

B R E V I O R A

GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XXVI (1982)

OVIEDO

Núms. 1-2

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA. FACULTAD DE GEOLOGIA.
UNIVERSIDAD DE OVIEDO (ESPAÑA)

Alberto Marcos (*).—REVISION E INTERPRETACION DE LOS DATOS ISOTOPICOS DE EDAD EN LAS ROCAS DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL (GALICIA, NW DE ESPAÑA).

El Complejo de Cabo Ortegal constituye una de las unidades conteniendo rocas infracorticales que caracterizan la geología de Galicia occidental y norte de Portugal. Constituido en gran parte por rocas catazonales, su posición, origen y significado geotectónico ha sido objeto de una gran controversia en la última década. Los datos isotópicos de edad existentes aportan datos importantes para esclarecer la evolución de estas rocas cuando son examinados a la luz de los datos petrológicos y estructurales. El presente trabajo constituye una revisión e interpretación de los datos isotópicos U-Pb, Rb-Sr y K-Ar publicados por VAN CALSTEREN y otros (1979) y KUIJPER (1979) sobre las rocas de este complejo. Dada su relevancia para la interpretación de estos datos, otros procedentes del Complejo de Sobrado (una unidad de características geológicas comparables a las del Complejo de Cabo Ortegal, ver KUIJPER 1979) serán también considerados en este trabajo.

Para efectos prácticos, en este trabajo se seguirá la escala geocronológica convencional propuesta por VAN EYSINGA (1978).

CARACTERISTICAS GENERALES DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

De acuerdo con la estructura y distribución de las rocas, el Complejo de Cabo Ortegal puede considerarse constituido por dos unidades formadas por rocas ígneas ultrabásicas y básicas y rocas sedimentarias que muestran, en general, evidencias de haber sido sometidas a un metamorfismo de alto grado (Unidades de Cedeira y La Capelada), rodeadas por otra unidad constituida por rocas sedimentarias y, en menor proporción, ígneas ácidas y básicas, afectadas tan sólo por un metamorfismo epi o mesozonal (Unidad de Moeche) (BASTIDA y

(*) Departamento de Geotectónica, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo.

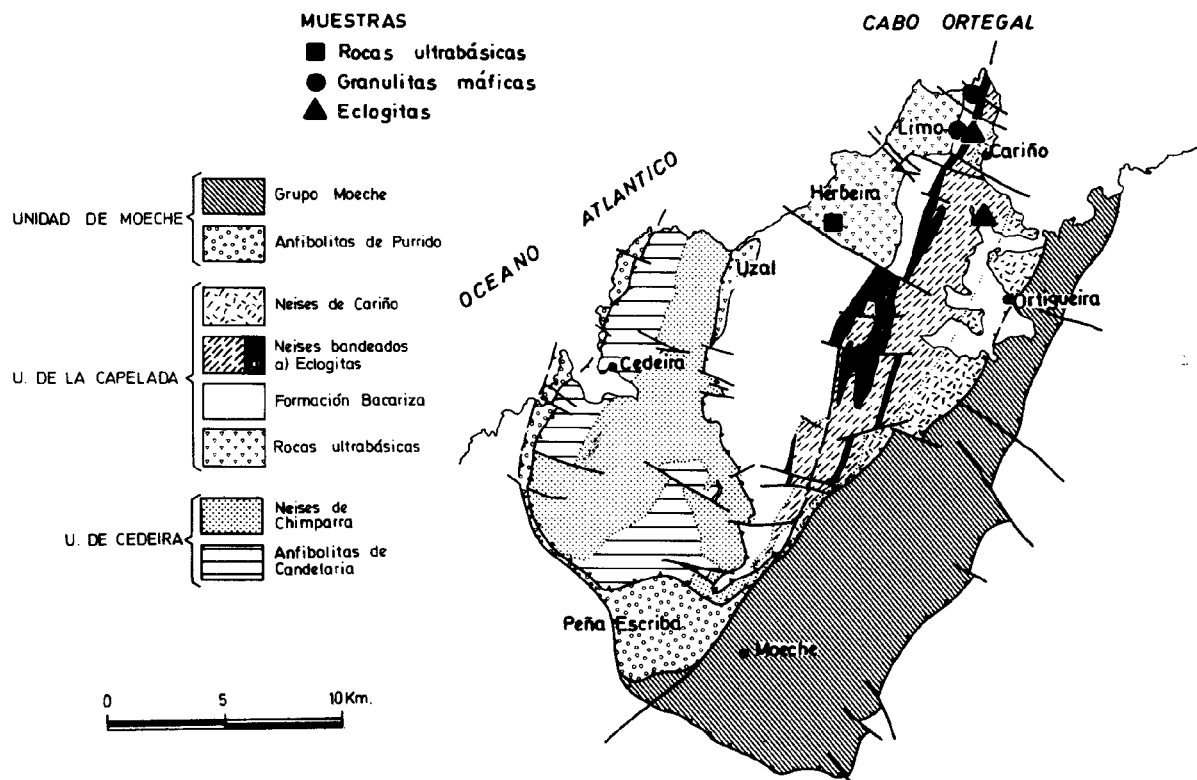


Fig. 1.—Situación y esquema geológico del Complejo de Cabo Ortegal (según BASTIDA y otros, in litt.), con indicación de las localidades mencionadas en el texto.

