

INVESTIGACION DE LA POSICION
ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO
DE CABO ORTEGAL EN BASE A DATOS
GRAVIMETRICOS Y MAGNETOMETRICOS

POR

S. CASTAÑO *, A. CARBO ** y J. R. MARTÍNEZ ***

RESUMEN

El problema de la posición estructural del complejo de Cabo Ortegal se ha investigado analizando las anomalías gravimétricas y magnéticas que sobre él existen. De este análisis se concluye que lo más probable es que no esté enraizado y que constituya una sinforma con un espesor máximo de cinco kilómetros en su parte central. La fuerte tendencia ascendente hacia el Sureste, encontrada en la anomalía magnética fuera del complejo, puede estar relacionada con la existencia de un zócalo situado cerca de la superficie, emplazado allí quizá por el funcionamiento de la falla de Vivero.

ABSTRACT

The structural position of the Cabo Ortegal complex has been investigated by a study of their gravity and magnetic anomalies. An un-rooted model is favoured in which a maximum depth of 5 Km. is attained in the central zone. The trend found in the magnetic anomaly, strongly increasing to the SE out of the complex, may be related with the existence of a basement near the surface, located there perhaps by the movement of the Vivero fault.

* British Petroleum Development, Ltd. Madrid.

** Cátedra de Geodinámica Interna. Facultad de Geología. Universidad Complutense.

*** Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

INTRODUCCION

Los complejos de rocas máficas y relacionadas de Galicia y el Norte de Portugal representan unidades muy peculiares dentro de la zona Centro-ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972) desde un punto de vista tanto petrológico como estructural. Una interpretación correcta de su origen y significado es, sin duda, fundamental para la comprensión de la zona y de la rama Ibérica del cinturón hercínico en su conjunto.

Sin embargo, no existe, por el momento, acuerdo sobre dicho origen, acerca del cual se han propuesto hipótesis muy variadas. Buena parte de la polémica se ha centrado en los últimos años en la geometría de los complejos en su conjunto y, concretamente, en la cuestión de si están o no enraizados, lo que se pone en relación directa con su autoctonía o aloctonía, respectivamente, y, en cualquier caso, es un paso previo a cualquier interpretación genética.

Entre los trabajos que abogan por un modelo enraizado destacan los de MATTE & RIBEIRO (1967), que interpretan los complejos del Norte de Portugal como macizos autóctonos extruidos desde abajo y con forma de champiñón (RIBEIRO, 1970, 1974), que interpreta los mencionados complejos como constituyentes de un basamento muy inhomogéneo de edad precámbrica que habrían influenciado la sedimentación paleozoica de las áreas adyacentes y habrían terminado por extruir en la cobertera paleozoica durante la orogenia hercínica y, finalmente, los de los investigadores de la Universidad de Leiden. Estos últimos, basándose en un profundo conocimiento de la petrología y geoquímica de las rocas que constituyen los complejos (FLOOR, 1966; VOGEL, 1967; WARNAARS, 1967; VAN ZUUREN, 1969; ARPS, 1970; MAASKANT, 1970; HILGEN, 1971; ENGELS, 1972; VAN CALSTEREN, 1978), en investigaciones gravimétricas (VAN OVERMEE-REN, 1975; KEASBERRY *et al.*, 1976) y en dataciones radiométricas de rocas máficas y félsicas (VAN CALSTEREN *et al.*, 1979; KUIJPER, 1979), han propuesto un complicado modelo, según el cual las rocas ultramáficas, parte de las rocas máficas y las rocas graníticas paleozoicas, provendrían o estarían en relación con un penacho de origen mantélico («mantle plume»), cuya actividad se ejercería durante un largo período de tiempo que abarcaría desde el paleozoico inferior o precámbrico superior hasta la orogenia hercínica (VAN CALSTEREN, 1977; KUIJPER, 1979). Según estos autores, las rocas ultramáficas, las máficas y algunas de las félsicas habrían intruido en una corteza precámbrica de más de 1.000 m.a., y fragmentos de esa corteza, junto con las rocas derivadas de la actividad del penacho de origen mantélico, se habrían emplazado desde abajo en niveles cor-

ticales más altos a lo largo de una prolongada secuencia de movimientos predominantemente verticales.

El modelo no enraizado fue defendido por RIBEIRO *et al.* (1964) y ANTHONIOZ (1966, 1968, 1972) para los complejos del Norte de Portugal, si bien este último hacía venir los macizos de la Sierra Segundera, situada al Noreste de los mismos, deslizando por una pendiente, hipótesis que puede ser rechazada, dado que en la Sierra Segundera no existen materiales similares. Para el conjunto de los complejos cabe destacar el modelo de RIES & SHACKLETON (1971) quienes, en base, sobre todo, a consideraciones geométricas y a la similitud petrográfica de las rocas que en ellos se encuentran, suponen que todos los complejos son restos de una gigantesca unidad alóctona emplazada durante la orogenia hercínica desde el Oeste. Estos autores sugieren además que la anomalía gravimétrica positiva de casi 40 miligals encontrada por VAN OVERMEEREN (1975) en el área de Cabo Ortegal puede ser consistente con una interpretación aloctonista. Este extremo ha sido confirmado recientemente, en parte, por BAYER & MATTE (1979), quienes proponen un modelo no enraizado para el cual la anomalía gravimétrica deducida coincide casi exactamente con la obtenida por VAN OVERMEEREN.

El presente trabajo se ha centrado en el complejo de Cabo Ortegal y su finalidad es la de intentar solucionar el problema de su posición estructural con la ayuda de métodos geofísicos. En la Figura 1 se ha representado esquemáticamente la geología de la región y un corte basado en datos de superficie, según los cuales el complejo de Cabo Ortegal sería una estructura sinformal limitada por un cabalgamiento basal. Como veremos, esta interpretación es coherente con nuestros resultados. Al Este se encuentra una unidad alóctona importante, el manto de Mondoñedo (MARCOS, 1971; MARTINEZ CATALAN, 1980), cuya parte occidental aparece cortada por la falla de Vivero que es una falla normal con una componente de desgarre dextro. El salto como falla normal, con el labio occidental hundido con respecto al oriental puede estimarse, en base a consideraciones geométricas, en una decena de kilómetros aproximadamente si se tiene en cuenta no sólo el salto en la superficie de fractura, sino también la traslación en la zona de cizalla asociada a ella (MARTINEZ CATALAN, 1981).

