

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.

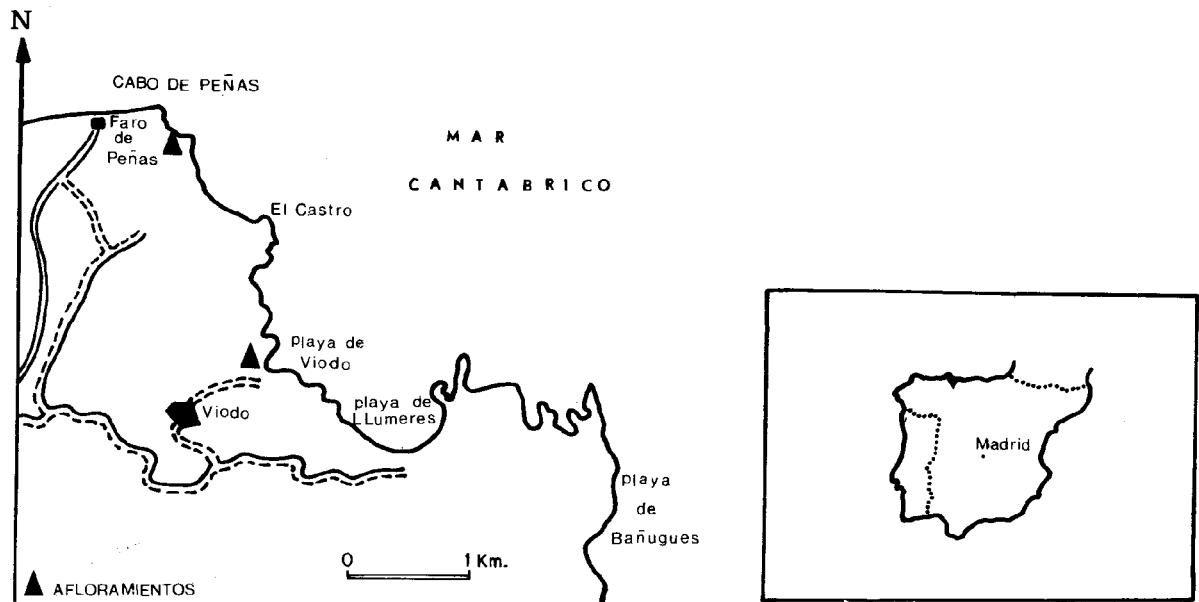


Fig. 1.—Esquema de situación.

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 tholeílicas (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  $Z \wedge C = 45^\circ$ .