otros 'in litt.') (Fig. 1). Los datos isotópicos a los que nos referiremos en este trabajo, proceden de las dos primeras unidades citadas. De acuerdo con BASTIDA y otros (op. cit.), en las unidades de Cedeira y La Capelada puede establecerse una secuencia ordenada de rocas, situándose las rocas ultrabásicas en la base, sobre ellas las rocas básicas (Formaciones Bacariza y Candelaria) y, por último, los paraneises (Neises de Chimparra, Neises bandeados y Neises de Cariño). El tipo de roca ultrabásica más común es una peridotita (VOGEL 1967), aunque existen también otros tipos de ultrabásitas (ver MAASKANT 1970); estas rocas se encuentran siempre intensamente serpentinizadas. Las Formaciones Bacariza y Candelaria están constituidas por rocas metabásicas inhomogéneas, de aspecto bandado, que incluyen granulitas máficas, metagabros y anfibolitas (VOGEL 1967). Todas las formaciones de neises muestran un origen paraderivado; en general, los Neises de Chimparra y los bandeados son neises de dos micas, muy pobres en feldespato potásico, en los que se aprecian signos de anatexia parcial. Los Neises de Cariño, que ocupan con toda probabilidad la parte más alta de la secuencia, muestran características peculiares, al poseer un menor grado de metamorfismo, diferenciándose en ellos claramente la estratificación original (VOGEL 1967). Los Neises bandeados contienen cuerpos tabulares de rocas básicas de dimensiones muy variables, formados algunos de ellos por eclogitas con α -zoisita y/o cianita (VOGEL 1967). Una revisión de los datos geoquímicos existentes (PÉREZ-ESTAUN in litt.) revela que todas las rocas básicas citadas poseen una tendencia geoquímica común, derivando de basaltos toleíticos formados en una zona oceánica.

Las rocas de las Unidades de Cedeira y La Capelada muestran evidencias de haber sufrido los efectos de un metamorfismo desarrollado en cuatro fases,

que suponen una retrogradación progresiva desde la facies eclogítica y granulítica (subfacies clinopiroxeno-almandino) a la facies granulítica (subfacies hornblenda-clinopiroxeno-almandino) (durante la que se produce anatexia parcial de los neises y rocas básicas), facies anfibolítica (subfacies cianita-almandino-moscovita) y, por último, a la facies de esquistos verdes (VOGEL 1967; BASTIDA y otros in litt.).

Las estructuras más antiguas que pueden reconocerse en estas unidades, corresponden a una milonitización general que afecta a todas las rocas arriba citadas y que se desarrolla simultáneamente con su anfibolitización; no se han reconocido estructuras en relación con los eventos metamórficos catazonales. La secuencia deformacional incluye a continuación el desarrollo de grandes pliegues isoclinales, cabalgamientos y pliegues asociados (mostrando las estructuras originadas en ambas fases una clara vergencia E) y pliegues de plano axial subvertical (BASTIDA y otros in litt.).

De acuerdo con la interpretación geotectónica realizada por estos últimos autores, las rocas que hoy constituyen las Unidades de Cedeira y La Capelada, originadas en un medio oceánico habrían sufrido una subducción y el consiguiente metamorfismo catazonal y posteriormente habrían sido incorporadas mediante obducción al orógeno herciniano, para terminar deformándose solidariamente con las rocas de su autóctono en el transcurso de la fase final de «serrage».

DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr

Los datos Rb-Sr existentes proceden del trabajo realizado por VAN CALSTEREN y otros (1979) y se refieren a las rocas ultrabásicas, eclogitas y granulitas máficas. Todos los datos han sido reprocesados utilizando la constante $\lambda \text{ Rb}^{87} = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$, de acuerdo con STEIGER y JAGER (1978), y los métodos de regresión propuestos por M. J. MCSAVENEY (in FAURE 1977); el programa utilizado considera los recíprocos de las raíces de los errores analíticos para ponderar los datos. La puesta a punto del programa y el reprocesamiento de los datos ha sido realizado por A. BEL-LAN, del Centro Científico IBM/SAE de Madrid.

Rocas ultrabásicas

Los datos proceden de seis muestras (Heb. 50, 51, 54, 55, 56 y 57) obtenidas en un sondeo de 150 m de profundidad en el afloramiento de Herbeira (ver fig. 1), analizadas para roca total; de dos de las muestras (50 y 51) se separaron y analizaron además la edenita y flogopita.

A partir de los datos de roca total, VAN CALSTEREN y otros (1979) obtienen una edad de 487 ± 122 Ma y eliminando un punto ligeramente desviado (Heb. 55, que es el de más baja proporción $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$) obtienen una edad de referencia de 541 ± 37 Ma; los autores citados interpretan este dato como la edad de intrusión de las lertzolitas, que sitúan en consecuencia en el Paleozoico inferior. Por otra parte, consideran los datos de roca total de las muestras Heb. 50 y 51 y sus correspondientes minerales, edenita y flogopita, por separado, obteniendo los siguientes resultados:

RT + Edenita	344 ± 10 Ma
RT + Flogopita	394 ± 10 Ma

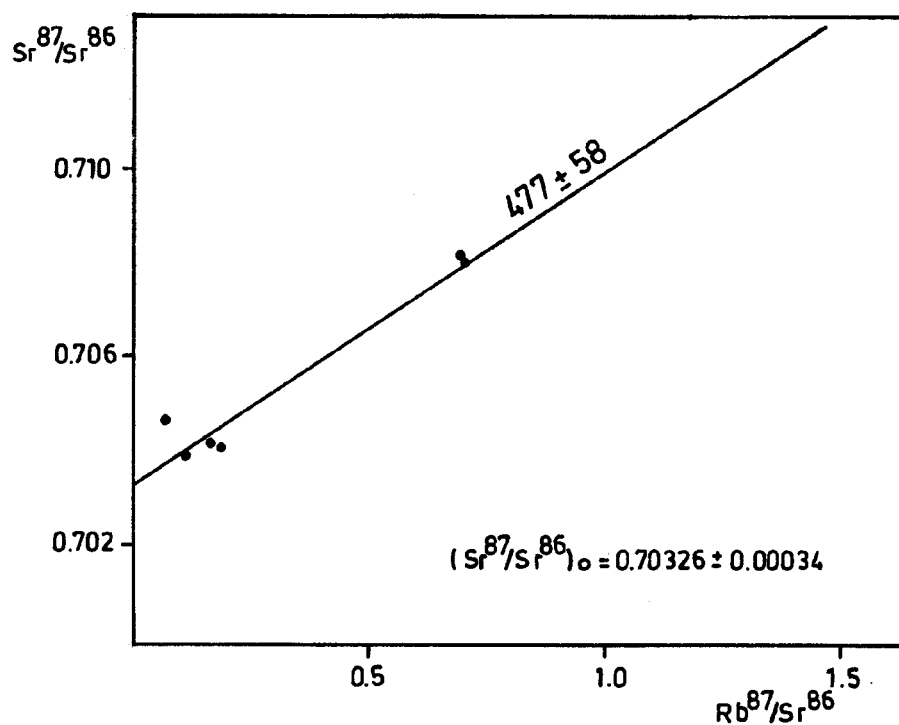


Fig. 2.—Diagrama de isocronas para las muestras de rocas ultrabásicas (roca total).

Estos datos son interpretados por los autores citados como correspondientes al cierre de estos minerales con posterioridad al metamorfismo en facies granulítica.

Los datos de roca total fueron reprocesados de acuerdo con las condiciones expresadas en la introducción; considerando la totalidad de las muestras, ya que no existen razones objetivas para rechazar ninguna de ellas, se obtiene una edad de 477 ± 58 Ma (fig. 2). Por lo que se refiere al tratamiento de los datos de roca total y minerales, hemos considerado más coherente procesar conjuntamente todos los datos con el fin de obtener de un modo más preciso la edad del evento metamórfico; de este modo se obtiene una edad de 376 ± 6 Ma (fig. 3).

Eclogitas

Se analizaron cinco muestras (Heb. 38 a 42) procedentes de la cantera de Monte Castrillón, cerca de Cariño (fig. 1).

De acuerdo con VAN CALSTEREN y otros (op. cit.), los resultados de los análisis (realizados sobre roca total) no permiten obtener una correlación lineal entre el $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ por lo que no puede obtenerse una isocrona.

Sin embargo, cuando estos datos se proyectan en el diagrama de isocronas, parece posible realizar algunas consideraciones. Así, las muestras Heb. 38-39 y 40-41 definen isocronas subparalelas (fig. 4), correspondientes a edades de 440 y 479 Ma. respectivamente. Esta situación podría interpretarse como el resultado de una homogeneización isotópica del estroncio restringida a volúmenes de unos pocos centímetros cúbicos de roca; el pequeño tamaño de las muestras (cuatro de ellas proceden de láminas obtenidas de un mismo ejemplar) parece corroborar esta hipótesis. En consecuencia, las edades antes citadas de 440 y 479 Ma podrían ser consideradas como edades de referencia. El principal obstáculo para

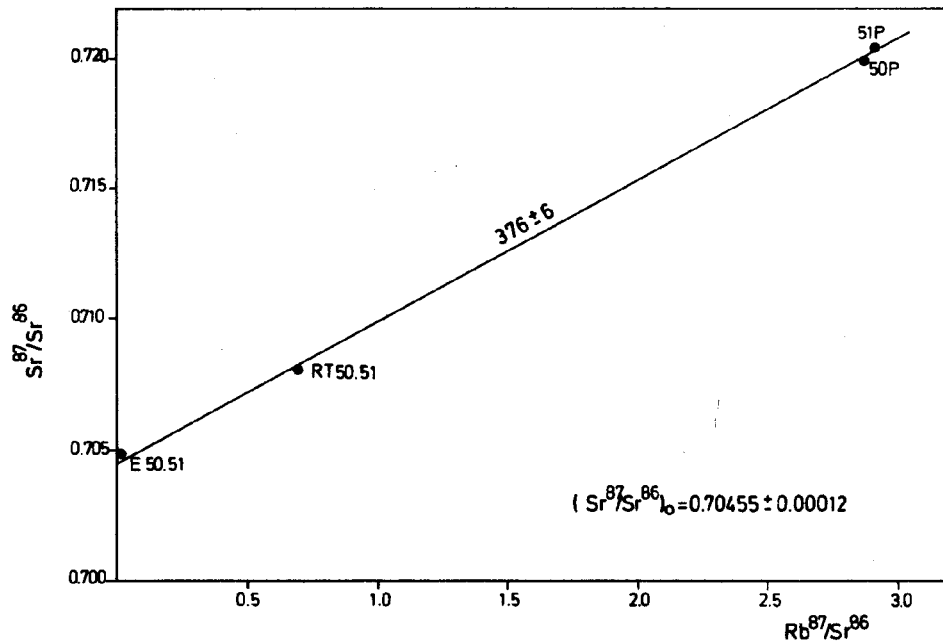


Fig. 3.-Diagrama de isocronas de dos muestras de roca total y sus correspondientes minerales (E, edenita y P, flogopita), correspondientes a rocas ultrabásicas.