La Figura 2 muestra la disposición de los diferentes tipos de rocas en el área estudiada. En ella puede apreciarse que el complejo de Cabo Ortegal propiamente dicho, compuesto por rocas ultramáficas, máficas (eclogitas y granulitas, más o menos retrogradadas) y paragneises, está rodeado por el denominado grupo de Moeche, constituido fundamentalmente por metasedimentos en facies de bajo

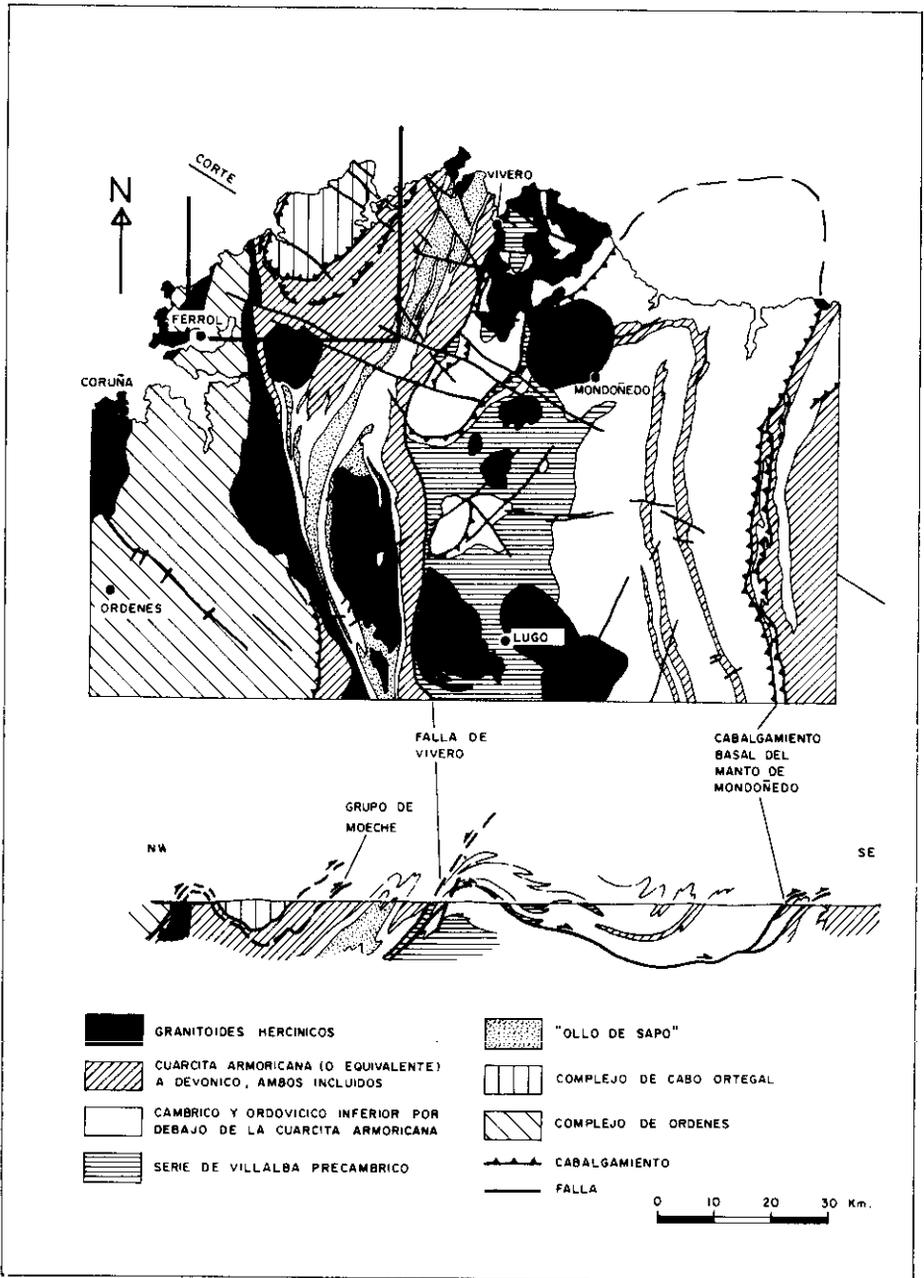


FIG. 1.—Esquema geológico y corte del sector norte de las zonas central y oriental de Galicia.

