IGME

641	642
30-25	32-25

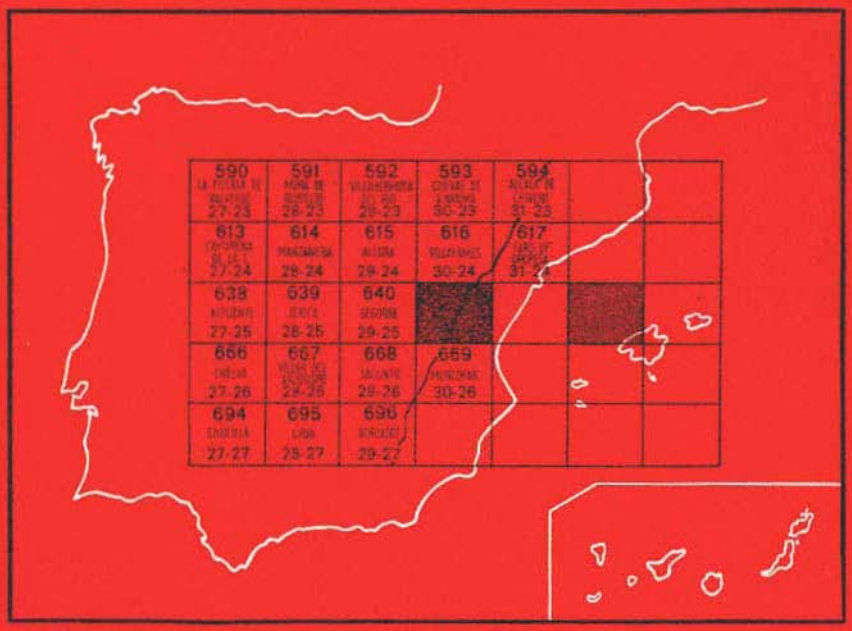
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTELLON DE LA PLANA

ISLAS COLUMBRETES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTELLON DE LA PLANA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por EPTISA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

División de Geología de EPTISA:

D. Pedro Martín Bourgón, Ingeniero de Minas. Director del Proyecto.
D. Carlos Campos Juliá, Ingeniero de Minas. Ingeniero Encargado.

Cátedra de Geodinámica Externa (Universidad Complutense de Madrid).

D. Ramón Vegas Martínez, Dr. en Geología. Geólogo de Campo.
D. José Luis Goy Goy, Licenciado en Geología. Geólogo de Campo.
D.ª Caridad Zazo Cardeña, Licenciada en Geología. Cuaternarista.

Cátedra de Paleontología (Universidad Complutense de Madrid).

D. Fernando Meléndez Hevia, Dr. en Geología. Especialista en Terciario.
D. José Campo Viguri, Licenciado en Geología. Especialista en Terciario.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

— muestras y sus correspondientes preparaciones,
— informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
— columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
— fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 27.808 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

0 INTRODUCCION

0.1 ANTECEDENTES

En marzo de 1972 el Instituto Geológico y Minero de España, a través de su división de Geología, encargó a la Empresa Consultora Estudios y Proyectos Técnicos Industriales, S. A. (EPTISA), la realización del levantamiento geológico de la Hoja n.º 30-25, Castellón de la Plana, en colaboración con las Cátedras de Geodinámica Externa y Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Ciencias).

0.2 METODOLOGIA

Para la ejecución del trabajo se ha seguido la siguiente metodología: La Cátedra de Geodinámica Externa puso bajo la dirección de la División de Geología de EPTISA a tres geólogos para la realización de la cartografía de la Hoja, y la separación morfo-estratigráfica del Cuaternario. Por su parte, la Cátedra de Paleontología, con sus especialistas, se encargó de la estratigrafía y del estudio de las muestras tomadas por los mismos.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 TERCIARIO

Los únicos afloramientos de Terciario existentes en esta Hoja se encuentran en su esquina NO., a lo largo del río Mijares, donde dicho río

641-642

ha excavado suficientemente en la potente cobertera cuaternaria para exponer el Terciario en superficie.

Su principal carácter es su marcado detritismo, estando constituido por potentes conglomerados, con los que alternan delgadas capas y lentejones de areniscas y arcillas. Los conglomerados son poligénicos, constituidos por cantos de gran tamaño de areniscas del Triásico (40 por 100), calizas y dolomías del Jurásico y Cretácico (40 por 100) y cuarcitas (15 por 100), regularmente rodadas, aunque localmente brechoideas. Su matriz es arcillo-arenosa, y su cemento, muy compacto, calcáreo, disminuyendo generalmente hacia el techo 15-20 cm., existiendo lateralmente todos los tránsitos hasta microconglomeráticos. La morfología de los conglomerados es la de una serie de paleocanales que se erosionan mutuamente, así como a las escasas areniscas y arcillas. Parecen corresponder a una serie de aportes fluvio-torrenciales continuados, dirigidos hacia el SE., según las marcas de corrientes que se ven en la base de los paleocanales.

Las areniscas oscilan entre gruesas y muy finas, limosas, y se presentan como delgados lentejones entre los conglomerados. Suelen estar muy cementadas, por cemento calcáreo. Las arcillas, generalmente arenosas, se presentan como niveles más continuos, estando erosionadas por los canales de conglomerados.

El color de toda la serie es rojo, oscilando entre ocre rojizo y rojo intenso, y localmente marrón oscuro a grisáceo.

Se pueden datar como Chatiense-Mioceno Inferior.

1.2 CUATERNARIO (Q)

Ocupa la casi totalidad de la Hoja, exceptuando unos pequeños afloramientos de Mesozoico y Cenozoico localizados en el límite occidental de la misma. La mayor parte de los sedimentos cuaternarios son de origen continental, predominando en ellos el régimen laminar sin clara expresión morfológica. Son muy escasos los sedimentos típicamente marinos, aunque abundan depósitos de ambiente mixto, marino-continentales, de tipo parálico, formando potentes deltas debidos a la fuerte subsidencia existente en la desembocadura de las numerosas ramblas que constituyen el drenaje actual.