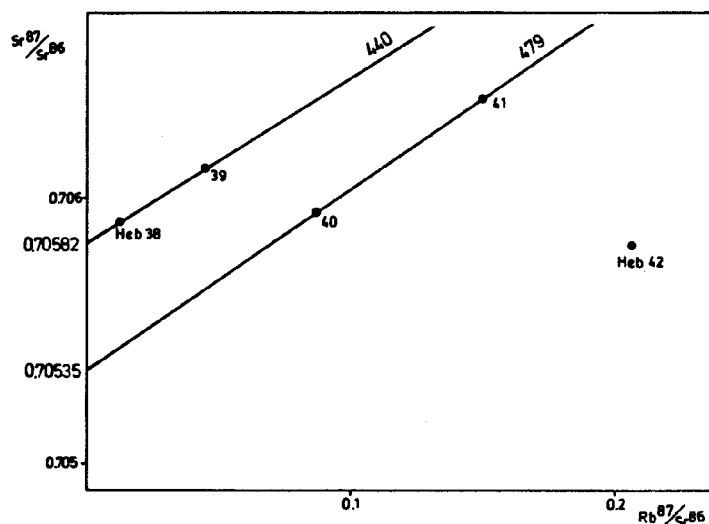


Fig. 4.-Diagrama de isocronas para muestras de roca total correspondientes a eclogitas.

esta interpretación viene dado por los bajos valores de la relación Rb^{87}/Sr^{86} , pero, como más adelante veremos, estos datos cobran significado cuando se comparan con los obtenidos en las mismas rocas por el método U-Pb o con el conjunto de edades que se obtienen en las rocas de Cabo Ortegal.

Granulitas máficas

Los datos proceden de diez muestras (Heb. 31, 32, 35-37 y 58-62) separadas de tres ejemplares de roca tomados en dos localidades situadas cerca de Monte Castrillón (ver fig. 1), analizadas para roca total. De una de las muestras (Heb. 37) se analizó también la biotita.

De acuerdo con VAN CALSTEREN y otros (op. cit.), las 11 muestras inclu-

yendo la biotita, producen una isocrona de 354 ± 17 Ma y si se omite ésta última la edad obtenida es de 362 ± 66 Ma.

Sin embargo, estas edades resultan sorprendentemente jóvenes si se las compara con las edades K-Ar obtenidas sobre minerales de la misma roca, que se sitúan —como más adelante veremos— en torno a los 400 Ma. Cuando se examinan detenidamente los datos de los análisis, se observa que tres de las muestras (Heb. 31, 35 y 36) exhiben comparativamente un bajo contenido en Sr. Este hecho destaca claramente cuando se proyectan los datos en un diagrama Sr^{87}/Sr^{86} frente a Sr ppm., en el que se diferencian dos grupos de muestras que se ajustan a suaves curvas (fig. 5a); en adición, estas curvas se transforman en rectas al situar en abscisas $1/Sr$ ppm. (fig. 5b). Estos hechos reflejan una homogeneización isotópica del estroncio parcial a la escala de las muestras. Cuando se realiza un análisis de regresión independiente para estos dos lotes de muestras, se puede comprobar que las muestras 32, 37 y 58-62 definen una edad de 507 ± 65 Ma (fig. 6); las otras tres muestras (31, 35, 36) proporcionan una edad en torno a los 278 Ma, que tratándose de datos de roca total carece de significado geológico en el contexto de Cabo Ortegal. De acuerdo con la disposición de las muestras 32, 37 y 58-62 en los diagramas de la fig. 5, la curva que definen debería ser considerada