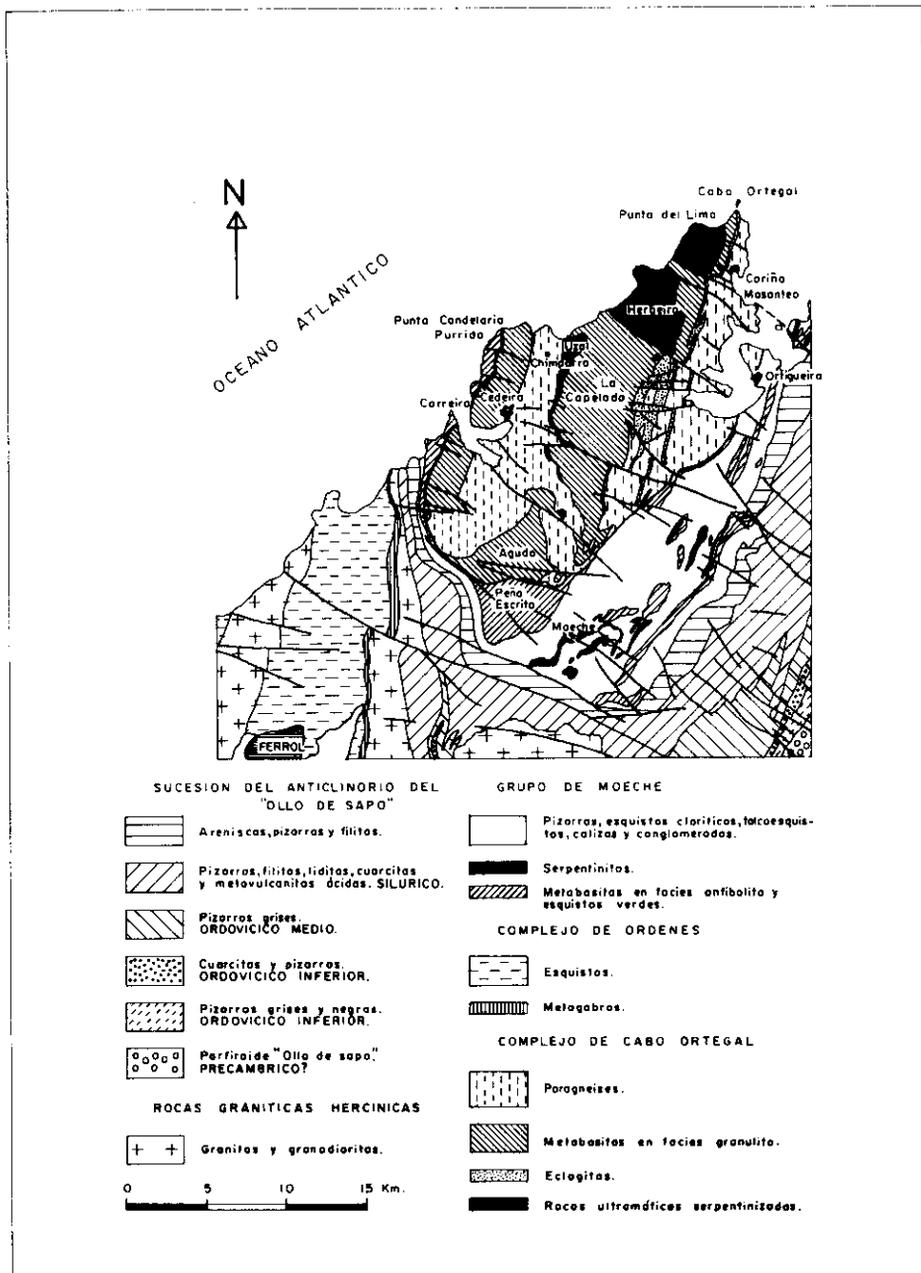


FIG. 2.—Esquema geológico de la región de Cabo Ortegal.

grado, con algunas intercalaciones de serpentinitas, metabasitas y metavulcanitas. El grupo de Moeche reposa sobre metasedimentos paleozoicos del anticlinorio del «Ollo de Sapo» y constituye probablemente una unidad alóctona (Fig. 1); su edad puede abarcar desde el Ordovícico medio hasta el Devónico (VAN DER MEER MOHR, 1975) e incluso hasta el Carbonífero inferior.

El problema de la posición estructural del complejo se ha atacado de dos formas diferentes. Por una parte, se ha realizado una reinterpretación de los datos gravimétricos existentes (VAN OVERMEEREN, 1975), partiendo de un modelo no enraizado y, por otra, se ha efectuado un estudio magnetométrico del complejo (CASTAÑO, 1980), con vistas a comparar las anomalías obtenidas por los dos métodos y de ahí deducir cuál es el modelo más probable.

REINTERPRETACION DE LOS DATOS GRAVIMETRICOS

Nos encontramos ante un clásico y difícil problema: elegir de entre las posibles configuraciones capaces de generar anomalías como las observadas, aquellas que cumplen los condicionamientos geológicos de la zona. VAN OVERMEEREN (1975), apoyándose en la anomalía residual de BOUGUER que obtuvo después de realizar un levantamiento gravimétrico de la zona, elaboró un modelo enraizado para la estructura del complejo de Cabo Ortegá. Sin embargo, este modelo no es decisivo, puesto que dicha anomalía responde también a modelos acordes con interpretaciones aloctonistas; éste es el caso del modelo propuesto por BAYER & MATTE (1979) y del que proponemos en el presente trabajo.

Densidades consideradas:

De acuerdo con VAN OVERMEEREN (*op. cit.*) se han considerado las siguientes densidades medias:

- Conjunto de rocas densas del complejo de Cabo Ortegá, es decir, rocas máficas y ultramáficas, incluyendo las anfíbolitas de Purrido y Peña Escrita: 2,95 gr/c.c., con una aproximación de $\pm 0,02$ gr/c.c.
- Rocas menos densas del complejo de Cabo Ortegá, paragneises: 2,65 gr/c.c., con una aproximación de $\pm 0,03$ gr/c.c.
- Grupo de Moeche, metasedimentos en facies de bajo grado con intercalaciones de serpentinitas, metabasitas y metavulcanitas: 2,75 gr/c.c. Las anfíbolitas de Purrido y Peña Escrita, que de-

ben de pertenecer a este grupo, se han incluido en el conjunto de rocas más densas debido a su carácter masivo.

- Metasedimentos paleozoicos: 2,63 gr./ c.c., con una aproximación de $\pm 0,02$ gr./c.c.

Modelo propuesto:

El análisis de la estructura del complejo sobre la base de la anomalía residual de BOUGUER obtenida por VAN OVERMEEREN se ha realizado mediante la elaboración de modelos bidimensionales que puedan generar anomalías similares a las observadas (Fig. 3), y que cumplan los condicionamientos geológicos de la zona. Para el cálculo de atracción gravitacional hemos utilizado el programa TALWO 580 (CARBO, inédito), con un método de cálculo que no difiere del descrito por TALWANI *et al.* (1955).