Los antecedentes sobre el Cuaternario de la Hoja que nos ocupa son muy escasos. La edición anterior de la misma (D. TEMPLADO y J. MESEGUER, 1949) corresponde a una época en la que los estudios sobre Cuaternario estaban en una fase muy inicial en nuestra Península. El único trabajo especializado que conocemos se debe a V. M. ROSELLO (1963), que estudia la morfología litoral del norte de Valencia. Describe un glacis de pie de monte que bordea la costa desde el delta del Ebro hasta los alrededores de Valencia, indicando la situación de las diferentes albuferas loca-

lizadas en este tramo de costa. Por último, sitúa el cordón de guijarros que existe en la desembocadura del río Mijares, calculando la potencia de los sedimentos de su delta en unos 150 m.

Aunque de tipo muy general, hay que destacar, por su importancia, la obra de R. BRINKMANN (1931), que resalta la existencia de una tectónica cuaternaria (fase Waláquica) entre la desembocadura del Ebro y los alrededores de Gandía, reconociendo un sistema de fallas recientes que hace descender de forma escalonada la penillanura pliocena hasta los bordes del mar.

V. SOS (1967) realiza un estudio de las terrazas de la rambla de la Viuda, afluente del Mijares, marcando tres niveles de terrazas.

En la cartografía se han distinguido tres tipos fundamentales de depósitos, de génesis bien diferenciadas: depósitos continentales, depósitos marinos y depósitos mixtos. Los primeros son los que alcanzan mayor extensión y diversidad genética, frente a la escasez de las formaciones marinas.

A continuación se describe cada una de las unidades diferenciadas.

1.2.1 **Depósitos continentales**

1.2.1.1 *Mantos aluviales encostrados* (Q_1^1Me)

Descienden en suave pendiente desde la cota de 100 m. (aproximadamente) hasta la de 30-20 m. (línea Castellón-Almazora-Villarreal). Están formados por un conglomerado de cantos redondeados de caliza y arenisca con matriz arcillosa y cemento calcáreo, constituyendo un depósito fuertemente encostrado. La potencia visible es de 20 m. (Barranco Rafils). Afloran en el fondo y laderas de las ramblas, constituyendo la base del Cuaternario visible en la Hoja. Este depósito, que a manera de cono ocupa la mitad de la misma, desaparece bajo unas arcillas rojas que forman la llanura prelitoral en la zona.

La formación de estos mantos debe ser asociada a la época de los Pluviales, ampliamente relacionados en el Mediterráneo con los períodos glaciares (BUTZAR, 1963) y que corresponden a largas y fuertes precipitaciones de gran duración e intensidad. Su establecimiento sobre amplias superficies indica que han sido situadas por escurrimientos difusos y muy divagantes, sin relación con los arroyos que corren siguiendo la pendiente. El fuerte encostramiento que presentan estos depósitos indica un período algo más cálido y más húmedo que el actual, condiciones que coinciden con el comienzo y fin de un período interpluvial. Se originaría por ascenso capilar de agua cargada de bicarbonato cálcico en disolución, posterior a la deposición de los mantos, y que tendría lugar probablemente en el interpluvial siguiente al Pluvial que los originó.

1.2.1.2 *Depósitos de pie de monte* (Q_1^2 L)

Forman una orla que rodea los relieves preexistentes, introduciéndose a veces entre ellos a modo de pasillos o «golfos», como se los denomina en términos geomorfológicos. En otros casos el contacto es muy neto, observándose el «knick» perfectamente.

Litológicamente están constituidos por una brecha heterométrica y polimíctica, con tamaño de canto variable desde 5 a 15 cm., englobados en una matriz arcillosa o arenosa rojiza y con cemento calcáreo. Parece tratarse de un glacis antiguo, originado sobre los mantos aluviales, constituyendo los sedimentos de pie de monte de cobertera detrítica de dichos glacis, que, al encostrarse posteriormente, han sido preservados de la erosión (segunda fase de encostramiento).

Las condiciones ambientales que generalmente forman los glacis corresponden a climas templados con grandes lluvias torrenciales (Pluviales).

Aguas abajo, este glacis pasa a una llanura de arroyada («bajada»), que constituye el término que se describe a continuación.

1.2.1.3 *Mantos de arroyada* (Q_1^3 Ma1)

Corresponden a depósitos de tipo laminar, situados encima de los mantos aluviales, de forma que ocultan el contacto entre éstos y los depósitos de pie de monte. Se distribuyen formando una nueva orla adosada a la anterior, que llega hasta la cota de los 30-20 m.

Su litología corresponde a arcillas rojas, con cantos procedentes de los mantos aluviales y de costras zonales. Estas costras aparecen a veces como láminas discontinuas, formando la base del depósito, y otras intercaladas en el mismo.

Su génesis se atribuye a la acción de una lluvia corta y abundante en una superficie poco trabajada por los arroyos. Todos los hilillos de agua, que por lo general constituyen la arroyada difusa, se unen para formar un manto continuo que transporta todos los derrubios finos («sheet flowd»). El espesor del manto de agua es mínimo y la carga considerable. El clima equivale a un ambiente semiárido bajo un régimen pluvial. Cronológicamente deben situarse en una época posterior a la de formación del glacis anterior.

Aunque no han sido destacadas en la cartografía, ante su escasa potencia, que no sobrepasa los 20 cm., hay que mencionar, por su importancia paleoclimática, las costras zonales citadas, formadas por precipitación en el seno de un manto de agua cargada de bicarbonato cálcico, sobre pendientes suaves que favorecerían su establecimiento y la evasión del CO_2. Este arroyamiento sería intermitente, lo que permitiría el endurecimiento de las láminas de costra por su exposición temporal al aire.

Frente a los mantos de arroyada descritos (Q_1^3 Ma1) hay que distinguir otras formaciones similares, pero más potentes (mantos de arroyada Q_1^3 Ma2), que a diferencia de los anteriores nunca descansan sobre los mantos aluviales y que presentan niveles de cantos subangulares cementados, lo que indicaría un arroyamiento más intenso dentro del mismo período de su formación.