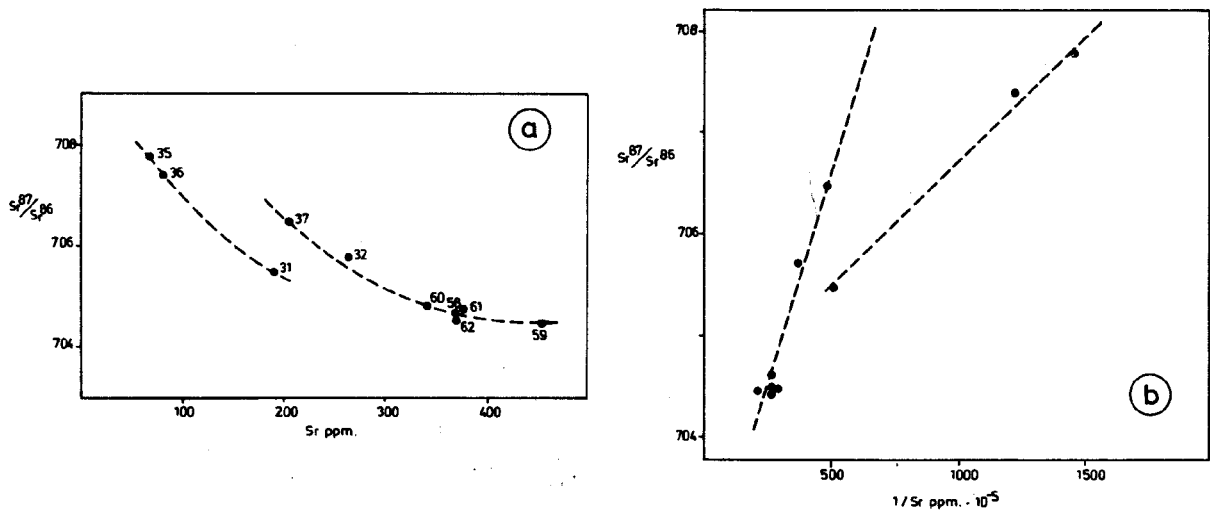


Fig. 5.—Diagramas $Sr^{87}-Sr^{86}$ versus Sr ppm (a) ó $1/Sr$ ppm (b), correspondientes a las muestras de granulitas máficas.

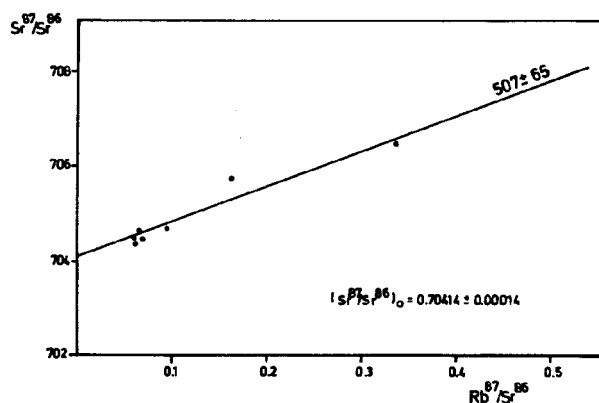


Fig. 6.—Diagrama de isocronas correspondiente a muestras de roca total seleccionadas de las granulitas máficas.

como una hipérbola originada por la mezcla de dos componentes con diferente relación $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$. En el contexto geológico en que nos encontramos esta situación podría corresponder a una mezcla de componentes ácidos y básicos de la roca original durante la migmatización. En estas condiciones, la línea recta que se obtiene en el diagrama de isocronas (fig. 6) podría constituir una isocrona ficticia sin significado temporal (FAURE 1970). Aún así, el dato obtenido de 507 ± 65 Ma parece encajar aceptablemente —dentro de los amplios márgenes de error— con las edades del Paleozoico inferior obtenidas en las rocas ultrabásicas y eclogitas.

Otro dato que puede obtenerse en estas rocas es el proporcionado por la muestra Heb. 37, de la que se dispone de análisis de roca total y biotita; utilizando ambos datos se obtiene una edad de referencia de 345 Ma, que postdataría un evento metamórfico.

DATOS ISOTOPICOS U-Pb

KUIJPER (1979) proporciona datos U-Pb (roca total) correspondientes a rocas máficas de Galicia occidental, si bien solamente tres de las muestras proceden del área de Cabo Ortegal. Las muestras estudiadas corresponden a tres granulitas máficas y dos eclogitas del Complejo de Sobrado y a tres eclogitas del Complejo de Cabo Ortegal; los datos analíticos obtenidos son considerados conjuntamente por el autor para obtener isocronas U-Pb, Pb-Pb y el diagrama de concordia U-Pb. Este procedimiento conlleva una limitación importante a la hora de evaluar los resultados obtenidos, dado que no existen garantías de que en las rocas consideradas la composición inicial del plomo fuese la misma.

La proyección de los datos en diagramas $\text{Pb}^{206}\text{-U}^{238}$ y $\text{Pb}^{207}\text{-U}^{235}$ no proporciona una buena correlación lineal y, en consecuencia, no es posible obtener una isocrona. Cabe señalar únicamente que en el diagrama $\text{Pb}^{206}\text{-U}^{238}$ las tres muestras de eclogitas de Cabo Ortegal definen una isocrona que corresponde a una edad situada en torno a los 520 Ma.

En el diagrama $\text{Pb}^{206}\text{-Pb}^{207}$ los puntos muestran una buena correlación, definiendo una isocrona situada en torno a los 3.600 Ma.; en adición, una edad semejante se obtiene mediante la intersección de dicha línea con la curva de desarrollo del plomo primitivo (ver KUIJPER, 1979, fig. 21).

Los datos más significativos los proporciona el diagrama de concordia; en este diagrama los puntos muestran una correlación lineal aceptable, definiendo una recta que interseca la curva de concordia a 4.300 ± 30 Ma. y 450 ± 200 Ma. (ver KUIJPER 1979, fig. 22). Consideradas independientemente, las tres muestras de Cabo Ortegal producen una línea que interseca la concordia a 4.366 ± 20 y 464 ± 130 Ma. Un diagrama de este tipo, en que la línea de discordia no pasa por el origen, evidencia una evolución del sistema al menos en dos etapas; así la intersección superior representaría el tiempo de la incorporación del U y Pb al sistema en el interior de la Tierra y, por tanto, aproximadamente la edad de la misma, y la inferior el comienzo de la última etapa en la evolución del sistema U-Pb. Sin embargo, de acuerdo con KUIJPER (1979), la fuerte discordancia exis-

tente entre el dato proporcionado por el diagrama $Pb^{206}-Pb^{207}$ y el de concordia, sugiere una evolución del sistema en más de dos etapas y, como consecuencia, la falta de significado geológico del primero y la interpretación del segundo en relación con un evento metamórfico.