Los perfiles escogidos (A y B de la Fig. 3) coinciden, respectivamente, con los numerados I-I' (NW-SE) y IV-IV' (NNE-SSW) de la Figura 5. Los contrastes de densidad se han fijado con relación a la densidad de los metasedimentos paleozoicos que circundan el complejo, y son: 0,32 para las rocas máficas y ultramáficas, 0,02 para los paragneises, 0,12 para el grupo de Moeche y $-1,5$ para la lámina de mar que se debe considerar al prolongar de forma indefinida el modelo en el perfil B.

Los modelos bidimensionales propuestos (Fig. 3, A y B), que generan una anomalía que se adapta bastante bien a la observada, no son muy diferentes de los que proponen BAYER & MATTE (1979); se distinguen de ellos, sin embargo, en que suponen una mayor potencia para la zona central del complejo (unos 5 Km.), y en que admiten la existencia de una banda de paragneises con un espesor de uno a dos kilómetros en su parte central. Ambas diferencias vienen apoyadas por la geología; en efecto, un espesor del orden de media decena de kilómetros se puede calcular a partir de los buzamientos tomados en superficie para la foliación y el bandeo litológico, mientras que BAYER & MATTE (*op. cit.*) hacen disminuir brusca-mente el buzamiento de la unidad de alto grado con el grupo de Moeche subyacente, y mantienen este contacto subhorizontal a una profundidad de 2,5 kilómetros durante un trecho que supera la docena de kilómetros en el corte transversal, peculiaridad ésta que no aparece reflejada en la geología de superficie.

Por otro lado, la existencia de una banda más o menos continua de paragneises (gneises de Chímparra, bandeados y de Cariño, VOGEL, 1967), aflorando en superficie (Fig. 2), apoya su existencia también en profundidad, lo que ha sido tenido en cuenta a la hora de realizar el modelo (Fig. 3).

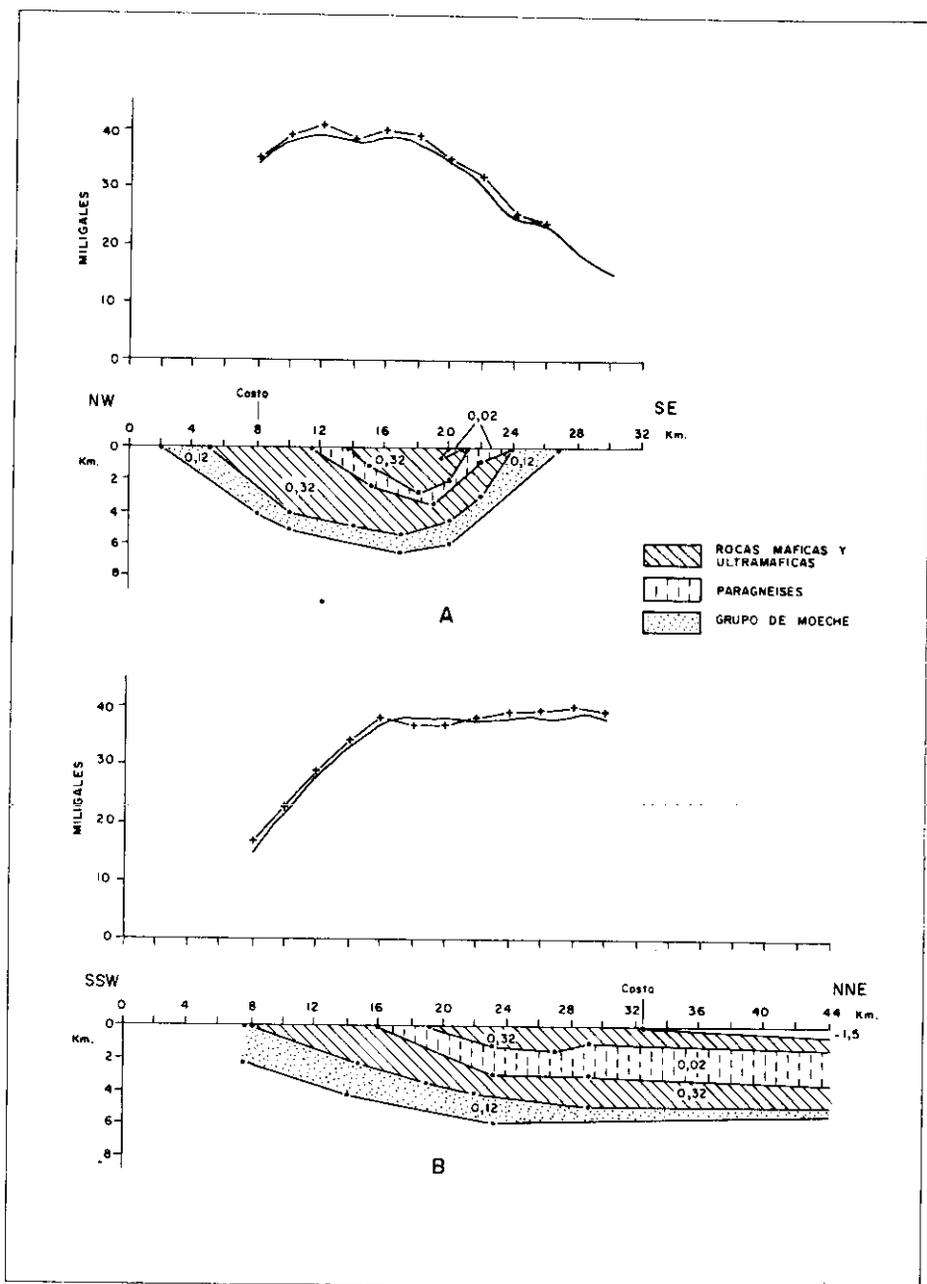


FIG. 3.—Modelos bidimensionales de la distribución de los distintos conjuntos litológicos y curvas de la anomalía gravimétrica observada (línea continua) y deducida (cruces). A: Corte transversal. Corresponde al I-I' de la figura 5.—B.: Corte longitudinal. Corresponde al IV-IV' de la figura 5.