1.2.1.4 *Abanico aluvial* (Q_2Ab)

Se localizan en el borde SO. de la Hoja, adoptando la típica forma triangular, fácilmente distinguible. Están constituidos por arcillas arenosas rojas, con cantos fluviales. El origen de estos depósitos radiales en abanico tiene un sentido morfoclimático. Fuertes precipitaciones en la zona de cabecera originan corrientes considerables de alta capacidad de transporte que arrastran gran cantidad de materiales detríticos, desparramándolos radialmente al salir de la llanura vallificada a la amplia llanura costera. La débil pendiente del terreno en la zona litoral y la enorme carga originan una pérdida gradual de la capacidad de transporte, provocando una rápida sedimentación antes de alcanzar la playa. Paleoclimáticamente parecen corresponder al comienzo de los pluviales.

1.2.1.5 *Coluviones* (Q_2C)

Muy escasos en la Hoja, aparecen en las proximidades del Mesozoico, a partir del cual se han formado. Están constituidos por arcillas rojas, con cantos mesozoicos sueltos.

1.2.1.6 *Terrazas fluviales* (Q_1^2 T1 - Q_2 T5)

Se han distinguido en la zona cinco niveles de terrazas, correspondientes a cinco épocas distintas de excavación. La mayor parte de ellas son de tipo erosivo, dándose casos en que una terraza erosiva pasa a otra de sedimentación. Las alturas medias son, de más antigua a más moderna: **25-30, 18-20, 11, 7-5 y 3-2 m.** Dado que la mayor parte de las terrazas erosionan a los mantos aluviales, sólo puede distinguirse la existencia de depósitos de aterrazamiento cuando el material que las forma está menos cementado.

1.2.2 **Depósitos marinos**

No existen restos de terrazas marinas antiguas. Podría suponerse que la brusca desaparición de los mantos aluviales a la altura de 30-20 m. sea

debida a una transgresión marina antigua que los dejase cortados en acantilado marino fósil, fuertemente degradado posteriormente.

1.2.2.1 *Cordón litoral fósil* (Q_2Cl)

Se extiende desde la desembocadura del río Mijares hasta el límite inferior de la Hoja. Está formado por un conglomerado marino fosilífero, con una altura de unos 2 m., que correspondería al máximo avance de la transgresión Flandriense (Dunkerquiense). Se han clasificado:

Pectunculus insubrica, BROCC.
Natica, sp.
Ostraea, sp.

Fauna que no suministra ningún dato sobre la edad del depósito.

Este cordón litoral es el que formó el cierre de las albuferas, hoy completamente colmatadas.

1.2.3 Depósitos mixtos continentales-marinos

1.2.3.1 *Deltas* (Q_1^3Dl)

Existen dos abanicos aluviales tipo deltaicos que coinciden con las desembocaduras de los ríos Seco y Mijares, este último con clara expresión morfológica, dando lugar a un saliente en la línea de costa.

Los datos de sondeos citados por J. M. ROSELLO (1963) indican una potencia de unos 150 m., en la desembocadura del Mijares, lo que nos hace pensar en la existencia de una subsidencia notable en la zona, así como de un régimen local de movimientos marinos sin corrientes litorales paralelas a la costa. Se trata en ambos casos de deltas sumergidos que podrían ser tomados a partir de la fotografía aérea como abanicos aluviales, si no se conociesen los datos de los sondeos.

1.2.3.2 *Limos pardos* (Q_2l1)

Constituyen una orla que rodea las albuferas colmatadas y deben proceder en parte del lavado de las arcillas rojas circundantes. La existencia de cantos de origen marino perforados por litófagos, incluidos en ellos, indican el origen mixto de estos depósitos. Alrededor de ellos se encuentra una segunda orla de limos pardos, ya sin cantos marinos (Q_2l2).

1.2.3.3. *Dunas litorales* (Q_2^D)

Un cordón formado por arenas parcialmente fijadas por vegetación cierran la albufera, que se encuentra situada al norte del río Mijares. Estas

dunas, bastante recientes, pero no actuales, se deberían a un movimiento negativo del mar, que al abandonar los sedimentos aún no consolidados a la acción del viento permite una selección eólica y una acumulación en zonas próximas.

1.2.4 Tectónica Cuaternaria

Ninguno de los depósitos presenta síntomas claros de la existencia de una tectónica reciente. No obstante, hay que señalar la disparidad entre los cinco niveles escalonados de origen fluvial y la casi inexistencia de terrazas marinas levantadas. Esto lleva a pensar en la acción de la flexura continental, que elevaría la parte más alejada de la costa hacia el interior del continente, a la vez que hundiría progresivamente las zonas cercanas a la línea de costa actual, de forma que el eje de flexión quedaría situado en las proximidades de la línea de costa actual, algo hacia el interior de la zona emergida. El escalón apuntado en los abanicos aluviales en la cota 30-20 m. puede corresponder a la acción de esta flexión.

Hay que señalar un reciente movimiento positivo del continente, que ha dado lugar a la colmatación de las albuferas, a la formación del cordón dunar subfósil y a la elevación del cordón litoral, cortado actualmente por el mar en forma de pequeño acantilado.

1.2.5 Cronología

La cronología de los diferentes fenómenos resulta difícil de establecer, debido a la ausencia de cortes naturales profundos, de fósiles característicos y de industrias líticas. Se ha atendido a la existencia de tres fases de encostramiento y a los niveles de terrazas, con lo que ello supone de inseguro. Se obtiene así, como más probable, el siguiente cuadro, que no es más que un simple intento de correlación.

			Depósitos Continentales	Depósitos Mixtos	Depósitos Marinos
CUATERNARIO	HOLOCENO		Q_2^R Depósitos de fondo de rambla. Q_2^C Coluviones. Q_2^{Ab} Abanico aluvial. Q_2^{T5} Terrazas (2-3 m.).	Q_2D Dunas litorales. Q_2I Limos pardos. Q_2^A Albufera.	Q_2^P Playa. Q_2Cl Cordón litoral.
			3.ª FASE DE ENCOSTRAMIENTO		
	PLEISTOCENO	Superior	Q_1^3Ma Mantos de arroyada. Q_1^3T4 Terrazas (5-7 m.). Q_1^3T2 Terrazas (11 m.). Q_1^3Dl Abanico aluvial tipo deltaico.		
			2.ª FASE DE ENCOSTRAMIENTO		
		Medio	Q_1^2T2 Terrazas (18-20 m.). Q_1^2T1 Terraza (25-30 m.). Q_1^2L Depósitos de pie de monte.		
			1.ª FASE DE ENCOSTRAMIENTO		
		Inferior	Q_1^1Me Mantos aluviales encostrados.		