Un dato U-Pb clave para la interpretación de las edades de las rocas del Complejo de Cabo Ortegá, procede de los neises del Complejo de Sobrado. De acuerdo con KUIJPER (1979), se trata de paraneises de dos micas, con texturas miloníticas, que muestran evidencias de anatexia parcial; tanto por sus características generales como por su composición mineralógica, estructura y relación con las rocas adyacentes, estos neises son comparables a los neises bandeados o a los de Chimparra del Complejo de Cabo Ortegá. En ellos, KUIJPER (1979) analiza tres fracciones de circón y una de monacita; en el diagrama $Pb^{207}-U^{235}$ versus $Pb^{206}-U^{238}$, los cuatro puntos obtenidos definen una línea de discordia que intersecta la curva de concordia a 2.231 ± 50 y 472 ± 12 Ma. De acuerdo con este autor, la intersección superior reflejaría el momento de cristalización de estos minerales (por tanto, la edad de la roca de la que proceden los sedimentos) y la inferior, el momento de la pérdida principal de plomo, relacionada con el comienzo de un evento metamórfico.

DATOS ISOTOPICOS K-Ar

Ninguno de los datos K-Ar obtenidos por VAN CALSTEREN y otros (1979) ha sido reprocesado en este trabajo. Estos autores, obtienen datos isotópicos de edad sobre 24 minerales procedentes de distintos tipos de rocas en el área de Cabo Ortegá, a saber: 9 sobre edenita y flogopita en las rocas ultrabásicas, 7 sobre hornblenda y uno sobre biotita en las granulitas máficas, 3 sobre hornblenda en las eclogitas, 2 sobre carintina y onfacita en metagabros eclogitizados, uno sobre hornblenda en metagabros (metagabros mesozonales de San Julián de Trébol) y uno sobre hornblenda en anfibolitas (Formación Purrido). Veintidós de estos datos se encuentran representados en la fig. 7; tal como puede apreciarse, los datos definen una edad media comprendida entre los 384 y 406 Ma, sobre el límite Silúrico-Devónico. De acuerdo con los autores arriba citados, debe considerarse que estas edades representan el cierre de los minerales al final de un evento metamórfico.

Las tres muestras no representadas en el esquema de la fig. 7 corresponden a: una hornblenda procedente de las Anfibolitas de Purrido (una formación muy monótona constituida por anfibolitas de composición diorítica o gabroica fuertemente foliadas y que no muestran evidencias de haber sido afectadas por el metamorfismo catazonal) (Heb. 47: 477 Ma) y a una carintina (Heb. 45: 1.110 Ma) y una onfacita (Heb. 45: 1.144 Ma) procedentes de un lentejón de eclogitas en los Neises bandeados de la península de Masanteo, al sur de Cariño. De acuerdo con VAN CALSTEREN y otros (op. cit.), estas edades tan antiguas se deben bien a exceso de Ar (Heb. 45) o al bajo contenido en K del mineral (Heb. 47). La muestra Heb. 45 (carintina) corresponde al mismo afloramiento citado por VOGEL y ABDEL MONEM (1971), quienes atribuyen a este mineral una edad de 898 ± 38 Ma (K-Ar). VAN CALSTEREN u otros (op. cit.) consideran que la gran discrepancia entre los datos de