ESTUDIO MAGNETOMETRICO

Instrumentación y toma de datos:

El material utilizado para la toma de datos está constituido por el magnetómetro de componente vertical ASKANIA Gfz/M, y un altímetro Paulin Micro, modelo MDM-5.

Para seguir unos criterios de máxima homogeneidad en la toma de datos se usó la red de carreteras, caminos y pistas, así como itinerarios campo a través, efectuándose las mediciones con un espaciado de aproximadamente dos kilómetros. Se fijaron 13 bases que fueron unidas entre sí mediante lecturas escalonadas («Paso de peregrino»); posteriormente, se realizaron mediciones en 316 estaciones, repartidas en 80 itinerarios de inicio y final en una base. Con objeto de corregir errores, un 10 por 100 de las observaciones de cada itinerario se han superpuesto. El conjunto de medidas se enlazó con la red de observaciones a escala nacional del Instituto Geográfico Nacional a través del Observatorio Geofísico de Santiago de Compostela.

En cada base y estación se tomaron medidas de magnetómetro, altímetro, temperatura ambiente, presión atmosférica y hora, a efecto de posteriores correcciones.

Tratamiento de datos:

Los datos obtenidos han sido corregidos por latitud y longitud utilizando la fórmula propuesta por LASFARGUES (1966). Asimismo y mediante un programa de interpolación (TOBLER, 1970), se ha reducido a una malla regular de 1,5 Km. su distribución irregular.

En nuestro estudio hemos optado por asimilar la prolongación analítica hacia arriba al doble de la malla de distribución de datos (3.000 m. de altura), con las anomalías generadas por las estructuras regionales (Fig. 5). Por diferencia se obtienen las anomalías residuales, representadas en la Figura 4. El operador matemático utilizado es el propuesto por BARANOV (1953), y su automatización se realizó mediante el programa en Fortran IV, MAGVO 580.

Determinación de susceptibilidades magnéticas de las rocas:

Para la determinación de las susceptibilidades magnéticas las rocas se agruparon en tres conjuntos:

- Rocas ultramáficas: $603,74 \times 10^{-6}$ u.c.g.s. (190 muestras).
- Rocas máficas y paragneises del complejo de Cabo Ortegale: $116,44 \times 10^{-6}$ u.c.g.s. (80 muestras).

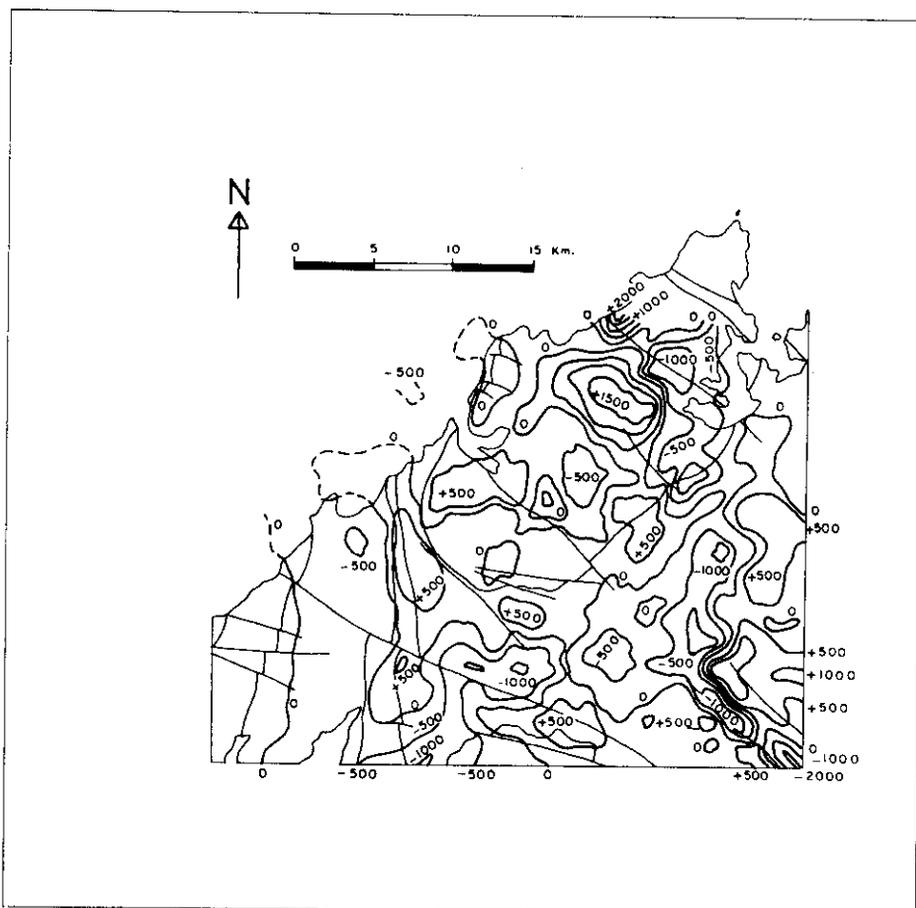


FIG. 4.—*Mapa de anomalías magnéticas residuales en la región de Cabo Ortegal. Isólíneas cada 500 gammas.*

- Rocas de la envolvente (grupo de Moeche, metasedimentos del anticlinorio del «Ollo de Sapo» y esquistos de Ordenes): $13,96 \times 10^{-6}$ u.c.s. (70 muestras).

Las medidas se realizaron con un medidor de susceptibilidades Bison, modelo 3101A.