2 BIBLIOGRAFIA

ALBRICIAS, L. (1927).—«Contribución al estudio de las playas levantadas de Alicante». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVII, pp. 281-284, Madrid.

ALONSO PASCUAL, J., y PEREZ MATEOS, P. (1961).—«Los arenales costeros del levante español. Consideraciones de conjunto sobre las tres provincias: Valencia, Castellón de la Plana y Alicante». *II Reunión de sedimentología.* C. S. I. C. Inst. Edaf, Madrid.

ASENSIO AMOR, I., y BALLE CRUELLAS, P. (1969).—«Contribución al estudio sedimentológico de fondos marinos del mediterráneo español (sector Palamós-Cabo de San Antonio)». *Bol. Inst. Esp. de Oceanografía.* Madrid, febrero, 1969.

BREBION, Ph.; DEMARCQ, G.; LAURIAT, A., y MONTENAT, Ch. (1971).—«Le Pliocène de la région d'Elche (Prov. d'Alicante, Espagne) et sa faune de mollusques». *Estudios Geológicos,* Vol. XXVII, C.S.I.C., Madrid.

BOURCART, J. (1940).—«Recherches stratigraphiques sur le Pliocene du Levant». *Bull. Soc. Geol. France* (5) X, pp. 207-230.

— (1960-62).—«La Méditérranée et la révolution du Pliocéne». *Liv. Mem. P. Fallot,* T. I. Soc. Géol. Fr.

DUMAS, B. (1969).—«Rejeu tectonique quaternaire au flanc sud de la Sierra de Benicadell (Levant espagnol)». *C. R. Acad. Scéan. Soc. Geol. France,* fasc. I, París.

— (1969).—«Un relief érigé au Quaternaire: Le Sud-Est du Levant espagnol». *Rev. Géogr. Montr.,* 1969, vol. XXIII, n.° 2, pp. 165-178.

FALLOT, P. (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana menor». *C.S.I.C.,* Madrid.

GAIBAR PUERTAS, C., y CUERDA BARCELO, J. (1969).—«Las playas del Cuaternario marino levantadas en el Cabo de Santa Pola (Alicante)». *Bol. Geol. y Min. de España,* tomo LXXX, 2.° fasc. marzo-abril.

GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1932).—«Le Pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *C. R. Acad. Sci.,* París.

— (1927).—«Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *XIV Congr. Geol. Int.,* Madrid, 1926. Extr. del Resumen de las Comunicaciones.

GIGOUT, M. (1960).—«Cuaternario del litoral de las provincias del levante español. Cuaternario marino». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España,* n.° 57.

— (1960).—«Cuaternario del litoral de las provincias del levante español. Cuaternario continental». *Not. y Com., Inst. Geol. y Min.* de España, n.° 57.

— (1959).—«A propos du Quaternaire marin sur le littoral du Levant espagnol». *C. R. Acad. Sc.*, 249, pp. 1.914-1.916, París.

GIGOUT, M.; SOLE SABARIS, L., y SOLE, N. (1957).—«Sur le Néogène et le Quaternaire de la Sierra del Colmenar près de Alicante (Espagne)». *S. R. Sommaire des Sceances de la Soc. Geol. de France*, n.º 12, p. 235.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1967).—«Características geográficas y geológicas del litoral y de la costa de Campoamor (Alicante)». *Bol. R. S. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 65: 283-298.

IMPERATORI, L. (1957).—«Documentos para el estudio del Cuaternario alicantino». *Estudios Geológicos*, n.º 34.

JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1925).—«Encuentro de Strombus bubonius Lam. en el subsuelo de Alicante». *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, tomo XXV, pp. 81-83, Madrid.

— (1929).—«Las terrazas del Cuaternario marino del Cabo de Santa Pola». *Asoc. Esp. Progr. Ciencias.* Congreso de Barcelona, tomo VI, Madrid.

— (1935).—«De la existencia de antiguas playas en la provincia de Alicante». *Las Ciencias*, tomo II, pp. 367-371, Madrid.

KRAUS, E. C. (1960-62).—«Le probléme de l'espace en tectonique dans la région méditerranéenne». *Lv. Mém. P. Fallot*, tomo I, Soc. Géol. Fr.

MENENDEZ AMOR, J., y ROFLORSCHUTZ, F. (1961).—«La concordancia entre la composición de la vegetación durante la segunda mitad». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (b) 59.

MONTENAT, C. (1970).—«Sur l'importance des mouvements orogèniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (province d'Alicante et Murcia)». *C. R. Acad. Sc. París*, tomo 270, sér. D, pp. 3.194-3.197.

— (1971).—«Sur l'independence de deux unités stratigraphiques dans le Pliocéne des côtes méditérranéennes d'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.* (soud presse).

MONTENAT, C., y TRUC, G. (1971).—«Pliocéne supérieur et Villafranchien dans le Levant spagnol (Prov. Murcia y Alicante)». *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXII, 1.º Fasc., p. 52.

OVEJERO, G.; ROBLES, F., y AGUIRRE, E. (1969).—«Notas sobre Neógeno y Cuaternario del Levante español». *COL-PA*, n.º 16. Dpto. Paleontología Facultad Ciencias, Madrid.

PEREZ MATEOS, J., y ALONSO PASCUAL, J. (1961).—«Los arenales costeros del levante español. III. La costa de Alicante». *II Reunión de Sedimentología.* C.S.I.C. Ins. Edaf., Madrid.

ROSELLO, V. (1963).—«Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia». Saitabi XIII. Valencia.