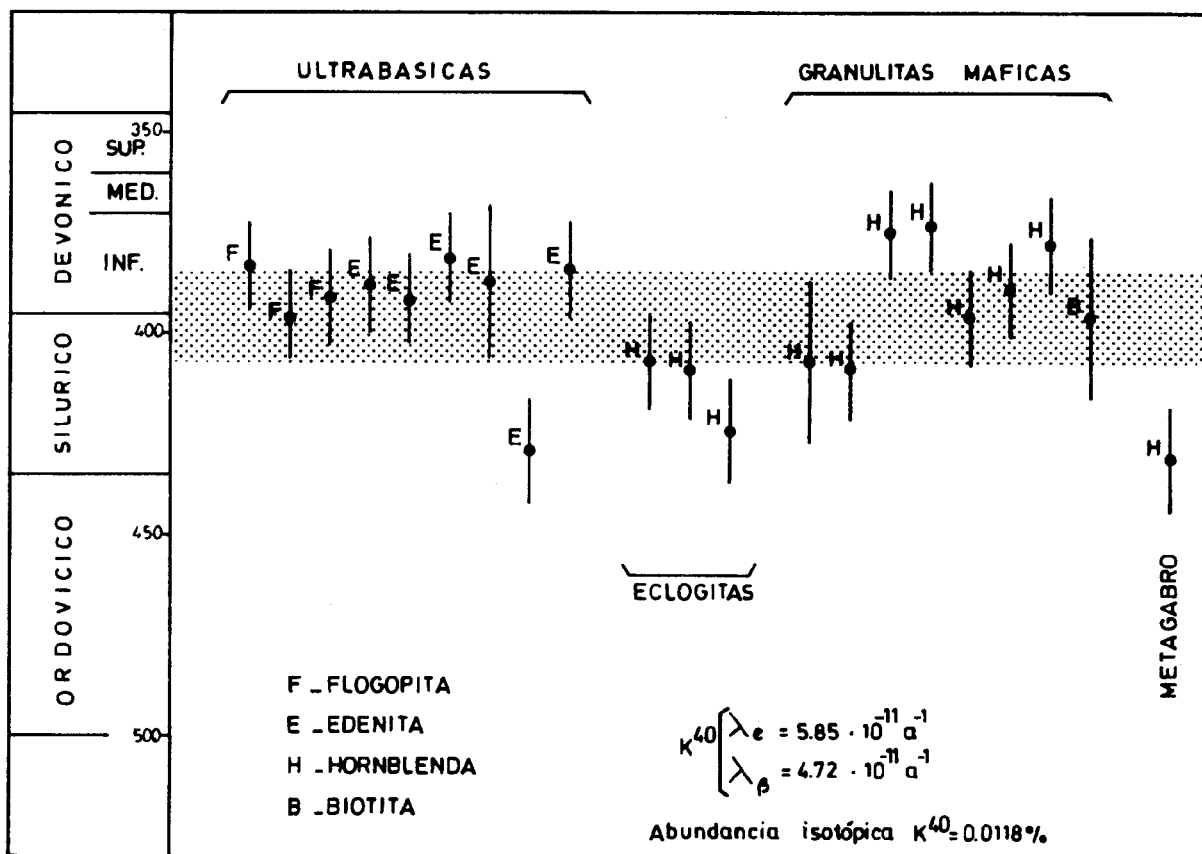


Fig. 7.-Datos isotópicos K-Ar sobre minerales, con sus correspondientes líneas de error, procedentes de distintos tipos de rocas. En sombreado, edad media para el cierre del sistema en dichos minerales.

edad de dos carintinas de la misma roca, junto con la alta edad medida en la onfacita, permite afirmar que en ambos minerales existe un exceso de Ar.

INTERPRETACION DE LOS DATOS ISOTOPICOS Y CONCLUSIONES

De acuerdo con los datos precedentes, se deduce la existencia de dos grupos de datos isotópicos. Un primer grupo, se encuentra formado por los datos Rb-Sr y U-Pb sobre roca total (fig. 8); dentro de los amplios márgenes de error, todos ellos se sitúan en el Paleozoico inferior y, más concretamente, hacia el Ordovícico inferior. El segundo grupo, formado por los datos K-Ar sobre minerales (y menos significativamente por datos Rb-Sr sobre roca total y minerales, ver fig. 8) se sitúa hacia el límite Silúrico-Devónico (fig. 7).

Para establecer el significado geológico de estos grupos de edades, es necesario recurrir a alguno de los datos puntuales antes citados. Así, la discordancia entre los datos Pb-Pb y concordia para las eclogitas de los Complejos de Sobrado y/o Cabo Ortegá, sugiere una evolución del sistema U-Pb al menos en tres etapas, lo cual es coherente con la evolución geológica de estos complejos; en consecuencia, la intersección inferior en el diagrama de concordia, situada hacia los 450 ó 464 Ma., no debe ser interpretada como la edad de cristalización de la roca, sino como el inicio de la última etapa evolutiva y, por tanto, como el inicio de un evento metamórfico. Esta conclusión es coherente con el dato obtenido de los neises de Sobrado, que indica sin lugar a dudas que fueron sometidos a un

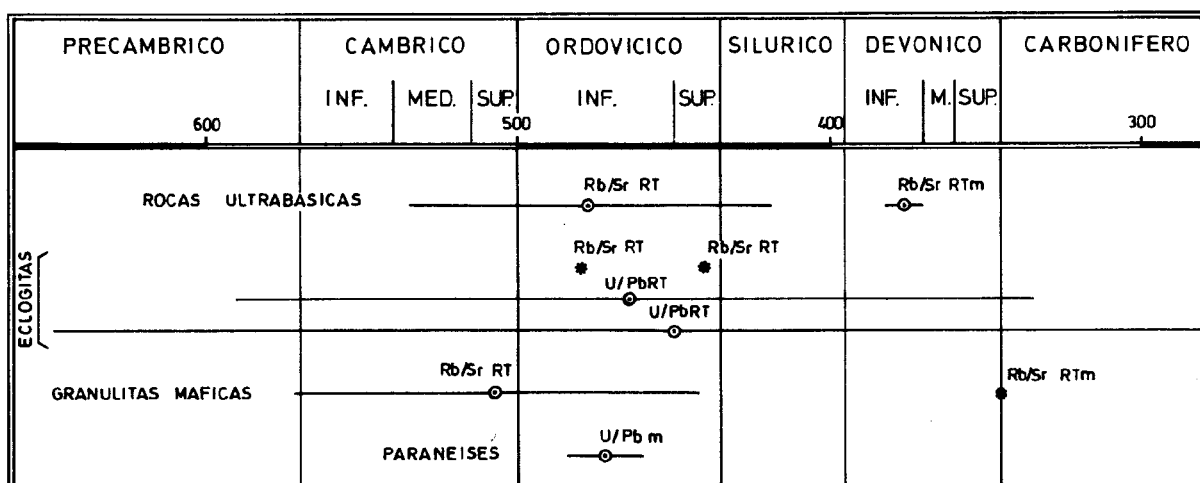


Fig. 8.-Datos isotópicos Rb-Sr y U-Pb con líneas de error (RT, roca total y m, minerales). Asteriscos, datos de referencia.

episodio metamórfico hacia los 472 Ma. Teniendo en cuenta la importante pérdida de plomo sufrida por ambos sistemas, el citado evento metamórfico debe coincidir con toda probabilidad con el comienzo del metamorfismo catazonal.