Análisis del mapa de anomalías residuales magnéticas:

En este mapa (Fig. 4) se observan varias zonas de acumulación de materiales de alta susceptibilidad magnética alineadas aproximada-

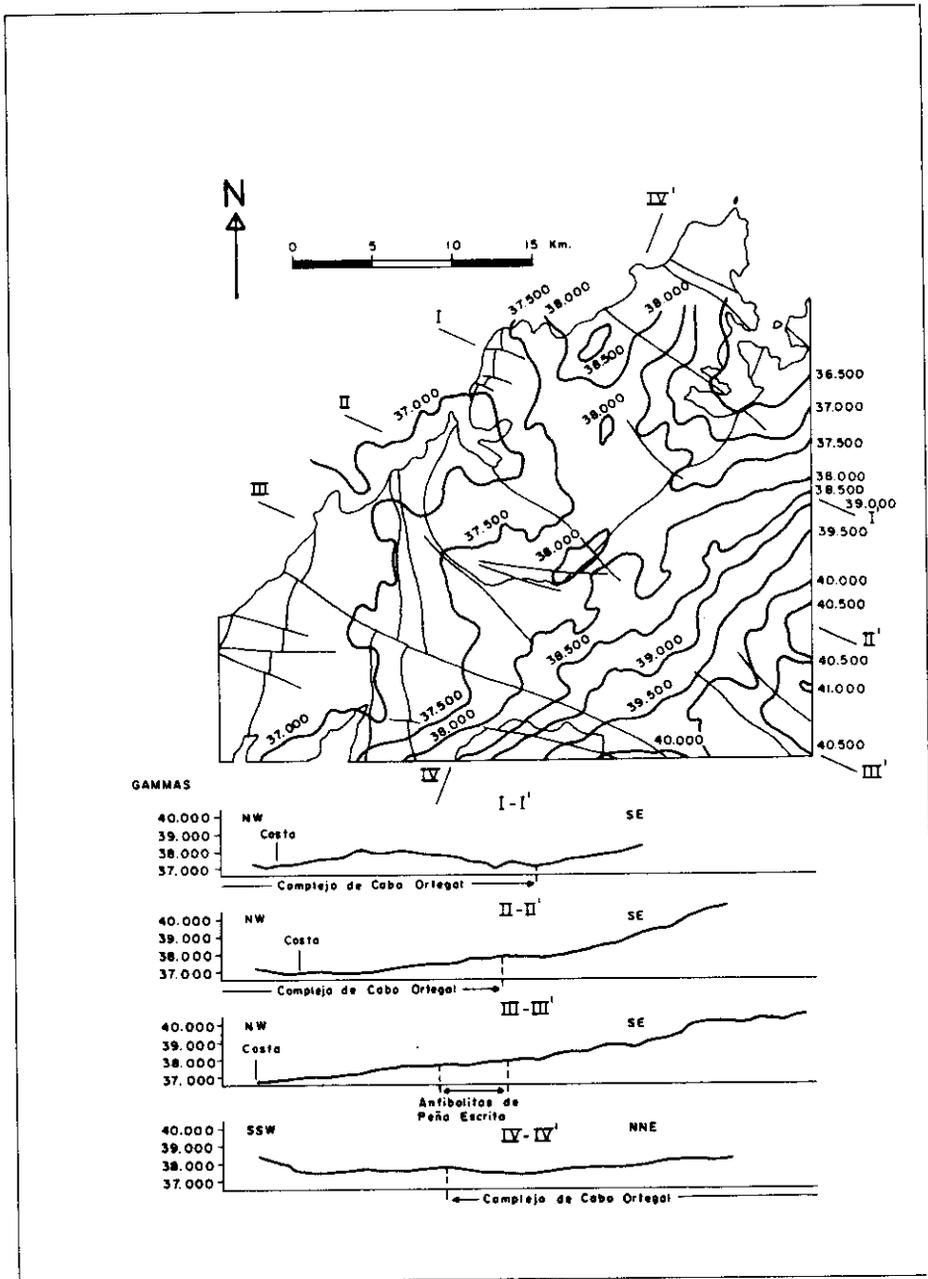


FIG. 5.—Mapa de tendencias magnéticas regionales en la región de Cabo Ortegal y perfiles magnéticos correspondientes. Isolíneas cada 500 gammas.

mente según una dirección NNE-SSW. Estas zonas coinciden con los afloramientos de las rocas ultramáficas de Herbeira (2.200 Gammas), que son las rocas con mayor susceptibilidad magnética de la zona, con las metabasitas de la Capelada (1.900 Gammas), con el extremo septentrional de las metabasitas de Agudo (600 Gammas) y con las anfibolitas de Peña Escrita (900 Gammas).

Existen además numerosas alineaciones que son asimilables a estructuras geológicas visibles en superficie. En efecto, parecen quedar reflejados los cabalgamientos principales en el borde Sur y Este del complejo. También se marcan algunos de los pliegues, principalmente anticlinales, de dirección NNE-SSW. Finalmente, las fuertes alineaciones WNW-ESE a NW-SE las suponemos ligadas a fracturas tardihercínicas. Al Oeste del complejo no se aprecia ninguna estructura magnética importante, salvo la anomalía de 500 Gammas de dirección N-S que coincide con una banda de metabasitas que pertenece ya al complejo de Ordenes.

Análisis del mapa de tendencias regionales magnéticas:

Como se observa en la Figura 5, el conjunto de la región presenta un máximo relativo sobre el complejo, visible en el perfil I-I', y una tendencia ascendente, con valores más altos fuera de él, hacia el SE, lo que nos hace dudar de la existencia de raíces bajo el mismo. La mayor susceptibilidad magnética viene dada por las rocas del complejo; las ultramáficas presentan una diferencia de susceptibilidad con las rocas de la envolvente de 589×10^{-7} u.c.g.s., y para el resto de las rocas del complejo la diferencia es de 102×10^{-7} u.c.g.s. Esta diferencia nos permitiría suponer la existencia de un máximo absoluto localizado sobre el complejo en caso de que estuviera enraizado, lo que no debe de ser el caso dado que el pequeño máximo relativo que se observa está muy alejado del que teóricamente cabría esperar.

El aumento en los valores magnéticos hacia el SE, fuera del complejo puede apreciarse en los perfiles I-I', II-II' y III-III'. El perfil IV-IV', realizado en dirección SSW-NNE, en el que no sería visible la influencia de la zona suroriental, tampoco presenta un máximo importante sobre el complejo, aunque sí determina tres máximos relativos que pueden ser interpretados como debidos a un ligero aumento de la potencia del complejo o a una acumulación de materiales máficos ligada a la estructura interna del mismo.

