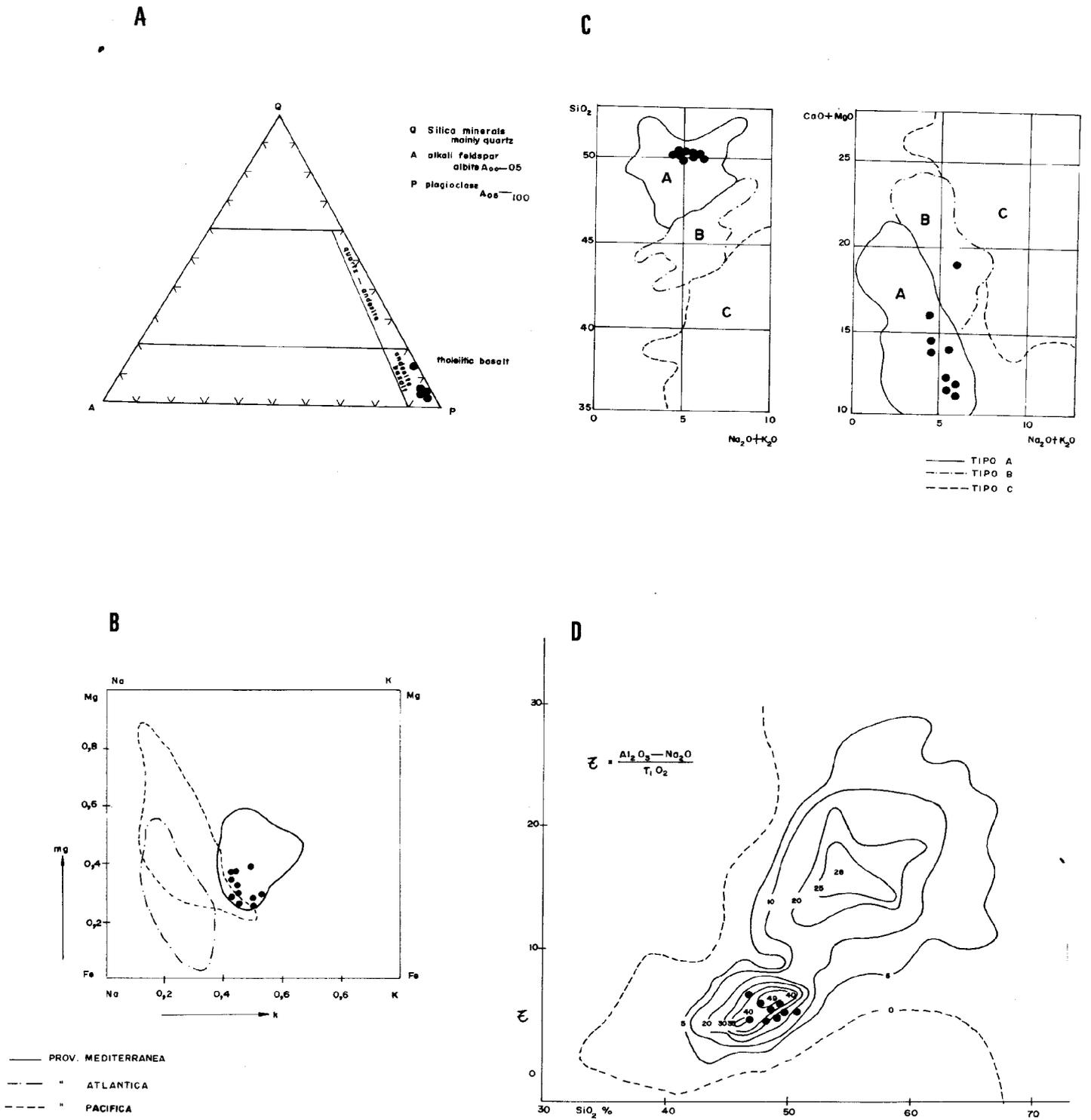


Fig. 3.—Diagramas químicos y de composición modal de las rocas estudiadas. A) Diagrama de STRECKEISEN (1967) para la composición modal; B) Diagrama de NIGGLI para el carácter provincial; C) Diagramas químicos de KUSHIRO & KUNO (1963); D) Diagrama de GOTTINI.

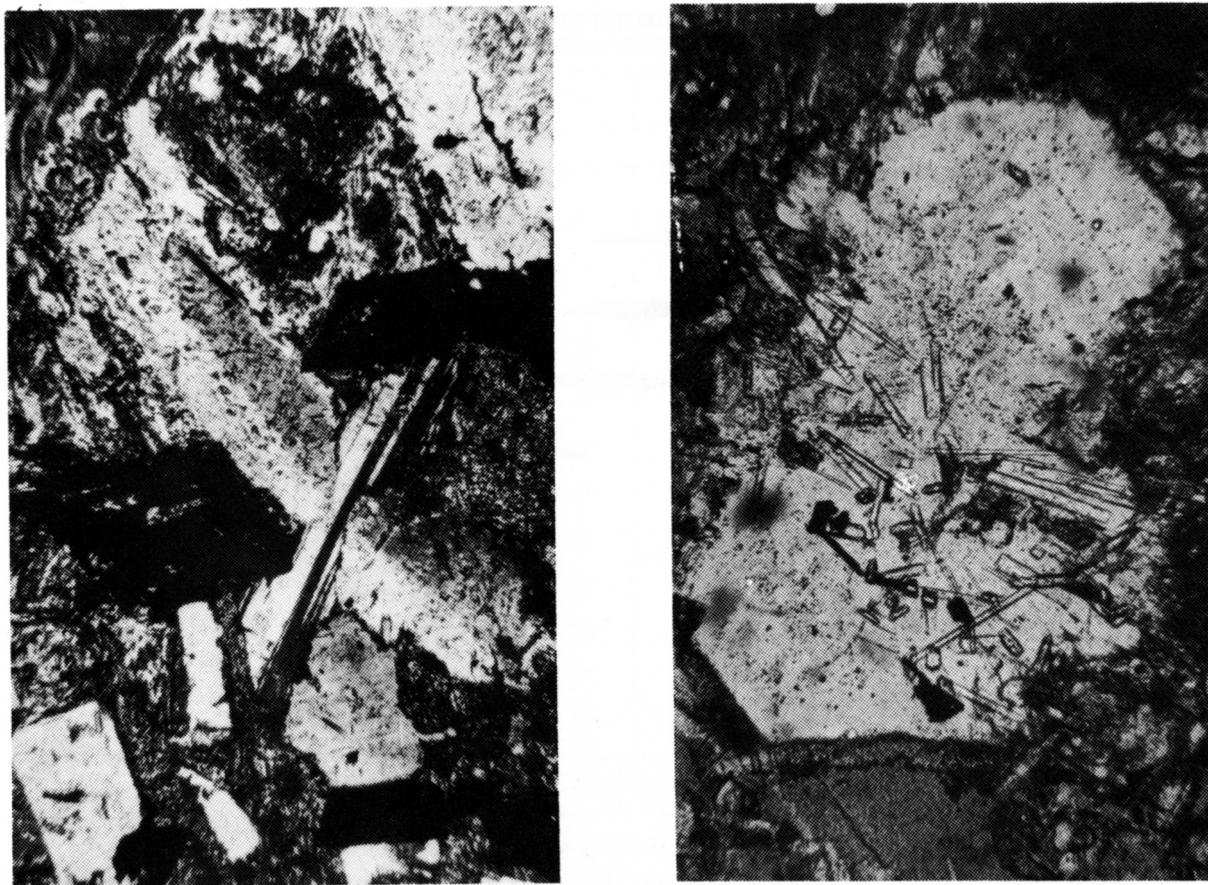


Fig. 4.—Izquierda, Sineu-sis de dos individuos de plagioclasas. N. C. X20. Derecha, Agujas de apatito incluídas en un cristal idiomórfico de cuarzo. N. C. X80.

Calcita.—Procede preferentemente de la alteración hidrotermal de las plagioclasas básicas.

Vidrio.—Muy abundante en toda la roca, aunque disminuye su porcentaje hacia el muro del dique. Aparece englobando a todos los minerales. No es totalmente isótropo ya que se encuentra en fase de alteración y presenta estructuras concéntricas y radiales debido a un enfriamiento rápido.

Secuencia paragenética de las rocas de Cabo de Peñas.—De las relaciones entre los distintos minerales, podemos reconstruir el proceso evolutivo de estas rocas que siguen el esquema magmático típico con ciertas particularidades que se resaltan a continuación.

Se admite que todos los minerales esenciales se han formado durante el estadio magmático, que es seguido de un estadio postmagmático hidrotermal de menor importancia. La cristalización de la mayor parte de los minerales primarios, tiene lugar, más o menos solapadamente (piroxenos, plagioclasas, apatito). En primer lugar cristalizaron el apatito y la ilmenita, a continuación los clinopiroxenos y las plagioclasas, existiendo en este caso un solapamiento entre la cristalización de los clinopiroxenos y las plagioclasas.

Por último, cristaliza el cuarzo, procedente de soluciones póstumias, y a continuación hace su aparición el componente vítreo debido al enfriamiento rápido de las últimas fracciones del magma.

En la Fig. 5 se puede apreciar el orden de cristalización de estas rocas.

Rocas de Viodo (Muestras VS).—Macroscópicamente son rocas oscuras de grano fino, atravesadas por multitud de filoncillos de epidota, debida

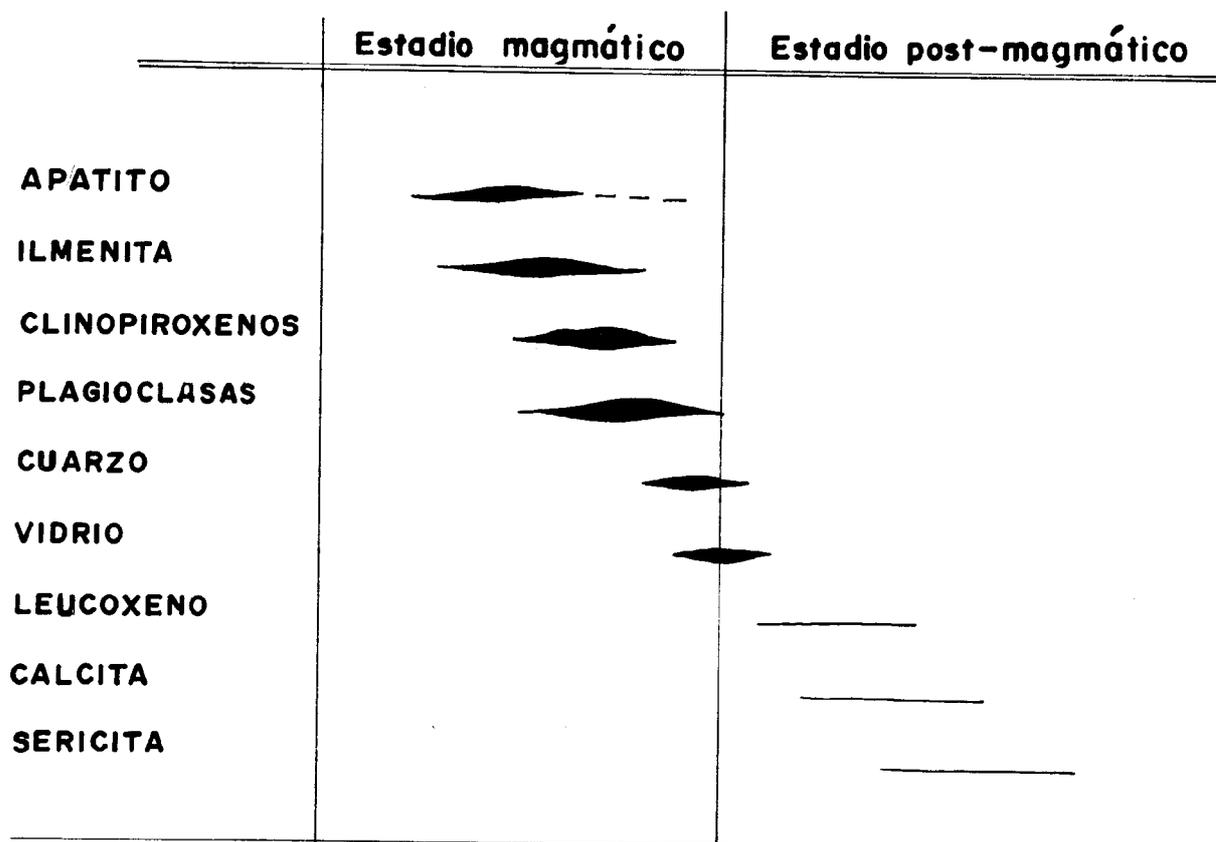


Fig. 5.—Secuencia paragenética.

a la acción sobre las plagioclasas básicas de soluciones hidrotermales a temperaturas bajas, durante el estadio post-magmático.