De acuerdo con esto, los datos Rb-Sr (roca total) no reflejan el tiempo de cristalización de la roca sino la edad del metamorfismo catazonal, como consecuencia de una homogeneización isotópica a escala de la roca total. Las discordancias existentes entre los datos de las rocas ultrabásicas, eclogitas y granulitas básicas, sugieren que dicha homogeneización no fue total; esta conclusión es además coherente con los resultados analíticos obtenidos en eclogitas y granulitas.

La interpretación del segundo grupo de datos (K-Ar) ofrece menos dificultades, debiendo relacionarse con el cierre del sistema al fin del metamorfismo catazonal (VAN CALSTEREN y otros 1979).

En consecuencia, ninguno de los datos isotópicos existentes permite precisar la edad de las rocas del Complejo de Cabo Ortegal. El emplazamiento de las rocas ultrabásicas y básicas y el depósito de los sedimentos transformados hoy en neises, debió tener lugar en algún momento del Precámbrico o Cámbrico. De acuerdo con la historia geológica que registran y con los datos isotópicos, estas rocas fueron sometidas después a dos episodios de metamorfismo catazonal que se iniciarían hacia el Ordovícico inferior y culminarían antes del Devónico inferior.

BIBLIOGRAFIA

- BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., PÉREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J. A. (in litt.).-Mapa geológico de España e. 1 : 200.000. Hoja n.º 1 (2-1) (La Coruña). Memoria explicativa. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- ENGELS, J. P. (1972).-The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain): a structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.*, **48**, 83-133.
- FAURE, G. (1977).-*Principles of isotope geologie*. John Wiley & Sons, New York.
- KUIJPER, R. P. (1979).-U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia. *Pub. Lab. Isotopen-Geol.*, **5**, 101 p.
- MAASKANT, P. (1970).-Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, **45**, 237-325.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (in litt.).-Características geoquímicas de las rocas básicas del complejo de Cabo Ortegal: revisión de los datos existentes. *Breviora Geol. Astúrica*.

- STEIGER, R. H. y JAGER, E. (1978).—Subcomission on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geochronology and Cosmochronology. In COHEE, G. V., GLAESSNER, M. F. y HEDBERG, H. D. (Eds.): *Contributions to the Geologic Time Scale. Studies in Geology*, **6**, 67-71, A.A.P.G.
- VAN CALSTEREN, P. W. C., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. M., PRIEM, M. N. A., DEN TEX, E., VERDURMEN, E. A. T. y VERSCHURE, R. M. (1979).—Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-últramafic complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.*, **24**, 35-56.
- VAN EYSINGA, F. W. B. (1978).—*Geological time table*. Elsevier, Amsterdam.
- VOGEL, D. E. (1967).—Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, **40**, 121-213.
- VOGEL, D. E. y ABDEL MONEM, A. A. (1971).—Radiometric evidence for a Precambrian metamorphic event in NW Spain. *Geol. Mijnb.*, **50**, 749-750.

G. Galán (*).—SOBRE LA NATURALEZA DE LOS ENCLAVES DE LA GRANODIORITA PRECOZ DE VIVERO (LUGO, NW. ESPAÑA)

La granodiorita precoz de Vivero forma un pequeño macizo alargado de dirección N.NE.-S., situado en la región granítica de Vivero-Burela-Mondoñedo dentro de la Zona Astur-Occidental-Leonesa. Está formada por tres tipos principales de rocas, tonalitas, granodiorita s. sr. y adamellitas, además de un escaso cortejo de diques leucograníticos y aplo-pegmatíticos (GALÁN en prepar.) Asociadas con ella como precursores básicos, aparecen rocas ultramáficas en afloramientos cartografiables (GALÁN 1981, GALÁN in litt.), además de otros enclaves de menores dimensiones cuya naturaleza se trata en la presente nota.

Se diferencian dos grupos de enclaves, los de origen ígneo y los metamórficos.

ENCLAVES DE ORIGEN IGNEO

Son más abundantes en las tonalitas aunque también existen en las granodioritas y adamellitas. Dentro de este grupo se diferencian varios tipos:

Enclaves ultramáficos.—No se han localizado enclaves de pequeñas dimensiones semejantes a las rocas ultramáficas de tipo cortlandítico y hornblendítico que lleva asociadas la granodiorita precoz, si exceptuamos algunos agregados de anfíboles con un tamaño de pocos centímetros (Lám. I a) que aparecen en las tonalitas próximas a los afloramientos de rocas ultramáficas. Estas agrupaciones de anfíboles, a veces con relictos de piroxenos, que por otra parte son frecuentes en las tonalitas con dimensiones que rara vez sobrepasan el medio centímetro, podrían representar fragmentos de rocas ultramáficas en proceso de asimilación por un magma de naturaleza más ácida.

Enclaves tonalíticos a dioríticos.—Se localizan en varios puntos pero son más abundantes en los afloramientos tonalíticos entre las localidades de Vivero y Cillero. En esta zona presentan formas elípticas, con un tamaño que rara vez sobrepasa 1 m. de longitud en la dirección más larga, bordes netos con la roca englobante y están orientados; la orientación también se manifiesta en la disposi-

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