Sobre el complejo se observa una alineación de dirección NNE-SSW definida por altos magnéticos de más de 38.000 Gammas, los cuales se ven cortados por un bajo magnético de dirección NW-SE. Con esta configuración podemos suponer que existen estructuras de

carácter regional dentro del complejo, con una dirección NNE-SSW y con acumulaciones de material más susceptible magnéticamente. Estas estructuras se ven truncadas por una zona de bajos magnéticos que interpretamos como un adelgazamiento del complejo debido quizá al juego de las fracturas tardihercínicas que limitan dicha zona al Norte y al Sur (Fig. 5). En el máximo más septentrional, que coincide aproximadamente con las rocas ultramáficas de Uzal, hay que considerar también la influencia de tales rocas.

Aproximación al cálculo de la potencia del complejo:

Considerando en una primera aproximación geométrica el complejo de Cabo Ortegal como un paralelepípedo, hemos obtenido para el mismo una potencia que varía entre un máximo de 5,59 Km. y un mínimo de 2,86 Km. Incluso teniendo en cuenta las numerosas deficiencias que esta aproximación conlleva, estos valores indican que un modelo no enraizado es perfectamente coherente con la anomalía magnética medida y, además, la potencia obtenida encaja bien con los datos geológicos.

DISCUSION

Como recientemente han puesto de manifiesto BAYER & MATTE (1979), la anomalía gravimétrica detectada sobre el complejo de Cabo Ortegal por VAN OVERMEEREN (1975) puede ser explicada tanto por un modelo no enraizado como por uno que sí lo esté, si bien este último, sobre todo si incluye un basamento denso que buce suavemente hacia el SE (Fig. 6, B), no parece compatible con las evidencias geológicas y, por tanto, es menos realista.

Sin embargo, los resultados del estudio magnetométrico parecen excluir la posibilidad de la autoctonía del macizo. En efecto, en caso de estar enraizado el complejo, dadas las altas susceptibilidades de las rocas que lo constituyen, el máximo de la anomalía magnética debería estar forzosamente sobre el mismo. En cambio, se observa que los valores más altos de dicha anomalía se localizan al SE del complejo. La comparación del perfil magnético transversal (Fig. 6, A) con el modelo propuesto por VAN OVERMEEREN (Fig. 6, B), pone de manifiesto la escasa viabilidad de este último, pues la anomalía aumenta en intensidad hacia el SE a la par que los materiales que la producen se encontrarían cada vez a mayor profundidad.

Por el contrario, el modelo no enraizado es acorde con la existencia de sólo un pequeño máximo relativo sobre el complejo, si bien queda por explicar la tendencia fuertemente ascendente de la anoma-

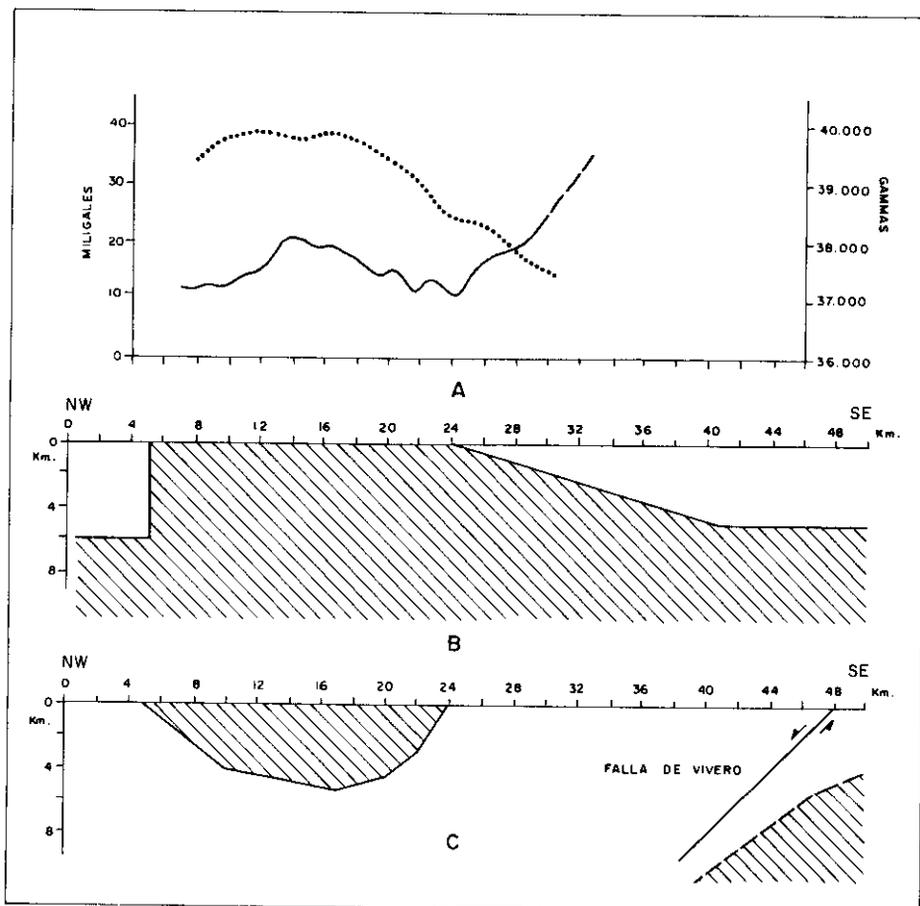


FIG. 6.— A: Anomalías magnética (línea continua) y gravimétrica (línea de puntos) correspondientes al corte I-I' de la figura 5.—B: Modelo propuesto por VAN OVERMEEREN (1975).—C: Modelo que se propone en el presente trabajo. La superficie rayada representa conjuntos de rocas densas y de alta susceptibilidad magnética.

lía magnética hacia el SE. Esta tendencia puede ser debida a la existencia de un sustrato altamente magnético próximo a la superficie al Sureste de la región estudiada. Dicho sustrato podría ser el zócalo sobre el que reposan los materiales paleozoicos y del Precámbrico superior que, dado el importante salto que presenta la falla de Vivero (Fig. 1) con el labio oriental levantado con respecto al occidental, podría hallarse relativamente próximo a la superficie (Fig. 6, C).