SOLE SABARIS, L.; HERNANDEZ-PACHECO, F.; JORDA y PERICOT, L. (1957). «Le Quaternaire marin d'Alicante». *INQUA*, V Congr. Int. Liv. Guid. de L'excurs. Levant et Majorque, Madrid-Barcelona, 1957.

SOLE, N., y PORTA, J. (1957).—«El Cuaternario marino de los alrededores de Alicante». *INQUA,* V Congr. Intern. Résumés des Communications. Madrid-Barcelona, 1957.

SOS BAYNAT, V. (1957).—«Las terrazas de la Rambla de la Viuda y el Cuaternario de la Plana de Castellón». *Actas del V Congreso INQUA* (Madrid-Barcelona).

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ISLAS COLUMBRETES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por EPTISA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

Don Juan Ramón Vidal Romaní, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Por parte de EPTISA han intervenido: el Ingeniero de Minas de la División de Geología y Geotecnia don Carlos Campos Juliá, que se ha limitado a sintetizar y adoptar al espíritu de esta Memoria los datos obtenidos en el trabajo de grado del señor Vidal.

El plano geológico se ha elaborado a base de los datos obtenidos por J. M. Fúster en su campaña de 1964, con modificaciones debidas a los datos obtenidos por J. R. Vidal Romaní durante su viaje en 1972.

0 INTRODUCCION

0.1 ANTECEDENTES

En marzo de 1972 el Instituto Geológico y Minero de España, a través de su División de Geología, encargó a la Empresa Consultora Estudios y Proyectos Técnicos Industriales, S. A. (EPTISA), la realización del levantamiento geológico de la Hoja n.º 32-25, I. Columbretes, del Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (MAGNA).

Para ello se ha contado como base fundamental con el trabajo realizado por el señor don Juan Ramón Vidal Romaní para la obtención del título de licenciado en Ciencias Geológicas, dirigido por el profesor Hernández Pacheco, y basado en el muestreo y datos geológicos reunidos por el profesor Fúster Casas en 1964, durante la reunión científica que tuvo lugar ese año en dichas islas.

0.2 OBJETIVOS

Los objetivos perseguidos en este trabajo se centrarán en obtener:

1.º Levantamiento cartográfico.
2.º El establecimiento de los tipos petrológicos existentes.
3.º Estudio geoquímico de las series volcánicas.
4.º Génesis y edad posible del archipiélago de las Columbretes.

1 MARCO GEOLOGICO

1.1 AGRUPACIONES ROCOSAS

El archipiélago de las Islas Columbretes está constituido por cuatro agrupaciones rocosas que forman las partes emergidas de una alineación submarina denominada Barra Alta, dispuesta en dirección N.-S., paralelamente a la línea de costa.

El grupo principal, por su mayor extensión, es el integrado por la Illa o Columbrete Grande, El Mascarat, el Mancollibre y La Siñoreta.

Los otros tres, unidos genéticamente, son respectivamente: La Ferrera, junto con los islotes Laja Navarrete, Bauzá y Espinosa; La Foradada, con los islotes Lobo y Méndez Núñez, y por último, el Bergantín, junto con El Cerquero, El Churruca y El Baleato.

1.2 GRUPO DE LA COLUMBRETE GRANDE

Su forma anular indica que constituye un cráter volcánico casi completo. Litológicamente está formado por masas de piroclastos, cenizas y lapilli, con frecuentes cantos de materiales basálticos.

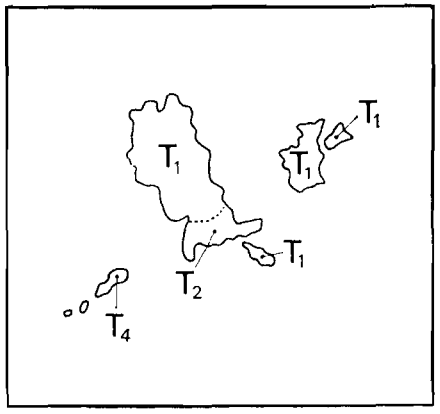
La formación de base a techo consta de los siguientes términos:

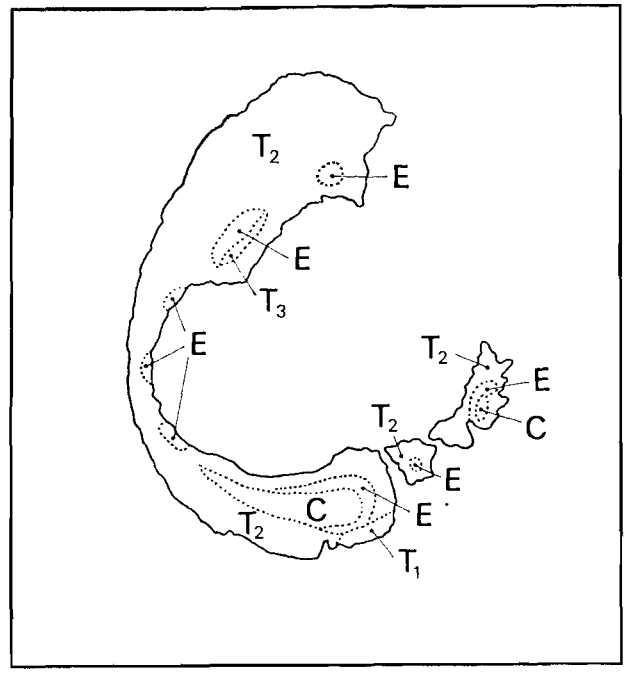
1.° Tobas con cantos basálticos, en los que aparecen fenocristales de plagioclasa, con bordes de reacción y fenocristales de Kaersutita resorbida.

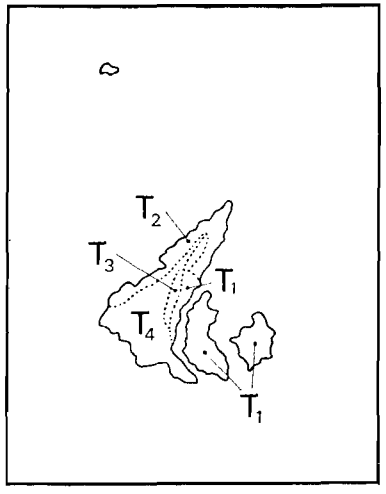
2.° Tobas en discordancia angular con las anteriores, incluyendo cantos basálticos de análoga composición, pero también cantos de caliza fosilífera, datados como de un posible Eoceno Superior.