Debido a la alteración de las muestras recogidas, no se ha podido realizar un estudio microscópico detallado. Únicamente se han realizado análisis parciales para aquellos minerales que podían identificarse a partir de sus productos de alteración (piroxenos en parte serpentinizados, incluidos en una masa plagioclásica). Una similar composición mineralógica, así como la ausencia de olivino, nos hace asimilarla genéticamente a las rocas de Cabo de Peñas.

Cálculos petroquímicos (Rocas de Viodo).—Para el estudio de estas rocas, hemos dispuesto de nueve análisis químicos, pertenecientes a las muestras más representativas. Estos análisis se detallan en el cuadro II.

A partir de estos análisis, se han realizado una serie de cálculos petroquímicos que nos permitieron caracterizar el quimismo de estas rocas. De la observación de la composición mineralógica normativa hipotética (Cuadro III), se ha calculado el tipo de plagioclasa existente (Cuadro IV).

El quimismo de estas rocas viene dado por la proyección sobre el diagrama k-mg. de los parámetros correspondientes de las muestras citadas (Fig. 3B). Esta proyección expresa gráficamente el carácter de estas rocas, típicamente mediterráneo, intermedio entre las zonas de plegamiento orogénico y su antepais. Asimismo, el carácter químico de estas rocas, nos indica un tipo de magma basalto-tholeítico y dentro de este las incluimos en el tipo A de KUSHIRO & KUNO (1963), (Fig. 3C), caracterizado por su abundante contenido en silicatos de Fe y Mg y ocasionalmente la existencia de cuarzo libre.

Por último, a partir de la proyección se han calculado los Índices de Gottini (τ) calculados para las muestras estudiadas (Cuadro V), vemos que se agrupan

OXIDOS %	MUESTRAS								
	VS-28	VS-27	VS-21	VS-20	VS-18	VS-17	VS-16	VS-10	VS-3
SiO ₂	48,20	49,90	49,16	49,80	49,28	50,82	47,20	47,08	50,20
Al ₂ O ₃	12,51	12,79	13,20	12,84	12,80	11,88	11,76	12,10	11,64
Fe ₂ O ₃	11,13	12,15	12,94	12,35	13,41	12,11	14,30	11,84	12,90
TiO ₂	1,82	1,98	2,25	2,09	1,99	1,90	2,12	1,60	1,95
P ₂ O ₅	0,25	0,28	0,25	0,20	0,23	0,23	0,19	0,18	0,26
MnO	0,18	0,15	0,18	0,20	0,21	0,19	0,18	0,19	0,20
CaO	6,45	6,20	5,75	8,20	8,78	7,40	9,78	9,57	8,88
MgO	4,78	4,50	4,75	4,40	4,90	6,10	6,50	5,00	5,60
Na ₂ O	2,50	2,59	2,70	2,95	2,95	2,65	2,25	1,88	2,25
K ₂ O	3,20	4,52	4,17	3,75	3,44	3,00	2,60	2,82	2,50
M.V.	8,41	3,89	3,87	2,35	2,27	2,95	3,10	8,71	3,00
CO ₂	1,91	0,07	1,06	0,07	0,02	0,02	0,02	3,30	0,26
FeO	7,50	5,90	6,91	8,06	7,03	5,40	8,34	1,31	5,56

Cuadro II.—Composición química obtenida para las rocas de Viedo.

	VS-28	VS-27	VS-21	VS-20	VS-18	VS-17	VS-16	VS-10	VS-3
Or	18,6	26,0	27,8	20,4	18,7	14,3	14,3	17,1	14,1
Ab	21,9	22,8	27,2	24,6	24,4	24,8	17,8	17,6	18,3
An	13,4	9,5	12,3	10,2	10,9	9,6	13,5	16,5	13,5
Diopsido	14,5	16,8	15,4	25,7	27,0	17,9	28,9	29,6	24,8
Hiperstena	14,1	6,7	10,7	4,1	3,3	8,2	9,4	2,9	6,2
Apatito	1,0	1,0	1,0	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8	1,0
Ilmenita	3,1	3,3	3,7	3,4	3,2	2,8	3,3	2,8	3,1
Magnetita	9,5	10,3	0,5	10,0	10,9	8,4	11,4	3,5	10,5
Hematites						8,5		3,4	
Cuarzo	3,5	3,1	1,6			4,6		5,2	8,1
Olivino				0,5	0,6				

Cuadro III.—Composición mineralógica normativa (C. I. P. W.) para las rocas de Viedo.