En conclusión, pensamos que el complejo de Cabo Ortegál constituye un klippe formado por plegamiento de un manto de corrimien-

to que en gran parte ha sido erosionado. La configuración propuesta para explicar la anomalía gravimétrica observada (Fig. 3) es compatible con la aproximación realizada para la anomalía magnética y, junto con los datos geológicos, sugiere que, en su zona central, el complejo alcanza un espesor de unos cinco kilómetros, que en su parte media existe una banda más o menos continua de paragneises intercalados entre las rocas máficas, y que el grupo de Moeche rodea por debajo al complejo de alto grado alcanzando una profundidad de unos seis a siete kilómetros.

La anomalía magnética sugiere además la existencia de un sustrato de elevada susceptibilidad magnética al Este de la región estudiada, que podría corresponder a un zócalo emplazado cerca de la superficie por el juego de la falla de Vivero.

AGRADECIMIENTO

Agradecemos al profesor S. CADAVID la ayuda prestada en el tratamiento e interpretación de los datos magnetométricos.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. (1966): «Geologie Sommaire de la région de Morais (Tras-os-Montes, Portugal)». *Leidse Geol. Med.*, 36, 301-304.
- (1968): «Considérations sur le métamorphisme blastomylonitique dans l'unité de Bragança (Tras-os-Montes, Portugal). Position tectonique des complexes granulitiques nord-Portugais». *An. Univ. et Ass. Région. Et. Rech. Sci.*, 6, 71-76, Reims.
- (1972): «Les complex polymétamorphiques precambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale». *Mem. Serv. Geol. de Portugal*, núm. 20, 192 págs.
- ARPS, C. E. S. (1970): «Petrology of a part of the western Galician Basement between the río Jallas and the ría Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations». *Leidse Geol. Med.*, 46, 57-155.
- BARANOV, V. (1953): «Calcul du gradient vertical du champ du gravité ou du champ magnetique mesuré à la surface du sol». *Geoph. Prosp.*, 1-3, 171-191.
- BAYER, R., y MATTE, Ph. (1979): «Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a variscan obduction? A new gravity interpretation». *Tectonophysics*, 57, T 9-18.
- CALSTEREN, P. W. C. Van (1977): «A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. B*, 80, 156-168.
- (1978): «Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NE Spain)». *Lithos*, 11, 61-72.

- CALSTEREN, P. W. C. Van; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A.; DEN TEX, E.; VERDURMEN, E. A. Th., y VERSCHURE, R. H. (1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume». *Chem. Geol.*, 24, 35-46.
- CARBO, A.: *Programa TALWO 580 para cálculo de anomalías gravimétricas generadas por cuerpos bidimensionales* (inédito).
- CASTAÑO, F. (1980): *Estudio magnetométrico del complejo de rocas polimetamórficas de Cabo Ortegal y sus implicaciones para su interpretación geotectónica*. Tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca, 67 págs.
- ENGELS, J. P. (1972): «The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study». *Leidse Geol. Med.*, 48, 83-133.
- FLOOR, P. (1966): «Petrology of an Aegirine-Riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian Massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 36, 1-204.
- HILGEN, J. D. (1971): «The Lalín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)». *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen*, series B, 74, 4, 398-407, Amsterdam.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1 : 1.000.000». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- KEASBERRY, E. J.; VAN CALSTEREN, P. W. C., y KUIJPER, R. P. (1976): «Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia». *Tectonophysics*, 31, T 61-65.
- KUIJPER, R. P. (1979): *U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (NW Spain)*. Verhandeling nr. 5. Lab. voor Isotopen-Geologie. Amsterdam, 101 págs.
- LASFARGUES, P. (1966): *Magnetisme en geologie et prospection magnetique ou sol*. Man. de Pros. Geoph. Masson & Cie., Paris.
- MAASKANT, P. (1970): «Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 45, 237-325.
- MARCOS, A. (1971): «Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, XV, 4, 59-64.
- (1973): «Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trab. de Geología*, 6, 113 págs.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1980): «L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dôme de Lugo (Galice, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290 (D), 179-182.
- (1981): *Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector oeste de la zona asturoccidental-leonesa)*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 317 págs.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1967): «Les rapports tectoniques entre le Pré-cambrien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique;

- grandes nappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264 (D), 2268-2271.
- MEER MOHR, C. G. Van Der (1975): «The paleozoic strata near Moeche in Gadicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 49, 487-497.
- OVERMEEREN, R. A. Van (1975): «A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain)». *Tectonophysics*, 26, 293-307.
- RIBEIRO, A. (1970): «Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, LIV, 115-138.
- (1974): «Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental». *Serv. Geol. de Portugal, Mem.*, 24 (nova serie), 168 págs.
- RIBEIRO, A.; CRAMEZ, C., y REBELO, J. A. (1964): «Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord Est du Portugal)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258 (D), 263-265.
- RIES, A. C., y SHACKLETON, R. M. (1971): «Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrustplate». *Nature Phys. Sc.*, 234, 65-68.
- TALWANI, M.; WÖRZEL, J. L., y LANDISMAN, M. (1959): «Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone». *J. Geophys Res.*, 64, 49-59.
- TOBLER, W. (1970): *Gride. Selected computer programs*. Dep. Geograph. U. Michigan and Arbor.
- VOGEL, D. E. (1967): «Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 40, 121-213.
- WARNAARS, F. W. (1967): *Petrography of a periodotite-amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)*. Ph. D. Thesis, Leiden Univ., 208 págs.
- ZUUREN, A. Van (1969): «Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 45, 1-71.