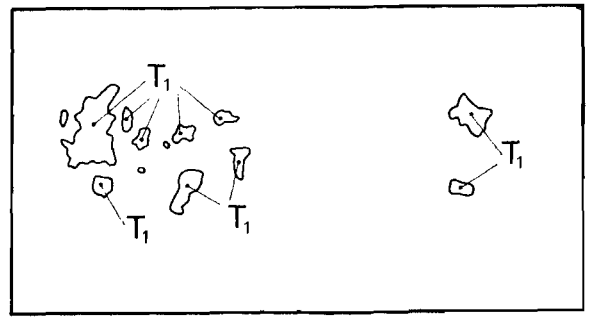
3.° Tobas rizadas de igual composición a las anteriores, de 2 m. de potencia, en fuerte discordancia sobre las yacentes, presentan extinciones laterales hacia el E., sustituyéndose por una transición al nivel escoriáceo suprayacente, puesta de manifiesto por una sustitución gradual de los cantos basálticos por escoriáceos.

4.° Bombas escoriáceas oscuras, sin cemento de unión, con estructura









LEYENDA

SERIE DE LA COLUMBRETE GRANDE

C	CENIZAS CON HELIX
E	ESCORIAS BASALTICAS
T_3	TOBAS RIZADAS
T_2	TOBAS II Con cantos de caliza Fosilijera
T_1	TOBAS I

SERIE ISLOTES

T_4	TOBAS ESTRATIFICADAS
E_1	NIVEL FERRUGINOSO ESCORIADO
T_5	TOBAS VERDOSAS
T_6	TOBAS SOLDADAS

CONTACTO ENTRE FORMACIONES

ESCALA 1:12.500

CARTOGRAFIA: FUSTER CASAS, J. M. (1964)

de corteza de pan, sin fenocristales. Sólo se encuentran bien desarrolladas en El Mascarat, Mancollibre y Punta del Canal, apareciendo en el resto de la isla únicamente como retazos.

5.° Superficie de erosión, sobre la que se ha desarrollado un suelo bien diferenciado, con restos posibles de material eólico.

6.° Niveles de cenizas subhorizontales que yacen discordantes y transgresivos sobre la superficie de erosión, cortando indistintamente a las tobas inferiores y a las escorias basálticas superiores; se distinguen dos paquetes, cada uno de cinco metros de potencia, el inferior con cenizas lajeadas y hojosas y el superior con hasta quince intercalaciones de caliche.

Todo ello indica que las últimas fases eruptivas, posiblemente cuarternarias, alternan con períodos de calma.

7.° Depósitos eólicos superficiales, dispuestos en los lugares mejor protegidos de la acción del viento, en los que se encuentran restos de Helix, huesos de aves y mandíbulas de conejos. Los análisis granulométricos realizados sobre estos materiales (PEREZ MATEOS, J., y BENAYAS, J., 1966) los clasifican como eólicos y los datan como Würmienses, al haber resistido a la glyptogénesis.

Toda la formación está surcada por un sistema radial respecto al centro de la isla, de diaclasas, generalmente rellenas de ceniza, apareciendo en ocasiones pequeñas fallas con desplazamiento apreciable de uno de los labios.

1.3 GRUPO DE LA FERRERA

La isla mayor del grupo es La Ferrera; está constituida litológicamente por una toba traquítica verdosa en la que se incluyen cantos de basaltos, de traquitas, fonolitas y enclaves granudos que descansan sobre un nivel escoriáceo, de gran resistencia a la erosión. Análogas características presenta el islote Bauzá.

En Laja Navarrete los afloramientos de tobas presentan estratificación bien desarrollada, con intercalaciones de materiales de clara proyección aérea y matriz de lapilli, basáltica en lugar de traquítica. Como en los anteriores, hacia la base las tobas se hacen más compactas.

1.4 GRUPO DE LA FORADADA

De entre todas las islas del grupo, La Foradada, que le da el nombre, es la que presenta la sucesión de niveles más completa.

De base a techo la sucesión es la siguiente:

1.° Nivel formado por tobas sin vestigios de estratificación, que a medida que aumenta su cota pasa a tonalidades gris-verdosas. Con los mismos tipos de cantos que los que aparecen en La Ferrera.

2.° Nivel escoriáceo ferruginoso, de cincuenta centímetros de potencia, muy resistente a la erosión.

3.° Nivel de tobas estratificadas, de tono rojizo, entre las que se encuentran abundantes materiales de proyección aérea, bombas volcánicas y cantos con estructura en corteza de pan.

1.5 GRUPO DEL CARALLOT O DEL BERGANTIN

Es el grupo de menor superficie emergida, cuyo islote más característico es el Bergantín o Carallot, probablemente un pitón resto de una antigua chimenea volcánica.

Litológicamente se compone de rocas de textura traquítica, en general masivas, aunque con bandeados en zonas localizadas que le dan aspecto escoriáceo.

La ausencia de cantos en la masa de textura traquítica hace suponer que únicamente han sido respetadas las partes centrales del pitón, y de ahí la falta absoluta de cantos arrancados de las paredes de la chimena volcánica.

2 PETROLOGIA

Del desmuestre efectuado en Islas Columbretes se deduce, en primer lugar, la existencia de dos áreas volcánicas diferentes que dan lugar a dos conjuntos de rocas: la serie de la Columbrete Grande y la serie Islotes. La primera se caracteriza por la menor riqueza de tipos petrológicos, que se reducen exclusivamente a términos basálticos; mientras que la segunda, más evolucionada geoquímicamente, presenta términos desde basaltos a traquitas y fonolitas. En esta segunda serie las diferencias de alcalinidad llevan a pensar en dos grupos distintos: uno, el de La Foradada, más potásico, y otro, el de La Ferrera, menos potásico, sin que con los análisis realizados se pueda aventurar conclusión ninguna al respecto.