VS-3	VS-10	VS-16	VS-17	VS-18	VS-20	VS-21	VS-27	VS-28
Andesina	Andesina	Andesina	Oligoclasa	Oligoclasa	Oligoclasa	Oligoclasa	Oligoclasa	Oligoclasa
43% An.	49% An.	44% An.	28% An.	31% An.	30% An.	32% An.	30% An.	38% An.

Cuadro IV.—Tipos de plagioclasa deducidos a partir de la composición normativa, en las rocas de Viedo.

VS-3	VS-10	VS-16	VS-17	VS-18	VS-20	VS-21	VS-27	VS-28
4,81	6,38	4,48	4,85	4,94	4,73	4,66	5,15	5,50

Cuadro V.—Índices Gottini calculados para las rocas de Viedo.

alrededor del máximo inferior, propio de magmas simaicos, pertenecientes a regiones orogénicamente estables, (Fig. 3D).

Consideraciones petrogenéticas y de ámbito regional.—De los resultados obtenidos a partir de los cálculos petroquímicos, así como del análisis de los cómputos modales de estas rocas, podemos deducir que ambas proceden de la diferenciación uniforme de un único magma basalto-tholeítico. Su composición química revela un contenido intermedio en sílice (48-50 %), por lo que el magma original provendría de la parte superior del manto.

Su origen, de acuerdo con el diagrama k - mg de Niggli y el SiO_2 - τ de Gottini, se puede suponer, no geosinclinal, sino debido a la ascensión del magma básico anteriormente citado, relativamente poco contaminado, a través de fracturas en una región orogénicamente estable. Estas fracturas podrían ser debidas a oscilaciones epigénicas de edad ordovícica, pudiendo corresponder su emplazamiento, de acuerdo con PRIEM et al. (1970), con el de las rocas plutónicas anorogénicas de tendencia ácido \rightarrow alcalina del NW de la Península Ibérica.

Agradecimientos.—Hago constar mi agradecimiento al Sr. D. José Ramón Parga Peinador del Laboratorio Geológico de Lage, por la amable cesión de los análisis químicos, que fueron de imprescindible ayuda para llevar a cabo este trabajo.

- BARROIS, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galice. *Mem. Soc. Géol. du Nord*, t. 2, N.º 1. Lille.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1963).—Rock Forming Minerals. First Published 1963 William Clowes and Sons. London and Beccles.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1961).—Las Rocas del Cámbrico. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, N.º 63, p. 141.
- GOTTINI, V. (1969).—Nuovo método di cálculo petrochimico per distinguere i magmi anatectici cristallini da quelli provenienti del mantello superiore. *Bol. Accad. Gioenia. Sc. Nat. Catania*, Serie IV, Vol. IX, Fasc. 9, pp. 609-618.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J. GARCÍA-ALCALDE, J. (1971).—Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja N.º 3 (OVIEDO) I. G. M. E.
- KUSHIRO, I. & KUNO, H. (1963).—Origin of Primary Basalts Magmas and Classification of Basaltic Rocks. *J. Petrol.*, Vol. 4, N.º 1, p. 75.
- LLOPIS-LLADO, N. (1961).—Estudio geológico de la Región del Cabo de Peñas (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 72, pp. 233-348.
- NIGGLI, P. (1923).—Gesteins und Mineralprovinzen, I. Band mit P. J. Beger. Berlín.
- (1927).—Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. VII, p. 116.
- PRIEM, H. N. A. et al. (1970).—Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberia Peninsula. *Eclog. Geol. Helv.*, Vol. 63, n.º 1, pp. 225-274.
- RADIG, D. (1962).—Estratigrafía del Devoniano en Asturias. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, N.º 72, pp. 105-128.
- ROUBAULT, M. (1963).—Determination des minéraux des Roches au Microscope polarisant. Ed. Lamarro-Poinat. París.
- SCHULTZ, G. (1858).—Descripción geológica de la Provincia de Oviedo. Madrid.
- STRECKEISEN, A. L. (1967).—Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, pp. 144-240.