Por tanto, dentro de cada una de estas series volcánicas y basándose en criterios petrográficos y geoquímicos, pueden diferenciarse las siguientes formaciones:

A) Serie de la Columbrete Grande:
   - A-1 Basanitas (Basaltos).
   - A-2 Basaltos escoriáceos.

B) Serie Islotes:
   - B-1 Basaltos.
   - B-2 Basaltos escoriáceos.

B-3 Fonolitas I.
B-4 Fonolitas II.
B-5 Traquitas alcalinas.
B-6 Enclaves.

A continuación se describen cada uno de estos tipos petrológicos:

2.1 SERIE DE LA COLUMBRETE GRANDE (A)

2.1.1 **Basaltos** (A-1)

Todas las muestras estudiadas, salvo una, en que la textura es microcristalina traquitoide, son de textura porfídica, con fenocristales de olivino y augita como fémicos.

En la matriz de micro o criptocristalina se observan microlitos de plagioclasa, pequeños cristales de augita y también algo de olivino.

El contenido en plagioclasa varía desde escaso en los basaltos más oscuros, hasta otros en que la matriz se compone casi totalmente de microlitos de plagioclasa. Sin embargo, la mayor frecuencia de muestras se agrupa en contenidos medios de la misma.

En un 50 por 100 aproximadamente de las muestras estudiadas se encuentran algunos fenocristales de anfíbol, generalmente resorbidos en su totalidad. La resorción se presenta con el siguiente cuadro: aparición de un enrejado de microlitos de rönita, según tres direcciones principales, una de las cuales sigue el eje mayor del cristal del anfibol; en los espacios intersticiales se encuentran microcristales de augita titanada (color rosa asalmonado), todo ello sobre un fondo de cristales de plagioclasa. En algunas muestras se observan fenómenos secundarios de carbonatización y zeolitización.

2.1.2 **Basaltos escoriáceos** (A-2)

Las escorias asociadas a estos basaltos son muy porosas. Están formadas por fenocristales de olivino y augita, con matriz criptocristalina; la plagioclasa aparece únicamente en forma microlítica. Son frecuentes las formas esqueléticas de augita y olivino, debidas a crecimiento rápido.

2.2 SERIE ISLOTES

2.2.1 **Basaltos** (B-1)

Tienen textura porfídica únicamente, con fenocristales de olivino y augita. La principal característica es su alto contenido en plagioclasa, llegando en algún caso a casi desaparecer la matriz vítrea. Se localizan en el grupo de La Ferrera, concretamente en el islote Laja Navarrete.

2.2.2 **Basaltos escoriáceos** (B-2)

Son escorias basálticas de pasta muy oscura, con microlitos de plagioclasa y hornablenda castaña como único magnesiano, que ocasionalmente puede pasar a hornablenda verde; siempre en todas las muestras se encuentran presentes esferulitos de un material isótropo, no identificado por VIDAL.

Su principal característica, que la diferencia de las otras series basálticas, es la presencia de fenocristales de anfíbol sin resorber y fenocristales heredados de sanidina, plagioclasa y nefelina, con coronas de recrecimiento.

2.2.3 **Fonolitas I** (B-3)

Son rocas de textura porfídica, con fenocristales heredados de plagioclasa, sanidina y nefelina. Como minerales básicos se encuentra el anfíbol oxidado total o parcialmente.

La matriz es un filtro microcristalino, constituido fundamentalmente por plagioclasa. También hay tipos en los que en la matriz hay una mayor variedad mineralógica, con microlitos de plagioclasa, augita, epidota y opacos.

2.2.4 **Fonolitas II** (B-4)

De análogas características al grupo anterior, de las que sólo se diferencian por una mayor frecuencia en la aparición de fenocristales de nefelina. La matriz está formada fundamentalmente por microlitos de sanidina en textura traquítica y por cristales más escasos de anfíbol; el mineral accesorio más frecuente es la esfena.

Otra característica que individualiza este grupo es la aparición en el mismo de enclaves característicos de textura microgranuda bastante porosa; mineralógicamente son muy sencillos, pues están constituidos únicamente por anfíbol y plagioclasa como fundamentales, con escasa biotita subordinada. Como minerales accesorios es frecuente el apatito y más raro el circón.

Petrológicamente podrían clasificarse estos enclaves como microdioritas.

	%
SiO_2	46,37
Al_2O_3	18,51
Fe_2O_3	7,45
FeO	1,42
MnO	0,20

	%
MgO	4,17
CaO	6,37
K_2O	3,32
TiO_2	2,21
P_2O_2	0,61
H_2O	1,54

Su análisis químico les da una composición más básica que la volcánica que les engloba.

Se presentan tanto en inclusiones aisladas como en pequeños aglomerados dentro de la fonolita II, existiendo un paso gradual de un tipo rocoso al otro. Todo ello lleva de la mano a la hipótesis de que proceden de una cristalización en condiciones subvolcánicas del mismo magma que dio lugar en superficie a las fonolitas II.

2.2.5 **Traquitas alcalinas** (B-5)

La característica común de esta serie es una textura criptocristalina, con cristales de sanidina, con ausencia total de fenocristales, salvo en casos aislados, en que son de sanidina, pero muy escasos y sin recrecimientos secundarios.

La mayor parte de las muestras de este grupo presentan una fuerte alteración, siendo los principales productos: epidota, óxidos de hierro y carbonatos, que ocupan generalmente los espacios intersticiales.

2.2.6 **Enclaves** (B-6)

Son de dos tipos principales: saniditas y anortositas. Las primeras presentan textura granuda traquitoide. La mineralogía es simple: sanidina y nefelina, con mayor abundancia de la primera. Se observan fenómenos de fusión más o menos avanzada, que comienza con la formación de un vidrio isótropo que suele separar los cristales de nefelina y feldespatos. En un paso más avanzado, la fusión se abre camino a través del cristal, dejando pequeñas cavidades en las que el material fundido recristaliza en una masa microcristalina de acículas perpendiculares a las paredes de la cavidad, otras veces las recristalizaciones son aglomerados radiales de microlitos de plagioclasa.

Las anortositas tienen textura granuda de cristales de plagioclasa, en que a veces predomina el maclado polisintético y en ocasiones apenas se distinguen algunas de estas maclas. Los contactos de los cristales son tortuosos, apareciendo en el interior de los mismos figuras de desmezcla.

Los otros minerales que están presentes son fémicos y muy secundarios, aparecen augita egirínica y hornablenda, con fenómenos de oxidación; la augita egirínica indica un menor contenido en sodio, lo que concuerda con la mayor basicidad de las anortositas respecto a las sanidinitas.

2.3 TOBAS

2.3.1 **Serie de la Columbrete Grande**

Está formada por fragmentos monocristalinos de plagioclasa, olivino y augita, incluidos en una pasta muy vítrea de fuerte relieve y color castaño. La matriz es porosa, con frecuentes carbonatos de origen secundario. Aparece una vez un fenocristal de anfíbol resorbido.

2.3.2 **Serie Islotes**

Todo el estudio se basa en una única muestra tomada en Laja Navarrete, la principal característica es la aparición del anfíbol sin resorber.

El aspecto general de estas tobas es el de un aglomerado de cantos de redondeados a subangulosos y formado por cristales de olivino, plagioclasa y augita englobados en una pasta vítrea amarillo-castaña. El material cementante de estos cantos es de la misma naturaleza que el que los forma.

2.4 CALIZAS

En el islote Mancollibre, incluidos como cantos en el paquete de tobas, aparecen cantos calizos con foraminíferos.

3 GENESIS DE LOS MATERIALES VOLCANICOS DE LAS ISLAS COLUMBRETES

En la serie basáltica de la Columbrete Grande existen dos tipos de fenocristales heredados: de hornablenda volcánica (Kaersutita) y de plagioclasa. En los cristales de Kaersutita aparecen huellas de evolución, debidas a cambios en las condiciones de presión de volátiles dentro del magma en que se originaron.

El examen de los fenocristales de plagioclasa comagmáticos con los de anfíbol pone de manifiesto que poseen un borde de reacción con la pasta y que presentan formas ovaladas, indicio de un modelado por transporte. Su composición, de una plagioclasa cálcica, lo que indica una cristalización a gran profundidad.

Lo anteriormente expuesto indica que se han producido dos etapas de

consolidación: una primera en que se formaron los fenocristales de Kaersutita y plagioclasas, y otra segunda en la que hubo pérdida de presión y en la que se produce la resorción del anfíbol, seguida de la emisión, por lo que no tuvieron tiempo ni condiciones para evolucionar como lo haría una serie volcánica en condiciones normales.

En la serie Islotes la clave de la génesis se encuentra igualmente en los fenocristales y en la evolución de sus tipos desde términos basálticos a fonolíticos. En los grupos donde aparecen idénticos tipos de fenocristales puede asumirse un origen común. Esto es uno de los hechos en que nos apoyamos para hablar de una génesis única para la serie Islotes.

Por otra parte, la aparición constante de anfíbol sin resorber, tanto en las formaciones iniciales (basaltos escoriáceos), como en las finales (fonolitas II), y con dos generaciones distintas de cristales, unos casi totalmente alterados a opacos y otros en superficie fresca, indica que durante las dos etapas de crecimiento se conservó la presión de volátiles en la cámara magmática.

La presencia de los enclaves de sanidinitas, anortositas y de microdioritas está indudablemente relacionada con la primera etapa de cristalización, y también a ella pertenecen los fenocristales heredados, pues presentan coronas de recrecimiento plagioclásicas. Por otra parte, los diagramas geoquímicos desechan la posibilidad de contaminaciones corticales, lo que redunda en beneficio de la teoría expuesta. Es decir, origen de enclaves granudos y fenocristales a partir del mismo magma que dio origen a las rocas de Columbretes.

Los basaltos 2 y las traquitas de la serie Islotes, al carecer de fenocristales con borde de reacción, no pueden tratarse de acuerdo con el esquema expuesto, y no existen datos suficientes para tratar de ensayar algún mecanismo de origen concreto.

Por tanto, aunque la proximidad geográfica de las dos series descarta la posibilidad de dos focos magmáticos diferentes, es evidente que las dos formaciones pertenecen a dos emisiones volcánicas distintas, siendo la más antigua la que corresponde a la serie Islotes, si nos fiamos de los datos morfológicos volcánicos, que se pueden observar únicamente en la Isla Columbrete Grande.

4 BIBLIOGRAFIA

BECKE, F. (1897).—«Gesteine der Columbretes». *Tschemack's Min. n. Petr. Mitt.* Bd. XVI, pp. 159-189 y 308-336.

BENAYAS, J., y PEREZ MATEOS, J. (1967).—«Las Columbretes como posible origen de la ferroaugita existente en los arenales costeros de una zona de Levante». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 65, n.° 1, p. 27.

CAÑADA GUERRERO, F. (1971).—«Contribución al estudio geológico y mineralógico de la plataforma continental, en el área de las Islas Columbretes». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección 6, Geoquímica, Geofísica y Geología Marina.*

HERNANDEZ-PACHECO, y ASENSIO AMOR, I. (1965).—«Datos fisiografíco-sedimentológicos de la Columbrete Grande». *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.* t. 64, pp. 179-198.

LACROIX, A. (1893).—«Les enclaves des roches volcaniques». *Annales de l'Academia de Mâcon,* t. X, p. 710.

PARGA PONDAL, I. (1935).—«Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica». Tesis doctoral. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales,* t. 39, pp. 1-174.

PEREZ MATEOS, J., y BENAYAS, J. (1966).—«Presencia de seudobornquita en unos suelos y roca madre de la isla Ferrera (Columbretes)». *Actas Geol. Hisp.,* t. 1, n.° 5, p. 14.

— «Estudio de minerales detríticos en suelos de las Islas Columbretes». *IV Grupo Esp. Sedimentología,* p. 69 (1966).

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y FUSTER CASAS, J. M. (1951).—«Una roca interesante de facies basáltica de la Columbrete Grande». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* t. XLIX, pp. 87-100.

VICENT, A. (1885).—«Noticia litológica de las Islas Columbretes». *Anales de la R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* t. XIV, pp. 173-183.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA