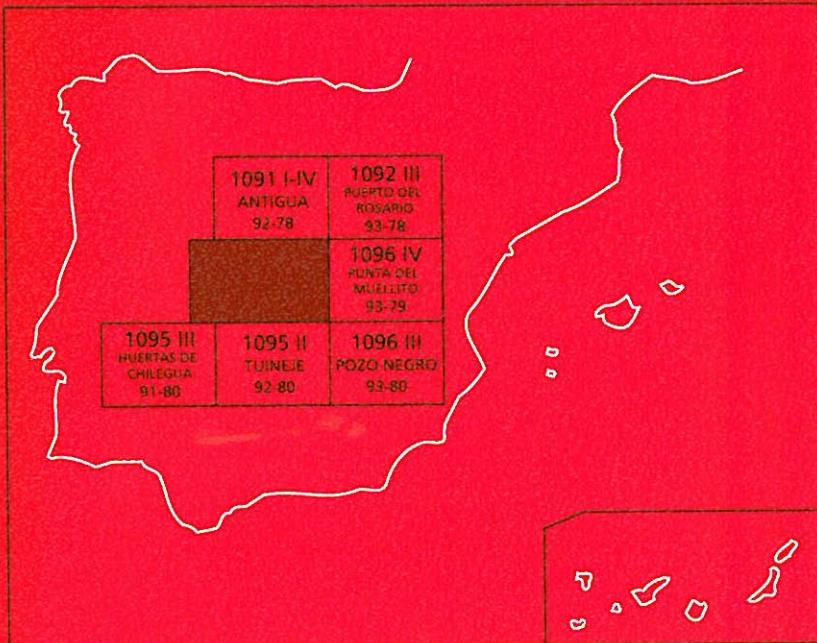




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

PÁJARA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

PÁJARA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información, sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Rios Rosas, 23
28003 Madrid

NIPO: 40504-012-8
ISBN: 84-7840-508-9s
Depósito legal: M-3976-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Pajara*, ha sido realizada por GEOPRIN, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

Dirección y supervisión del IGME

Cueto Pascual, L. A. Ing. Téc. de Minas.

Realización de la cartografía

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Muñoz García, M. (U.C.M.). Dra. C. Geológicas.
- Sagredo Ruiz, J. (I.G.E, CSIC-UCM). Dra. C. Geológicas.

Colaboradores:

- Vidal, J. R. (U. de La Coruña). Dr. C. Geológicas. Cartografía geomorfológica.

Redacción de la memoria

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Ruiz García M.^a T. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Merlos Cárcel, A. (GEOPRIN, S. A.).
- Muñoz García, M. (U.C.M.). Dra. C. Geológicas.
- Sagredo Ruiz, J. (I.G.E, CSIC-UCM). Dra. C. Geológicas.

Colaboradores:

- Brändle, J. L. (I.G.E, CSIC-UCM). Dr. C. Geológicas. Geoquímica.
- Meco, J. (U. Las Palmas). Dr. C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología.
- Vidal, J. R. (U. La Coruña). Dr. C. Geológicas. Geomorfología.
- Rolandi Sánchez-Solís, M. Lic. C. Geológicas. Hidrogeología.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras de roca y su correspondiente preparación microscópica.
- Informes petrológicos y mapas de situación de muestras.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.
- Mapa geomorfológico a escala 1:25.000.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	11
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	11
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	12
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL	15
2.1.1. Sedimentos de fondo oceánico	16
2.1.1.1. Ritmitas, lutitas, areniscas y calizas (2)	17
2.1.1.2. Lutitas y areniscas (3)	14
2.1.1.3. Lutitas, margas y calizas (4)	18
2.1.2. Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos (5)	19
2.1.3. Serie intrusiva ultracalina	20
2.1.3.1. Piroxenitas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas (6)	21
2.1.3.2. Intrusivos sálicos indiferenciados (traquitas, fonolitas y sienitas) (7)	22
2.1.3.3. Macizo sienítico de El Recogedero (8)	22
2.1.3.4. Intrusivo fonolítico de Morro del Jablito (9)	23
2.1.4. Series plutónicas indiferenciadas	23
2.1.4.1. Brecha de intrusión (10)	24
2.1.4.2. Intrusiones de gabros plurifaciales indiferenciados (11)	24
2.1.4.3. Werhlitas y piroxenitas (12)	25
2.1.4.4. Intrusivos sálicos, traquíticos y sieníticos (13) y diques sálicos (1)	25
2.1.4.5. Brechas sálicas compactas (Morro de Gregorio). (14)	26
2.1.5. Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez	27
2.1.5.1. Werhlitas y piroxenitas (15)	27
2.1.5.2. Gabros (s.l.) (16)	28
2.1.6. Complejo Circular de Vega de Río Palmas	28
2.1.6.1. Leucogabros bandeados de grano medio-grueso (17)	29
2.1.6.2. Sienita circular (La Peñita) (18a)	30
2.1.6.3. Sienita central (El Sargentito) (18b)	30
2.1.6.4. Tobas e intrusivos traquíticos (dique circular de La Muda y núcleo central de El Sargentito) (19)	31

2.1.6.5. Depósitos piroclásticos (brechas y tobas sálicas compactadas) (20)	31
2.1.7. Edificio Betancuria	32
2.1.7.1. Brechas basálticas (21)	32
2.1.7.2. Lavas e intrusivos subordinados de basaltos plagio-clásicos (22)	32
2.1.7.3. Tobas y brechas traquíticas-traquibásalticas (23)	33
2.1.7.4. Intrusivos sálicos (pitones, sills traquílicos y traquieníticos) (24)	33
2.1.7.5. Sienitas (25)	34
2.1.8. Complejo filoniano	35
2.1.9. Intrusión masiva tardía de diques traquílicos y traquibásalticos con tobas asociadas (26)	36
2.1.10. Las aureolas de contacto	37
2.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	38
2.2.1. Fase miocena	38
2.2.1.1. Tramo inferior-medio	39
2.2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (27) y diques básicos (1b)	39
2.2.1.1.2. Brecha básica polimítica tipo Ampuyenta (28a)	39
2.2.1.1.3. Sedimentos aluviales. Conglomerados (28b)	39
2.2.1.2. Intrusiones sálicas (29)	40
2.2.1.3. Episodios tardíos	41
2.2.1.3.1. Coladas basálticas (30)	41
2.2.2. Fase pliocena	42
2.2.2.1. Rasa marina pliocena (entre +10 y 20 m). Arenas de playa y conglomerados (31)	42
2.2.2.2. Depósitos aluviales. Arenas con cantos (32)	43
2.2.2.3. Arenas eólicas pliocenas (33)	44
2.2.2.4. Arenas eólicas con intercalaciones indiferenciadas de derrubios de ladera y depósitos aluviales (34)	45
2.2.2.5. Edificio Morro Valdés. Coladas basálticas (35a)	45
2.2.2.6. Edificio Valle Central. Coladas basálticas (35b)	47
2.2.2.7. Sedimentos aluviales. Arenas y conglomerados (36)	47
2.2.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas	48
2.2.3.1. Depósitos de caliche (37)	48
2.2.4. Fase pleistocena media-holocena	48
2.2.4.1. Coluviones indiferenciados (38)	48
2.2.4.2. Episodios recientes. Alineación volcánica de Pájara y edificio Caldera de Gairía (39 y 40)	49
2.2.5. Formaciones sedimentarias recientes	51
2.2.5.1. Terrazas (41)	52
2.2.5.2. Aluviales y fondos de barranco (42)	52

2.2.5.3. Depósitos arcillosos y arenosos (suelos) (43)	52
2.2.5.4. Playas actuales. Arenas grises con cantos (44)	53
2.2.5.5. Arenas eólicas sueltas (45)	53
2.2.5.6. Depósitos de deslizamiento gravitacionales (46)	53
3. TECTÓNICA	54
4. GEOMORFOLÓGIA	58
4.1. LOS MATERIALES	58
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	59
4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	60
4.3.1. Formas endógenas	60
4.3.2. Formas exógenas	60
4.3.3. Formas marinas	60
4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO	61
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	61
5.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL	62
5.1.1. Sedimentos cretácicos	62
5.1.1.1. Ritmitas, lutitas, areniscas y calizas (2)	62
5.1.1.2. Lutitas y areniscas (3)	62
5.1.1.3. Lutitas, margas y calizas (4)	63
5.1.2. Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos (5)	63
5.1.3. Serie intrusiva ultracalina	65
5.1.3.1. Piroxenitas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas (6)	65
5.1.3.2. Intrusivos sálicos indiferenciados (traquitas, fonolitas y sienitas) (7)	67
5.1.3.3. Macizo sienítico de El Recogedero (8)	69
5.1.3.4. Intrusión fonolítica de Morro del Jablito (9)	69
5.1.3.5. Geoquímica de la serie	70
5.1.4. Series plutónicas indiferenciadas	73
5.1.4.1. Intrusiones de gabros plurifaciales indiferenciados (11)	74
5.1.4.2. Werhlitas y piroxenitas (12)	76
5.1.4.3. Intrusivos sálicos, traquílicos y sieníticos (13)	176
5.1.4.4. Geoquímica de la serie	179
5.1.5. Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez	80
5.1.5.1. Werhlitas y piroxenitas (15)	80
5.1.5.2. Gabros (s.l.) (16)	80
5.1.5.3. Geoquímica de la serie	80
5.1.6. Complejo circular de Vega de Río Palmas	84
5.1.6.1. Leucogabros bandeados de grano medio-grueso (17)	84
5.1.6.2. Sienita circular (La Peñita) (18a)	85
5.1.6.3. Sienita central (El Sargento) (18b)	86

5.1.6.4. Tobas e intrusivos traquíticos (dique circular de La Muda y núcleo central de El Sargento) y depósitos piroclásticos. (19 y 20)	86
5.1.6.5. Geoquímica del complejo.	87
5.1.7. Edificio Betancuria.	93
5.1.7.1. Tobas y brechas basálticas, traquíticas y traquibasálticas (21 y 23)	93
5.1.7.2. Lavas e intrusivos subordinados de basaltos plagioclásicos (22)	96
5.1.7.3. Intrusivos sálicos (pitones, sills traquíticos y traquiseníticos (24)	96
5.1.7.4. Sienitas (25)	197
5.1.7.5. Geoquímica del edificio	98
5.1.8. Complejo filoniano. Petrología	100
5.1.9. Complejo filoniano. Geoquímica	102
5.1.10. Metamorfismo de contacto	102
5.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	106
5.2.1. Fase miocena. Petrología	106
5.2.1.1. Tramo inferior-medio	106
5.2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (27)	106
5.2.1.2. Intrusiones sálicas (29)	106
5.2.1.3. Episodios tardíos	107
5.2.1.3.1. Coladas basálticas olivínicas (30)	107
5.2.2. Fase miocena. Geoquímica	108
5.2.3. Fase pliocena. Petrología	108
5.2.3.1. Edificio Morro Valdés. Coladas basálticas (35a)	108
5.2.4. Fase pliocena. Geoquímica	109
5.2.5. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Petrología	109
5.2.5.1. Alineación volcánica de Pájara y edificio Caldera de Gairía (39 y 40)	109
5.2.6. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Geoquímica	111
6. HISTORIA GEOLÓGICA	115
7. HIDROGEOLOGÍA	116
7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	117
7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS	120
7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior	122
7.2.2. Nivel acuífero superficial	123
7.3. PIEZOMETRÍA	124
8. GEOTECNIA	125
8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	125
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	125
8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	128

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	129
8.5. VALORACION GEOTÉCNICA	130
8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	130
8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables-favorables ..	130
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	130
10. PUNTOS DE INTERES GEOLÓGICO	133
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPOS DE INTERÉS DE LOS PIG	134
11. BIBLIOGRAFÍA	137

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La presente cartografía y memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000 corresponde a la hoja de Pájara (n.º 1.095, I-IV, 91-79, 92-79 del MTN), localizada en el sector central-occidental de la isla de Fuerteventura, en el archipiélago canario.

Está limitada al norte por la hoja geológica de Antigua y al este, por la de Punta del Muellito, mientras que al sur lo está por la hoja de Tuineje. El límite costero marca su extremo occidental.

En la hoja de Pájara está representado mayoritariamente el dominio del Complejo Basal, que es la unidad geológica más antigua de la isla, y el sustrato sobre el que se apoyan las demás, las cuales están pobemente representadas en el área.

El Complejo Basal está constituido por un conjunto de materiales sedimentarios, volcánicos y plutónicos, que precisamente en esta área es donde alcanzan su mayor desarrollo en cuanto a exposición de afloramientos. Su edad abarca un extenso período comprendido entre el Cretácico superior y comienzos del Mioceno inferior. Los materiales más antiguos son los depósitos sedimentarios, de carácter turbidítico, depositados originalmente en el fondo oceánico. Le siguen emisiones basálticas submarinas, lávicas y tobáceas, que conjuntamente fueron intruidas por una red de diques de orientación N30°-45°E, cuya densidad de penetración llega a menudo a cerca del 90% del volumen de los afloramientos, reduciendo la roca encajante a esquirlas y ojales de reducidas dimensiones. Las intrusiones plutónicas y subvolcánicas se suceden en varios episodios superpuestos, y están representadas por cuerpos de pequeño tamaño, de rocas ultracalinas y alcalinas, dispuestos a lo largo de una estrecha banda orientada N10°-15°E. Su intrusión produce procesos de metamorfismo de contacto, con fenómenos de alcalinización y recristalización en las rocas encajantes. Asimismo, como respuesta a los campos de esfuerzos actuantes durante la intrusión filoniana y plutónica, tiene lugar la formación de estructuras tipo "ring dike complex", como el de Vega del Río Palmas, también en esta hoja.

Contrariamente, el dominio subaéreo en la hoja está constituido por escasos afloramientos de rocas volcánicas, de edades comprendidas entre el Mioceno y el Holoceno, así como por depósitos detríticos, también de variada extensión, origen y edad. Se pueden mencionar entre estos últimos los depósitos dunares de la esquina SO que alcanzan una extensión considerable hacia el sur (Jables de Vigocho y de las Salinas). Los depósitos de caliche ocupan asimismo una vasta extensión a lo largo de la hoja, siendo más significativos en el tercio más oriental.

El relieve de la hoja puede considerarse abrupto y complejo en general, con formas suaves y alomadas, seccionadas por numerosos barrancos, que ocasionan grandes desniveles, principalmente a lo largo de un amplio eje central, donde se dan las elevaciones más importantes, como el Morro (670 m), Risco Blanco (611 m), vértice Fénduca (609 m), Morro de Tabagoste (624 m), Gran Montaña (708 m), etc. A ambos lados de dicho eje existen rampas que gradualmente enlazan con la plataforma costera occidental y con el valle central de la isla, hacia la parte oriental.

La red de barrancos en los materiales del Complejo Basal es particularmente densa y característica, bastante jerarquizada, con cauces principales de largo recorrido, fondo plano, pero poco profundos, a los que se asocian barrancos y barranqueras de menor entidad. Habitualmente están secos durante todo el año, incluso durante años enteros, como consecuencia de las bajas precipitaciones en la zona. Los más relevantes son los barrancos de Vigocho, Garcey, la Solapa, Ajuy, la Peña, las Peñitas, Pájara y Almácigos.

La costa es de orientación aproximada norte-sur, con un trazado irregular de ensenadas y salientes, con predominio de un perfil acantilado, si bien no de grandes alturas y en ocasiones con una estrecha rasa al pie de los cantiles. Las playas son escasas y se encuentran principalmente en la desembocadura de los barrancos más grandes, como las de Garcey y Vigocho (de arena gris-dorada), o las playas de Ajuy y del barranco de las Peñas, con arenas negras y abundantes cantos gruesos.

La climatología de la región está definida por unas condiciones áridas-semiáridas y un carácter cálido, con temperaturas medias del orden de 18 a 25 °C, pero superiores en verano. A menudo la insolación es fuerte. Hacia la zona meridional de la hoja (área de Pájara) se dan, fuertemente, unas condiciones muy débiles. Un rasgo característico en toda el área es la presencia de una brisa casi constante, que rebaja la sensación de calor, pero que a veces se torna en vientos de intensidad considerable.

La vegetación, determinada por la climatología, se manifiesta de manera escasa. Es de carácter herbáceo y arbustivo, de bajo porte, con tipos xerofíticos suculentos, como tabaibas, cardones y aulagas. Cerca de la costa, las condiciones de mayor salinidad imponen la presencia de tipos halófilos, y en la zona de dunas se encuentran ejemplares psamófilos característicos.

Esta área concentra importantes núcleos de población de la isla, como son Pájara y Antigua. Otros pueblos relevantes son Tiscamanita, Toto, Vega de Río Palmas, todos en el interior, y el Puerto de La Peña o de Ajuy, en la costa. Las carreteras asfaltadas que cruzan la hoja son numerosas. A partir de ellas surgen abundantes pistas de tierra, a menudo por los lomos y cauces de los barrancos, que, mediante vehículo todoterreno, proporcionan buena accesibilidad a prácticamente cualquier lugar de la hoja.

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Para la realización de la cartografía geológica de esta hoja se ha contado con la numerosa bibliografía existente sobre la zona.

La base de la presente cartografía es la hoja geológica a escala 1:25.000 de Pájara, n.º 1.106-III de la antigua división del MTN, realizada por miembros del Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM y del CSIC para el Instituto Geológico y Minero de España (actualmente ITGE) [IGME (1984c)]. La colaboración conjunta de la empresa GEOPRIN, S. A., y algunos de los autores de dicha cartografía ha dado lugar a la presente, en la que se ha llevado a cabo una revisión de las diferentes unidades cartográficas, plutónicas y volcánicas, en función de las nuevas observaciones de campo realizadas al efecto, y la bibliografía publicada desde entonces.

Otros documentos cartográficos de interés han sido la hoja a escala 1:50.000, Puerto de Cabras, IGME-CSIC (1967), y el mapa a escala 1:100.000 de la isla, AGOSTINI *et al.* (1968) [en FUSTER *et al.* (1968)].

Además de esta información, se han consultado diversos trabajos publicados, en su mayoría, referentes a aspectos del Complejo Basal, en esta área o a nivel insular.

De carácter general, en cuanto que abarca toda la isla, es el trabajo de FUSTER *et al.* (1968), quienes realizan un amplio estudio de las unidades plutónicas y volcanoestratigráficas presentes en ella. Incorporan numerosos datos de campo (obtenidos durante la ejecución de la cartografía de toda la isla a escala 1:25.000 que luego se publicó a 1:50.000) con muchas referencias a esta zona, así como abundantes análisis petrográficos y geoquímicos de dichas unidades. Sintetizan las conclusiones en el mapa mencionado, AGOSTINI *et al.* (*op. cit.*). De fechas anteriores, y ya incorporados a ese estudio, están los trabajos de HARTUNG (1857), FRITSCH (1867), GAGEL (1910), BOURCART y JEREMINE (1938) y HAUSEN (1958); aunque son publicaciones antiguas, su lectura también resulta amena e interesante.

Otros trabajos interesantes son los de FUSTER y AGUILAR (1965), donde ponen de manifiesto algunas ideas sobre el carácter y origen de varias unidades del Complejo Basal; ROTHE (1968), que trata diversos aspectos de los sedimentos presentes en él. MUÑOZ (1969) estudia las formaciones alcalinas de la isla en general y del Complejo Basal en particular, con mayor énfasis en los complejos circulares sieníticos de la Vega de Río Palmas y Toto. Más recientes son los de STILLMAN *et al.* (1975), FUSTER (1978), ROBERTSON y STILLMAN (1979) y STILLMAN (1987), que aportan nuevas observaciones e interpretaciones sobre el Complejo Basal respecto al origen, estructura, relaciones intrusivas entre los distintos cuerpos plutónicos y fenómenos de metamorfismo de contacto. Este último tema fue tratado anteriormente por MUÑOZ y SAGREDO (1975) y, más recientemente, por MUÑOZ y SAGREDO (1989) y FUSTER (1989). Trabajos de síntesis general del Complejo Basal se encuentran en FUSTER (1981) y FUSTER *et al.* (1980).

El volcanismo subáereo cuaternario en esta hoja también fue objeto de estudio por CENDRERO (1966), en un trabajo más amplio sobre dichas manifestaciones en el conjunto de la isla.

2. ESTRATIGRAFÍA

La historia geológica de Fuerteventura se remonta desde tiempos mesozoicos (sedimentos de fondo oceánico) hasta las últimas emisiones volcánicas cuaternarias. La isla presenta dos dominios geológicos claramente individualizados, el Complejo Basal y el volcanismo subáereo postcomplejo Basal (Dominio subáereo), con evoluciones distintas y, en cierta medida, con transi-

ciones graduales entre ambos. El primero constituye la parte oeste de la isla y está compuesto por una secuencia de sedimentos cretácicos, rocas volcánicas submarinas (en facies de esquistos verdes), rocas plutónicas y una intensa inyección filoniana. Desde los 80 m.a. (Cretácico superior) hasta los 20 m.a. (Mioceno inferior) se van sucediendo estos eventos sedimentarios, volcánicos y plutónicos.

El Dominio subaéreo se extiende por la parte norte, este y sur de la isla (Jandía), siendo su período de emisión desde los 23 m.a. (Mioceno inferior) hasta el Holoceno. Estos eventos han ido ganando terreno al mar, agrandando el perímetro costero hasta los límites actuales.

El primer autor que definió una seriación temporal en las unidades geológicas de Fuerteventura fue HARTUNG (1857). Los autores posteriores, como FINCK (1908), FERNÁNDEZ NAVARRO (1926), BOURCART y JEREMINE (1938), HAUSEN (1958), BLUMENTHAL (1961) y ROTHE (1966), se han ido basando en él para ir actualizando y precisando la estratigrafía general de la isla. Más recientemente, FUSTER *et al.* (1968) culminan un estudio cartográfico y petrológico completo de Fuerteventura, en el que establecen una nueva estratigrafía general que ha permanecido válida hasta épocas próximas.

Para establecer la estratigrafía general de la isla en este proyecto se han utilizado diversos criterios, tales como criterios de campo (estratigrafías relativas, discordancias, grado de conservación de los edificios, etc., criterios geocronológicos y criterios petrológico-geoquímicos. De todos ellos, los datos geocronológicos son los que han servido para marcar la pauta general de las principales fases y episodios, debido a la abundante y reciente información disponible. Del análisis de todas las dataciones publicadas hasta el momento, que son RONA y NALWALK (1970), ABDEL-MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), MECO y STEARNS (1981), FERAUD *et al.* (1985), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), además de las propias edades hechas para este proyecto, se han definido cinco fases en el Dominio subaéreo y seis en el Complejo Basal. En la Tabla 2.1 está representada la cronoestratigrafía resultante.

Tabla 2.1. Cronoestratigrafía volcano-plutónica de Fuerteventura.

	Edad m.a.	Fase/Serie
CICLO CUATERNARIO	0-0,8 1,7-1,8	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Fase pleistocena inferior.
CICLO PLIOCENO	2,4-2,9 5,5	Fase pliocena superior. Fase pliocena inferior.
CICLO MIOCENO	12-22,5	Estratovolcanes de Tetir, Gran Tarajal y Jandía.
COMPLEJO BASAL	20-80	Serie plutónica tardía: Edificio Betancuria, Complejo Circular Vega Río Palmas. Serie plutónica de Mézquez. Serie plutónica indiferenciada . Serie plutónica ultracalina. Volcanismo indiferenciado, en parte submarino. Sedimentos de fondo oceánico.

2.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL

Es, con mucho, el mayoritario en la superficie que comprende esta hoja. Igualmente es la zona de todo el Complejo Basal donde mayor variedad de rocas submarinas, enjambres de diques y rocas plutónicas existe.

Está compuesto por una secuencia de rocas volcánicas, en parte submarinas, rocas plutónicas, rocas volcánicas subaéreas tardías, sedimentos mesozoicos de fondo oceánico y rocas metamórficas de contacto. Todo el conjunto se encuentra desigualmente intruido por un denso enjambre de diques, generalmente basálticos, con dirección preferente NNE-SSO.

Desde la primera edición de la cartografía Magna de esta hoja [IGME (1984c)], han sido pocos los trabajos nuevos que se han publicado sobre esta zona de la isla. LE BAS *et al.* (1986b) publican un artículo sobre la cronología del magmatismo inicial de Fuerteventura, en la que establecen una sucesión plutónica, algo más incompleta de la que ha tenido que abordar esta segunda edición del Plan Magna. En la Tabla 2.2 se establece una correlación entre estas dos sucesiones y la que publicó el IGME (1984c) en la primera edición de la hoja de Pájara. Del análisis comparativo se desprende que no hay grandes diferencias entre los diversos autores. La cronoestratigrafía aquí propuesta está basada en criterios de campo, tales como relaciones intrusivas entre los distintos plutones, efectos metamórficos de unos sobre otros y, en parte, en intensidad de intrusión del enjambre de diques.

Los intentos hechos para establecer una cronoestratigrafía usando datos radiométricos K-Ar han sido un fracaso. Esto se debe a los reajustes que se producen en los valores de K y Ar de las rocas, ocasionados por los fenómenos metamórficos y de metasomatismo que sufren muchas de las unidades ígneas.

Tabla 2.2. Correlación estratigráfica de las formaciones del complejo basal.

LE BAS <i>et al.</i> (1986,b)	MAGNA, 2. ^a Ed.	MAGNA, 1. ^a Ed. [ITGE(1984c)]
	Intrusión masiva tardía de diques sálicos y traquibasálticos.	
	Edificio Betancuria.	Formaciones sálicas recientes. Basaltos plagioclásicos.
Sienita de Vega	C. Circular Vega de Río Palmas.	Rocas ultramáficas y máficas III y IV.
Plutón Gabbro-piroxenita PX2. Plutón Gabbro-piroxenita PX1.	Macizo máfico ultramáfico de Mézquez.	
	Series plutónicas indiferenciadas.	Formaciones sienítico traquílticas post-serie Plutónica II. Formación plutónica II.
Complejo ijolítico-carbonatítico Ajul/La Solapa. Plutón gabbro/sienita de Tierra Mala.	Serie intrusiva ultracalina.	Sienitas del Recogedero. Formación plutónica I.
Lavas submarinas.	Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos.	Formación de tobas y brechas sálicas antiguas. Formaciones volcánicas submarinas.

2.1.1. Sedimentos de fondo oceánico

La secuencia de rocas turbidíticas de Fuerteventura, que constituyen la formación de mayor antigüedad del Archipiélago Canario, aflora en el ángulo NO, desde el sur del Barranco de Ajú hasta algo al norte de la Caleta de la Peña Vieja, penetrando algo en la hoja adyacente de Antigua. Por el sur, que es donde aparecen los tramos más bajos de la serie, las rocas sedimentarias están intruidas, metamorfizadas y fenitizadas, junto con las rocas volcánicas submarinas, por las intrusiones plutónicas posteriores. Por el este y por el norte aparecen recubiertas y en parte interestratificadas por la formación volcánica submarina posterior.

Esta formación, que fue mencionada por primera vez por HARTUNG (1857), VON FRITSCH (1867), y GAGEL (1910), ha sido objeto de varias publicaciones a partir de los trabajos de FUSTER y AGUILAR (1965) y FUSTER *et al.* (1968), donde se puso de manifiesto el carácter y la procedencia de los materiales sedimentarios. En un trabajo detallado de ROTHE (1968) se planteó la edad mesozoica de la formación. MITCHELL-THOME (1974) sintetiza todas estas publicaciones. Más tarde, FUSTER (1978), ROBERTSON y STILLMAN (1979a) y ROBERTSON y BERNOULLI (1982) aportan nuevos datos sedimentológicos y paleontológicos, así como una nueva interpretación de la posición invertida que tiene la serie.

ROTHE (1968), divide el conjunto sedimentario en cinco "series". ROBERTSON y STILLMAN (1979a) diferencian siete unidades, a las que agregan una más en el trabajo de ROBERTSON y BERNOULLI (1982). En esta nueva edición de la hoja, se sigue utilizando la división de la secuencia establecida por YEBENES (1980), descrita esquemáticamente en el trabajo de FUSTER *et al.* (1980), en donde se diferencian tres unidades principales, cada una de ellas dividida en varios tramos. El espesor total de la serie es de unos 1.600 m y aparece siempre en posición invertida. La dirección de la estratificación varía entre 90 y 120° con buzamientos hacia el sur entre 50 y 85°. El n.º 2 de leyenda corresponde a la unidad A de los trabajos últimamente citados. La 3 a la unidad B y la 4 a la unidad C.

2.1.1.1. *Rítmitas, lutitas, areniscas y calizas* (2)

Corresponden a las unidades A, B y C de ROBERTSON y BERNOULLI (1982). Posee un espesor total superior a 600 m cuya base no es visible por estar cortada por intrusiones posteriores. Está formada por turbiditas ferrígenas y cárnicas mixtas. Los mejores afloramientos pueden observarse a lo largo de la costa, entre el Puerto de la Peña y la desembocadura del barranco de la Peña.

Desde un punto de vista litológico, es posible distinguir cinco tramos fundamentales:

- 50 a 100 m. Constituidos por alternancias de capas finas a muy finas de lutitas negras silicificadas y limolitas y calizas de colores claros. Es muy frecuente la aparición de minerales de neoformación metamórfica como epidota y granate, sobre todo en los niveles carbonatados.
- 200 a 250 m. Compuestos por lutitas oscuras que alternan con calizas y areniscas claras en capas finas y medianas.
- 100 m. De lutitas con intercalaciones muy finas de calizas y areniscas. Este tramo muestra una fuerte alteración que se manifiesta en su aspecto versicolor.
- 125 m. De lutitas negras con intercalaciones muy finas y escasas de limolitas y calizas.

- 75 m. De lutitas y caliclititas negras que alternan con capas finas y medias de areniscas y calcarenitas, a veces rojizas.

Petrográficamente entre, las areniscas predominan las grauvacas en cuarzo. Las calizas se encuentran normalmente recristalizadas, aunque en los términos calcareníticos se pueden observar restos de equinodermos, bivalvos y briozos e incluso algunos granos detriticos de dolomita. ROBERTSON y BERNOULLI (1982) mencionan traquibasaltos entre los clastos, a los que consideran como las rocas ígneas más antiguas de Fuerteventura. Es muy dudoso que estos clastos procedan de un volcanismo dentro del ámbito del archipiélago. Parece más lógico suponer que provienen, como el resto de los materiales terrígenos, del continente africano.

El análisis sedimentológico indica que estos materiales deben haberse depositado a partir de corrientes de turbidez, que transportaban materiales calcáreos y terrígenos, en la zona de borde ("fan fringe") de un abanico submarino de aguas profundas de alta eficacia de transporte situado en el margen continental africano.

No se han encontrado restos paleontológicos que permitan la datación, pero por su posición estratigráfica puede ser considerada anterior al Haueriviense-Valanginiense, sin poder descartar incluso que en los tramos más bajos esté representado el Titónico. ROTHE (1968) mencionó en el barranco de Ajú impresiones de Posidonia. ROBERTSON y BERNOULLI (1982), con dudas, asignan estos tramos basales prevalanginienses al Jurásico terminal-Berriasiense.

2.1.1.2. *Lutitas y areniscas (3)*

Corresponde a la unidad D de ROBERTSON y BERNOULLI (1982). Posee una potencia que debe rondar los 800 m y está integrada por turbiditas exclusivamente terrígenas. El tránsito con la unidad infrayacente es bastante brusco y ello nos inclina a pensar en la posibilidad de que el contacto entre ambas esté tectonizado. Los mejores afloramientos pueden observarse a lo largo de la costa, entre la Punta de las Ánimas y la Caleta de la Peña Vieja.

Desde un punto de vista litológico, es posible distinguir cinco tramos fundamentales:

- 30 m. Alternancia de areniscas amarillentas y lutitas negras, con predominio de las primeras que pueden presentarse en capas de hasta 3 m de espesor.
- 150 m. Alternancia de lutitas negras y areniscas amarillentas en capas medias y finas.
- 125 m. Lutitas negras con escasas intercalaciones de limolitas en capas muy finas.
- 100 m. Alternancia de lutitas negras y areniscas amarillentas en capas medias y finas.
- 80 m. Lutitas negras con escasas intercalaciones de limolitas en capas muy finas.

Petrográficamente, entre las areniscas predominan netamente los granos de cuarzo, encontrándose también fragmentos de cuarcita, feldespato potásico y plagioclasa. Los minerales pesados más frecuentes son la turmalina y el círcón. La proporción de matriz arcillosa es bastante variable, siendo particularmente baja en las capas gruesas de areniscas, y oscila en un campo no muy amplio, pero que incluye grauvacas líticas, grauvacas feldespáticas, grauvacas cuarzosas e incluso protocuarcitas.

El análisis sedimentológico de la unidad indica que la deposición de estos materiales se ha llevado a cabo por la acción de corrientes de turbidez en un abanico submarino de aguas pro-

fundas, de alta eficacia de transporte, instalado al pie del margen continental africano. Las facies representadas en los sedimentos aflorantes corresponden fundamentalmente a las facies de lóbulos, borde de lóbulos y margen de abanicos.

En la parte inferior del tramo segundo de esta unidad existen ammonites, de afinidad Valanginiense (*Neocomites* sp.). ROBERTSON y BERNOULLI (*op. cit.*) asignan su unidad D al período Valanginiense-Hauteriviense, por correlaciones litológicas con la secuencia del Cretácico inferior de la perforación 370/416 del D.S.D.P. situada muy al norte de Agadir.

2.1.1.3. *Lutitas, margas y calizas* (4)

La potencia de esta unidad sobrepasa los 250 m. El contacto con la unidad infrayacente es transicional y puede definirse con la aparición de los primeros niveles con foraminíferos planctónicos. El techo, ya en la hoja de Antigua, viene definido por la aparición de las brechas volcánicas submarinas. Los mejores afloramientos aparecen en la Caleta de la Peña Vieja.

Desde el punto de vista litológico, es posible distinguir tres tramos fundamentales:

- 85 m. Alternancia de lutitas negras y margas, con pasadas de areniscas y calcarenitas en capas finas.
- 90 m. Calizas y margas blancas en capas gruesas con frecuentes niveles de nódulos silíceos.
- 100 m. Margas y calizas oscuras con intercalaciones de materiales volcánicos submarinos.

Como microfacies más representativa de esta unidad podemos señalar las biomicritas con foraminíferos planctónicos y radiolarios, aunque también abundan las lutitas calcáreas con foraminíferos e intraclastos.

Los materiales de esta unidad son sedimentos típicamente pelágicos de tipo "chalk", depositados por encima del nivel de compensación de la calcita, en un fondo bastante inestable como se puede deducir de las frecuentes señales de erosión y redeposición que muestra la unidad.

El primer tramo aquí descrito, equivalente a la unidad E de ROBERTSON y STILLMAN (1979, a), se asigna tentativamente por ROBERTSON y BERNOULLI (1982) al Barremiense-Aptiense. En las calizas y margas superiores, entre los macrofósiles, son frecuentes los *Inoceramus*, encontrándose también algunos *Ammonites*. En ellas, Lehmann [MITCHELL-THOME (1976)], identificó *Globigerinas* sp., *Medbergella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Ticinella* sp. y *Pythonella* sp. Podemos mencionar además las especies *Thamanninella ticiensis*, *Ticinella roberti* y *Hedbergella waslitensis*, y los géneros *Lenticulina* y *Pseudovalvularia* [FUSTER (1978)]. A este tramo, ROBERTSON y BERNOULLI (1982) le asignan una edad albense-cenomanense inferior, con la siguiente asociación: *Partschiceras* cf., *Whiteavesi* (Kosmatt), *Schackoina gandolfii* (Reichel), *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp. y *Gabonella* sp.

Los mismos autores, al techo de la formación visible, formada por calizas margosas, le atribuyen una edad senonense, con *Globotruncánidos*, *Heterohelícidos* y foraminíferos bentónicos de los géneros: *Stensiöina*, *Gavelinella*, *Polymorphina* y *Reussella*. Suponen la existencia de un hiato entre el albense-cenomanense y el senonense.

2.1.2. Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos (5)

El conjunto de estos materiales constituyen los eventos volcánicos del momento del nacimiento submarino de la isla y todos los posteriores que configuraron la potente serie previa a la intrusión de los plutones.

Hay una variedad grande de rocas y composiciones, aunque debido a la intensa intrusión filoniana, el grado de observación es, en muchas ocasiones pequeño. Se encuentran lavas masivas (con o sin estructuras "pillow"), brechas, tobas, hialoclastitas, "pillow lavas", de composición mayoritariamente basáltica. Se aprecian también materiales traquibasálticos y sálicos. Geoquímicamente presentan tendencias claramente alcalinas.

En la edición anterior de esta hoja [IGME (1984c)], a esta gran formación se la dividió en dos: series submarina inferior y superior, en función del grado de transformación general de la roca (metamorfismo hidrotermal de esquistos verdes). Estas series se situaban a ambos lados del eje plutónico central que tiene esta zona del Complejo Basal y su separación se hacía con un contacto supuesto, todo a lo largo de este eje. Realmente, en el único lugar del terreno donde, supuestamente presentaban relaciones cartográficas mutuas (al NO de Tiscamanita) no se ven con precisión las posiciones estratigráficas relativas. Por esa y otras razones, en esta nueva edición de la hoja se ha preferido suprimir esta separación y considerar globalmente toda la formación. A pesar del deficiente grado de observación que presentan muchos de sus afloramientos, sí parece clara la existencia de una polaridad cronológica de oeste a este. Es decir, el área más occidental presenta un grado de transformación mayor que el oriental, lo cual, con el hecho de encontrarse interestratificadas algunas de las lavas con la sedimentación cretácica, induce a pensar que se trata de materiales inferiores, respecto a los que afloran hacia el este. Estas dos características apuntadas pueden verse claramente en un corte desde la costa hasta el valle central, sobre todo en la hoja superior de Antigua.

La primera actividad volcánica submarina detectada se refiere a areniscas volcanoclásticas. En este sentido, en algunos puntos del barranco de Ajuí se observan hialoclastitas basálticas con calizas senonenses intercaladas, indicativo de que las emisiones submarinas alcalinas comenzaron en tiempos del Cretácico superior.

También en los escarpes de la Caleta de la Peña Vieja los sedimentos cretácicos terminales aparecen interestratificados con materiales volcánicos submarinos ("pillow-lavas", hialoclastitas) y con material volcanoclástico bien estratificado [FUSTER, (1981)].

En áreas ya alejadas de los sedimentos mesozoicos, las rocas son tobas y brechas polimícticas muy soldadas de composición basáltica-traquibasáltica, con más o menos "pillow". Los fragmentos más abundantes son básicos, con formas angulosas de tamaños centimétricos y decimétricos, dentro de una matriz hialoclastítica de igual composición, en la que ocasionalmente hay "pillow" disgregadas y "micropillow".

En el área de la Playa de los Muertos afloran lavas basálticas masivas con grandes cristales de biotita y anfíbol, junto con xenolitas ricos en mica y anfíbol de hasta 15 cm de diámetro. Igualmente se observan, de manera más ocasional, fragmentos centimétricos o decimétricos, con formas angulosas y subredondeadas, de traquitas y sienitas. Estas facies afloran también a lo largo del barranco del Aceituno.

Los afloramientos más occidentales, junto a muchos de los diques que los atraviesan, están afectados por un metamorfismo en facies de esquistos verdes. Los minerales de origen ígneo (olivinos, piroxenos, feldespatos) fueron casi enteramente reemplazados por una asociación mineral de epidota, clorita y albita, aunque permaneciendo visible la textura ígnea general. Todos los minerales secundarios también llenan vacuolas y microfisuras. Estas transformaciones dan un color verde oscuro muy característico a la roca, que se hace muy visible a lo largo de toda la costa del Complejo Basal. Al conjunto de las rocas les falta una esquistosidad penetrativa, lo que hace definir a este metamorfismo como similar al de fondo oceánico. JAVOY *et al.* (1986), a través del análisis de los isótopos estables en los diques metamorfizados, demuestran que mucha del agua que actuó en este proceso no es de origen marino, sino meteórica. De esta manera, sugieren que los diques mismos son los que actúan como conductos del agua circulante y son, a su vez, la fuente de calor que necesita el proceso metamórfico.

Los afloramientos situados en la mitad este de la hoja tienen peores condiciones de observación, debido a que están afectados no sólo por el enjambre de diques básicos, sino por la intrusión masiva tardía de diques traquíticos y traquibasálticos con tobas asociadas (n.º 26 de leyenda).

Las emisiones están constituidas por materiales masivos y fragmentarios, con pasos graduales entre ambos. Se observan tobas y brechas monomíticas (basálticas) y polimíticas (basálticas, traquibasálticas y traquisieníticas) con fragmentos angulosos y subredondeados de 2 a 3 cm de tamaño medio.

2.1.3. Serie intrusiva ultracalina

Dentro de esta serie se agrupa un conjunto de rocas plutónicas y subvolcánicas muy variadas, que tienen en común su carácter ultracalino, y que se separan muy claramente, tanto espacial como mineralógica y geoquímicamente, del resto de unidades del Complejo Basal.

Equivalen al conjunto de lo que LE BAS *et al.* (1986b) llaman Complejo ijolítico-carbonatítico Ajui/La Solapa y Plutón gabro/sienita de Tierra Mala.

Aflora a lo largo de la costa entre Punta de La Nao, al norte, y la Punta Jurado de Garcey, al sur. Hacia el interior se extiende entre 1 y 2 km, según la zona, comprendiendo los cerros cercanos a la costa: Morrete Comisiones, Tierra Mala, Morros del Jablito y Morro del Recogedero. La extensión total considerada en esta edición es menor de la que se publicó en la edición anterior [IGME (1984c)], pues todo el Lomo de la Perra y Montaña Blanca (en el borde norte del barranco del Ahulagar) se han asignado ahora a los gabros de las series plutónicas indiferenciadas. Sin embargo, el plutón sienítico del Morro del Recogedero se ha incorporado a esta serie ultracalina, aunque conservando su individualidad como unidad intrusiva.

El cuerpo principal de la serie es un complejo ijolítico-carbonatítico peralcalino que provoca un importante metasomatismo en las rocas que intruyen. Sin embargo, la relación de contacto entre esta serie y las rocas submarinas o sedimentos mesozoicos que actúan de encajante no está clara, aunque las rocas plutónicas parecen representar la componente intrusiva de algunas de las primeras lavas submarinas. Esto está apoyado por la similitud geoquímica, y a veces petrográfica, entre ambas formaciones.

No hay dataciones absolutas fiables en ninguna de las unidades que la componen. Sólo un xenolito rico en biotita de una ijolita de la Punta de Caleta Mansa, da una edad de $20 \pm$ m.a. [LE BAS *et al.* (1986b)]. Realmente este resultado no es creíble, por lo que supone de contradictorio con otros datos de campo y de cronología relativa conocidos. Más bien hay que pensar que es la edad impuesta por la alcalinización de las venas sieníticas que atraviesan a las ijolitas y que tienen similitud composicional con la de Vega de Río Palmas, que presenta justamente esa edad de 20 m.a.

Esta serie ultralcalina sugiere un completo ciclo ultralcalino subvolcánico, con carbonatitas y fonolitas como productos finales de la serie. Para LE BAS (1977) este ciclo ha podido tener un período de emisión entre 2 y 5 m.a.

2.1.3.1. *Piroxenitas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas* (6)

Es tal vez el grupo rocoso más espectacular de esta serie. El mejor lugar de exposición, y por tanto de observación, es toda la rasa costera, ya que hacia el interior la malla de diques encalchada obstaculiza la visión. Es bastante difícil la separación cartográfica entre cada uno de los tipos definidos, porque se encuentran íntimamente mezclados materiales básicos (melteigitas) con los más diferenciados (ijolita, sienitas). Los primeros representan fracciones magmáticas más tempranas o acumulados magmáticos que son intruidos por sienitas y sienitas nefelínicas, las cuales se infiltran de forma difusa entre las rocas básicas, formándose rocas híbridas.

Consecuencia de este proceso de infiltración alcalina, quedan fragmentos de rocas básicas (piroxenitas, principalmente) como enclaves difusos dentro de masas sieníticas basificadas informes. Otras veces, las sienitas forman verdaderas brechas ígneas con fragmentos angulosos de rocas básicas, o penetran como diques y venas, de dimensiones centimétricas a métricas, en las piroxenitas o en los híbridos o brechas anteriores.

Las ijolitas presentan un tamaño de grano variable, desde fino a grueso, con desarrollos mayores de biotitas en algunas zonas puntuales. Están íntimamente mezcladas con todo el resto de rocas de la serie. Forman masas continuas, todo a lo largo del macizo, y son con mucho el tipo de roca mejor representado.

Por su parte, las sienitas nunca afloran en masas grandes, lo que evidencia su carácter de producto diferenciado final de la serie ultralcalina. Con frecuencia provocan fenómenos de alcalinización local en el resto de rocas plutónicas encajantes, generándose texturas pegmatoides sienítico-ijolitas de grandes cristales de augita egípcica.

Dentro de este conjunto rocoso, las carbonatitas son las manifestaciones más tardías. Se localizan en dos únicos puntos de la rasa costera: Punta de la Nao y Punta del Viento. Afloran como diques y venas muy irregulares, que raramente alcanzan dimensiones métricas, cortando a todos los tipos de rocas anteriores. Tienen colores claros, blanco marfil cremoso, con texturas granulares finas brillantes. Sus estructuras son bastante espectaculares, pues en ocasiones exhiben geometrías de aspecto "migmatítico", como consecuencia del estado geológico en el que se forman. En los contactos con el resto de las rocas alcalinas o sus diques no se han observado fenómenos de alcalinización. Recientemente, MANGAS *et al.* (1993) han realizado una exploración radiométrica en las zonas más significativas de afloramientos de carbonatitas.

El porcentaje de diques que atraviesa a esta serie no suele superar el 50%.

2.1.3.2. *Intrusivos sálicos indiferenciados (traquitas, fonolitas y sienitas)* (7)

Se han cartografiado como intrusivos sálicos todas las rocas aflorantes en una franja costera paralela a la anterior de rocas plutónicas, que configuran los Cerros de Morrete Comisiones, Tierra Mala y Morros del Jablito. Esta individualización no estaba hecha en la anterior edición de la hoja [IGME (1984c)]. Para LE BAS *et al.* (1986b), constituyen una unidad anterior a la de la serie plutónica peralcalina, que actúa de encajante de ella. Es posible que sea así, pero no hay evidencia clara en campo para afirmar rotundamente una u otra hipótesis.

Parte del escarpe morfológico de sus afloramientos está provocado por una mayor intensidad de diques sálicos que los que atraviesan a las rocas plutónicas de la rasa costera. Varios de estos diques van ligados con la propia intrusión de las masas subvolcánicas que se encuentran entre ellas, dado su carácter sálico.

Las rocas presentan un color gris blanquecino, que cuando se observan petrográficamente, tienen composiciones sálicas, traquifonolíticas. En ocasiones parecen estar entremezcladas con las ijolitas y sienitas de la costa, lo que dificulta su delimitación cartográfica. Igualmente parecen apreciarse restos de lavas submarinas que actuarían de encajantes de los intrusivos.

2.1.3.3. *Macizo sienítico de El Recogedero* (8)

Es una unidad plutónica relativamente bien delimitada, que se encuentra en el morro del mismo nombre, entre los barrancos del Garcey y de la Solapa (ángulo SO de la hoja). Aunque parece que puede estar relacionado con las rocas plutónicas peralcalinas, cabe pensar también que este macizo sea anterior a ellas, como apunta LE BAS *et al.* (1986b).

Tiene una forma oval, con ligero alargamiento norte-sur, y contactos difusos en todos sus bordes, debido a la dificultad que, para su buena observación, provoca la malla de diques. Por el sur produce efectos de alcalinización moderados en las rocas volcánicas submarinas, mientras que por el este se pueden apreciar efectos de recristalización térmica inducidos de la intrusión ultrabásica del Macizo de Mézquez.

Morfológicamente, este macizo forma un cerro alto, con pendientes redondeadas suaves, en las que destacan bloques subredondeados granudos, similares a los de cualquier paisaje granítico de la península. Las rocas dominantes son sienitas alcalinas de grano fino a medio con multitud de pequeñas inclusiones de rocas gabroideas o filonianas básicas. La banda en donde están presentes estos enclaves centimétricos-decimétricos tiene una dirección NO-SE con una anchura aproximada de 100 m. La sienita parece hacer autointrusión sobre un facies brechoide con abundantes xenolitos de rocas gabroideas alcalinas de distinta composición, estructura y tamaño de grano. Como consecuencia de esa hibridación, la masa sienítica se transforma a una roca más oscura, de composición melasienítica o leucogabro. Es probable que la facies gabroidea de Montaña Blanca, cartografiada como gabro de la serie plutónica indiferenciada (n.º 11), sea anterior y actúe realmente de

encajante de la sienita e inductora de esa hibridación. En esta banda de hibridación, cargada de enclaves básicos, son muy frecuentes los diques de sienitas tardías más leucocráticas.

La proporción de diques que atraviesa al macizo es desigual, pues mientras en los bordes supera el 50%, en la parte masiva central no llega al 20-30%.

2.1.3.4. *Intrusivo fonolítico de Morro del Jablito (9)*

En la parte más alta del Morro del Jablito (ángulo SO de la hoja, entre los barrancos de La Sola y Garcey), y todo a lo largo de su lomo sur, aflora una roca oscura con fenocristales prismáticos blancos, de aspecto bastante llamativo. En primera instancia parece tratarse de un basalto plagioclásico, pero es en el estudio petrográfico cuando la roca se revela como un tipo fonolítico alterado. El IGME (1984c) lo cartografió como un intrusivo básico (n.º 19 de su leyenda), se supone que por su aspecto oscuro *in situ*.

Este intrusivo sálico se ha individualizado del resto de intrusivos del área (n.º 7), por su textura tan llamativa y por su presencia única en la hoja.

El grado de afloramiento no es muy bueno, ya que el cerro completo está encalchado, y la densidad de diques es alta; de ahí que no se puedan observar con claridad las relaciones intrusivas de la roca con las encajantes.

2.1.4. **Series plutónicas indiferenciadas**

Se agrupan en estas series un conjunto de intrusiones máficas y sálicas anteriores a los últimos macizos claramente individualizados y circunscritos, como el Macizo de Mézquez, el Complejo circular de Vega de Río Palmas y el Edificio plurifacial de Betancuria, y geoquímicamente distinto a las rocas de la serie ultracalina. Se podría considerar, por tanto, como "el resto" de lo que no es ni una serie ni otra. Comprende parte de los materiales que la edición anterior del Magna [IGME (1984c)], incluía dentro de sus grupos plutónicos II, III y IV.

Se trata, principalmente, de una extensa superficie de gabros de diferentes texturas y composiciones, que deben formar, se supone, unidades intrusivas distintas. El hecho de que no se hayan individualizado es debido a la falta de observación que se tiene por la intensa intrusión filoniana que lo atraviesa. Es probable que algunos afloramientos tengan edades anteriores a la serie ultracalina, como pueden ser los gabros de Montaña Blanca, pero no resulta fácil separar estas supuestas intrusiones antiguas de las otras más recientes.

Dentro de esta gran área de rocas máficas, se han separado aquellas zonas donde la presencia de rocas ultramáficas es clara y evidente. También, por otro lado, se han cartografiado independientemente los intrusivos sálicos que las cortan, tanto sean traquíticos como sieníticos. Igualmente, se han considerado dentro de estas series algunos afloramientos de rocas brechoides sálicas, que se suponen asociadas con algunas de las intrusiones sálicas.

Se han distinguido cartográficamente dos áreas de intrusión filoniana que atraviesan a las rocas de esta serie. Una, la más antigua y generalizada, es la asociada con los primeros momentos

intrusivos y de emisión de la serie volcánica submarina. La otra, la considerada tardía, es de composición mixta, básico-sálica, y parece más tardía en el tiempo.

2.1.4.1. *Brecha de intrusión* (10)

Es un pequeño afloramiento de unos 300 m², situado a cota 250 m, bien visible en el fondo de un arroyo, en la zona del Tablero de la Pileta (750 m al NE de Pájara).

Es una brecha heterométrica y polimíctica (cantos subangulosos de gabros, diques, sienitas y traquitas) muy compactada, que no presenta el aspecto ni de brecha tectónica ni de extrusión. Tampoco se parece a la típica colada piroclástica. Muy probablemente se trata de una de las múltiples brechas de intrusión que deben acompañar a un proceso magmático tan complejo y variado como el que se presenta. Por la posición espacial que tiene (parece un planchón subhorizontal), debe ser la brecha de techo de una de las intrusiones gabroideas de la serie. Aunque por su extensión no se han podido cartografiar, se han encontrado más brechas de este mismo tipo en las partes bajas de la ladera SE del Morro de Gregorio, al NO de Toto. Son todas ellas similares y se encuentran debajo de la brecha sálica compacta (n.º 14).

El porcentaje de diques que lo corta es relativamente bajo (menos del 10%).

2.1.4.2. *Intrusiones de gabros plurifaciales indiferenciados* (11)

Es, con mucho, el tipo petrológico mejor representado del conjunto. Son los que ocupan mayor extensión superficial dentro de los materiales plutónicos, haciendo abstracción del espacio ocupado por los diques que las atraviesan, que superan por término medio el 50% del volumen. Se extienden desde casi la costa hasta el valle central, actuando de encajante de, entre otros, el Macizo de Mézquez.

La secuencia aflorante va desde leucogabros a melanogabros, con estructuras equigranulares, bandeadas y orientadas (foliación magmática). Texturalmente se encuentran variaciones muy acusadas, desde rocas de grano fino-medio hasta facies anfibólicas poiquilíticas y pegmatoides bastante desarrollados.

Las composiciones más comunes son las de gabros piroxénicos-olivínicos. En menor cantidad se encuentran los tipos anfibólicos. La biotita está presente en ocasiones, siendo bien visible en campo, por los brillos que produce.

Cuando el porcentaje de diques es muy alto, el gábro aparece en pequeñas "screen", a veces decimétricos. Son entonces gabros en general de grano medio, bastante alterados.

Aunque con diferente grado de intensidad, estos gabros están afectados por un metamorfismo hidrotermal de bajo grado que provoca la aparición de epidota, clorita, a veces albita y anfíboles actinolíticos, que confieren a la roca el típico color verdoso.

2.1.4.3. *Werhlitas y piroxenitas* (12)

Son extensiones relativamente pequeñas, que se localizan principalmente en el borde sur de la hoja, entre el núcleo de casas de Bárgeda y el Cortijo de Tetuí.

Son áreas muy degradadas, en donde la roca aflorante es de composición más básica que los gabros anteriores. Los pasos entre ambas rocas son difusos y por tanto de difícil precisión, aunque debido al escaso porcentaje de diques que lo atraviesan (menos del 20%) y a los sintomáticos efectos térmicos de contacto que producen en sus alrededores, cabe pensar que son cuerpos intrusivos en los gabros. Tal vez puedan asociarse con pulsos menores de la gran masa plutónica del Macizo de Mézquez.

En campo se aprecia que son cuerpos intruidos posteriormente por algunos de los cuerpos sálicos traquíticos y sieníticos (n.º 13).

Presentan texturas equigranulares masivas, de grano medio con variaciones a grano grueso, y un color muy oscuro.

2.1.4.4. *Intrusivos sálicos, traquíticos y sieníticos* (13) y *diques sálicos* (1)

Dentro de la gran masa plutónica de gabros y piroxenitas descritas anteriormente, afloran unos cuerpos sálicos intrusivos (traquitas y sienitas), a los que se asocian enjambres de diques de igual naturaleza. Se han cartografiado cuatro cuerpos, uno de los cuales es de pequeña extensión. Todos, exceptuando este último, dan relieves positivos en forma de cerros alargados norteados, concordantes con la directriz tectónica regional. Corresponden a los afloramientos del Cuchillo de la Rosa (sur del pueblo de Pájara), Las Calderetas (sur de Bárgeda) y Toto-Lomo del Herrero. Se encuentran dentro de una banda ancha N20ºE, que actúa de eje principal, de las intrusiones múltiples tardías con abundantes rocas sálicas (Complejo de Vega, Edificio Betancuria).

En la anterior edición del Magna [IGME (1984c)], figuran como sienitas sin asignar a ningún grupo plutónico (n.º 11), y como sienitas muy tardías (n.º 16). En esta nueva edición, se ha preferido considerarlas aparte de las sienitas y traquitas, que constituyen unidades características de complejos y edificios plutónicos circunscritos (como por ejemplo el Complejo Circular de Vega), aunque tal vez alguna sea sincrónica.

De los cuatro afloramientos cartografiados, el más pequeño (unos 2.000 m²) se encuentra en la cota 300 m en el fondo de un arroyo que baja del Morro de Gregorio al barranco de Pájara. Es una sienita de color claro y textura variable de grano medio-grueso, atravesada por pocos diques, muchos de ellos sálicos e intermedios, tardíos.

El afloramiento del *Cuchillo de La Rosa* está muy inyectado de diques sálicos anchos (de 1 a 4 m), viéndose poca roca caja. Esta consiste en rocas sieníticas de grano fino-medio, con pasos graduales hacia tipos traquisieníticos y traquíticos porfídicos. Realmente se trata, como todo el resto de afloramientos, de intrusiones subvolcánicas que puntualmente presentan texturas brechificadas. Las facies más afaníticas presentan una alteración ocre-amarillenta de aspecto limonítico.

La forma es alargada según una dirección norteada, quedando interrumpida por las coladas recientes de los volcanes de Pájara que se canalizaron por el barranco del mismo nombre.

El afloramiento de *Las Calderetas* tiene forma irregular. Se encuentra en el borde sur de la hoja, prolongándose en la hoja de Tuineje. Son sienitas grisáceo-rosadas de grano medio, bastante masivas. Están atravesadas también por diques sálicos e intermedios, aunque en menor proporción que el afloramiento anterior y que la intrusión de Toto.

La intrusión de *Toto* es la mayor de todas. Está compuesta mayoritariamente por una roca sienítica de grano medio-grueso de color grisáceo-rosada. Está atravesada por frecuentes diques traquílicos y traquibasálticos de anchuras variables (entre 1 y 4 m), con direcciones preferentes $N5^{\circ}-15^{\circ}E$, en posición subvertical. El porcentaje de diques suele ser del orden del 30%, pero puede llegar hasta el 50%, y se considera que pertenecen a la intrusión filoniana tardía (n.º 26).

La parte más norte del afloramiento presenta facies más subvolcánicas del tipo traquisienítico, e incluso traquitas propiamente dichas (a veces con texturas brechoides). Los pasos entre todos estos tipos rocosos es siempre gradual, dando la sensación de que hacia el sur aflora la parte más interna de la intrusión (facies granuda de grano medio-grueso) y hacia el norte las facies más subvolcánicas (traquisienitas) y, parece ser, extrusivas (brecha sálica del Morro de Gregorio).

2.1.4.5. *Brechas sálicas compactas (Morro de Gregorio)* (14)

Esta unidad brechoide aflorante en las laderas SO del Morro de Gregorio (600 m al NO de Toto), corresponde a las rocas que el Magna anterior [IGME (1984c] denominó traquisienitas del norte de Toto (n.º 12 de leyenda).

Por su posición estratigráfica, analogías litológicas y estructurales y su situación geográfica, parece que está relacionada con los fenómenos de intrusión-extrusión del plutón sálico de Toto.

Es una brecha traquisienítica muy heterogénea, pues engloba una alta variedad de rocas con texturas muy diversas.

Está compuesta de fragmentos angulosos y subangulosos, mayoritariamente sálicos (diques traquílicos, sienitas) y algunos de gabros. En detalle, se encuentran, rocas sieníticas masivas de grano medio a fino (piritizadas), sienitas brechoides, brechas traquílicas monomíticas y brechas polimíticas. Todos estos tipos, de los que se pasa de uno a otro gradualmente, están cortados por frecuentes diques traquílicos y traquibasálticos, dominando los primeros. Los tamaños de los fragmentos son muy variados, pudiendo llegar hasta los 40 cm.

Apoyados discordantemente sobre esta unidad, se disponen pequeños retazos de coladas piroclásticas, también sálicas, correspondientes a la formación n.º 20. No se han representado en el mapa debido a su poca extensión superficial y continuidad.

2.1.5. Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez

Este macizo es el mismo que el que se llamaba del vértice Mesquer en la base topográfica utilizada en la edición Magna de la hoja de Pájara de 1984 [(IGME, 1984c)]. En la base nueva, el topónimo ha sido modificado, pudiendo despistar a más de un lector. Su nombre lo toma del vértice Mézquez, que con sus 414 m es el punto más alto del cerro principal. En esta nueva versión de la hoja geológica se ha individualizado este macizo del resto de la llamada anteriormente Serie Plutónica II [IGME (1984c)]. La razón principal estriba en que es una masa plutónica con menos intrusión de diques que el resto de áreas gabroideas y sobre todo que su contorno está perfectamente delimitado por el efecto térmico que provoca su intrusión. Respecto a la estratigrafía plutónica propuesta por LE BAS *et al.* (1986b), supone la agrupación de sus macizos básicos PX1 y PX2.

Tiene una forma alargada en dirección N-S, paralela a la costa, situándose en la zona occidental de la hoja. Sus límites norte y sur son, respectivamente, el barranco del Ahulagar y el barranco de la Solapa. Por el este está delimitado, más o menos, por la carretera de Pájara a Betancuria.

Está cortando claramente a las dos series plutónicas anteriores, además de los diques acompañantes. Sin duda, este gran cuerpo intrusivo, compuesto por dos tipos de rocas (gabros y peridotitas), representa el conducto de salida de los edificios volcánicos habidos posteriormente en la isla.

Está intruido por diques, también orientados en la misma dirección NNE-SSO que los del resto del Complejo Basal. Dos diques recristalizados de la zona de Majadas Negras, se han datado por LE BAS *et al.* (1986b). Las edades resultantes son de 48 ± 2 m.a. y 39 ± 2 m.a. que sin duda, resultan dudosas. Los autores suponen que el contenido en Ar ha sido reajustado por el metamorfismo térmico impuesto por su PX2 al intruir sobre PX1. FERAUD *et al.* (1985) data un tercer dique de la misma área, del mismo aspecto y de situación geológica similar, en 20,3 m.a. Haciendo los cálculos de reajustes, concluyen que la masa plutónica de Mézquez puede tener una edad entre 22 y 26 m.a.

El mecanismo de emplazamiento parece ser diapírico a altas temperaturas, a tenor de las estructuras que la rodean. La presencia de texturas anatécticas y la deformación de la roca caja (sobre todo en el contacto oeste) sugiere un emplazamiento forzado. El efecto térmico de contacto se extiende hasta casi 1 km.

2.1.5.1. Werhlitas y piroxenitas (15)

Forman bandas elongadas según una dirección norteada, alternantes con las de gabros. La masa más grande corresponde al afloramiento situado en las proximidades de Pájara, que marca el límite oriental del macizo, y que es el llamado PX2 por LE BAS *et al.* (1986b).

Sus delimitaciones cartográficas son siempre graduales, existiendo una transición hacia las otras bandas de gabros.

Son masas que destacan en el terreno por su color oscuro, su carácter homogéneo y con un tamaño de grano más frecuente medio-grueso. Las inhomogeneidades texturales observadas

son debidas, en gran medida, al desarrollo de pegmatoides con algo de plagioclasa, situados en los bordes cercanos a los gabros.

Donde el tamaño de grano es más fino se observa una foliación magmática primaria cuya dirección es generalmente paralela al contacto, coincidiendo, en su mayoría, con las direcciones estructurales de la zona.

El carácter intrusivo es muy acentuado, observándose un intenso metamorfismo térmico sobre las rocas encajantes.

El porcentaje de diques que atraviesan a estas masas plutónicas es prácticamente siempre, menor del 15-20%, lo que indica el carácter tardío de las mismas.

2.1.5.2. *Gabros (s.l.)* (16)

Se alternan en bandas, más o menos concordantes, con las rocas ultramáficas anteriores, constituyendo los términos diferenciados de ellas. Son por tanto posteriores a las mismas, con pasos graduales en ocasiones entre una y otra.

Son rocas de color más claro, de grano medio, con resaltes morfológicos más acusados que las werhlitas y piroxenitas.

Por término general tienen una textura granular de grano medio, bastante homogéneo. Sólo se aprecian algunas heterogeneidades de grano, debido a la presencia de pegmatoides, con grandes desarrollos de los piroxenos.

El porcentaje de diques que la atraviesan es siempre menor del 35%, similar al que intruyen en las rocas ultramáficas. El enjambre de diques es de composición básica y se distribuye según pasillos de mayor concentración, lo que ocasiona una distribución irregular en cuanto a su densidad. La dirección de estos diques sigue siendo la N30°E, concordante con la pauta general de la zona.

2.1.6. **Complejo Circular de Vega de Río Palmas**

Se trata de una intrusión penetrativa de forma elipsoidal (de unos 4 x 2,5 km). Se encuentra emplazada en un alto nivel estructural y a alta temperatura, con una morfología deprimida en su interior, cortado en su mitad por el barranco del Río de Palmas. En los bordes oeste y sur resaltan las alturas más elevadas de la zona, como consecuencia de los diques traquíticos y sieníticos, de La Muda y del Risco de La Peñita, respectivamente. Intruye sobre todas las unidades plutónicas anteriores y sobre las rocas volcánicas submarinas, a las que provoca un crecimiento secundario de biotita, producto del efecto metamórfico-metasomático.

El emplazamiento de este complejo dentro de la zona de máxima dilatación refleja claramente un cambio en las condiciones de esfuerzos regionales en el dominio del Complejo Basal. Sin duda, la falta de un enjambre denso de diques lineal asociado supone una relajación del esfuerzo extensional regional.

El complejo realmente está compuesto de una intrusión múltiple de rocas básicas y sálicas, en sus variedades plutónicas y subvolcánicas.

La intrusión principal consiste en un "stock" de gabros sobre el que intruye un potente dique circular sienítico.

Otras unidades individualizadas son la sienita central de El Sargento, el dique sálico circular de composición traquítica de La Muda y los mantos piroclásticos compactados que se extienden por la vertiente sur del complejo, a modo de facies extrusiva de los salideros sálicos.

El conjunto ha sido datado con cierta profusión por varios autores en los últimos veinte años. ABDEL-MONEM *et al.* (1971) datan una biotita y una hornblenda del gabro principal en 18,4 y 20,8 m.a. respectivamente. También dataron una augita-egirínica de la sienita circular en 38,6 m.a. pero según las relaciones de campo y las edades relativas, no parece una datación muy fiable. Posteriormente, GRUNAU *et al.* (1975) repiten las dataciones de esas mismas unidades, dándoles 19,0 m.a. para el gabro y 18,0 m.a. para la sienita circular. También datan un dique plagioclásico que corta al complejo en 16,9 m.a. Este dique, según las observaciones nuestras de campo, puede representar la edad del vulcanismo de los basaltos plagioclásicos ligados al Edificio Betancuria, que se encuentra ligeramente al norte. LE BAS *et al.* (1986b) datan nuevamente la sienita circular en 21 ± 1 m.a. Haciendo una media de los valores fiables expuestos, puede considerarse que el emplazamiento del dique circular sienítico del complejo se realizó hace 20,5 m.a. Esto supone que el conjunto global del macizo presenta una edad sincrónica con la de algunos edificios basálticos miocenos de la isla (Jandía y Gran Tarajal).

El porcentaje de diques que corta al conjunto es muy escaso. Nunca supera el 10% de la superficie y está constituido por diques basálticos-traquibasálticos tardíos, con direcciones NNE-SSO similares a las generales del Complejo Basal.

2.1.6.1. *Leucogabros bandeados de grano medio-grueso* (17)

Constituyen la unidad primera y más extensa de todo el complejo. Se trata de una intrusión discordante embudiforme central, intruida posteriormente por un cuerpo sienítico central (El Sargento) y otro circular exterior (La Peñita).

Corta a los materiales de la serie submarina antigua, provocando un metamorfismo térmico de grado medio (visible en el contacto NO), al que se le superponen pequeños fenómenos de alcalinización. La aureola térmica así generada no suele pasar de una decena de metros, en los que la textura más llamativa es la recristalización de los materiales encajantes. Se aprecia, pues, una roca oscura de grano fino brillante, con típico aspecto de corneana.

Lo más llamativo de estos leucogabros es la estructura bandeadada que presentan. Existe una disposición zonal de bandas concéntricas de diferentes texturas (de grano medio, grueso, poiquiliticas, etc.) y tipos gabroideos, así como un bandeadío y laminación ígnea, muy evidente en algunas de las facies. Esta disposición concéntrica tiene una geometría concordante con los contactos intrusivos del "stock", buzando hasta 45° hacia el interior las diferentes bandas que las integran.

Los tipos más comunes son unos leucogabros de grano medio-grueso, muy homogéneos, que se pueden observar muy bien en las partes bajas del barranco de Río de Palmas. En el resto del "stock", sólo el corte producido por la carretera y los fondos de los pequeños arroyos que van al barranco principal son los mejores puntos de observación.

Hay que destacar la existencia de una facies de grano fino enfriada en el borde del macizo, que evidencia claramente el carácter intrusivo del mismo.

Lo atraviesan diques basálticos, traquibasálticos y sálicos, en proporciones bajas. Los últimos son más frecuentes en las áreas cercanas a la sienita central de El Sargento.

2.1.6.2. *Sienita circular (La Peñita) (18a)*

Es sin duda la unidad intrusiva más representativa del carácter circular del complejo. Se trata de un potente dique acampanado ("ring dike") con forma de semiluna, de unos 700 m. de anchura máxima. Su erosión diferencial ha dejado un gran resalte morfológico de más de 400 m de altura, que contrasta con las cotas más bajas de su encajante exterior, que se encuentran a menos de 150 m. en la parte baja del barranco de Las Peñitas.

Está compuesto por rocas sieníticas saturadas o ligeramente sobresaturadas, siendo el tamaño de grano más común el medio. También hay facies de grano grueso pegmatoides, en las zonas más internas, con presencia de pequeñas cavidades miarolíticas. En algunos puntos se aprecia la existencia de facies enfriadas de borde.

En el contacto interno con los gabros alcalinos se producen fenómenos de hibridación magmática, con formación de brechas ígneas de gabros intruidos por venulación y diquecillos sálicos.

Esta intrusión sienítica provoca un ligero fenómeno de alcalinización en su encajante, que se traduce en un recrecimiento incipiente de biotitas secundarias, bien apreciables en lámina delgada.

El afloramiento global sienítico presenta un acusado diaclasado en dirección norteada, algo menos intenso que el existente en las sienitas del Edificio Betancuria. También está atravesado por diques basálticos y traquibasálticos estrechos, en posición subvertical, así como por traquitas afaníticas alteradas a colores blanco-amarillentos. La proporción de diques es baja (<10%).

2.1.6.3. *Sienita central (El Sargento) (18b)*

Constituye el núcleo central del complejo circular. Es una intrusión ovalada, con unas dimensiones de 1,5 x 1 km, que perfora los leucogabros masivos del complejo. Está compuesta por sienitas nefelínicas de grano grueso a muy grueso, con las que están asociadas unas brechas traquíáticas intensamente alteradas por procesos hidrotermales.

Estas sienitas no son ni composicional ni texturalmente similares a las del gran dique circular anterior, por lo que se ha procedido a separarlas de ellas.

El mejor punto de observación es a lo largo de la carretera principal de Betancuria a Pájara, ya que en el resto del afloramiento el grado de alteración es tal que impide la visión correcta de la roca.

Están también atravesadas por diques basálticos y traquibasálticos estrechos, con direcciones NNE-SSO y buzamiento subvertical. Esta intrusión filoniana nunca supera el 10% del total del afloramiento, aunque parece que está en mayor proporción que en las sienitas del Edificio Betancuria.

2.1.6.4. Tobas e intrusivos traquíticos (dique circular de La Muda y núcleo central de El Sargento). (19)

El dique circular de La Muda constituye el relieve más alto de todo el complejo circular (625 m).

Es una de las unidades más externas del complejo y, sin duda, una de las últimas en intruir. Tiene un claro carácter subvolcánico y su intrusión representa el salidero de coladas piroclásticas sálicas que se extienden por las laderas sur del conjunto, deslizándose en dirección sur hacia el barranco de Toto.

Es un dique de unos 300 m de anchura máxima, con forma de semicírculo, que intruye sobre los gabros alcalinos (n.º 17) y sobre las rocas submarinas antiguas atravesadas de diques.

No es un dique homogéneo, sino una masa traquítica, a veces con textura tobácea, y ciertas zonas microsieníticas. Hay traquitas porfidicas de grano fino y traquitas brechoídes, especialmente en sus bordes, que a veces incluyen fragmentos de los gabros alcalinos.

La edad de esta unidad no se conoce, pero claramente es posterior al dique sienítico de La Peñita, cuya edad media estimada es de 20,5 m.a. Esta intrusión traquítica bien pudiera estar relacionada con la erupción sálica del Edificio Betancuria, dada la similitud en edad y naturaleza entre ambas.

La carretera de Betancuria a Pájara atraviesa durante un largo tramo este dique circular de La Muda. Se puede apreciar que el porcentaje de diques tardíos que corta a la masa principal es bajo. Estos diques son estrechos, subverticales y su composición es basáltica y traquibasáltica. Algunos de ellos son del típico basalto plagioclásico que aflora masivamente en el vulcanismo del Edificio Betancuria. Hay también otros diques traquíticos afaníticos, propios de los que se encuentran asociados con el vulcanismo basáltico mioceno.

2.1.6.5. Depósitos piroclásticos (brechas y tobas sálicas compactadas) (20)

Son depósitos de tobas y brechas que se consideran relacionados genética y sincrónicamente con los intrusivos sálicos circulares del Complejo Circular de Vega. Se sitúan espacialmente en los bordes exteriores del mismo, sobre las laderas de las unidades ígneas anteriores del Complejo Basal, tales como las lavas submarinas con diques, o los gabros y materiales sálicos de las series plutónicas indiferenciadas. Presentan contactos claramente discordantes sobre todas ellas.

Se han cartografiado varios afloramientos, situados en la parte alta del vértice Fenduca (Pico de los Guires) y en la zona alta del Cuchillo del Esquén.

Son materiales extrusivos, fundamentalmente explosivos, que se constituyen como verdaderas coladas piroclásticas que deslizan ladera abajo hacia los valles de Toto y Pájara. Están compuestas por fragmentos sálicos (traquitas, sienitas, traquisienitas) empastados por una matriz tobácea muy compactada.

2.1.7. Edificio Betancuria

Es sin duda la unidad ígnea más compleja de todas las aflorantes en el Dominio del Complejo Basal. A la variedad litológica estructural que presenta, se le une la dificultad que hay para establecer las relaciones de intrusión-extrusión mutuas entre todos los tipos rocosos existentes.

La gran mayoría de este edificio aflora en esta hoja de Pájara, pasando a la hoja del norte (Antigua) una pequeña zona de sus laderas septentrionales.

Este edificio destaca geomorfológicamente por un gran relieve con su altura máxima en el vértice Betancuria (724 m). Prácticamente este punto supone el centro geométrico del edificio.

La planta es de forma ovalada según la dirección N-S, con unas dimensiones de 4 x 3 km. Representa un antiguo edificio bastante desmantelado, cuya reconstrucción original resulta difícil de realizar.

La relación de contacto con el Complejo Circular de Vega parece ser discordante, siendo posterior este Edificio Betancuria.

Se han distinguido cinco unidades litológicas diferentes, tanto intrusivas como subvolcánicas y extrusivas. Lo que no parece tener duda es que el conjunto representa un gran centro de emisión sálico, bastante erosionado, del que quedan varios intrusivos a modo de conductos, con gran cantidad de brechas asociadas.

2.1.7.1. Brechas basálticas (21)

Son brechas líticas heterométricas y polimícticas, aunque los fragmentos son mayoritariamente basálticos. Están muy compactadas, con una matriz también oscura y de composición básica. Espacialmente se sitúan en las zonas periféricas de las emisiones de las lavas de basaltos plagioclásicos, con las que tienen relación genética.

Los fragmentos son subangulosos, con tamaños desde 5 a 20 cm los más frecuentes. Muchos de ellos son de basaltos plagioclásicos, de igual composición que la de las lavas.

Están atravesadas por pocos diques, que nunca superan el 10%.

2.1.7.2. Lavas e intrusivos subordinados de basaltos plagioclásicos (22)

El afloramiento más importante se sitúa a lo largo del valle de la Cueva, en las laderas sur del vértice Betancuria. Otros pequeños afloramientos se encuentran en la zona este del edificio, en el área del barranco de Palomares.

Son lavas de basaltos plagioclásicos microporfídicos y/o afaníticos, algo vacuolares, en los que destaca fenocristales prismáticos de plagioclasa, que en ocasiones marcan un flujo magmático muy definido. La matriz es prácticamente afanítica, de color negro.

Aunque no está muy clara la relación estratigráfica entre esta unidad y las anteriores, parece que se sitúa discordantemente sobre ellas. En otros puntos, va pasando hacia el techo a basaltos masivos algo menos porfídicos y más brechoídes, con fragmentos cada vez más numerosos de traquibasaltos y traquitas.

En algunas áreas, como las partes bajas de las laderas de El Morrete (valle de la Cueva), se aprecian estructuras de tipo "pillow" con diámetros entre 10 y 40 cm, como las que se presentan en emisiones submarinas. Sin embargo, en esta ocasión no hay ninguna evidencia de que su génesis sea por un mecanismo de esta naturaleza.

Estas lavas están atravesadas por un bajo porcentaje de diques, entre el 5 y el 15%. La mayoría de ellos son de la misma composición basáltica que las coladas que atraviesan y se consideran sincrónicos con la emisión lávica. Los bordes de estos diques son netos y con formas curvas. También presentan terminaciones finas divagantes, propias de intrusiones filonianas que penetran en un material en estado plástico. Las anchuras medias están entre los 20 y 60 cm, y parece que tienden a disponerse de manera radial respecto al centro geométrico hipotético del edificio. El resto de los diques son de naturaleza traquítica, con flujos internos muy marcados y de brechas polimícticas sálicas, con algún fragmento aislado de basalto plagioclásico.

El grado de alteración general de estas lavas es bajo, no llegando nunca a los niveles de espilitización tan acusados descritos en los materiales submarinos y filonianos.

2.1.7.3. Tobas y brechas traquílicas-traquibasálticas (23)

Constituyen un conjunto de materiales efusivos representados por depósitos piroclásticos sálicos muy compactados, que forman planchones más o menos extensos sobre el conjunto anterior. Las potencias de estas coladas piroclásticas han tenido que ser importantes. El desmantelamiento erosivo del edificio permite observar secciones actuales de unas decenas de metros y, en general, de unos pocos metros.

Las tobas y brechas están muy compactadas, con una matriz de color claro y composición sálica. Los fragmentos más frecuentes son de traquitas diversas, de tobas cineríticas, tobas con fragmentos traquílicos poco soldados, niveles tobáceos muy soldados con texturas eutaxíticas (aspecto ignimbítico) y, en menor cantidad, basaltos y traquibasaltos plagioclásicos. Las formas son angulosas y subangulosas, con tamaños variables, entre pocos centímetros y 30-40 cm. Algunas de estas texturas pueden corresponder con aglutinados.

2.1.7.4. Intrusivos sálicos (pitones, sills traquílicos y traquisieníticos) (24)

En toda la superficie del edificio, la unidad más abundante corresponde a grandes masas, más o menos continuas, de materiales sálicos masivos, con formas de yacimientos variadas. Así, se

pueden encontrar grandes bloques de traquitas destacando morfológicamente del resto, que a veces presentan en sus bordes lo que parece ser un borde de enfriamiento. Constituye, por tanto, intrusivos subvolcánicos que han dado origen a otras morfologías más subhorizontales de aspecto colada o "sills", también presentes en muchos puntos del edificio.

El grado de cristalinidad de todas estas masas es bajo, siendo las texturas más comunes las afa-níticas y las microporfídicas (con fenocristales de feldespato potásico).

Desde la hipotética base de las lavas de basaltos plagioclásicos hasta el techo de estas forma-ciones sálicas, se aprecian pasos discordantes que separan facies brechoides de otras menos fragmentarias. Debido al alto grado de compactación que presenta todo el conjunto, oca-sionado por las altas temperaturas de emisión, estas superficies están homogeneizadas y por tan-to, difuminadas, dificultando la individualización en niveles concretos. Asociados con estos in-trusivos sálicos deben estar los enjambres filonianos traquíticos, en los que parecen apreciarse varias familias. Hay unos de dirección variable con posiciones verticales-subverticales, y otros con una ligera tendencia semicircular y buzando hacia el interior del edificio.

2.1.7.5. *Sienitas* (25)

Se han cartografiado varios afloramientos sieníticos, de los cuales, los dos más importantes son el de El Peñón-Morro del Humilladero y el del barranco de Machase. Este último se prolonga hacia el norte, en la hoja de Antigua.

Constituyen, muy probablemente, las raíces del conjunto efusivo traquí-tico, que han quedado al descubierto por el efecto erosivo.

Son rocas granudas masivas bastante equigranulares, de grano medio a medio-grueso, con po-cos diques posteriores. Morfológicamente dan superficies redondeadas alomadas, con bloques aislados de tamaños métricos.

En varios puntos se aprecia la presencia de enclaves subredondeados de basaltos plagioclásicos, lo que evidencia, indudablemente, la mezcla de magnas sálico-básico. Esto provoca la pre-sencia puntual de sienitas claramente hibridizadas, con características mineralógicas y geoquí-micas intermedias entre verdaderos basaltos y auténticas sienitas (véase capítulo de geoquí-mica). Las formas de estos enclaves son ovaladas, con tamaños que van desde pocos centímetros hasta 40 cm (excepcionalmente alcanzan 1 m). Se encuentran en distintos grados de "diges-tión", pues se observan desde enclaves con bordes netos prácticamente frescos, hasta otros tenues y difusos que casi pasan inadvertidos en la masa sienítica.

Las facies sieníticas con enclaves parece que son intrusivas sobre algunas masas traquíticas y, tal vez, sobre facies sieníticas sin enclaves. Al menos eso es lo que se ha observado en algú-n punto.

En el afloramiento de El Peñón, el contacto del norte sobre la serie submarina se hace de ma-nera inyectiva, a través de varios diques y "plug", resultando una "banda de contacto" ancha, en lugar de un solo plano neto de intrusión. Este afloramiento presenta un diaclasado muy evi-

dente, según una dirección N-S, que supone un pasillo de fracturación acusado en esa zona del barranco de Betancuria.

El conjunto sienítico está atravesado por pocos diques, cuyas naturalezas son traquíticas, algunos con texturas tobáceas.

2.1.8. Complejo filoniano

El enjambre de diques que atraviesa prácticamente todas las unidades del Complejo Basal no es una unidad con significado estratigráfico definido. Su representación cartográfica se ha reflejado con una trama rayada de distinta densidad, proporcional a los rangos de intensidad filoniana existentes.

Nadie duda, que el complejo filoniano contiene elementos de diferentes edades, las cuales representan las distintas fases de emplazamiento ligadas individualmente con el volcanismo submarino y el plutonismo. De la misma opinión resultan ser STILLMAN y ROBERTSON (1977) y STILLMAN (1987), cuando hacen un estudio particular del enjambre de diques de Fuerteventura.

Separado de este tradicional conjunto de diques, mayoritariamente básicos, se ha distinguido tentativamente otra familia de diques, que con una composición sálica-intermedia, parecen ser los más tardíos de la intrusión filoniana. Así, en el apartado siguiente 2.1.9 son considerados individualmente. Se trataría del grupo de diques miocenos, sin ningún tipo de espilitización y asociado con las manifestaciones plutónico-volcánicas de esa edad, tanto en el Dominio del Complejo Basal como en el subáereo.

La intrusión filoniana en todas las formaciones más antiguas del Complejo Basal dificulta en muchas ocasiones la observación clara de la naturaleza de ellas, así como las relaciones mutuas de intrusión. La roca caja queda reducida en estos casos a pequeños fragmentos aislados, a modo de "screen", y está separada entre sí por la red de diques.

Por término general, los diques individuales tienen un espesor reducido (entre 0,4 y 1 m, la media más frecuente). La dirección dominante es la N30^o-40^oE, con buzamientos subverticales, en la inmensa mayoría de los casos.

En los *sedimentos mesozoicos* los diques son siempre de dilatación, con contactos netos y generalmente rectilíneos; tienen bordes enfriados y suelen presentar además variaciones zonales simétricas respecto a los contactos, con cambios de granulometría, proporción de fenocristales y composición. El estudio de las relaciones geométricas de "offsetting", cuando atraviesan diagonalmente a rocas estructuradas o a otros diques, pone de manifiesto que los diques han penetrado por fracturación y dilatación simple normal a los contactos; por ello no se produce modificación de la orientación espacial de las estructuras de las rocas encajantes. Está claro que la penetración filoniana tuvo lugar con posterioridad al plegamiento de la serie sedimentaria mesozoica.

En la *coladas submarinas* abundan también diques con los caracteres anteriores, pero además existen otros con bordes sinuosos y festoneados que se adaptan en parte a los fragmentos de

las rocas volcánicas submarinas; algunos tienen terminaciones desflecadas que se fragmentan entre las brechas submarinas e hialoclásticas adyacentes, lo cual indica la penetración del magma en materiales aún no completamente solidificados, siendo sincrónicos con respecto a la emisión submarina, que en general parece poseer una proporción total de diques superior a la que existe en los sedimentos mesozoicos más antiguos. También son más frecuentes en esta formación diques con espesores de unos pocos metros.

Es frecuente que los diques aparezcan agrupados por "sheet", generalmente con anchuras de 300 a 400 m en puntos muy concretos. Muchos de los diques que atraviesan a estas dos formaciones se encuentran intensamente espilitizados. Según análisis de elementos, trazas inmóviles y datos de REE, STILLMAN (1987) llega a la conclusión de que los diques espilitizados derivan de un magma basáltico medianamente alcalino con pasos a transicional, similar al de las lavas submarinas y a los gabros de Tierra Mala. Por su parte, los diques más tardíos tienen connotaciones próximas al magma de la intrusión ultrabásica del Macizo de Mézquez.

El período de mayor penetración filoniana debió coincidir con las emisiones volcánicas submarinas, pero se prolongó atenuado progresivamente; con la intrusión posterior de las formaciones plutónicas.

Litológicamente, la mayor parte de los diques son de naturaleza basáltica, tanto en variedades masivas afaníticas como tipos vacuolares amigdaloides, que parecen indicar niveles de consolidación someros.

Dentro de la zona de dilatación, los diques se emplazaron por un mecanismo de inyección múltiple, a través de fisuras paralelas, no mayores de unos pocos kilómetros de largo. A lo largo de la costa se pueden seguir algunos de los diques individualmente, comprobándose que su longitud total raramente excede de 1 km; más frecuentemente son sólo de unos pocos hectómetros. Los hay de distintas épocas, manifestando la continuidad del proceso inyectivo desde el comienzo de construcción de la isla, hasta los tiempos miocenos.

2.1.9. Intrusión masiva tardía de diques traquíticos y traquibasálticos con tobas asociadas (26)

La zona de mayor inyección de diques tardíos sálicos e intermedios se localiza todo a lo largo del pasillo intrusivo del plutonismo último de esta área del Complejo Basal. Nos referimos al eje intrusivo marcado por el Complejo de Vega, el Edificio Betancuria y el plutón de Morro Negro (en la hoja superior de Antigua). Estas intrusiones, que definen una amplia banda de varios kilómetros de largo por 5 km de ancho, van acompañadas de un denso enjambre de diques de composición traquítica y traquibasáltica, que se superponen a todas las unidades volcánicas y plutónicas anteriores.

La orientación de este nuevo enjambre es también NNE-SSO, como la pauta de orientación principal del enjambre filoniano básico anterior, por lo que el campo regional de esfuerzos bajo el que se han inyectado ha sido el mismo.

Cartográficamente su presencia se ha representado de dos maneras diferentes. Por un lado, como una trama superpuesta a la formación que atraviesan (como el caso de los gabros y cuer-

pos sálicos de las series plutónicas indiferenciadas), y por otro, como recintos propiamente dichos, en los que la densidad de diques es tan alta que no se aprecia claramente cuál es la roca encajante. En estos últimos casos se observa, a veces, la existencia de rocas de aspecto tobáceo de naturaleza sálica, que se suponen asociadas genéticamente con la intrusión de este enjambre de diques, o con las facies extrusivas de los complejos sálicos tardíos.

Las composiciones representadas en estos diques son traquitas, traquisienitas, microsienitas, traquibasaltos porfídicos y basaltos. Los cuatro primeros son los más frecuentes, encontrándose también variaciones transicionales entre cada uno de ellos. Lo más destacable de estas composiciones es la presencia de diques traquisieníticos con enclaves de rocas basálticas (ladera SE del Morro de Gregorio), indicativos de fenómenos de hibridación magmática, como los observados en las sienitas del Edificio Betancuria. Este hecho debe estar ligado también a la frecuencia con que diques traquílicos y traquibasálticos se encuentran asociados, formando a veces diques dobles.

Las características estructurales más llamativas del enjambre se resumen en los siguientes puntos. Suelen integrar paquetes densos orientados N30°-40°E, que por erosión diferencial producen resaltes morfológicos destacables (por ejemplo El Moro, Gran Montaña, Morro del Yugo, etc.). Además de tener buzamientos entre 50-70°, es frecuente encontrar diques traquílicos en posiciones subhorizontales, a modo de sills. Las anchuras son mayores (entre 1-3 m) que las habituales de los diques básicos premiocenos.

Con todo esto, se concluye que el conjunto de diques descritos constituye un fenómeno intrusivo tardío, ligado al emplazamiento de los edificios finales miocenos sálico-básicos.

2.1.10. Las aureolas de contacto

La presencia de un metamorfismo de contacto alrededor de algunas masas plutónicas básicas es uno de los fenómenos petrológicos más sorprendentes e interesantes del Complejo Basal. La aureola más intensa y mejor desarrollada de todas es la que se produce durante la intrusión del Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez. En bastante menor grado, también aparecen recristalizaciones de contacto en algunas áreas de la serie plutónica indiferenciada y en el encajante de los gabros del Complejo Circular de Vega.

Los primeros autores que describieron este efecto térmico fueron MUÑOZ y SAGREDO (1975). Posteriormente, STILLMAN *et al.* (1975) hacen una descripción algo más amplia de este fenómeno.

Alrededor del Macizo de Mézquez (un cuerpo emplazado a alta temperatura), y sea cual sea el tipo de roca encajante (sedimentos mesozoicos, lavas submarinas, serie plutónica ultracalina o serie plutónica indiferenciada), se genera una aureola metamórfica con anchura variable entre 200 y 900 m. En el contacto del oeste es donde mejor y más desarrollo ha adquirido la recristalización y transformación del encajante. También en los otros contactos, así como en el área central del barranco de Pájara, pueden observarse rocas intensamente recristalizadas.

Un buen corte donde se puede ver todo el desarrollo y zonificación de la aureola es el barranco de La Palmita, que discurre perpendicular a la misma. En él se puede distinguir una primera

zona, inmediata al contacto, en donde las rocas plutónicas peralcalinas, junto con sus diques, recristalizan a materiales de grano medio a fino, difíciles de diferenciar visualmente de las propias rocas ultramáficas; éstas, en el borde, incluyen diques o fragmentos de diques completamente recristalizados. Llegan a aparecer efectos anatécticos con fusión parcial del feldespato alcalino y desarrollo de incipientes estructuras migmatíticas. Por fuera de esta zona de borde impreciso aparece una aureola en donde los diques anteriores a la intrusión de Mézquez conservan aún sus estructuras mesoscópicas primitivas (contactos, bordes enfriados, zonalidad, etcétera). Además de su recristalización intensa, se observan fenómenos de venulación feldespática a escala milimétrica que producen una textura muy característica y bien visible en campo: los diques "cebrados". Las venillas son tanto irregulares y anastomosadas como fusiformes y subparalelas entre sí, formando uno o varios sistemas cruzados; la mayor parte de las veces paralelas a los contactos de los diques, pero también pueden aparecer en posición diagonal marcando la geometría propia de microfisuras de un campo de esfuerzos local. La venulación también afecta a la roca encajante de los diques (piroxenitas e ijolitas), aunque en menor proporción. La orientación de estas estructuras y la foliación magmática concordante que se desarrolla localmente en los márgenes del Macizo de Mézquez sugieren un emplazamiento diafílico de la gran masa ultrabásica.

Tras la aureola de venulación feldespática, que puede superar los 60 m de espesor y que se atenúa progresivamente al alejarnos del contacto, se siguen observando rocas plutónicas y diques transformados en corneanas microgranudas básicas. Esta banda de recristalización simple puede llegar a tener unos 100 m de potencia, desapareciendo gradualmente conforme nos apartamos del contacto.

Cuando el encajante son las rocas sálicas de la serie ultralcalina, se llegan a producir, por fenómenos de anatexis de contacto, la movilización y deformación de las sienitas y materiales acompañantes. Fenómenos de reomorfismo y deformación plástica originados por los intensos efectos térmicos en zonas próximas al contacto se observan también en las sienitas y carbonatitas asociadas en la zona de la costa, al oeste de los Morretes de la Tierra Mala.

En las zonas alejadas del contacto, cuando el encajante es la serie submarina, las texturas fragmentarias iniciales están relativamente bien conservadas; por el contrario, en las inmediaciones del contacto se borran o sólo se observan como relictos difuminados en la matriz.

2.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.2.1. Fase miocena

Tras el emplazamiento en superficie del Complejo Basal, comienza la construcción de grandes edificios estratovolcánicos subaéreos, durante la denominada Fase miocena, hasta el Mioceno medio. Surgen al menos tres edificios de dimensiones kilométricas, solapados entre sí, apoyados sobre el Complejo Basal, mediante discordancia erosiva en algunos lugares, mientras que en otros existe un tránsito gradual entre ambos. En ellos es posible reconocer series o tramos que representan distintas etapas de construcción, separadas por discordancias erosivas o períodos destructivos a veces difícilmente apreciables a escala regional, dado su carácter local.

El área cartografiada se encuentra dentro de los límites de uno de estos edificios, el de posición central en la isla (o edificio Gran Tarajal), si bien de él sólo quedan pequeños retazos asignados a dos tramos del mismo.

2.2.1.1. *Tramo inferior-medio*

2.2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (27) y diques básicos (1b)

Se ha asignado a este tramo un pequeño retazo de coladas localizadas en lo alto del cerro la Atalayeja, al este del Puerto de Ajuy. Se trata de lavas basálticas olivínicas, de matriz afanítica, dispuestas más o menos horizontalmente sobre el Complejo Basal, presentando gran desarrollo de disyunción columnar. En el afloramiento no se aprecian caracteres determinantes que indiquen si realmente se trata de una colada (aunque a veces parecen observarse bases de coladas en algún punto) o si se trata de una posible masa intrusiva en el Complejo Basal, de edad indeterminada.

En cuanto a los diques, ha sido cartografiado uno en un barranco lateral al de Morro de la Huesa, en la esquina suroccidental de la hoja. Es un dique básico de orientación N4°E, menos de 1 m de espesor, y está atravesando los depósitos de brechas de tipo Ampuyenta.

2.2.1.1.2. Brecha básica polimíctica tipo Ampuyenta (28a)

Aparecen localizadas en el barranco de Vigocho y en uno lateral al de Morro de la Huesa, bajo coladas basálticas de los episodios tardíos de esta misma fase volcánica. Un pequeño asomo de brecha (no cartografiable a esta escala) parece existir bajo un retazo de coladas en el margen meridional de la desembocadura del barranco de la Solapa.

Se trata de depósitos brechoides, constituidos por fragmentos angulosos y subangulosos muy heterométricos, de tamaños que oscilan entre 20-30 cm hasta 1-1,2 m, dispuestos caóticamente sin ninguna ordenación ni selección y empastados en una matriz arenosa de grano fino y color violáceo. Los fragmentos son de lavas basálticas de la Fase miocena y de diques con coloraciones verdosas, propios del Complejo Basal. No se han observado fragmentos juveniles. Algunos fragmentos están atravesados por diques o venas muy delgadas. Existen, asimismo, fragmentos de gabros con algún enclave ultramáfico.

Estos depósitos no tienen una expresión morfológica definida, al estar semicubiertos por las citadas lavas y por materiales detriticos pliocenos y cuaternarios, que han arrasado gran parte de la superficie.

2.2.1.1.3. Sedimentos aluviales. Conglomerados (28b)

La erosión y destrucción de partes del edificio mioceno ha generado depósitos sedimentarios, acumulados frecuentemente en áreas periféricas al mismo, próximas a la costa. En esta área

existe un pequeño afloramiento de depósitos sedimentarios conglomeráticos, localizado al este de Caldera de Gairía, bajo las coladas de los depósitos tardíos.

Son depósitos heterométricos, con niveles arenosos y niveles conglomeráticos de cantos angulosos y subangulosos, poco clasificados y en general con mala ordenación interna. Podrían corresponder a depósitos retrabajados de los depósitos brechoides mencionados arriba.

2.2.1.2. *Intrusiones sálicas* (29)

Las intrusiones de cuerpos sálicos en las coladas basálticas del tramo inferior de la Fase miocena son relativamente frecuentes en Fuerteventura, siendo los ejemplos más notables la Montaña de Tindaya, Morros de Pozo Negro y Montaña Azufrá (en las hojas de La Oliva, Pozo Negro y Cofete, respectivamente). En esta de Pájara existen dos afloramientos de este tipo atravesando el Complejo Basal, uno en el área del barranco de Vigochó y el otro al sureste de Tiscamanita (Morros de Pozo Negro).

Intrusión de Morros de Pozo Negro. El cuerpo principal de esta intrusión está localizado un poco más al sur del límite suroriental de la hoja, entre las de Tuineje y Pozo Negro, aflorando únicamente en la presente un pequeño retazo a lo largo del fondo y las laderas de un barranco. Dicho afloramiento, parcialmente cubierto por depósitos detriticos, constituye una masa de rocas traquíticas bastante alteradas, que intruye en unidades del Complejo Basal.

Es un cuerpo alargado, de dirección aproximada NO-SE, que intruye en las coladas basálticas del tramo inferior y en unidades del Complejo Basal. Su extensión se ve reducida por los recubrimientos de materiales detriticos y por las emisiones cuaternarias de los volcanes de Caldera de La Laguna y de Liria (hoja de Pozo Negro), este último extruido directamente sobre un sector de la intrusión. Sus relaciones de contacto con la roca encajante se ven por ello seriamente enmascaradas. Quedan así, en la ladera noreste del barranco, restos de coladas englobadas en las traquitas.

La intrusión está constituida por rocas traquíticas afaníticas, de color verdoso claro, que se torna crema según aumenta el grado de alteración de la roca. Es asimismo característico la pátina brillante que tiene la roca como consecuencia de la alteración. Los afloramientos muestran disyunción columnar de dimensiones métricas y un llamativo diaclasado o lajeado subhorizontal intenso, que desarrolla superficies curvas. Se observan enclaves de basalto en la roca, pero sin una transformación notable.

Los datos disponibles no permiten saber si estos materiales llegaron a extruir en superficie, derramándose en forma de coladas. CUBAS *et al.* (1988-1989), aunque con reservas, apuntan esta posibilidad.

En cuanto al modo de emplazamiento, la forma alargada del afloramiento y la presencia de diques de composición idéntica al SE del mismo (zona de Morro Alto y Morro de las Méndez, en la hoja de Pozo Negro) parecen indicar que se trata de un dique ensanchado o dique-pitón, asociado a una fractura de orientación NO-SE. La misma opinión es reflejada también por CUBAS *et al.* (*op. cit.*) y MUÑOZ (1969).

Afloramiento intrusivo del área del barranco de Vigocho. Se trata de una pequeña masa situada en las inmediaciones del barranco de Vigocho, entre esta hoja de Pájara y la de Huertas de Chilegua. Está, igual que la anterior, semicubierta por depósitos detríticos.

Tiene una morfología estrecha y alargada en dirección N40°-50°E, paralela, por tanto, a la dirección principal de la red filoniana del Complejo Basal, lo que indica que la intrusión se produjo según esas líneas estructurales de primer orden en el basamento de la isla.

Está constituida por una roca verdosa, de carácter afanítico, con escasos fenocristales de fel-despato. Engloba abundantes enclaves (10-20%) de rocas traquibasálticas, con formas rectangulares y redondeadas de tamaños entre 2-3 m y 7 x 5 cm los de mayores dimensiones. Tienen bordes netos que a veces están alterados. A menudo se observan abundantes huecos dejados al desprenderse dichos enclaves de la roca traquíctica.

2.2.1.3. *Episodios tardíos*

Corresponden a las últimas manifestaciones volcánicas de la Fase miocena. Su distribución es más irregular dentro del edificio mioceno, al no seguir la misma pauta que las emisiones anteriores, canalizándose de forma "intracanyon", por el relieve tallado en los materiales del Complejo Basal, como a menudo, aprovechando la red hidrográfica desarrollada en ellos, en las emisiones anteriores de dicho edificio. Este hecho ha llevado a considerar estos episodios como tardíos dentro de la mencionada fase volcánica.

2.2.1.3.1. Coladas basálticas

Estas coladas se localizan en los barrancos de Morro de la Huesa y la Solapa y otra al este de Caldera de Gairía. En todos casos, las coladas parecen que se desplazan por una topografía deprimida, ocupando una red de drenaje ya establecida, hoy excavada de nuevo por la erosión actual.

Los afloramientos próximos a la costa presentan casi siempre en su base los depósitos de brechas líticas tipo Ampuyenta, produciéndose en ellas cierta oxidación al haber sido cubiertas por estas coladas. Hacia la parte superior aparecen cubiertas por depósitos eólicos y aluviales. Son coladas basálticas olivínicas, relativamente alteradas en algunos casos, con lajeado y disyunción columnar potente en sus partes internas. En el área del barranco Morro de la Huesa aparecen zonas de las coladas muy rotas, indicando posiblemente cierto grado de tectonización. Las potencias visibles son del orden de 2 a 3 m.

Las coladas situadas al este de Caldera de Gairía aparecen junto con materiales del Complejo Basal, aisladas y rodeadas por las lavas del malpaís reciente, y al igual que las anteriores, ocupan un paleorrelieve en estos últimos, adoptando una disposición horizontal. Son coladas oscuras, masivas, algo alteradas y no presentan una estructuración clara.

2.2.2. Fase pliocena

Durante todo el Plioceno predominan, en el área y en la isla, los procesos de erosión y destrucción del relieve, con formación de una amplia rasa marina a lo largo de toda la costa occidental y acumulación de depósitos detríticos más o menos extensos, principalmente en áreas costeras.

El volcanismo a nivel insular se caracteriza por su localización más puntual y menor volumen de sus emisiones, pero muestra un marcado control fisural, con centros de emisión alineados según fisuras eruptivas que siguen el régimen distensivo ya establecido. En esta hoja está representado por las emisiones del volcán Morro Valdés, que hizo erupción en el Plioceno inferior y por un pequeño retazo de lavas que proceden del norte, de los edificios del Valle Central, y cuya edad es del Plioceno superior.

2.2.2.1. *Rasa marina pliocena (entre +10 y 20 m). Arenas de playa y conglomerados (31)*

Al concluir las emisiones de la Fase miocena en el Mioceno medio, hace unos 12 m.a. cesa la actividad volcánica en la isla, sin reanudarse hasta el Plioceno inferior, con las emisiones del edificio Morro Valdés. En este intervalo, la actividad erosiva es intensa, desmantelándose en el interior de la isla los relieves previamente formados.

En la costa, esta acción erosiva es también muy fuerte, produciéndose una importante transgresión marina que provoca un arrasamiento generalizado a lo largo del litoral. Esta actividad queda reflejada en la generación de una extensa y continua rasa marina o plataforma de abrasión a lo largo de la costa occidental, desde Tostón, en el norte, hasta Jandía, en el sur.

En la hoja aparece como una franja litoral elevada con respecto a la línea de costa actual, de morfología plana, y ocupada por depósitos detríticos y las emisiones volcánicas de Morro Valdés. En la cartografía se ha señalado su posición con un trazo continuo de color rojo.

Además del aspecto puramente morfológico y la discordancia erosiva que supone, esta rasa está compuesta por depósitos marinos fosilíferos, restos de la playa pliocena, hoy fosilizada por las emisiones volcánicas, y depósitos detríticos diversos. A lo largo del escarpe de la ladera norte del barranco de Ajuy pueden observarse dichos depósitos, que destacan por su color claro. En otras zonas de la hoja su exposición es muy deficiente o no están bien representados.

Estos depósitos marinos están constituidos por arenas calcáreas biodetríticas consolidadas y conglomerados de cantos básicos. En ocasiones aparecen únicamente los conglomerados, como se observa en determinados puntos del barranco de la Peña, bajo las coladas basálticas. La potencia media observada supera raramente el metro, pero en otras áreas de la isla puede llegar a 2 m, aproximadamente.

A nivel general de la isla, la presencia en ellos de abundante fauna y su caracterización paleontológica ha permitido datar su edad y por tanto la discordancia. Igualmente ha supuesto la datación del límite inferior de la emisión lávica de Morro Valdés.

Este contenido paleontológico era ya conocido desde antiguo y aparece citado en la bibliografía geológica y paleontológica de la isla, si bien su edad no estaba claramente establecida y era objeto de discusión entre los autores. Los datos faunísticos fueron mencionados por ROTHPLETZ y SIMONELLI (1890), CROFTS, (1967), LECONTRE *et al.* (1967), KLUG (1968) y HAUSEN (1958), quienes citan varios fósiles, algunos de los cuales han sido reclasificados posteriormente en determinaciones y revisiones paleontológicas más recientes. De este modo, MECO (1975, 1977, 1981, 1982 y 1983) realiza una extensa revisión de los mismos, asignándolos, definitivamente, al Plioceno inferior.

Entre los fósiles más característicos y abundantes, aparecen *Giphaea virleti* (Deshayes), *Nerita emiliana* Mayer, *Strombus coronatus* Defrance, *Ancilla glandiformis* (Lamarck), *Lucina leonina* (Basterot), *Rothpletzia rudista* (Simonelli) y *Patella ambroggii*. Aparecen, además, gran cantidad de algas calcáreas y moldes de *Haliotis* sp. Este contenido faunístico es indicador de un litoral cálido.

Por otro lado, las dataciones radiométricas de ABDEL MONEM *et al.* (1971) y MECO y STEARNS (1981) en las emisiones de Morro Valdés (5,8 m.a.) confirman la edad del Plioceno inferior para dichos depósitos marinos.

2.2.2.2. Depósitos aluviales. Arenas con cantos (32)

Aparecen localizados en áreas septentrionales y opuestas de la hoja. Donde alcanzan mayor extensión es a lo largo de ambas laderas del barranco de la Peña, levantados sobre su cauce actual unos 10 m de altura. Se apoyan sobre los sedimentos cretácicos del Complejo Basal y sobre las coladas basálticas procedentes del edificio Morro Valdés, ocupando una superficie plana horizontal relativamente estrecha, labrada sobre ese sustrato. Hacia las laderas van quedando semicubiertos por derrubios de ladera.

Otro afloramiento más reducido se encuentra en un tramo del barranco de Antigua (al este de la hoja). En su base, visible algo más al norte (hoja de Antigua), se aprecian los materiales del Complejo Basal. Las coladas basálticas procedentes de los edificios del valle central se apoyan sobre ellos.

En ambos casos se trata de depósitos similares en cuanto a constitución, siendo el hecho más destacable el que unos se apoyen sobre coladas de Morro Valdés, cuya edad es 5,8 m.a. (Plioceno inferior), y los de Antigua se hallen cubiertos por coladas de la misma fase eruptiva, pero más recientes (Plioceno superior).

En general son depósitos conglomeráticos de carácter aluvial, escasamente seleccionados, formados, mayoritariamente, por cantos redondeados y subredondeados, heterométricos y de tamaños medios inferiores a 25 cm, si bien existen otros, aunque más escasos, entre 50 y 60 cm. Sus tipologías son dominanteamente del Complejo Basal [fragmentos de diques básicos con coloraciones verdosas (espilitizados), algunos de rocas plutónicas, lavas, diversas, y otros, como en el caso del barranco de la Peña, propio de coladas de Morro Valdés]. En este caso, se aprecian en ocasiones cómo los cantos se disponen con cierta ordenación e imbricaciones, indican-

do direcciones de paleocorrimientos desde el este. En general la matriz es arenosa, de granulometría fina, y está formada por cantos milimétricos.

La potencia de los depósitos en el barranco de la Peña oscila entre 1 y 2 m, tendiendo a acuñarse y adelgazarse barranco arriba hasta desaparecer. En el afloramiento de Antigua alcanzan hasta cerca de 3 m.

2.2.2.3. Arenas eólicas (33)

La instalación desde el Plioceno de un régimen de vientos de componente NNE ha favorecido la acumulación de grandes cantidades de arenas eólicas a lo largo de las costas de Fuerteventura. Su morfología, baja y más o menos llana, a veces con acantilados retrasados varias decenas o centenas de metros, propició su deposición y preservación. Desde entonces, la acción constante de dichos vientos, junto con continuos aportes y fundamentalmente la removilización de las arenas ya depositadas, ha dado lugar a la superposición de numerosos episodios dunares que, incluso en la actualidad, originan extensos campos de dunas móviles.

En esta área, los depósitos pueden observarse a lo largo de prácticamente toda la franja costera. En gran parte de ella, sin embargo, se encuentran entremezclados con depósitos aluviales y coluviales, por lo que se les ha cartografiado como un conjunto heterogéneo indiferenciado (véase apartado siguiente). Existen, no obstante, afloramientos donde sí aparecen bien individualizados, como el de El Cantil (en Ajuy), y fundamentalmente los del área de los barrancos de Vigochó y Garcey, en la esquina SO de la hoja, que son las prolongaciones septentrionales de los extensos campos de dunas, denominados jables de las Salinas y de Vigochó (hoja de Huertas de Chilegua).

Son arenas calcáreas, bioclásticas, de color dorado, formadas por diminutos fragmentos de caparazones de moluscos. Su granulometría es fina y presentan estratificación cruzada. Engloban gran cantidad de gasterópodos de tierra, de tipo *Hemicicla glasiana* (Shuttleworth), *Rumina de-collata* (Linné), y varias especies de *Helicella* sp, así como abundantísimos nidos de antóforas y moldes de vegetales samófilos.

Intercalados en los depósitos, aparecen a veces bolsadas y niveles de cantos, correspondientes a aportaciones aluviales esporádicas.

Suelen tener un grado de consolidación importante, en parte por el encalichamiento que los afecta, sobre todo en las partes más superficiales, que origina costras de gran resistencia. Este hecho les confiere cierta estabilidad, aunque siempre precaria, con desarrollo de paredes bastante verticalizadas. Se adosan a los relieves, reflejando sus irregularidades. Su erosión por procesos eólicos, químicos o de disolución, les confiere un aspecto muy característico y llamativo, con formas "hojaldrosas" o alveolares y estructuras o microformas diversas: "en panal", agujereamientos, acanaladuras, taffone, etc.

En otras zonas de la isla, donde estos depósitos eólicos presentan un mejor desarrollo o mejores exposiciones, pueden apreciarse diferentes episodios dunares separados por períodos más húmedos, con aportes detriticos continentales. Así, PETIT-MAIRE *et al.* (1986) y MECO y PETIT-MAIRE (1989) establecen una secuencia estratigráfica en ellos, reconociendo diversas etapas o

períodos de eolización, propios de climas cálidos y secos, alternantes con períodos húmedos de mayor desarrollo de vida. Datando, asimismo, niveles de gasterópodos por C-14, deducen a través de ellos condiciones paleoclimáticas específicas de las islas orientales del archipiélago, durante el Plioceno y Cuaternario.

2.2.2.4. Arenas eólicas con *intercalaciones indiferenciadas de derrubios de ladera y depósitos aluviales* (34)

A lo largo de la estrecha franja litoral, y apoyados mayoritariamente sobre la superficie de abrasión subhorizontal correspondiente a la rasa marina pliocena, existen potentes depósitos detriticos formados por un conjunto heterogéneo de sedimentos. Los materiales subyacentes son los del Complejo Basal, las coladas de la Fase miocena (en el barranco Morro de la Huesa) y las coladas del edificio Morro Valdés.

Se trata de una formación sedimentaria, compuesta por depósitos de carácter aluvial con intercalaciones abundantes de arenas eólicas. Hacia los relieves más próximos a ellos, se entremezlan también y se confunden con depósitos de ladera. Sus bases suelen ser planas, reflejando un sustrato ya topográficamente bastante homogéneo y regular. Los depósitos más gruesos están compuestos por arenas y cantes redondeados, con tipos volcánicos (basaltos) y plutónicos (gabros, piroxenitas, etc.) y cierto grado de selección granulométrica y ordenación interna, como consecuencia del transporte sufrido desde su área fuente. El tamaño de los cantes es variable, pero no suele superar los 15-20 cm. Las arenas eólicas son de granulometría fina, color gris-anaranjado y estratificación cruzada de bajo ángulo. Con frecuencia, los aportes aluviales son más importantes en la base de los depósitos. Hacia las partes medias y superiores, por el contrario, aparecen hiladas o niveles poco potentes de cantes, a veces también como bolsadas, englobados en una matriz de arena eólica fina.

Superficialmente, los depósitos tienen encostramientos de caliche que les proporcionan cierta consistencia. La potencia de la formación sedimentaria es del orden de 15 a 20 m.

El conjunto corresponde a abanicos aluviales costeros instalados en la desembocadura de grandes barrancos, en donde las sucesivas avenidas de sedimentos van quedando interestratificadas con depósitos de arenas eólicas litorales.

2.2.2.5. *Edificio Morro Valdés. Coladas basálticas* (35a)

Durante el Plioceno inferior son escasas las manifestaciones volcánicas en la isla. La única dada de este período corresponde a las emisiones basálticas que proceden del edificio Morro Valdés, localizado justamente en el límite norte y central, entre esta hoja y la de Antigua.

La morfología achatada del centro de emisión parece indicar que se trata de un volcán en escudo, constituido mayoritariamente por lavas y cierta proporción de piroclastos. Sus emisiones se dirigieron preferentemente hacia el este, hasta alcanzar la costa, situada a unos 8-9 km de distancia al este. Un ramal se dirigió hacia el norte, quedando su frente actual a poca distancia del centro de emisión.

Las lavas se canalizaron por las zonas más bajas de los relieves del Complejo Basal, aprovechando un valle relativamente ancho, abierto hacia el E-SE, que actualmente tiene como eje principal el barranco de la Peña, cuyo encajamiento ha seccionado las coladas, poniendo al descubierto su estructura interna. Los límites meridionales del valle vienen marcados por el barranco actual de Ajuy.

Dada la dispersión de los afloramientos, la superficie inicialmente ocupada debió ser considerablemente superior a la que tienen actualmente. La erosión posterior ha desmembrado en gran medida su unidad, quedando ahora afloramientos aislados, a veces pequeños, colgados a modo de hombreras a lo largo de las laderas de los barrancos. A pesar de todo, la distribución actual de los mismos permite apreciar aún claramente su dirección principal de flujo.

Se apoyan discordantemente sobre diferentes unidades del Complejo Basal (serie de materiales lávicos y tobáceos submarinos y sedimentos cretácicos atravesados por la red filoniana) y también sobre los depósitos de arenas y cantos de la plataforma de abrasión pliocena formada sobre aquellos materiales. El contacto entre ellos y las lavas se encuentra frecuentemente oxidado, debido al calentamiento provocado por el discurrir de la lava.

Las coladas son de carácter basáltico olivínico-piroxénico, estando representadas por varias unidades lávicas, apoyadas unas sobre otras en posición horizontal o subhorizontal. En conjunto, la formación tiene un espesor total visible de unos 60-70 m. A veces, algún retazo aparece con mayor inclinación, reflejando las irregularidades del sustrato por el que corrieron. En las laderas de los barrancos de Ajuy y de la Peña se observan varios niveles de almagres intercalados entre ellas, indicando pequeñas interrupciones a lo largo de la erupción. Morfológicamente son coladas de tipo "aa", con bases y techos escoriáceos y partes interiores masivas, coherentes, poco vesiculares y con disyunción columnar vertical. Las potencias individuales alcanzan 2-5 m, si bien en algunos casos pueden llegar hasta 12-15 m, como por ejemplo en afloramientos situados cerca de Mézquez. En algunos puntos del recorrido, las coladas presentan también morfologías de tipo "pahoehoe", con niveles muy delgados y con un grado de vesicularidad mayor que en los otros.

En muestra de mano la roca es oscura y porfídica, destacando fenocristales de olivino idding-sitzado en su matriz. Presenta un grado de alteración variable según las zonas, pues en unas la roca se cuartea y desmenuza fácilmente y en otras conserva aún su carácter y compostura primaria.

Al llegar a la costa, las lavas ocuparon la plataforma marina de abrasión, extendiéndose por ella hacia el norte y sur, en forma de abanico. Esto dio lugar al desarrollo de estructuras de tipo "pillow-lava" en la base de las coladas, al encontrarse la rasa sumergida, que hoy pueden observarse en el acantilado costero, al quedar las coladas levantadas entre 15 y 20 m por encima del nivel actual del mar. Particularmente notables son los "pillow" del barranco de la Peña, Ajuy y del acantilado de la playa de los Muertos, todas ellas señaladas en la cartografía con una simbología específica. Se trata de "pillow-lavas" características, con morfologías circulares, alargadas o ameboides y de estructura interna definida por agrietamientos radiales y bordes externos vítreos. Sus tamaños oscilan entre 10 y 60 cm y a veces se encuentran rotas y fragmentadas. Aparecen englobadas en una brecha hialoclastítica palagonitzada de color rojizo-anaranjado, muy alterada a productos carbonáticos y ceolíticos.

En la playa de los Muertos se observan fragmentos de "pillows" buzando hacia el sur, reflejando la progradación de los taludes laterales según avanzaban las coladas hacia el mar.

En la ladera norte del barranco de Ajuy, el corte de la secuencia desde el Complejo Basal hasta las coladas es muy ilustrativo. Las "pillow-lavas" de la base se apoyan sobre las calcarenitas de la playa pliocena existente en aquel momento (véase apartado 2.2.2.1) y están cubiertas, a su vez, por depósitos volcanoclasticos que podrían corresponder a depósitos de tipo cono litoral. Están formados por material piroclástico oxidado y palagonitizado, de tamaño lapilli bastante homogéneo (1-2 cm), que engloban abundantes líticos densos, no vesiculares y color negro, de tamaños centimétricos y decimétricos, procedentes de la fragmentación de las propias lavas al entrar en el mar.

MECO y STEARNS (1981) datan estas emisiones de Morro Valdés en 5,8 m.a. Por otro lado, las determinaciones paleontológicas de la fauna encontrada en los depósitos marinos situados debajo de las coladas indican que, efectivamente, corresponden al Plioceno inferior. La plataforma de abrasión marina que jalona toda la costa occidental de Fuerteventura queda así bastante bien datada.

2.2.2.6. *Edificio Valle Central. Coladas basálticas (35b)*

En la esquina NE de la hoja aflora un pequeño retazo de las coladas pliocenas de los edificios del Valle Central. Los centros de emisión se encuentran en la hoja superior de Antigua, configurando un campo volcánico de varios conos en escudo superpuestos.

Son coladas basálticas delgadas que llenaron la depresión del Valle Central y sobre las que posteriormente se desarrolló una costra de caliche.

2.2.2.7. *Sedimentos aluviales. Arenas y conglomerados (36)*

Sobre las unidades del Complejo Basal y de la Fase miocena, en zonas interiores de la isla próximas al valle central, aparecen depósitos sedimentarios, que configuran una morfología plana y subhorizontal. En la hoja tienen una representación escasa, apareciendo en los límites surorientales, donde constituyen las prolongaciones septentrionales de afloramientos más extensos situados en la hoja de Tuineje.

En la cartografía, estos depósitos aparecen como superficies digitadas y recortadas por el encajamiento de barrancos siguiendo sus trazados, y quedando colgados varios metros por encima del nivel de sus cauces. Se trata de arenas y cantos redondeados y subredondeados de fragmentos basálticos, pertenecientes en su mayoría a diques verdosos de la red filoniana del Complejo Basal. Sus tamaños son centimétricos y decimétricos y con frecuencia muestran cierta imbricación, indicando paleodirecciones desde N y NO. La matriz de los depósitos es escasa, de naturaleza arenosa y grano medio-fino.

Superficialmente tienen una costra de caliche, a veces de espesor considerable, si bien el encalchamiento afecta también al interior del depósito, proporcionándole un mayor grado de cohesión. Cuando el encalchamiento no está presente, es posible observar cantos afectados con

páticas mates. QUIRANTES y MARTÍNEZ DE PISÓN (1981) describen ciertos casos de termoclasismo en la superficie de estos depósitos.

2.2.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas

Durante el Pleistoceno continúan los procesos erosivos y de deposición sedimentaria en el área.

2.2.3.1. Depósitos de caliche (37)

Los encostramientos de caliche tienen mayor desarrollo en el tercio oriental de la hoja, a lo largo del valle central, si bien su presencia está generalizada a toda el área. Afectan intensamente a casi todos los materiales originados antes del Pleistoceno, tanto volcánicos, plutónicos como sedimentarios, estando ausentes sobre los volcánicos más recientes y sobre aquellos depósitos sedimentarios de edad holocena.

Son costras de material calcáreo, muy duras, de color beige-claro. La potencia visible en algunos lugares puede llegar a alcanzar cerca de los 2 m, si bien, por lo general, suelen ser costras decimétricas o centimétricas. Es frecuente que rellenen grietas y fisuras en los materiales plutónicos y volcánicos.

Su formación está relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, en los que alternaban períodos húmedos y cálido-secos. El agua de lluvia que se acumulaba en los niveles superficiales del subsuelo asciende por capilaridad al evaporarse durante los períodos secos, impregnando a la roca las sales carbonatadas que había disueltas en ella.

2.2.4. Fase pleistocena media-holocena

No existen manifestaciones volcánicas históricas en Fuerteventura, agrupándose dentro de la Fase reciente los últimos episodios volcánicos de edad pleistocena superior y holocena.

En la hoja estos episodios están representados por grupos de volcanes que aparecen alineados según fisuras eruptivas de orientación determinada: por un lado, el grupo de volcanes de Pájara, y, por otro, La Caldera de Gairía. Existe también un pequeño afloramiento de lavas procedentes del volcán de la Laguna (hoja de Pozo Negro).

Otro tipo de actividad geológica se manifiesta en los procesos erosivos y los depósitos sedimentarios asociados a ellos.

2.2.4.1. Coluviones indiferenciados (38)

Las laderas de las elevaciones más relevantes de la zona se encuentran cubiertas por coluviones y derrubios de ladera, que en algunos casos, como en el área de Antigua, alcanzan gran desarrollo longitudinal.

Estos depósitos tienen una morfología triangular o en abanico, quedando individualizados unos de otros por barranqueras que los inciden longitudinalmente. A veces, sin embargo, no es posible diferenciarlos, al entrar en coalescencia unos con otros, principalmente hacia las partes medias distales.

Están constituidos por materiales detriticos groseros, compuestos por bloques y cantes heterometricos de formas angulosas y subangulosas, pobemente seleccionados y de litologías diferentes según la ladera donde se encuentran. La matriz es arenosa, de granulometría media-fina. En las áreas próximas a la costa aparecen niveles arenosos eólicos intercalados en ellos. Superficialmente suelen estar algo cementados por encostramientos de caliche. Las mayores potencias observadas superan en algunos lugares los 2m.

2.2.4.2. *Episodios recientes. Alineación volcánica de Pájara y edificio Caldera de Gairía (39 y 40)*

Alineación volcánica de Pájara. Está formada por un grupo de tres volcanes de pequeñas dimensiones, localizados en las inmediaciones del pueblo de Pájara y alineados según una fisura eruptiva de dirección aproximadamente E-O. Los tres fueron posiblemente contemporáneos.

De oeste a este, los edificios son los siguientes:

Volcán del cementerio o del barranco de la Cañada. Está localizado en el barranco de dicho nombre, justamente al sur de Pájara, y se encuentra emplazado directamente sobre los relieves del Complejo Basal. Tiene un pequeño cráter abierto hacia el este. Sus dimensiones, en planta, son 350 x 225 m, elevándose unos 25 m sobre su base, que se sitúa a cota 250 m.

Es un edificio de tefra, constituido por piroclastos de granulometría variable, donde predominan los tipos escoriáceos vesiculares y de formas irregulares, con tamaños entre 4 y 10 cm. La fracción de lapilli es importante también, encontrándose su tamaño medio entre 1 y 3 cm. En-globados en ellos, existen abundantes bombas de composición basáltica con formas esféricas, en huso y alargadas, y tamaños entre 10 y 40 cm. El depósito tiene, en general, una estratificación masiva, si bien se observan zonas del mismo con mayor acumulación de escorias y con estratificación mejor definida. Hacia la parte superior, el piroclasto está más oxidado y compac-tado o apelmazado.

En el área circundante al cono, principalmente al oeste, existe un pequeño recubrimiento de piroclastos de dispersión.

El cono se encuentra medianamente conservado, aun cuando su morfología está bastante modi-ficada por las extracciones de picón, al parecer ya abandonadas.

Justamente en el cauce del barranco, al este del edificio, existen al menos dos bocas eruptivas más pequeñas de carácter adventicio, formadas por escorias gruesas oxidadas y apelmazadas unas con otras, alineadas según una dirección N10°E.

Por el cauce se canalizan coladas basálticas, cuyo frente actual más distal se halla dentro de la zona del casco urbano de Pájara, en el barranco de Pájara, a unos 1.500 m del centro de emi-sión. Son lavas escoriáceas en superficie, que conservan aún la típica morfología de malpaís,

aunque ya en gran parte degradado, principalmente por la construcción de las casas del pueblo. Arrastran algunos bloques de lavas escoriáceas de varios metros cúbicos de tamaño, que sobresalen por encima de la superficie del malpaís.

En el interior, por el contrario, las coladas son más masivas y coherentes, poco vesiculares y con gran desarrollo de disyunción columnar, como se observa en el barranco de Pájara. La potencia visible es de unos 6-7 m. La roca, vista en detalle, es oscura, de matriz afanítica, en la que destacan algunos fenocristales de olivino más o menos frescos.

Volcán de Calderetas. Se encuentra situado a menos de 2 km al ENE del anterior, sobre sienitas y piroxenitas del Complejo Basal, entre los barrancos del Tinarejo y de los Barreros.

Es un pequeño edificio de escasa altura (inferior a 10 m). de morfología poco definida y con un cráter abierto hacia el norte. A poca distancia de él, aparece otro posible salidero abierto hacia el este.

Está constituido por piroclastos oxidados de color rojizo, con un grado de consolidación bajo, lo que hace medianamente ripable el depósito. El lapilli tiene un tamaño medio entre 1 y 3 cm y es muy vesicular. Las escorias son de formas irregulares y retorcidas, con tamaños entre 6 y 20 cm. La fracción de bombas es abundante, con morfologías subesféricas y tamaños de 8 a 30 cm.

Las extracciones de picón en su entorno han modificado enormemente su morfología original.

Este centro de emisión también emitió coladas que se canalizan por el barranco principal hasta el actual centro de Pájara. Actualmente no se aprecia bien si se llegaron a juntar con las coladas del volcán del cementerio. En la cartografía de IGME (1984c) sí se indica este hecho. Algunas emisiones cayeron hacia el barranco situado inmediatamente al sur del cono, constituyendo actualmente pequeños afloramientos de escasa entidad, pero donde se aprecia perfectamente su morfología.

Son coladas basálticas olivínicas de tipo "aa", muy escoriáceas y vesiculares en superficie, masivas, coherentes y menos vesiculares, con disyunción columnar en su interior. En general, la morfología del malpaís originado está ya muy degradada.

Volcán del barranco de los Barreros. Es el volcán más oriental de la alineación, y al igual que los otros, se apoya sobre los relieves del Complejo Basal, habiendo surgido en el cauce de un pequeño barranco del que toma su nombre. Sus dimensiones en planta son del orden de 175 x 200 m, y sobre su base (cota 370 m) se eleva escasamente 10 m. La escotadura del cráter se halla abierta hacia el norte.

Se trata de un depósito de lapillis, escorias y bombas de granulometría similar a la de los anteriores. El edificio está bastante desmantelado.

Emiten coladas basálticas olivínicas que salen de su base, canalizándose por dicho barranco. Su frente actual se encuentra en la zona de Bárgeda, a 1.500 m del centro de emisión. Son coladas escoriáceas en superficie y masivas, con disyunción columnar en su interior y potencia entre 3 y 5 m. Gran parte de su recorrido se encuentra semicubierto por depósitos detríticos.

Edificio Caldera de Gairía. Está situado al este de la hoja, en las inmediaciones del pueblo de Tiscamanita y también se emplaza directamente sobre materiales del Complejo Basal.

Este centro de emisión aparece alineado con otros similares situados en la hoja de Pozo Negro (Calderas de La Laguna, Liria y Arrabales), según una fisura de orientación aproximada N150°E.

Es un edificio de grandes dimensiones, de planta circular (900 x 950 m) y perfil cónico, truncado en su cima por un cráter abierto hacia el sur y por los restos de otro con abertura hacia el este. La altura desde su base alcanza unos 200 m, llegando a una cota total en su cima de 461 m sobre el nivel del mar. Se trata de un depósito de lapillis vesiculares, escorias y bombas, en general de granulometría relativamente gruesa y con un grado de consolidación bajo. Las bombas son frecuentes, tienen formas alargadas y en huso, un carácter masivo y compacto, a menudo con núcleos vesiculares, y sus tamaños varían entre escasos centímetros y el metro. El anillo superior del cono está formado por un depósito de tipo "spatter" estratificado.

En general, el cono presenta una morfología bastante bien conservada.

Los relieves circundantes al edificio, principalmente al oeste, se hallan tapizados por piroclastos de dispersión. En algunos puntos su espesor es considerable (varios metros), habiendo sido objeto de extracción en canteras.

Hacia el este del edificio se extiende un amplio malpaís de lavas escoriáceas emitidas por este volcán, que ocupa una superficie de algo más de 10 km². Sus emisiones no parecen que llegaron a entrar en contacto con las de Caldera de Liria y La Laguna, pero sí quedaron muy cercanas a las de esos volcanes. Esto hace que no se pueda saber la cronología relativa entre ambos volcanes. La presencia de algunas costras de caliche sobre las lavas de Gairía parece indicar, según CENDRERO (1966), que son más antiguas que las emisiones de La Laguna y Liria. Las lavas surgieron a través de grietas y fisuras, hoy poco visibles, situadas en la base del cono. Rodearon algunos relieves del Complejo Basal y otros constituidos por materiales de la Fase miocena, llegando a detenerse, finalmente, ante los "cuchillos" de Morro de los Halcones y Montaña de la Goma, ya en la hoja de Punta del Muellito.

Se trata de lavas escoriáceas muy caóticas, formadas por grandes morrenas de taludes muy pronunciados. Entre ellas existen a veces depresiones, originadas como consecuencia de hundimientos locales de las propias coladas. A lo largo del malpaís, son frecuentes los hornitos y túmulos, algunos de ellos parecen que enraizados.

Composicionalmente son lavas basálticas olivínicas, formadas por rocas oscuras, de matriz afanítica, en la que destacan diminutos fenocristales de olivino relativamente frescos.

Edificio Caldera de La Laguna. En la esquina SE de la hoja existe un pequeño afloramiento del malpaís de Caldera de La Laguna (situado en la hoja de Pozo Negro), un cono de cínder de edad similar a Gairía. La litología y características de sus emisiones son idénticas a las de dicho volcán.

2.2.5. Formaciones sedimentarias recientes

Se agrupan bajo este epígrafe los depósitos sedimentarios más recientes, generados principalmente durante el Holoceno.

2.2.5.1. *Terrazas* (41)

A lo largo de los principales barrancos del área, pero también en otros inferiores, suelen existir depósitos de terrazas aluviales adosados a sus márgenes e incididos por el propio encajamiento del barranco. Destacan así las terrazas del barranco de Garcey, Mal Paso, Ayames, Pájara, Antigua, etc.

La naturaleza de los depósitos es variable de unos barrancos a otros. En unos, como en Garcey, Ajuy y Pájara, por ejemplo, predomina el material arenoso, a veces algo arcilloso, de color marrón, englobando cantos y fragmentos de rocas volcánicas y plutónicas, de tamaños milimétricos y centimétricos. En otros, por el contrario, dominan las facies conglomeráticas más gruesas, con cantos redondeados y subredondeados, de tamaños centimétricos y decimétricos englobados en una matriz arenosa detrítica, a veces en proporciones subordinadas.

En general, el grado de consolidación de los depósitos es bajo, aunque admiten paredes verticales relativamente estables, y sus potencias varían desde algo inferior al metro hasta 5-7 m. Estos espesores, considerables en algunos casos, como en Garcey, resultan en cierto modo, sorprendentes, pudiendo reflejar procesos neotectónicos de cierta importancia, que modifican el nivel de base de los barrancos, acelerando el proceso de incisión para recuperar el equilibrio alterado.

2.2.5.2. *Aluviales y fondos de barranco* (42)

Generalmente, los fondos de los barrancos principales se hallan colmatados de depósitos de carácter aluvial, producto de la erosión de los relieves que atraviesan. En otros, menos incididos en ellos, aflora mayormente el sustrato, siendo la cobertura detrítica escasa o no representable a escala.

Se trata de depósitos de carácter aluvial, formados por gravas de granulometría media-gruesa, con cantos redondeados o subredondeados, de tamaños heterométricos, que varían entre milimétricos y decimétricos. En ocasiones aparecen cantos o bolos de gran tamaño, próximos al metro. Litológicamente abarcan una gran variedad de tipos, que suponen un resumen de todas las formaciones en las que se encajan los barrancos. La matriz es arenosa y está compuesta por cantos milimétricos, siendo a veces de carácter limoso. En algunos puntos es posible observar varias secuencias estratificadas de niveles arenoso-limosos, con hiladas de cantos y niveles de cantos más gruesos con escasa matriz, que representan sucesivas etapas o avenidas de intensidad energética diferente.

La potencia de estos depósitos es variable de un barranco a otro, pero raramente es posible observar algo más de un metro, debido a la escasa incisión actual del barranco en ellos.

2.2.5.3. *Depósitos arcillosos y arenosos (suelos)* (43)

A lo largo de algunos barrancos, en sus laderas y en zonas endorreicas entre coladas de los malpaíses de lavas de la Fase pleistocena-holocena, aparecen depósitos de carácter arenoso-

arcilloso, a menudo mezclados con depósitos de carácter aluvial. Son de granulometría media-fina, tienen un color anaranjado y a menudo alcanzan potencias próximas o superiores al metro. En donde mayor espesor tienen, se producen, a menudo, abarrancamientos y encharcamientos en época de lluvias.

2.2.5.4. *Playas actuales. Arenas grises con cantos (44)*

Las playas a lo largo del litoral de la hoja son escasas, en gran parte debido a su morfología irregular y abrupta, poco apropiada para su desarrollo. Se forman en las desembocaduras de barrancos y ensenadas más recogidas. Cabe destacar la playa de los Muertos y de Garcey, constituida por arenas de color gris-dorado de granulometría fina, englobando algunos esporádicos cantos basálticos redondeados. La arena suele ser en gran parte de origen eólico y de naturaleza bioclastica, formada por fragmentos de caparazones marinos, si bien existe una fracción importante de componentes detriticos continentales. Otras, por ejemplo la playa de la desembocadura del barranco de la Peña están formadas, mayoritariamente, por cantos redondeados con escasa proporción de matriz arenosa de grano medio o fino. Por el contrario el componente arenoso es dominante en la playa de Ajuy, y tanto en ella como en la anterior, su color es gris oscuro (playas de "arena negra"), al estar formada por componentes de naturaleza básica.

2.2.5.5. *Arenas eólicas sueltas (45)*

Los depósitos de arenas eólicas pliocenas y pleistocenas de los jables de Vigocho y las Salinas son removilizados por la acción constante del viento, generando formaciones de arenas sueltas o móviles, apoyadas bien sobre ellos o sobre otros relieves. Estos nuevos depósitos presentan algunas morfologías dunares típicas, pero escasas y de pequeñas dimensiones, tratándose, casi siempre, de simples acumulaciones de arenas. El sentido dominante de los vientos es de NNO a SSE.

Tienen una coloración muy clara, son de granulometría fina (0,5-1 mm) y son igualmente de carácter bioclastico.

2.2.5.6. *Depósitos de deslizamientos gravitacionales (46)*

Los fenómenos de inestabilidades de laderas tienen consideración en el área, principalmente en el acantilado costero, donde la constante acción del oleaje sobre la base de los escarpes provoca el desplome ocasional de bloques o partes importantes de los mismos. En el interior de la isla, existen algunos casos también, siendo el más relevante el de la ladera sur del barranco de la Muda (Montaña de Adrián), en Tiscamanita.

Se trata de un deslizamiento de pequeñas dimensiones, cuyo frente de rotura presenta una forma arqueada abierta hacia el norte. Los materiales deslizados corresponden mayoritariamente a bloques fragmentados de diques y lavas de la unidad indiferenciada, compuesta por

lavas y tobas en parte submarinas atravesadas por diques, y se acumulan de forma caótica al pie del escarpe. El depósito está relativamente suelto, es decir, poco consolidado, revelando una génesis reciente (Holoceno).

3. TECTÓNICA

Del análisis estructural de los elementos volcano-tectónicos del archipiélago canario, se deduce que la formación y distribución de sus siete islas estuvo controlada por un campo de esfuerzos cortical, aunque la generación del magma haya sido mantélico. En la isla de Fuerteventura esta deducción resulta aún más evidente, pues su forma alargada y alineada con Lanzarote definen con claridad este campo de esfuerzos.

Tanto desde el punto de vista estratigráfico como volcano-tectónico, la isla de Fuerteventura se puede dividir en dos grandes dominios: el Complejo Basal y los episodios volcánicos subaéreos (dominio subaéreo). En el primero, debido a su edad más antigua, es donde mejor están representados los elementos volcano-tectónicos del campo de esfuerzos regional. Por el contrario, en el dominio subaéreo, aparecen propiamente aquellos elementos provocados por los esfuerzos compresivos locales o por una nueva dilatación lineal.

Hay un campo regional que es el que primero comienza a actuar, el cual desde el Paleoceno superior controla el nacimiento submarino de la isla y la evolución posterior de todo el Complejo Basal. Este campo es de naturaleza extensional y actúa con dirección ONO-ESE, generando una banda de dilatación lineal NNE-SSO. dentro de una corteza extensional. El eje principal de esta banda es ocupado por un intenso sistema fisural de diques que se dibuja como un rift paralelo al que ocasionó la apertura del océano Atlántico, 140 m.a. antes.

Posterior a esta fisuración de dilatación inicial (aproximadamente hacia los 20 m.a.). Se manifiestan esfuerzos compresivos que afectan a las paredes rocosas de las cámaras magmáticas ascendentes, provocando la aparición de sistemas de diques radiales. En Fuerteventura, los casos más patentes de este fenómeno son los complejos de diques radiales de los edificios miocenos de Gran Tarajal y Jandía. Tales controles estructurales locales pueden enmascarar la fisuración temprana abierta en el fondo oceánico durante la inyección del magmatismo de la isla, y son por tanto de poca ayuda para estimar los paleoesfuerzos regionales del comienzo de su formación en profundidad.

Durante los episodios subaéreos pliocuaternarios de Fuerteventura se generan nuevas direcciones de dilatación lineal, aunque en muchísima menor intensidad que las iniciales. Algunas de ellas siguen pautas similares a dichas iniciales, aunque otras presentan direcciones más irregulares y cambiantes. Se podría pensar, tal vez, que parte de los esfuerzos extensionales regionales continúan actuando hasta el presente pero con una intensidad mucho menor.

Para una mejor comprensión de la tectónica de esta hoja de Pájara se han elaborado dos esquemas diferentes: uno de lineamientos morfológicos y otro con los elementos volcano-tectónicos. El análisis de las estructuras volcánicas y tectónicas está basado tanto en los elementos regionales (bandas filonianas extensionales; alargamientos de plutones; fracturas, etc.) como en los locales (complejos de diques radiales; alineaciones de conos; fracturas, etc.).

También la presencia de diversos niveles de rasas marinas indican movimientos en la vertical que igualmente serán considerados dentro de dicho análisis.

En la hoja de Pájara está representado casi exclusivamente el dominio del Complejo Basal. Por su parte, el dominio subaéreo comprende unos pequeños afloramientos miocenos y otros de coladas pliocuaternarias que discurren por el barranco de Pájara y por el valle central.

-En un esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1) realizado solamente con los datos de la base altimétrica, se pueden observar varias familias. Entre $N5^{\circ}$ E y $N40^{\circ}$ E hay varios grupos que constituyen la mayoría de los existentes. Los más norteados (presentes desde la costa, hasta el límite con el valle central) parecen corresponder a fracturas tardías, coincidentes con los pasillos de diaclasado que afectan a las rocas plutónicas, entre los meridianos de Pájara y el barranco de Betancuria. Los lineamientos entre $N30^{\circ}$ - 40° E son los marcados por el enjambre de diques paleógenos que se inyecta con esa dirección sobre los sedimentos y la serie submarina. Esta dirección es propia del campo de esfuerzos regional ONO-ESE de naturaleza extensional que actúa desde los tiempos eocenos.

A lo largo de la línea de costa, al igual que ocurre en todo el litoral del Complejo Basal, se presentan dos direcciones de lineamientos que configuran una malla rómbica con una componente principal alargada $N10^{\circ}$ - 15° E. Esta dirección se acomoda, a grandes rasgos, con la del enjambre de diques.

Hay otro grupo a $N90^{\circ}$ - 100° E, presente en la zona sur de la hoja, entre Pájara y el valle central, que puede obedecer a una fracturación cuaternaria tardía, ya que la fisura eruptiva de los volcanes recientes de Pájara tiene esa dirección.

Por último, hay otro grupo con direcciones $N120^{\circ}$ - 135° E cruzadas con el grupo norteado; más precisamente con la dirección preferente de la inyección filoniana NNE-SSO. Estos lineamientos pudieran estar ligados con la compresión vertical, más local, que sustituyó durante el Mioceno al régimen de esfuerzos extensional regional. Se produjo esta compresión durante el ascenso y desarrollo de los estratovolcanes miocenos, puede que en este caso por la fracturación radial impuesta por la construcción del edificio Gran Tarajal.

En el esquema de elementos volcano-estructurales (Fig. 3.2), se han simplificado las estructuras plutono-volcánicas y los elementos de la tectónica frágil, debido a la escala de representación. Cronológicamente, la sucesión de los eventos tectónicos es como sigue.

La primera fase de plegamiento presente en la isla, observable concretamente en esta hoja, es la que afectó a los sedimentos cretácicos, antes de que se produjera la emisión paroximal del volcanismo submarino. La inestabilidad creada por el comienzo de la emersión, impuesta en gran medida por la tectónica y el ascenso magmático, se refleja en los procesos de deformación intraformacional de los sedimentos mesozoicos más recientes.

La deformación y posición invertida de los sedimentos cretácicos dibuja lo que parece ser el flanco invertido de un gran pliegue vergente hacia el NE. Dado que los diques que atraviesan a estos sedimentos lo hacen pasivamente, sin modificar la posición de esta estructura plegada, cabe pensar que la fase de este plegamiento es de edad eocena, anterior a la inyección filoniana generalizada.

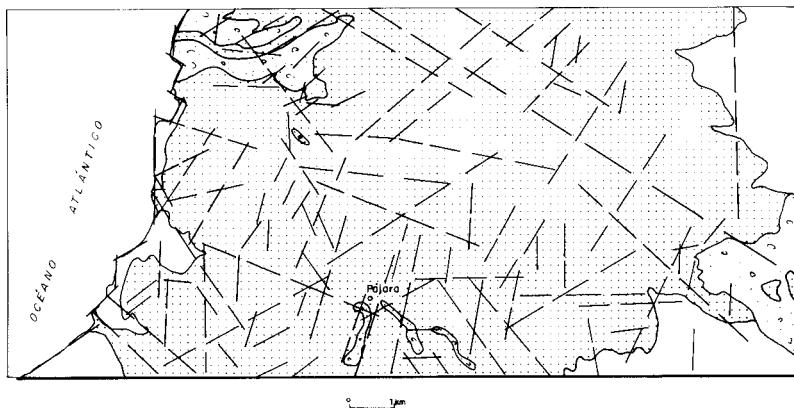


Fig. 3.1. Esquema de lineamientos.

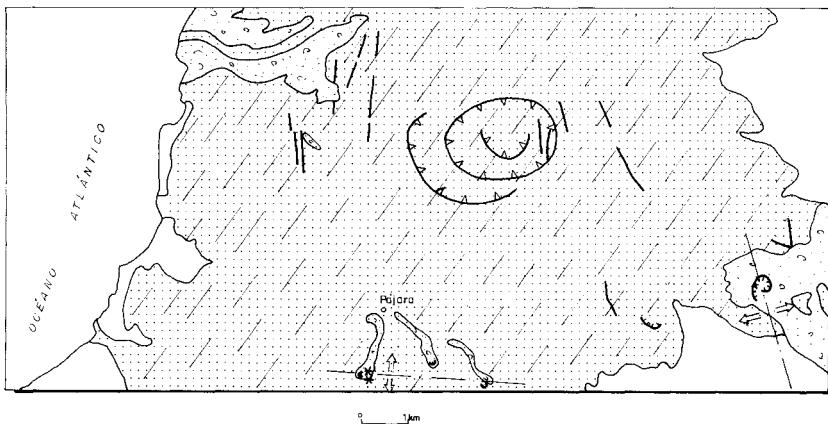


Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

LEYENDA

- Recubrimientos sedimentarios
- Volcanismo pliocuaternario
- Complejo Basal

SIMBOLOGÍA

- ★ Centro de emisión sin cráter
- /// Directriz dominante de la malla de diques del CB
- Complejo circular
- Fisura eruptiva
- Falla
- Centro de emisión con cráter

La serie submarina se emite bajo un campo de esfuerzos regional de carácter extensional de dirección NNE-SSO, que marca también la inyección masiva de diques básicos del Complejo Basal. Muchos de los diques se emplazan sin deformar la roca caja, durante al menos 36 m.a. Algunas de las brechas y tobas existentes dentro de esta serie bien pudieron deberse a causas tectónicas.

Según ROBERTSON y STILLMAN (1979), la intrusión filoniana añadió pocos kilómetros de corteza al Atlántico (aproximadamente 30 km). Fue una inyección múltiple dentro de un número de fisuras paralelas, de poca o media longitud, a través de las cuales el magma se emplazó en niveles estructurales altos. Un importante episodio de "rifting" extensional se instaló en la corteza oceánica.

En el sector central de la hoja hay una banda de mayor dilatación, donde la concentración de diques es muy elevada. Esta banda, de dirección aproximada N40°E, tiene unos límites laterales desde la carretera de Pájara-Betancuria hasta el este de Toto. Su extensión longitudinal se prolonga mucho más allá de esta hoja, tanto por el norte como por el sur.

Los macizos plutónicos de la serie ultralcalina presentan una intensa tectonización, no sólo en esta hoja de Pájara, sino a lo largo de toda la isla. Una fisuración y brechificación generalizada es la tónica más común desde el punto de vista estructural. Esta deformación tiene mayoritariamente un carácter frágil, pero no se descarta que algunos micropliegues (*¿reomórficos?*) observados en los afloramientos de las carbonatitas obedezcan a deformaciones dúctiles, no estudiadas aún suficientemente. Es muy probable que esta tectonización haya sido producida por alguno de los pulsos del ascenso rígido del Complejo Basal durante su emplazamiento en superficie.

Todos los materiales plutónicos de la serie indiferenciada presentan, en general, una tectonización menor. Su emplazamiento se hace ya en niveles estructurales más altos, sometidos durante su intrusión al régimen regional de esfuerzos NNE-SSO. Esto provoca, que algunos de los plutones sálicos que van asociados con los gabros de esta serie (por ejemplo Toto-Lomo del Herrero) presenten una elongación norteada, impuesta por el campo de esfuerzos regional. También son apreciables pasillos de diaclasado con direcciones norteadas en algunos de estos afloramientos sálicos (otra vez en el de Toto-Lomo del Herrero). Esta fracturación frágil parece que corresponde a fases deformativas más tardías.

El Macizo de Mézquez intruye, aún más, en un nivel alto estructural. Su emplazamiento debió de ser diapírico, a tenor de las texturas y estructuras geométricas metamórficas de sus encajantes. Internamente presenta un bandeados composicional, con foliación magmática en algunos puntos, de orientación NNE-SSO, concordante con la elongación del macizo. Este hecho obliga a pensar que intruyó bajo el régimen de esfuerzos regional, que actuaba aún en esos tiempos.

Posterior a la intrusión de este macizo, se produce una relajación del régimen de esfuerzos extensional inicial, facilitando la intrusión puntual de los macizos plutónicos miocenos (Complejo de Vega y Edificio Betancuria). Se emplazan a niveles estructurales muy altos, perforando la banda axial de dilatación lineal NNE-SSO. El primero presenta una estructura circular de "ring complex" muy espectacular, con un zonado perfecto de sus tipos litológicos y una foliación concéntrica paralela en las distintas facies de gabros existentes. El resultado geométricos, pue-

de asemejarse a una estructura interna lopolítica. Las sienitas finales del complejo (La Peñita) y el dique de La Muda pueden interpretarse como diques acompañados ("ring dikes"), emplazados en régimen de hundimiento calderiforme.

La fracturación postmagmática del Complejo Basal en esta hoja es evidente. Se aprecian varias fracturas norteadas en la zona del Edificio Betancuria y pasillos de diaclasado intenso, que brechifican a muchos de los materiales. A veces son aprovechadas por la incisión de la red hidrográfica; probablemente el barranco de Betancuria puede ser un ejemplo. También en el área de los barrancos de Mal Paso, Hondo y sector de Termenoy se aprecian fracturas norteadas, que condicionan la instalación de la red hidrográfica y disectan a los materiales del complejo.

Por último, durante el período cuaternario, dos fisuras eruptivas de edad pleistocena se encuentran en la hoja. Una es de pequeño recorrido y por ella surgieron los tres volcanes de Pájara, según una orientación N95°E. La otra es una fisura más larga y con orientación N155°E, localizada en el valle central. Por ella surgieron los grandes conos de cínder de la alineación volcánica Caldera de Gairía-Caldera de Arrabales. En esta hoja de Pájara sólo aflora el extremo NO de dicha alineación.

Los movimientos verticales relativos entre el nivel del mar y la isla son bien patentes a lo largo de toda la línea de costa. Una rasa marina del Plioceno inferior aflora de manera continua en toda ella, extendiéndose geográficamente, tanto al norte como al sur de la hoja. La altura que tiene en esta hoja es variable, entre +10 y +20 m, según su proximidad a la línea de costa actual. Tanto los cambios en el nivel del mar como posibles movimientos de ascenso tectónico de la isla pueden ser los responsables de dichas variaciones.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

La mayor parte de los materiales que afloran en esta hoja corresponden al dominio del Complejo Basal. Se trata de rocas que, por su mismo origen, no han dado lugar a relieves exógenos, siendo por tanto su morfología actual el resultado de procesos geomorfológicos muy posteriores a su emplazamiento en condiciones superficiales. Se trata, a pesar de la variedad de tipos litológicos comprendidos en este dominio, de materiales con una gran isotropía a la hora de su disección posterior. Destacan las grandes alturas que alcanzan los relieves en las zonas centrales de la hoja: "Pico Alto (626 m), Gran Montaña (708 m), Betancuria (724 m) y Féndua (609 m)", entre los más señalados.

Los materiales posteriores, correspondientes a las Fases miocena, pliocena y episodios recientes, tienen mucha menor importancia areal, si bien cualitativamente grande. Su carácter peculiar, así como su baja cohesión, si se les compara con la litología perteneciente al Complejo Basal, pasan inadvertidos a la hora de considerar los rasgos fundamentales de la hoja.

El resultado es una morfología dominada casi totalmente por la influencia del factor litológico, más que por otros factores.

De manera adjunta se incluye el mapa geomorfológico de la hoja, realizado originalmente a escala 1:25.000.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.

Es esencial en la generación del relieve de esta hoja el considerar la primera etapa una vez emplazados en superficie los materiales del Complejo Basal. Tan sólo dos pequeños afloramientos de coladas basálticas de los episodios tardíos de la Fase miocena, situados al borde de la costa, pueden dar un indicio de cuál es el relieve finimioceno.

Su situación a la altura de la rasa pliocena (Tablero de Jurado), y ocupando posiciones cercanas al fondo actual de alguno de los barrancos (barranco del Morro de la Huesa), indican que ya en el Plioceno la jerarquización del relieve había alcanzado una situación similar a la actual.

Las grandes alturas alcanzadas por el Complejo Basal en esta hoja hacen pensar en una gran antigüedad para dicho relieve. Esto es lo único para justificar encajamientos en la red del orden de los 400 m o más; aunque si se compara con lo ocurrido en otras zonas de la isla, o de otras islas del archipiélago, no significaría nada anormal.

Se debe partir, pues, de un relieve finimioceno, similar al actual y que no sufre importantes variaciones desde entonces. A partir del Mioceno existen algunos elementos más de referencia a la hora de evaluar los cambios en el relieve. En efecto, tanto las coladas del Plioceno inferior (edificio Morro Valdés) que llegan a la línea de costa, finalizado la formación de la rasa pliocena, como las coladas de los volcanes cuaternarios de Pájara y Gairía, fosilizan un relieve muy próximo al actual. Los únicos cambios desde el final del Plioceno hasta la actualidad son un encajamiento máximo de la red, entre 50 y 60 m. Esto hace que la fase eólica pliocena, que presenta una gran capacidad de penetración en el interior de la isla en otras hojas (El Jable, Punta de Morro Jable, Istmo de la Pared), aquí se queda reducida al borde SO de la hoja y a pequeños recubrimientos sobre la rasa pliocena, que los episodios de coluvionamiento posterior han permitido que se conservaran. Durante la última etapa de actividad volcánica (episodios recientes) se producen, como consecuencia de los avances de las coladas de basaltos, algunas modificaciones en la red de drenaje. Las de menor importancia corresponden a la parte de la red que drena hacia el oeste, como ocurre en el barranco de Pájara, coincidiendo con la obturación parcial del mismo por dos coladas procedentes de pequeños centros de emisión situados en el sur de la hoja. El represamiento del río da lugar a la formación de depósitos arenoso-arcillosos, típicos de ambientes de baja energía, que el torrente actual ha vuelto a incidir.

Más al este, las interferencias de los últimos episodios efusivos, en concreto las coladas procedentes de la Caldera de Gairía, son mucho más importantes al obturar la salida del barranco de Almácigos, desconectándolo de su comunicación con el barranco del Gran Valle (o tal vez el barranco de Jacomar), en la hoja de Pozo Negro. Da así lugar, por una parte, en la hoja de Pájara, a zonas endorreicas, en donde se van a depositar ahora sedimentos arcillo-arenosos, de baja energía, y por otra, en la hoja de Pozo Negro, a barrancos con dimensiones desproporcionadas para el área de drenaje.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

4.3.1. Formas endógenas

Conos y calderas. Este tipo de formas se asignan a la Fase pleistocena media-holocena. Son calderas o conos bien conservados, siendo el de Caldera de Gairía el mejor ejemplo.

Superficies de colada. Las mejor representadas corresponden a las de las emisiones de los volcanes cuaternarios (Gairía y volcanes de Pájara), las cuales desarrollan morfologías de tipo "aa". Las coladas pliocenas de Morro Valdés son también de este tipo, pero ya están superficialmente bastante degradadas.

4.3.2. Formas exógenas

Formas residuales. Son, sin duda, las formas cuantitativamente de mayor importancia. Se desarrollan casi exclusivamente sobre el sustrato del Complejo Basal.

Formas agudas (cuchillos). Localizados en los interfluvios de cursos secundarios. A diferencia de lo que puede observarse en otras hojas, en donde la morfología inicial debía de ser más suave y uniforme, no van a dar lugar a grandes alineaciones de kilómetros de longitud, como ocurre en otros lugares de la isla, sino a pequeños tramos interrumpidos por escarpes suaves. Su enlace con el fondo del valle se hace casi siempre a través de pequeños glacis erosivos.

Formas romas (lomas o lomos). Se trata de una forma intermedia entre la anterior y las superficies residuales. En ellas la degradación no ha avanzado tanto, preservándose en la parte alta un pequeño retazo de superficies suavemente redondeadas hacia ambos lados de la alineación.

Superficies residuales (tableros). Si bien esta toponimia no discrimina en cuanto al origen de la superficie, y se incluyen en ella también superficies de colada, en muchos más casos se trata de superficies residuales planas, bien en zonas de interfluvios, bien en zonas de acumulación (eólica, vertiente, etc.).

4.3.3. Formas marinas

Acantilados. Se trata de la forma más característica dentro de este grupo. Están mejor caracterizados en aquellos casos en los que se asocian a tableros (cualquiera que sea su génesis). Pueden alcanzar en algunos casos los 50 m de altura, aunque la altura media que presentan en esta hoja suele ser 15-20 m. Se asocia a su base una rasa de abrasión bien desarrollada.

Playas. Es un tipo de forma poco desarrollada en esta área.

Formas fluvio-torrenciales. En consonancia con la masividad del relieve inicial, no se ha desarrollado, como en la mayor parte de la isla, una red paralela de barrancos o valles. Por el contrario, de la incisión sólo se producen dos barrancos principales, barranco de Ajuy-Malpaso-Las Palmas y el barranco de Pájara. Los trazados de ambos son altamente anómalos, si se comparan con los del resto de la isla.

En algunos casos, el trazado parece ajustarse a las fracturas que afectan al sustrato (barranco de Pájara). En otros casos (barranco del Malpaso), aguas abajo de la Presa de las Peñitas, aparecen anomalías importantes en el perfil longitudinal del cauce, de no muy clara explicación.

Depresiones endorreicas o con tendencia endorreica. En unos casos, relacionados con las coladas basálticas más recientes, corresponden a la obturación de la red de drenaje subactual.

En otros casos (zona de Antigua) pueden asociarse a accidentes geográficos de mayores dimensiones.

4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO.

Conos volcánicos: Caldera de Gairía, las Calderetas.

Superficie de colada: Tablero del Puerto, Llano del Sombrero, Llano de Beche, los Cascajos.

Collado. Degollada Campillo, de Perlas, Pechillera, Vista el Puente, de los Pasos, del Cortijo de Sice, del Carbón, del Viento, de los Granadillos, de las Pardelas, de Izcado.

Relieve residual agudo: Cuchillo Negro, Filo de la Galga, Cuchillo de la Rosa, Cuchillo Tabaiba, de la Erita.

Relieve residual romo: Lomo de barranco Hondo, de la Potranca, del Cuchillo Negro, de Cho Pérez, del Morro, de Herrero, Blanco, Tabaibe, Corto, del Perro, de la Majada Blanca, de la Cruz, Blanco de la Maretá, Lomito de Garcey, del Molino, etc.

Relieve residual cónico o puntual: Morro de Cagaceite, del Corralete, del Cernícalo, del Calvario, de Pedreguillo, Morro del Recogedero, Morrete de los Yeseros, del Moral, Risco Blanco.

Relieve residual plano: Tablero de los Alares, Tablero de Garcey, de las Estancias, de Comisiones, del Jurado, de la Gambuesa, del Aceituno, de la Pileta.

Topónimos litológicos: Morros del Jablito, Majada del Jablito.

Llanuras aluviales: Llano de la Taramela, de Juan Pablo, Llano Verde, Llanos Negros (?).

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones plutónicas y volcánicas representadas en la hoja, habiéndose realizado un muestreo sistemático de las mismas, tanto para su estudio petrográfico como geoquímico. Primeramente se describen las características petrológicas de las formaciones plutónicas y volcánicas y de los tramos o episodios que en ellas se han distinguido. Posteriormente se hace en epígrafe aparte un comentario sobre su caracterización geoquímica.

Además de los análisis expresamente realizados para este trabajo, se han incluido también los existentes en la bibliografía. Por ello, algunas diferencias que puedan encontrarse en los contenidos de algunos elementos de rocas similares pueden deberse, en parte, a la diversidad de procedencia de los análisis y, más concretamente, a las técnicas analíticas empleadas.

En las tablas geoquímicas aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma CIPW.

En la caracterización geoquímica de las formaciones del Complejo Basal no se han considerado todos los análisis existentes en bibliografía, sino que se ha hecho una selección de los más representativos. Esto es debido a que la estratigrafía descrita actualmente es muy distinta de la que se definía antiguamente. Algunos de los análisis antiguos resultan difíciles de interpretar, por lo que se han omitido para evitar equívocos o interpretaciones erróneas. La selección definitiva de los análisis bibliográficos fue hecha por M. MUÑOZ y J. SAGREDO.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas del Dominio subaéreo se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan.

Para la clasificación tipológica de las muestras del Complejo Basal se ha utilizado el diagrama sílice/álcalis de COX *et al.* 1979, ya que son facies plutónicas la mayoría de ellas.

Por su parte, la clasificación tipológica de las muestras volcánicas del Dominio subaéreo se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS. de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS [LE BAS *et al.* (1986b)]. La denominación de las rocas obtenidas en dichos diagramas aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras. En algunos casos, por sus elevados contenidos en agua y CO₂, algunas muestras no tienen representación en el diagrama TAS, por lo que puede darse el caso de ausencia de puntos en la proyección.

5.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL

5.1.1. Sedimentos cretácicos

5.1.1.1. *Ritmitas, lutitas, areniscas y calizas* (2)

Dentro de esta formación se dispone de una muestra, correspondiente a una alternancia de tramos detríticos, de granulometría variable, pasándose de lutitas a lutitas arenosas e incluso arenas lutíticas de grano fino. Dichas capas apenas poseen un espesor de entre 1 y 3 mm, siendo la composición fundamental cuarzo granular muy fino, feldespato y minerales arcillosos. La calcita aparece como mineral accesorio, junto con esporádica epidota.

Las areniscas predominantes son grauvacas ricas en cuarzo. Igualmente aparecen calizas recristalizadas, con esporádicos granos detríticos de dolomía.

5.1.1.2. *Lutitas y areniscas* (3)

Aparecen fundamentalmente rocas de tipo lutítico, junto con areniscas de composición variable.

En dichas areniscas predominan los granos de cuarzo además de fragmentos cuarcíticos, feldespato potásico y plagioclasa. La proporción de matriz arcillosa es bastante variable [IGME

(1984c)] si bien en las capas de mayor grosor la composición suele oscilar entre grauvacas líticas, grauvacas cuarzosas, protocuarcitas y grauvacas feldespáticas, como en el caso de la muestra RB-381. Ésta consiste básicamente en granos de tamaño samítico, con escaso índice de redondeamiento (entre 0,3 y 0,5), fundamentalmente de feldespato potásico, plagioclasa algo menos abundante y cuarzo, en una matriz en proporciones menores del 15%, formada por productos micaceo-arcillosos y opacos, así como escasa epidota.

En la memoria de la hoja de IGME (*op. cit.*) se cita, formando la fracción pesada, turmalina y círcón.

5.1.1.3. *Lutitas, margas y calizas* (4)

Aparecen en esta unidad tanto lutitas oscuras, margas blancas, areniscas y calcarenitas, así como una serie de intercalaciones de materiales volcánicos submarinos.

Se ha muestreado una alternancia de tramos carbonatados de composición caliza-arenosa, formados por calcita esparítica, con granos de cuarzo y augita, junto con otros detriticos de tipo arena fina-lutita, con ausencia total o gran escasez de carbonato, y presentando, por el contrario, gran abundancia de augita y epidota xenomorfa.

En ocasiones se observa abundante microfracturación, con relleno mineral posterior de feldespato (albita) o de opacos-óxidos, acompañados por epidota. Se observa escasa ilmenita alterándose en parte a leucoxeno.

Igualmente se han muestreado los tramos volcánicos intercalados, descritos anteriormente.

5.1.2. **Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos** (5)

El estudio petrográfico de esta unidad presenta una enorme complejidad, no sólo por encontrarse en ella una gran variedad de facies y tipos petrológicos, sino también por el alto grado de alteración que suelen tener las rocas, con procesos de espilitización generalizados. Así, muchas de ellas consisten en una paragénesis secundaria de albita, carbonato, epidota, clorita y opacos (facies de esquistos verdes) que enmascaran totalmente el aspecto y composición original.

Basaltos micáceo-anfibólicos. Han sido muestreados en el sector noroeste de la hoja, en zonas próximas al barranco de Ajuy. Constituyen un grupo de lavas muy particular, que no aflora en ninguna otra zona del Complejo Basal. Se caracteriza por presentar frecuente biotita y anfíbol, con asociaciones texturales muy peculiares. Tienen textura porfídica y están formados por microfenocristales idiomorfos de biotita rojiza, en ocasiones zonada, y anfíbol de color pardo marrón, pleocroico, entre idiomorfo y subidiomorfo. Dichos fenocristales son de tamaños variables, desde 1 mm hasta 4 mm. Por el contrario, son muy escasos y de menor tamaño los cristales de augita, con ocasionales núcleos acmíticos, apareciendo zonados, ya sea de manera concéntrica o en "reloj de arena".

La matriz contiene plagioclasa microlítica, generalmente escasa, augita y opacos granulares idiomorfos a subidiomorfos de tamaños milimétricos. Como minerales accesorios, destacan cirón y excepcionalmente perowsquita; por su parte, rellenando microvesículas y microvenas, destacan calcita, epidota, albita y clorita, así como ¿granates? subidiomorfos en cristalitos de pequeño tamaño, relacionados estrechamente con la calcita y la epidota.

Dentro de este tipo de rocas, aparecen con cierta frecuencia inclusiones de tamaños variables micáceo-anfibólicos, de textura microgranular, formadas por biotita, anfíbolo y acmita-aegirina, pudiéndose encontrar además opacos, esfena, apatito y rara vez perowsquita.

Dada esta composición tan particular y su ligera similitud mineralógica con la serie plutónica ultracalina cercana, no se descarta alguna conexión ¿genética? o de ¿mezcla de magmas? entre ambas formaciones.

Mezcladas con las rocas anteriores, cabe citar igualmente la presencia de rocas muy leucocráticas, cuya composición actual las situaría como albitas, dado su alto contenido en albita (más de un 90% y que parecen deberse a intensos procesos de alteración de materiales preexistentes, posiblemente traquitas-traquienitas [IGME (1984c)]. Completa la composición de estas rocas escasa clorita, epidota, opacos, calcita y, ocasionalmente, apatito y esfena relictos.

Coladas basálticas plagioclásicas. Son bastante abundantes y están compuestas por fenocristales de plagioclasa de hábito tabular, macladas polisintéticamente, junto con escaso clino-piroxeno (augita) y olivinos relictos, oxidados en su práctica totalidad. La matriz, generalmente orientada, consta de microlitos de plagioclasa, augita y opacos, así como microfracturas rellenas por albita, calcita, clorita y sílice criptocristalina, dispuesto de manera concéntrica.

Tobas y brechas. Constituyen el grupo más abundante de la formación. Dentro de él se pueden distinguir hasta tres unidades, algunas de las cuales aparecen claramente relacionadas con las facies petrográficas anteriormente descritas.

Tobas basálticas mayoritariamente monomíticas. En las proximidades del barranco de Garcey destacan este tipo de rocas. Están constituidas por fragmentos de basaltos microporfídicos de textura fluidal o algo más holocrystalinas, muy parecidas a los basaltos micáceo-anfibólicos, ya descritos.

Brechas y tobas basálticas polimíticas. Son frecuentes al oeste de Tiscamanita. En ellas se entremezclan fragmentos basálticos, traquibasálticos y diques diabásicos con una matriz de composición parecida. Por el contrario, suelen ser bastante escasos los fragmentos de tipo gáboroideo.

Tanto este grupo como el anterior presentan evidencias de espilitización, como corresponde a la mayor parte de las rocas de esta serie.

Tobas y brechas sálicas antiguas. Este último tipo se diferencia de los dos anteriores por la mayor cantidad de fragmentos traquíticos y traquieníticos. En sentido estricto, los fragmentos muestran una variación composicional progresiva, desde rocas máficas a sálicas, pasándose de basaltos plagioclásicos a traquibasaltos, traquitas, traquienitas y esporádicos microgabros.

Los fragmentos basálticos: si bien están fuertemente espilitizados, muestran claras anomalías con tipos vistos anteriormente. Los fragmentos traquíticos presentan gran abundancia de mi-

crolitos de sanidina, tanto en forma de microfenocristales como en la matriz, donde se disponen de manera subparalela marcando dirección de flujo. No se observan directamente ferromagnesianos, aunque ciertos agregados de clorita-opacos pudieran ser seudomorfos de ellos. Por lo demás, aparecen opacos xenomorfos intersticiales, círcón y escaso apatito.

Algunas facies traquíticas algo más máficas presentan feldespatos zonados con núcleos plagioclásicos y bordes de feldespato potásico, junto a abundantes opacos intersticiales, así como agregados de carbonato-epidota seudomorfizando antiguos ferromagnesianos. Con carácter accesorio, se encuentran apatitos y esfenas, en ocasiones alterados parcialmente a ilmenita.

Los fragmentos sieníticos: desde el punto de vista composicional, no presentan diferencias apreciables respecto, los anteriores pero sí texturales, al presentar una mayor granulometría.

Los fragmentos traquibasálticos: poseen una gran uniformidad y sencillez en cuanto a su composición, presentando escasos microfenocristales de plagioclasa tabular de tamaño reducido, en una matriz igualmente rica en plagioclasa microlítica orientada, con opacos, clorita, albita, epidota y calcita secundarios.

Los fragmentos de tipo microgabro: son los menos abundantes, presentándose muy transformados a una paragénesis secundaria de bajo grado, con clorita-albita-epidota.

La pasta que engloba todos los fragmentos anteriormente descritos es muy leucocrática y rica en feldespatos (plagioclasa y, más raramente, feldespato potásico), pudiendo aparecer, junto a los fragmentos, esporádicos fenocristales rotos de plagioclasa tabular.

5.1. 3. Serie intrusiva ultracalina

La serie ultracalina forma el conjunto de rocas más peralcalinas del ámbito de la hoja y de todo el magmatismo de la isla. Está compuesta tanto por rocas en las que predomina la nefelina sobre el feldespato alcalino (como es el caso de melteigitas e ijolitas) como por rocas con claro predominio de feldespato (sienitas nefelínicas). Por último, y correspondientes a un estadio más tardío de la serie, aparecen manifestaciones venulares tardías de carbonatitas.

5.1.3. 1. Piroxenitas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas (6)

Texturalmente son rocas heterogranulares granudas de grano medio a grueso, caracterizadas por la presencia en proporciones variables tanto de nefelina como de feldespato alcalino. Este último casi inexistente en los términos piroxeníticos, exceptuando esporádicas venas de composición sienítica que suelen atravesar la roca en los procesos finales de la cristalización.

Melteigitas. Son rocas granudas hipidiomorfas, de grano medio a grueso, formadas por abundantes cristales de clinopiroxeno xenomorfo o de tendencia tabular. Estos cristales presentan tamaños en ocasiones centimétricos con maclado simple o zonado en "reloj de arena". En ocasiones exhiben incipientes procesos de alteración a productos serícítico-arcillosos, preferentemente en microfracturas internas de los cristales. Además se encuentran biotita, gene-

ralmente escasa y asociada a opacos, junto con anfíbol de pleocroísmo marrón, normalmente xenomorfo.

Como minerales accesorios aparece, de manera preferente, apatito, en ocasiones muy abundante, junto con esfena y circón, más raros.

De manera análoga a las ijolitas, se han observado microvenas de carbonato y epidota, o de composición microsienítica.

Ijolitas. Son rocas texturalmente muy parecidas a las anteriores, constituidas fundamentalmente por clinopiroxeno, perteneciente a las series augita-acmita-aegirina, encontrándose generalmente términos más aegirínicos en el caso de rocas con procesos metasomáticos de alcalinización, consecuencia de intrusiones de microvenas de composición sienítica, con un mayor aporte en sodio. Dicho piroxeno aparece en forma de cristales idiomorfos-subidiomorfos de tamaños diversos, conociendo procesos más o menos avanzados de seudomorfización a anfíbol alcalino de color verde-marrón.

Rodeando al piroxeno se encuentra nefelina xenomorfa o rara vez en forma de cristales de aspecto cuadrado, por lo general, con intensos procesos de alteración a productos del tipo hidronefelina-cancrinita. Igualmente aparece biotita, de hábito tabular o anfíbol de tipo hornblenda con pleocroísmo marrón-verdoso muy intenso. En los casos en que la biotita es abundante no suele aparecer anfíbol, mientras que en los ejemplares anfibólicos la biotita suele ser de nucleación tardía relacionada con procesos de posible metasomatismo sobre el propio anfíbol.

Como minerales accesorios, si bien pueden resultar abundantes en ciertas ocasiones, aparece apatito con un característico anubarramiento en su núcleo, así como frecuentes inclusiones de opacos y esfena. Menos abundantes resultan la perovskita, el circón, granate (de tipo melanito) y epidota, esta última circunscrita generalmente a venas sieníticas que atraviesan estas rocas.

De origen tardío y llenando microfracturas se puedan encontrar calcita y productos cloríticos, así como plagioclasa de composición albítica. Deben citarse, por último, las frecuentes microvenas de composición sienítica, ya mencionadas con anterioridad.

El olivino es bastante raro, encontrándose, cuando aparece, totalmente alterado a agregados de opacos.

Sienitas. En esta hoja y dentro de esta unidad sólo se han muestreado sienitas nefelínicas.

Se trata de rocas compuestas por abundante feldespato alcalino de tipo anortoclasa, xenomorfa, con intensa alteración de tipo sausurítico, junto con nefelina mucho menos abundante, rara vez idiomorfa, y alterada a productos del tipo hidronefelina-cancrinita.

El anfíbol suele ser el mineral máfico predominante con cristales idiomorfos-subidiomorfos, de pleocroísmo intenso dentro de las tonalidades pardoverdosas. La biotita, de hábito subtabular, suele ser por lo general escasa, al igual que los clinopiroxenos de tipo augita. Por el contrario, en muestras con evidencias de procesos metamórficos de contacto aparece acmita-aegirina recristalizada, generalmente abundante.

Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, así como granates de tipo melanito, en ocasiones en proporciones importantes.

Rellenando microvenas hay tanto calcita como plagioclasa de tipo albita, recristalizada.

Carbonatitas. Suelen ser rocas de composición muy sencilla, prácticamente monominerales, con más de un 90% de calcita, generalmente bien desarrollada en grandes cristales xenomorfos.

Esporádicamente aparece escaso feldespato potásico en cristales xenomorfos, junto con apatito, circón y opacos de aspecto irregular. Ocasionalmente se ha encontrado algo de baritina.

5.1.3.2. *Intrusivos sálicos indiferenciados (traquitas, fonolitas y sienitas)* (7)

En este conjunto se agrupan, una serie de rocas heterogéneas, tanto mineralógica como texturalmente; aparecen tipos desde plutónicos a subvolcánicos. No obstante, se observan ciertas características generales en todas ellas, pues se trata, en todos los casos, de rocas con abundante feldespato alcalino, acompañado, en proporciones variables, por nefelina y otros feldespatoídes indiferenciados (probable haüyna), obteniéndose así composiciones comprendidas entre sienitas-sienitas nefelínicas y fonolitas. Como facies volcánicas, de enfriamiento más rápido, aparecen traquitas máficas caracterizadas por la escasa presencia de fenocristales.

La segunda característica común a la unidad es el metamorfismo de contacto generalizado, más o menos intenso, en función de la proximidad a las intrusiones ultramáficas del Macizo de Mézquez. Así, se llega a rocas granoblásticas puramente metamórficas, como es el caso de ciertas "corneanas" de composición original fonolítica o sienítica que se aprecian en la zona del Morrete Comisiones.

Fonolitas. Son rocas un tanto excepcionales en Fuerteventura, al no ser una composición frecuente en la isla. Se pueden distinguir dos grupos: fonolitas nefelínicas y fonolitas haünicas. Estas últimas constituyen un afloramiento individualizado en la cartografía, denominado como intrusión del Morro de El Jablito (véase apartado 5.1.3.4).

Fonolitas nefelínicas. Son el conjunto más numeroso. Se trata de rocas de textura porfídica, compuestas por fenocristales idiomorfos tabulares de feldespato alcalino con maclado simple de tipo karlsbad. También como fenocristal hay nefelina xenomorfa, o más raramente, en forma de cristales cuadrados, presentando intensa alteración a productos del tipo hidronefelina-cancrinita.

La matriz, de grano fino, contiene generalmente feldespato con evidencias de recristalización, junto con clinopiroxeno, generalmente de tipo aegirina, y más raramente, augita, igualmente recristalizada. En ocasiones se observa una cierta reorganización de la matriz con presencia de bandas donde se acumula piroxeno (aegirina).

Aparecen, además, esporádicos granates de tipo melanito que presentan bordes con crecimiento de aegirinas muy finas de incipiente nucleación.

Como accesorios se pueden encontrar apatito, esfena y, raramente, circón.

Estas rocas se pueden considerar como los equivalentes subvolcánicos de las sienitas nefelínicas.

Sienitas. En función de la presencia o no de nefelina, se distinguen dos tipos: sienitas nefelínicas y sienitas alcalinas sin nefelina.

Sienitas nefelínicas. Son de textura granuda, de grano entre grueso a muy grueso, formadas por abundante feldespato alcalino generalmente xenomorfo, con alteración a productos de tipo serícítico-arcillosos. Presentan maclado simple de tipo karslbad y rara vez de tipo polisintético. Aparece también abundante nefelina de aspecto cuadrangular, con alteración, más o menos generalizada, a productos de tipo hidronefelina-cancrinita.

Como minerales máficos aparece generalmente aegirina o augita aegirínica, así como anfíbolo de pleocroísmo marrón-verdoso con seudomorfización, en ocasiones importante, a opacos granulares. La biotita es más bien escasa, pero, por el contrario, el granate de tipo melanitos puede encontrarse en proporciones mayores y en cristales de gran tamaño.

Entre los minerales accesorios están apatito, circón y analcima-ceolita.

Suele ser frecuente la presencia de microenclaves de tipo melteigítico-ijolítico, correspondientes a composiciones propias de la serie ultralcalina.

Sienitas alcalinas sin nefelina. Suelen presentarse en forma de venas con procesos de recristalización más o menos generalizados, presentando grandes variaciones texturales en cuanto a tamaño de grano, llegándose en los bordes a facies de tipo microsienítico.

Con respecto al grupo anterior, estas sienitas se diferencian por una mayor proporción relativa de ferromagnesianos, ausencia de nefelina y mayor proporción de biotita, en detrimento del anfibol, totalmente ausente.

Como clinopiroxeno aparece augita, en sus variedades augita aegirínica o aegirina. Los granates pueden ser también abundantes.

Traquitas. Son rocas caracterizadas por la ausencia de microfenocristales y por intensos procesos de alteración que enmascaran en parte el aspecto y composición original de la roca. Se suelen observar procesos de metamorfismo con recristalizaciones generalizadas.

Las texturas varían desde ligeramente fluidales, en el caso de las rocas menos metamorfizadas, a puramente granoblásticas bandeadas.

El microfenocristal más llamativo es el piroxeno, ligeramente mayor que el tamaño medio de la matriz. Presenta intensa alteración a productos cloríticos, junto con esfenas en ocasiones muy desarrolladas.

La matriz es muy rica en feldespato alcalino, bien microlítico orientado o recristalizado, con procesos de sausuritización generalizados, junto con escasas micas (biotita o flogopita), opacos, óxidos y posible leucoxeno secundario. También como accesorios aparecen, en ocasiones, circón y granate de tipo melanito. Con carácter tardío se encuentra calcita y cuarzo rellenando microfracturas y microcavidades, así como escasísimo cuarzo de origen hidrotermal.

La muestra RB-376 se ha clasificado como una traquita. Está, en gran parte metamorfizada, con procesos de alteración que enmascaran, parcialmente, su aspecto original. Está formada por cristales de escaso tamaño de feldespato, aegirina-augita y opacos, fundamentalmente, que denotan procesos de recristalización, así como cierto bandeados, como consecuencia de mayores o menores proporciones de aegirina y presencia de flogopita.

5.1.3.3. *Macizo sienítico de El Recogedero (8)*

Se trata de rocas con abundante nefelina y feldespato alcalino en proporciones mayores al 70%, lo que permite clasificar la muestra como "foyaita", según la clasificación IUGS (1973). Corresponden al grupo de las sienitas nefelino-sodalíticas descritas por IGME (1984c).

Tienen texturas granudas hipidiomorfas de grano medio, constituidas por nefelina de tendencia idiomorfa, que se presentan en formas cuadradas y subrectangulares, y por feldespato alcalino muy alterado, generalmente subidiomorfo, con esporádicas maclas de tipo karlsbad.

Entre los maficos, siempre por debajo del 20%, destacan aegirina subidiomorfa o en cristales tabulares bien desarrollados. Pueden aparecer, igualmente, sodalita y posible anfíbolo alcalino, junto con accesorios como esfena y circón. Esporádicamente aparece en venillas melanito y corindón.

Este macizo, sin duda, tiene una composición mineralógica más próxima a la de la serie plutónica ultracalina que a cualquiera de los otros cuerpos sieníticos del resto de las series. Igualmente, su ubicación cercana a los afloramientos de dicha serie hace pensar en algún tipo de conexión genético-temporal entre ambas rocas.

5.1.3.4. *Intrusión fonolítica de Morro de El Jablito (9)*

Particularmente restringidas en el área de Morro Jablito aparecen fonolitas haüynicas, a su vez presentando dos tipologías diferentes. Las primeras son rocas porfídicas con abundantes fenocristales de feldespato alcalino de aspecto tabular, en ocasiones de gran tamaño (>4 mm), junto con abundante aegirina de color verde ligeramente pleocroica, a veces zonada y maclada. Aparecen igualmente cristales idiomorfos hexagonales de feldespatoídes de la serie haüyna-sodalita-noseana presentando procesos más o menos avanzados de ¿silicificación?-¿albitización? dando lugar a una seudomorfización parcial. Alrededor de dichos feldespatoídes aparecen acumulaciones de minerales opacos en crecimientos radiales. En forma de fenocristales se encuentran, igualmente, esporádicas esfenas idiomorfas bien desarrolladas.

La matriz consta de feldespato alcalino de tipo microlítico y escasos opacos, pudiendo aparecer abundantes granates de tipo melanito y cuarzo intersticial.

El segundo grupo de fonolitas haüynicas, a diferencia del anterior, no presenta apenas aegirina, apareciendo ésta siempre en forma de pequeños cristales en la matriz. Por el contrario, es abundante la augita idiomorfa tabular con bordes titanados, así como con zonado. El anfíbolo tiene pleocroísmo pardo-marrón y generalmente está maclado. Además de la esfena, aparece

abundante apatito, pero no granates. La matriz suele ser de grano más fino, entre micro y cripto-cristalina, estando compuesta por feldespato, anfíbolo y augita, junto con opacos aciculares (probable ilmenita), alterándose en parte a leucoxeno.

5.1.3.5. Geoquímica de la serie

De la serie ultracalina se han realizado dos análisis (Tabla 5.1) que pertenecen a una ijolita y a una sienita del Recogedor.

El análisis de la ijolita corresponde al de una roca subsaturada con contenidos altos en álcalis. En el diagrama, $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ COX *et al.* (1979) queda representada por tanto en el campo de la ijolita, perteneciente al ámbito de las rocas ultracalinas (Fig. 5.1a). Este carácter marcadamente alcalino queda corroborado también por el contenido >8% de Ne deducido en el cálculo de la norma CIPW. Se observa además un contenido elevado de TiO_2 y P_2O_5 como corresponde a una roca con abundante esfena y apatito, respectivamente. En el cálculo de la norma, esto se pone de manifiesto por un alto contenido de ilmenita y apatito. Todas estas características quedan reflejadas en el diagrama de variación lineal de la sílice con todos los elementos mayores (Fig. 5.2a) en el que se han proyectado conjuntamente las rocas intrusivas de la serie ultracalina, plutónica indiferenciada y Macizo de Mézquez del Complejo Basal.

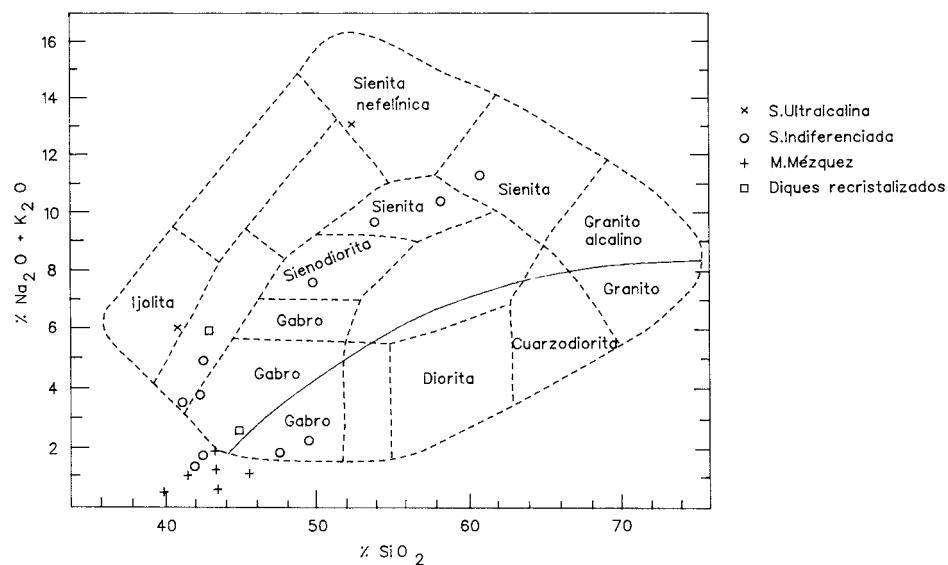


Fig. 5.1.a. Diagrama de clasificación $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, según COX *et al.* (1979).

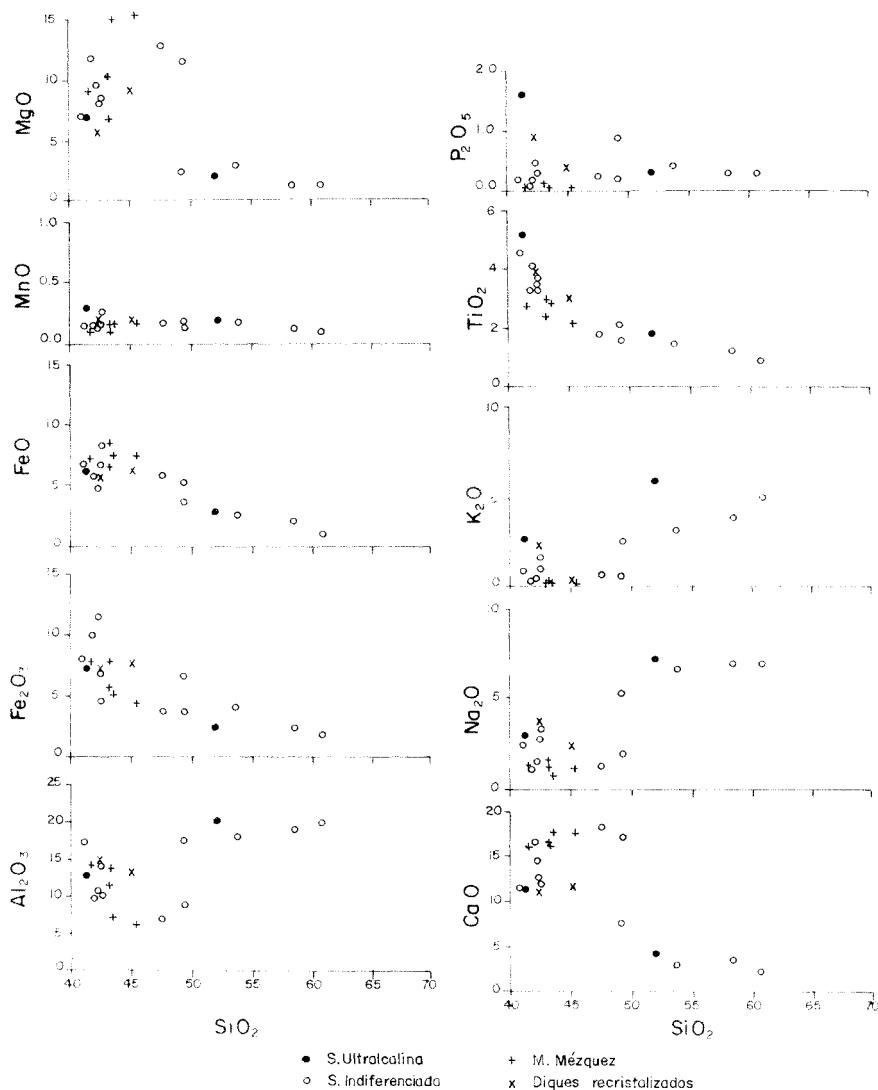


Fig. 5.2.a. Diagrama de variación de elementos mayores /SiO₂

Tabla 5.1. Serie intrusiva ultralcalina. Análisis químicos, norma CIPW

Muestra	57356	53431	Muestra	57356	53431	Muestra	57356	53431
SiO ₂	41.10	41.90	Ba	875	2093	Y	50	24
Al ₂ O ₃	12.75	20.14	Ce	277	180	Zn	174	97
Fe ₂ O ₃	7.14	2.31	Co	40	4	Zr	571	430
FeO	6.04	2.67	Cr	7	5	Or	15.66	34.15
MgO	6.85	1.81	Cu	84	14	Ab	9.30	17.10
CaO	11.22	4.21	Ga	30	28	An	13.91	6.21
Na ₂ O	2.91	7.06	La	138	100	Ne	8.30	23.09
K ₂ O	2.65	5.78	Nb	158	190	Di	24.36	10.22
MnO	.27	.17	Ni	9	4	Hy	4.04	.15
TiO ₂	5.09	1.70	Rb	60	99	Ol	5.60	3.35
P ₂ O ₅	1.60	.26	Sr	1495	2191	Mt	3.28	.00
H ₂ O	2.15	1.85	Th	10	10	Il	9.67	3.23
CO ₂			V	393	153	Ap	3.71	.60
Total	99.97	99.96						

57356 Jolita. Montaña Blanca. (**)

53431 Sienita nefelínica. Morro del Recogedero. (**)

(**) Análisis en M. MUÑOZ, y J. SAGREDO (inéd.).

En la Figura 5. 2b se han proyectado de igual modo los elementos menores en relación con la sílice, observándose para la ijolita valores relativamente altos de Ba, Rb, Sr, Y, Zr y, sobre todo, de Nb. La relación Y/Nb = 0.34 corrobora nuevamente su marcado carácter alcalino, según PEARCE and CANN (1973).

El análisis de la sienita del Recogedero corresponde también al de una roca subsaturada con altos contenidos en álcalis. En la Figura 5.1a queda representada en el campo de la sienita nefelínica, concordante igualmente con su composición mineralógica. El cálculo de la norma refleja también su alto contenido en Ne así como el de ortosa. En el diagrama de la Figura 5.2a queda patente el alto contenido en álcalis de estas rocas con relación al resto del Complejo Basal.

En cuanto a los elementos menores, la Figura 5.2b pone de manifiesto sus altos contenidos en Ba, Sr, y sobre todo Nb. La relación Y/Nb = 0,2 confirma su fuerte carácter alcalino.

Aunque solamente se dispone de dos análisis pertenecientes a esta serie ultralcalina, y a la vista de los datos ya indicados, se puede apuntar para esta serie unas pautas de variación diferentes al resto del conjunto plutónico del Complejo Basal. Así, en la Figura 5.1a se observa que son las únicas pertenecientes al campo ultralcalino y en las Figuras 5.2a y 5.2b se advierten pautas muy diferentes a las de otras rocas para el K₂O, P₂O₅, Ba, Nb y Sr, aunque en el caso de Ba,

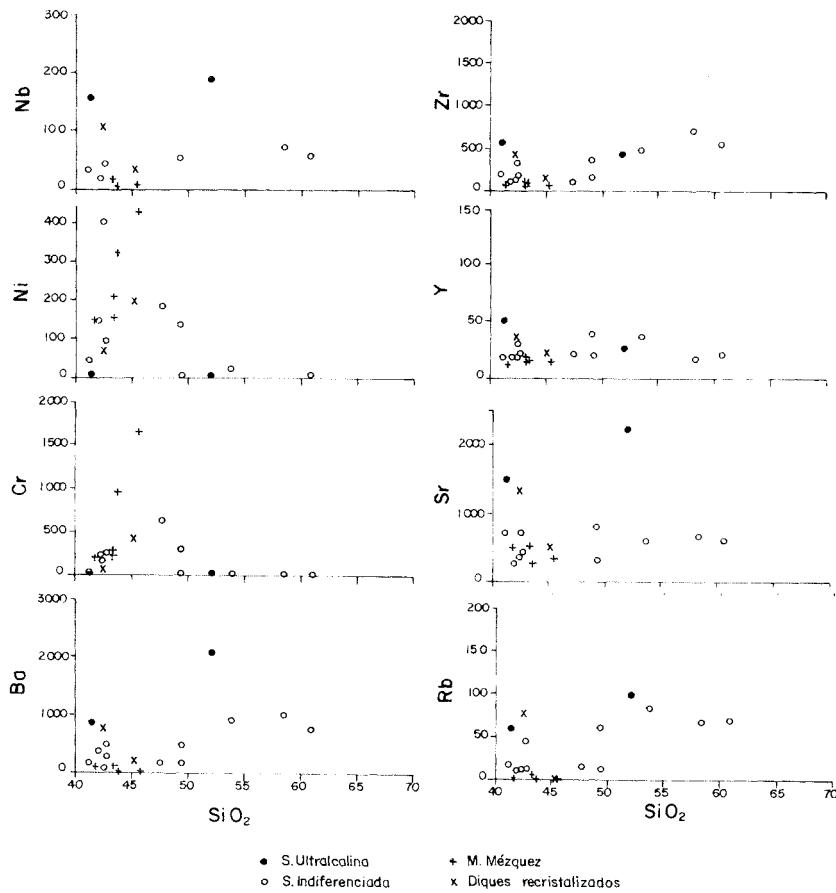


Fig. 5.2.b. Diagrama de variación de elementos mayores/ SiO_2

Nb y Sr y sobre todo en Rb tienen un comportamiento similar con parte de rocas pertenecientes al conjunto de Vega de Río Palmas.

5.1.4. Series plutónicas indiferenciadas

Como encajante del Macizo básico-ultrabásico de Mézquez se encuentra un conjunto de rocas de composición gáboroidea y sienítica, que se han agrupado para su descripción petrológica, en sectores geográficos determinados.

5.1.4.1. Intrusiones de gabros plurifaciales indiferenciados (11)

Se han considerado varios sectores, dentro de los cuales se hace una descripción de las facies concretas que se presentan:

- Sector Pájara-Toto: Presentan tipologías gabroideas muy parecidas a alguna werhlita del sector sur a Mézquez.
- Sector sur a Mézquez: Son rocas gabroideas.
- Sector norte a Mézquez: Aparecen simultáneamente gabros y sienitas con marcados procesos de recristalización.
- Montaña Blanca: Conjunto de sienitas anfibólicas y nefelínicas, más próximas por composición y textura a la serie ultracalina, que a los conjuntos anteriormente descritos.

Sector Pájara-Toto y sur a Mézquez. Se encuentra una gran homogeneidad tanto textural como mineralógica en las muestras de ambos sectores. Se trata, preferentemente, de rocas gabroideas de textura granular hipidiomorfa de grano entre medio y grueso, si bien aparecen escasos microgabros en ciertas facies de borde. En función de la presencia o no de olivino, se distinguen dos conjuntos de rocas:

Gabros olivínicos: Son los más escasos, presentando olivino desde accesorio a muy abundante, en detrimento de la cantidad de plagioclasa, llegándose a rocas algo más básicas en el sector sur a Mézquez, por disminución progresiva de la plagioclasa. Tienen augita y plagioclasa en proporciones relativamente variables, pasándose de gabros muy plagioclásicos a gabros eminentemente piroxénicos. Aparece escaso anfíbol de tipo riebeckita, generalmente relacionado con seudomorfizaciones parciales de piroxeno, junto con biotita tabular, igualmente escasa.

Gabro con clinopiroxeno: Son rocas formadas casi exclusivamente por plagioclasa y piroxeno en proporciones variables y pequeñas cantidades de anfíbol y biotita, además de numerosos óxidos metálicos (que en algún caso llegan al 20% modal) y apatito. Son rocas holocristalinas con relaciones texturales de tipo acumulado, pudiéndose considerar en muchos casos diabásica u ofítica. Hay facies pegmatoides muy frecuentes en las zonas de contacto. En los casos en que la plagioclasa es abundante son frecuentes las estructuras microbandeadas con desarrollo de laminación ígnea reflejada en la orientación de la plagioclasa.

La plagioclasa (An_{60-70}) está en proporciones que varían desde el 60% de la roca hasta el 10%, ya en el límite con las piroxenitas feldespáticas. Cuando aparece en proporciones más elevadas se presenta en cristales subidiomorfos con tendencia tabular, maclados polisintéticos y a veces zonados. Si la proporción de plagioclasa es menor, aparece también en cristales menos desarrollados maclados polisintéticamente y con carácter intersticial, a veces asociada con los óxidos metálicos.

Los piroxenos, también en proporciones variables, pertenecen al grupo de la augita. Aparecen en general bastante frescos, muy frecuentemente maclados, más raramente zonados y con abundantes exoluciones de minerales opacos, que algunas veces son tan abundantes que llegan a anubarrar totalmente el cristal. El anfíbol en pequeñas proporciones aparece en casi todos los gabros en los bordes de los piroxenos, como parches dentro de éste o intersticialmente asociado a los minerales opacos. La biotita está mucho menos generalizada y sólo aparece en algunos gabros en pequeños cristales poco abundantes intersticial o con hábitos laminares.

Gabros con clinopiroxeno y olivino: Son mucho menos frecuentes en esta formación que los anteriores y la diferencia con ellos es la presencia del olivino, siempre en menor proporción que la de piroxeno, en cristales con tendencia redondeada y en general bastante alterado, bien sólo en grietas y bordes, que es donde empieza la serpentinización, o a veces totalmente.

Gabros anfibólico-biotíticos: Es la facie más frecuente. Se trata de rocas bastante leucocráticas con abundante plagioclasa de tendencia idiomorfa tabular, con intensos procesos de alteración de tipo sausurítico. La augita suele ser el piroxeno más común, si bien, en ocasiones, está ausente, en detrimento de aegirina o por seudomorfización total a anfíbol (posible kaersutita). Este es a veces muy abundante, apareciendo acompañado por biotita de hábito tabular.

Como accesorios aparecen apatito, en ocasiones muy abundante, junto con escasa epidota, calcita y esfena de origen secundario.

Sector norte a Mézquez. Las tipologías que se encuentran en este sector difieren totalmente de las de los dos sectores precedentes. Se caracterizan por presentar procesos de metamorfismo más o menos intensos, reflejados en recristalizaciones y neoformaciones, en ocasiones de piroxeno y biotita.

Gabros: Son de textura inequigranular, casi porfídicos, con abundante olivino subidiomorfo dispuesto en una matriz granuda más fina, en la que existe también abundante plagioclasa xenomorfa, maclada polisintéticamente, y augita. Aparecen además anfíbol y biotita, por lo general xenomorfa, así como opacos de aspecto esquelético o corroídos.

Montaña Blanca. En Montaña Blanca hay pocas rocas de composición gabroidea, apareciendo, por el contrario, sienitas, generalmente bastante melanocráticas con abundantes ferromagnesianos (anfíboles, biotitas y clinopiroxeno).

Se puede señalar, en ocasiones, la presencia de posible nefelina de difícil identificación, debido a los procesos de alteración que afectan a la roca. En algunas muestras se encuentran también evidencias de blastesis, con recristalizaciones y texturas granoblásticas, impuestas por el metamorfismo de contacto de la intrusión ultrabásica de Mézquez.

Se trata de rocas granudas de grano medio a grueso, con presencia de feldespato de composición alcalina, xenomorfo-subidiomorfo, con procesos de sausuritización más o menos generalizados. Como ya se dijo, suele aparecer anfíbol relativamente abundante, generalmente idiomorfo, con formas hexagonales o tabulares y pleocroísmo marrón-pardo intenso, junto con biotita, habitualmente tabular, algo menos abundante.

Es característica la abundancia de esfena relativamente bien desarrollada en forma de grandes cristales romboidales o hexagonales muy alargados, con posible seudomorfización a ilmenita.

Las facies gabroideas están compuestas por piroxeno (augita), hornblenda basáltica y cantidades apreciables de plagioclasa intersticial. También como ferromagnesiano se encuentra biotita. El apatito, esfena y opacos se encuentran como minerales accesorios, aunque los dos primeros pueden estar en cantidades mayores.

5.1.4.2. *Werhlitas y piroxenitas* (12)

Piroxenitas. Rocas en general de grano muy grueso, formadas fundamentalmente por piroxeno y en pequeñas proporciones plagioclasa con carácter intersticial, anfíbol con características análogas a las descritas en los gabros y algunas veces biotita. Los minerales opacos aunque considerados accesorios, son muy abundantes, llegando a alcanzar en algún caso el 20% del total de la roca.

Werhlitas. Menos frecuentes que las anteriores, se diferencian de ellas por la presencia de olivino, y en general por el tamaño de grano no tan grueso. La proporción de olivino, que aparece serpentinizado, es mucho menor que la del piroxeno.

5.1.4.3. *Intrusivos sálicos, traquíticos y sieníticos* (13)

Se han agrupado en este apartado las cuatro intrusiones sálicas localizadas de manera aislada en diferentes puntos de la hoja y que muestran variaciones fundamentales entre sí, que evidencian que no se trata realmente de un único episodio, sino más bien de una serie de manifestaciones de diferentes épocas. Estos cuatro cuerpos intrusivos son: Pájara (Cuchillo de la Rosa), Las Calderetas, Sur de Fénduca, Toto-Lomo del Herrero.

Pájara (Cuchillo de la Rosa) y Las Calderetas. Se trata de rocas de grano medio sobresaturadas en cuarzo, apareciendo este mineral generalmente de manera intersticial y llenando microfracturas o microcavidades; es, pues, uno de los episodios de cristalización más tardío con posible cuarzo hidrotermal.

Las composiciones de las rocas son sobre todo traquisieníticas y sieníticas. Mineralógicamente se trata de rocas muy sencillas, casi monominerales, formadas fundamentalmente por feldespato alcalino de composición entre anortosa y ortosa criptoptertítica. Las texturas varían desde ligeramente porfídicas para las traquisienitas, si bien con escasas diferencias entre los tamaños, hasta texturas granudas hipidiomorfas. El feldespato aparece en forma de grandes cristales subidiomorfos, generalmente con maclas de tipo karlsbad y con alteraciones parciales de tipo sausurítico.

Los minerales maficos son escasos, rara vez por encima del 10%, destacando biotita tabular, en ocasiones de escasa coloración (¿posibles flogopitas?), junto con clinopiroxeno, siendo muy raro el anfíbol.

Se observan opacos (posible ilmenita) con intensos procesos de seudomorfización a leucoxeno-esfena, junto con apatito accesorio y escaso círcón.

Toto-Lomo del Herrero y sur de Fénduca. Se trata fundamentalmente de sienitas alcalinas que se diferencian claramente del grupo anterior por la ausencia total de cuarzo.

Son rocas de grano grueso y textura granuda, compuestas en más de un 80% por feldespato alcalino de hábito más o menos tabular. Hacia los bordes de la intrusión, y con análoga composición, aparecen texturas de grano más fino subvolcánicas del tipo traquisienítico. Generalmente el feldespato presenta macla sencilla, si bien en ocasiones aparecen con maclas de tipo polisintético propias de la albita, lo cual parece indicar procesos de albitización generalizados.

Tabla 5. 2. Series plutónicas indiferenciadas. Análisis químicos, norma CIPW

Muestra	14585	15591	14582	14534	BM-3250	14527
SiO ₂	41.10	41.90	42.55	42.27	42.62	47.60
Al ₂ O ₃	17.03	9.52	14.08	10.63	10.13	6.95
Fe ₂ O ₃	7.85	9.85	6.75	11.35	4.48	3.71
Fe O	6.52	5.63	6.52	4.64	8.14	5.71
MgO	6.89	11.65	8.08	9.42	8.47	12.59
CaO	11.35	16.36	12.64	14.49	12.07	18.22
Na ₂ O	2.45	1.10	2.76	1.44	3.22	1.30
K ₂ O	.86	.32	1.00	.50	1.60	.62
MnO	.14	.14	.15	.13	.25	.16
Ti O ₂	4.52	3.16	3.38	3.98	3.56	1.70
P ₂ O ₅	.17	.07	.44	.19	.28	.22
H ₂ O	1.10	.66	1.25	.99	.00	.81
C O ₂			.43			.22
Total	99.97	100.36	100.03	100.02	98.55	99.81
Ba	189	394	476	118	288	194
Ce	42	16	32	37	58	24
Co	56	46	44	63	0	24
Cr	4	229	250	207	261	635
Cu	96	242	73	599	0	25
Ga	30	15	18	25	0	15
La	19	17	38	16	40	5
Nb	33			20	47	0
Ni	50	149	97	405	95	188
Rb	18	12	14	13	45	15
Sr	727	292	733	361	448	0
Th	2	4	0	2	0	1
V	530	465	475	532	372	371
Y	18	18	29	18	21	20
Zn	120	75	83	112	0	85
Zr	188	99	146	150	332	108
Or	5.08	1.89	5.91	2.95	9.45	3.66
Ab	14.15	3.37	13.32	11.70	6.31	5.71
An	32.94	20.10	23.08	21.07	8.47	11.30
Ne	3.57	3.22	5.44	.26	11.34	2.86
Di	17.32	47.18	26.65	38.64	39.57	60.28
Hy	6.40	5.00	6.19	3.89	5.77	5.56
Ol	8.37	9.44	9.79	3.84	6.50	5.38
Mt	2.08	3.34	.00	8.70	.00	.00
Il	8.58	6.00	6.42	7.56	6.76	3.23
Ap	.39	.16	1.02	.42	.65	.51
Cc			.98			.50

14585 Gabro. Lomo del Corral (*)

14591 Piroxenita feldespática. Barranco del Cortijo (*)

14582 Gabro. Lomo Blanco (*)

14534 Gabro. Cañada de la Mreta (*)

BM-3250 Gabro. Cantera abandonada, ctra. Toto-Pájara. (MAGNA)

14527 Piroxenita feldespática. Barranco de Machín (*)

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO, (inéd.).

Tabla 5. 2. (Continuación).

Muestra	14530	15295	15168	BM-3249	15904
SiO ₂	49.35	49.25	53.75	58.44	60.80
Al ₂ O ₃	8.78	17.37	18.16	19.14	19.99
Fe ₂ O ₃	3.59	6.46	4.01	2.31	1.77
Fe O	5.16	3.42	2.42	1.90	.88
Mg O	11.24	2.22	2.72	1.04	1.02
Ca O	17.22	7.63	2.94	3.48	2.26
Na ₂ O	1.98	5.16	6.54	6.85	6.86
K ₂ O	.55	2.51	3.12	3.75	4.80
Mn O	.13	.17	.17	.11	.08
Ti O ₂	1.51	2.04	1.35	1.09	.73
P ₂ O ₅	.18	.84	.39	.25	.22
H ₂ O	.72	1.42	2.50	.00	.85
C O ₂		1.29	1.71		
TOTAL	100.41	99.91	99.83	98.36	100.26
Ba	195	514	933	1040	794
Ce	24	130	118	92	78
Co	41	17	36	0	4
Cr	312	2	18	42	4
Cu	29	18	22	0	27
Ga	17	8	34	0	28
La	23	59	57	50	41
Nb	0	56	0	71	56
Ni	136	3	18	0	4
Rb	12	60	82	68	69
Sr	325	800	594	660	594
Th	1	5	9	0	5
V	257	144	98	45	40
Y	19	38	34	14	17
Zn	62	146	89	0	68
Zr	150	369	477	693	533
Or	3.25	14.83	18.44	22.16	28.36
Ab	11.59	39.98	55.33	52.02	52.72
An	13.45	16.83	1.23	10.41	9.59
Ne	2.80	1.99		3.22	2.88
Di	55.94	5.74	.00	4.06	.15
Hy			4.04		
Ol	4.17	2.01	1.91	.50	1.73
Mt	5.20	5.66	4.44	3.32	.98
Hm	.00	2.55	.95	.02	1.09
Il	2.87	3.87	2.56	2.07	1.39
Ap	.42	1.95	.90	.58	.51
C			3.58		
Cc		2.93	3.89		

14530 Piroxenita feldespática. Barranco de Machín, (*)

15295 Sieno-diorita. Lomo Blanco. (*)

15168 Sienita. Majada de Cho Julián. (*)

BM-3249 Sienita. Km 20 de la ctra. Toto-Pájara. (MAGNA).

15904 Sienita. Cta. de Tuineje a Pájara, Km 20,05 (*)

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

Los ferromagnesianos son algo más abundantes que en el caso anterior destacando biotita tabular, frecuente anfíbol de tipo riebeckita y en menor medida piroxeno (augita aegirínica).

Como accesorios aparece esfena, en ocasiones abundante, junto con apatito, así como calcita y epidota de origen tardío o ligados a procesos de alteración.

Las traquisenitas son rocas porfídicas holocrystalinicas de grano fino. La matriz está formada por abundante feldespato y cantidades pequeñas (<5%) de anfíbol, biotita y clinopiroxeno, además de los mismos accesorios: esfena, apatito, circón y opacos.

5.1.4.4. *Geoquímica de la serie*

Pertenecientes a esta serie se dispone de 11 análisis (Tabla 5. 2) que incluyen desde piroxenitas hasta sienitas. Los grupos geoquímicos observados no coinciden totalmente con los grupos petrográficos descritos, debido en parte a las variaciones mineralógicas acusadas que presentan internamente cada tipo considerado.

Dentro de este conjunto, que aparece ordenado según su valor creciente de SiO_2 , podemos distinguir un primer grupo de gabros-piroxenitas cuyo contenido en sílice fluctúa entre 41 y 43%, con valores variables de Al_2O_3 y MgO en función de su composición mineralógica. En la Figura 5.1a se observa cómo todos ellos, excepto dos, quedan representados en el campo alcalino, aunque bastante diversificados dentro del campo de los gabros. Las dos muestras que se proyectan por debajo de este campo lo hacen debido a su carácter de acumulado. Todas las rocas muestran una concentración de TiO_2 y FeO total elevada, lo que se traduce en la norma en cantidades importantes de ilmenita, además de magnetita. Excepto la muestra BM-3250, que tiene unos valores más altos de álcalis, todas tienen pequeña cantidad de Ne normativa, y en función de su composición mineralógica, muestran proporciones variables de Or, Ab, An y Di. La relación Y/Nb varía entre 0,45-0,9, lo que unido a las características citadas corrobora su carácter alcalino.

En los diagramas de la Figura 5.2a este primer grupo, aun dentro de su dispersión, aparecen como el conjunto menos evolucionado de todas las rocas intrusivas del Complejo Basal pertenecientes a la serie alcalina.

Un segundo grupo geoquímico incluye rocas con un contenido de SiO_2 entre 47 y 48%, bajos valores de Al_2O_3 y altos de MgO y CaO , correspondientes a lo que se podría llamar modalmente piroxenitas feldespáticas.

En la Figura 5.1a quedan representadas en el campo de los gabros, pero proyectadas en el sector toleítico. Sin embargo, esto no concuerda con la presencia de Ne normativa en cantidades análogas a la mayor parte de las rocas del grupo anterior. La ausencia de datos de Nb en ambas rocas no permite confirmar dicha tendencia.

En los diagramas de la Figura 5.2a se constatan las marcadas diferencias en Al_2O_3 , MgO y CaO y algo menores en Na_2O y K_2O con el grupo anterior. En la Figura 5.2b el mayor contenido en Cr y Ni apunta una cierta similitud con las rocas del Macizo básico de Mézquez, que ya se detectaba en la Figura 5.2a.

El tercer grupo lo constituye un conjunto de rocas más diferenciadas que incluye la muestra 15295. Aunque tiene un contenido en SiO_2 de 49,25, análogo a los del grupo anterior, presenta, por el contrario, un contenido elevado en álcalis y aluminio y bajo en MgO y CaO . En la Figura 5.1a, estos datos quedan proyectados en los campos correspondientes a sieno-diorita y sienitas, reflejando así la pauta de diferenciación dentro del campo alcalino mediante el aumento de la sílice y los álcalis. Esta pauta queda reflejada en la norma por un mayor contenido en Or y Ab a la vez que por una disminución de la An y sobre todo de Di .

Excepto la roca alterada 15168, que tiene hiperstena y olivino, todas tienen nefelina normativa. La relación Y/Nb es de 0,65 lo que confirma su carácter alcalino. En las Figuras 5.2a y 5.2b estas rocas quedan dentro de las pautas generales de evolución del conjunto plutónico del Complejo Basal, en el que se observa un aumento de Al , álcalis, Ba , Rb , Y y Zr hacia los términos sieníticos, con disminución de Fe , Mg , Ca , Ti , Ni y Cr , fundamentalmente.

5.1.5. Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez

Está constituido por un conjunto de bandas paralelas de rocas de composición eminentemente máfica-ultramáfica, pudiéndose distinguir dos grandes grupos rocosos: Werhlitas y piroxenitas, y Gabros

Se encuentran, además, facies intermedias de gabros-piroxenitas y werhlitas-gabros olivínicos.

5.1.5.1. Werhlitas y piroxenitas (15)

Werhlitas. Son rocas granudas hipidiomorfas de grado medio o grueso, constituidas preferentemente por piroxeno subidiomorfo, llegando a constituir el 80% de la composición total, ocasionalmente zonado y maclado. Presenta abundantes inclusiones de opacos en microfracturas o según direcciones de crucero formando enrejados aciculares. Sobre él se desarrolla y nuclea anfíbol marrón. El olivino es, en la mayoría de los casos, menos abundante que el piroxeno, presentándose generalmente como cristales xenomorfos subredondeados con procesos de alteración de tipo iddingsítico, más o menos extendido. La plagioclasa no siempre se halla presente; normalmente se presenta en proporciones menores del 10% como cristales intersticiales xenomorfos, maclados polisintéticamente. Los minerales accesorios presentes son opacos y anfíbol, preferentemente en la intrusión más al este de todas las que aparecen relacionadas con gabros de esta serie. La biotita es más bien escasa, apareciendo junto con apatito y piroxeno de tipo aegirina, mucho más oscuro.

El grado de alteración es bajo, conservándose bastante frescos todos los minerales de la paragenesis.

Piroxenitas. Son rocas constituidas preferentemente por clinopiroxeno de tipo augita, en proporciones próximas al 85%, si bien la presencia igualmente de plagioclasa y/o olivino sitúa a las rocas en la mayoría de las ocasiones en composiciones al límite de los gabros o de las werhlitas. El piroxeno se presenta de manera análoga a las werhlitas anteriormente descritas, con

incipientes alteraciones o sustituciones a minerales de color verde, de difícil determinación (cloritas y posible seudomorfización parcial a aegirinas).

La plagioclasa se presenta intersticial, con aspecto xenomorfo y maclada polisintéticamente, como tardía, de nucleación incipiente en microfracturas, en las que se acumula además biotita y anfíbol. Las del primer caso, fundamentalmente, sufren procesos intensos de alteración a productos sericítico-arcillosos, con inclusiones de epidota, esfena o calcita de origen secundario. El olivino suele ser escaso, mostrando por lo general un mayor grado de alteración que en las werhlitas a productos serpentínicos, junto con clorofacita, clorita, etc.

La presencia de anfíbol y biotita es escasa, con cierta tendencia a agruparse en ciertos sectores de las muestras.

La microfracturación de la roca se encuentra generalmente rellena de plagioclasa y ceolitas-epidotas, según los casos.

5.1.5.2. *Gabros (s.l.)* (16)

El último grupo de esta serie lo constituyen los gabros texturalmente idénticos a los grupos descritos anteriormente, de los cuales se distinguen únicamente por la presencia más abundante de plagioclasa. En función de la presencia o no de olivino, se han separado los gabros con olivino de los gabros anfibólico-biotíticos.

En el primer caso el olivino suele aparecer con procesos de alteración más o menos intensos (iddingsitzaciones o serpentinizaciones). Los accesorios son pocos, no apareciendo anfíbol y sí rara vez biotita en pequeñas cantidades, junto con óxidos, opacos y círcón.

En el segundo grupo de gabros, por el contrario, se encuentra anfíbol preferentemente en bordes de piroxenos (procesos de recrecimiento y seudomorfización) y biotita tabular más abundante, acompañando apatito y clorita y epidota de origen secundario.

5.1.5.3. *Geoquímica de la serie*

Pertenecientes a este macizo se disponen de tres análisis de las facies de werhlitas y piroxenitas y tres de gabros (Tabla 5. 3).

La piroxenita corresponde a la roca más baja en SiO_2 y con mayor FeO y titanio que las werhlitas. Todas tienen pequeña cantidad de Al_2O_3 y álcalis y alta de MgO y CaO .

En la Figura 5.1a, quedan proyectadas por debajo del campo de los gabros, indicando su carácter de acumulado, y a ambos lados de la línea de separación de los campos alcalino y toleítico.

Todas tienen Ne normativa y proporciones muy elevadas de olivino en las werhlitas y cantidades elevadas de Di en todas ellas.

Tabla 5. 3. Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez. Análisis químicos, norma CIPW

Muestra	15350	15193	15079	36064	14535	14537
Si O ₂	40.08	43.64	45.50	43.30	41.65	43.35
Al ₂ O ₃	5.96	6.96	6.18	11.47	14.20	13.77
Fe ₂ O ₃	9.97	4.95	4.34	7.74	7.58	5.53
Fe O	8.09	7.31	7.38	8.33	7.04	6.37
Mg O	12.50	14.91	15.12	6.65	9.03	10.17
Ca O	17.66	17.66	17.38	16.54	16.07	16.27
Na ₂ O	.43	.75	1.10	1.56	1.18	1.24
K ₂ O	.09	.09	.14	.33	.00	.17
Mn O	.19	.16	.17	.15	.11	.11
Ti O ₂	4.39	2.81	2.13	2.95	2.72	2.36
P ₂ O ₅	.02	.03	.05	.12	.05	.10
H ₂ O	.65	.79	.50	1.00	.52	.60
TOTAL	100.03	100.06	99.99	100.14	100.15	100.04
Ba	9	19	54	125	110	146
Ce	14	23	21	35	17	21
Co	57	58	58	55	43	46
Cr	520	977	1654	260	216	322
Cu	219	212	177	198	490	626
Ga	19	17	16	24	17	17
La	4	7	7	15	25	19
Nb	4	4	5	17	nd	nd
Ni	303	322	431	155	148	211
Rb	2	1	2	6	3	6
Sr	77	293	349	541	493	523
Th	0	0	0	1	3	7
V	623	439	391	473	426	337
Y	13	16	14	18	11	14
Zn	119	95	96	131	58	58
Zr	73	88	68	113	59	64
Or			.83	1.95		1.00
Ab			2.08	9.92	6.01	5.66
An	14.07	15.36	11.51	23.33	33.46	31.51
Ne	1.97	3.44	3.92	1.78	2.15	2.62
Lc	.42	.42				
Di	56.57	55.86	58.91	43.82	36.14	38.30
Wo				1.24		
Cs	.23	.39				
OI	3.43	11.23	11.79		5.59	7.61
M	13.97	7.18	6.29	11.22	10.99	8.02
Hm	34					
Il	8.34	5.34	4.05	5.60	5.17	4.48
Ap	.05	.07	.12	.28	.12	.23

15350 Piroxenita. S. Montaña de Tabobeta. (**).

15193 Werhlita. Montañetas de Casañas. (**).

15079 Werhlita feldespática. Cuchillo Negro. (**).

36064 Gabro. Majada del Chupadero. (**).

14535 Gabro olivínico. Cañada de la Marea. (*).

14537 Gabro olivínico. Lomo de la Marea. (*).

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

(**) Análisis en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

Tabla 5. 3. (Continuación).

Muestra	15084	15625	Muestra	15084	15625	Muestra	15084	15625
Si O ₂	45.15	42.40	Ba	218	811	Zn	119	137
Al ₂ O ₃	13.33	14.87	Ce	41	180	Zr	147	428
Fe ₂ O ₃	7.67	7.26	Co	46	40	Or	2.25	13.89
Fe O	6.14	5.62	Cr	441	91	Ab	20.47	9.18
Mg O	9.09	5.70	Cu	50	169	An	24.39	17.03
Ca O	11.52	11.10	Ga	23	27	Ne		11.98
Na ₂ O	2.42	3.70	La	16	86	Di	23.65	25.03
K ₂ O	.38	2.35	Nb	35	106	Hy	8.03	
Mn O	.19	.19	Ni	198	73	Ol	2.80	1.82
Ti O ₂	2.98	3.89	Rb	2	77	Mt	11.12	7.46
P ₂ O ₅	.37	.90	Sr	529	1338	Hm		2.12
H ₂ O	.72	1.43	Th	0	7	Il	5.66	7.39
Total	99.96	99.41	V	364	297	Ap	.86	2.09
			Y	22	35			

15084 Dique recristalizado. Majada de Casañas (*).

15625 Dique recristalizado. Vachuelo Casañas (*).

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

En la Figura 5.2a se pone de manifiesto los bajos contenidos en Al₂O₃, MgO y CaO de estas rocas. Esto las hace comparables a las piroxenitas de las series plutónicas indiferenciadas de carácter acumulado y, por tanto, con comportamientos geoquímicos anómalos dentro del conjunto de las rocas plutónicas del Complejo Basal.

Si tenemos en cuenta los elementos menores (Fig. 5.2b), destacan los altos valores de Cr y Ni del resto que son muy bajos. La relación Y/Nb oscila entre 3 y 4, indicando un carácter toleítico aunque está en contradicción con la presencia de nefelina normativa.

Al grupo de los gabros corresponden los tres análisis siguientes en la Tabla 5. 3. Tienen un contenido análogo en SiO₂, pero con Al₂O₃ mucho mayor y menor MgO y CaO, de manera opuesta al grupo anterior. La proporción de álcalis, aunque baja, es algo mayor también.

En la Figura 5.1a quedan proyectados en el campo alcalino, pero casi en el límite con el toleítico. Asimismo, quedan proyectados por debajo del campo de los gabros, lo que indica un proceso de acumulación de fases cristalinas.

En el cálculo de la norma se observan cantidades pequeñas de Ne, análogas al grupo anterior, pero con un aumento en An y disminución de Di y Ol en relación con ellos. También se observa en la piroxenita un contenido más alto en magnetita debido a su valor mayor de Fe. Tanto en la Figura 5.2a como en la 5.2b quedan englobadas dentro del conjunto de las rocas básicas y de su tendencia de variación. La única relación de Y/Nb = 1,05 confirma su carácter moderadamente alcalino.

Los dos últimos análisis corresponden a diques recristalizados microcristalinos, y por ello se incluyeron en FUSTER *et al.* (1968) como gabro y gabro con anfíbol. Sus características difieren por tanto de los gabros s.s.

El análisis de la muestra 15084 corresponde a una roca metagabroidea (modalmente con ortopiroxeno) que ha sufrido modificaciones posteriores debido, al metamorfismo de contacto intenso, observándose variaciones de Ca y Na en relación a los gabros s.s. Debido a esto, aunque queda en todos los diagramas englobada dentro de los mismos, existen sus contradicciones. Así, en el cálculo de la norma no se obtiene Ne y sí cantidad apreciable de Hy (tal vez reflejo normativo del ortopiroxeno modal) junto con el olivino, consecuencia de las modificaciones metamórficas. La relación Y/Nb = 0,62 muestra, sin embargo, mayor alcalinidad que la obtenida para los gabros de este grupo.

El análisis de la muestra 15625 corresponde a un dique intensamente recristalizado (diique "cabezado"). En la Figura 5.1a se proyecta en el campo intermedio entre ijolita y gabro y tiene cantidades elevadas de Ne y Or normativa. Representado en la Figura 5.2a destaca poco del resto; únicamente destaca por los valores algo mayores de álcalis. En la Figura 5.2b resalta, sin embargo, por sus valores elevados de Ba, Nb, Rb, Sr y Zr.

5.1.6. Complejo circular de Vega de Río Palmas

Se han caracterizado petrográficamente los tres grandes grupos rocosos de que consta este macizo: gabros, sienitas y tobas e intrusivos traquílicos.

Para la descripción, el grupo de los gabros se ha considerado de modo global, sin individualizar los subtipos texturales que presentan.

Sin embargo, se distinguen dos grandes grupos dentro de las sienitas de este complejo:

- Sienitas del gran dique circular exterior (La Peñita) (18a).
- Sienitas del núcleo central del complejo en la zona El Sargento (18b).

5.1.6.1. Leucogabros bandeados de grano medio-grueso (17)

Alrededor de la intrusión sienítica central de El Sargento, aparecen las intrusiones de gabros dispuestos en bandas concéntricas. Predominan los gabros con anfíbol, clinopiroxeno y biotita. Se caracterizan por una gran heterogeneidad, tanto textural como mineralógica, observándose gabros de grano fino-medio, algunos con abundantes anfiboles muy orientados, otros de grano medio-grueso con grandes anfiboles poiquiliticos y facies pegmatoides con anfiboles.

Se trata de rocas de textura heterograngular de grano grueso, generalmente con abundante plagioclasa de hábito tabular, con ocasionales rebordes de feldespato potásico, presentando, de manera generalizada, maclas de tipo polisintético e incipientes procesos de sausuritización. El anfíbol es muy abundante igualmente, presentándose en forma de cristales entre idiomorfos y subidiomorfos con un marcado pleocroísmo marrón (posible kaersutita). El piroxeno, de tipo aegirina, es por el contrario más escaso, mostrando además evidencias de seudomorfización al

tipo de anfíbol descrito anteriormente. Aparece, por último, biotita tabular, generalmente incluida o asociada con el anfíbol, mostrando un intenso pleocroísmo marrón. La esfena, si bien accesoria, aparece en ocasiones como cristales idiomorfos muy desarrollados junto con apatito algo más escaso. De forma muy puntual aparece también nefelina.

Aparecen agregados de minerales opacos que parecen evidenciar la presencia de antiguos olivinos seudomorfizados en su práctica totalidad.

5.1.6.2. Sienita circular (*La Peñita*) (18a)

Las sienitas del gran dique circular presentan un gran parecido con las del núcleo de El Sargento, distinguiéndose de ellas por la ausencia de nefelina, por la presencia de ferromagnesianos, en proporciones algo mayores, y ocasionalmente por la cristalización de variedades pegmatoides con cuarzo tardío. Destaca la abundancia de aegirina-augita aegirínica, en ocasiones en cristales bien desarrollados. La biotita se hace igualmente algo más frecuente. Mención aparte merece la muestra BM-3247, que parece contener nefelina, estando por tanto más próxima a los ejemplares de El Sargento. Junto a minerales accesorios comunes, como esfena, circón y apatito, aparece ocasionalmente cuarzo tardío de posible origen hidrotermal.

Aparecen melasienitas que son sienitas contaminadas con los enclaves de gabros encajantes, que a su vez se ven afectados por una ligera alcalinización. Presentan el aspecto de dioritas, pero se han denominado melasienitas porque el feldespato es casi en su totalidad alcalino. Tienen una elevada proporción modal de minerales ferromagnesianos (entre 16 y 30%). Texturalmente son variedades granudas de grano medio. El feldespato alcalino (ortosa criptoperáltica) aparece en cristales alotriomorfos con muchas inclusiones de ferromagnesianos. Es relativamente frecuente la presencia de algún núcleo de oligoclasa dentro del feldespato alcalino. A veces se reconoce la presencia de productos de alteración de antigua nefelina, aunque siempre muy escasa.

Según la naturaleza de los ferromagnesianos, se pueden diferenciar melasienitas con piroxeno, anfíbol y biotita, y melasienitas sólo con anfíbol y biotita.

Las primeras son las menos contaminadas y más próximas a las sienitas alcalinas. El piroxeno (3-6% modal) es una augita egirínica, el anfíbol (11-26% modal) es de tipo kaersutita y la biotita (5-10% modal), de color anaranjado, es más rica en Ti y Mg que en las variedades sieníticas no contaminadas. Como accesorios hay abundante titanita y apatito en cristales de tamaño considerable.

Hay también traquisienitas y traquitas que aparecen exclusivamente en zonas marginales o en filones de los grandes diques, a excepción del dique circular del Pico de la Muda (traquisienitas) y las traquitas de Féndua.

Las traquisienitas son rocas holocristalinas de grano medio a fino, porfídicas. La diferencia de tamaño entre fenocristales y matriz no es muy acusada. El componente esencial es el feldespato alcalino (93-100% modal del total). El feldespato de la matriz presenta hábito alargado, con bordes irregulares e imbricados y con disposición de flujo traquílico. Hay variedades ligeramente subsaturadas y otras sobresaturadas. En el primer caso el ligero déficit de sílice se re-

fleja en la presencia de ceolitas intersticiales; en el segundo caso aparecen ligeras cantidades de cuarzo con la misma disposición intersticial.

El contenido en ferromagnesianos es muy reducido, no excediendo del 2%. Están representados por piroxeno egirínico, anfíbol sódico y biotita, aunque todos ellos aparecen siempre en cristales de pequeño tamaño y mal desarrollados. Como minerales accesorios están presentes los comunes en otros tipos descritos: pequeños cristales de esfena, apatito, circón y opacos.

5.1.6.3. *Sienita central (El Sargento) (18b)*

En la zona de El Sargento afloran sienitas nefelínicas de textura granuda hipidiomorfa de grano muy grueso, constituidas en un 80% por feldespato alcalino, que, junto a la nefelina (algo menos del 8%), confieren un aspecto eminentemente leucocrático a la roca.

El feldespato alcalino (ortosa pertítica) se presenta en forma de cristales subidiomorfos con incipientes procesos de sausuritización, acompañado en menor medida por algo de oligoclasa en forma de placas romboidales. La nefelina puede aparecer tanto incluida en los feldespatos como ocupando intersticios entre ellos. La alteración suele ser muy intensa, generalmente a productos de tipo hidronefelina-cancrinita.

Como ferromagnesianos aparecen anfíbol de pleocroísmo marrón-verdoso, de composición barkevíkica, percibiéndose probable pseudomorfización del piroxeno a dicho anfíbol. El piroxeno, de color verde, se presenta en forma de cristales tabulares o hexagonales, en ocasiones zonados y a veces maclado. Hay también biotita tabular cristalizando sobre el anfíbol o alrededor de él. Como minerales accesorios más frecuentes aparece esfena, apatito y diversos minerales de hierro.

Hacia los bordes la facies es de grano más fino y con nefelina ausente o accesoria. Tiene más ferromagnesianos, aumentando el contenido de anfíbol respecto al de piroxeno.

5.1.6.4. *Tobas e intrusivos traquíticos (dique circular de La Muda y núcleo central de El Sargento) y depósitos piroclásticos (19 y 20)*

Las litologías presentes corresponden a traquitas, traquisienitas y traquibasaltos.

Generalmente se trata de facies presentes en zonas marginales (como facies de bordes en algunos puntos) o en pequeños pitones.

Son rocas holocristalinas de textura porfídica, presentando matrices generalmente fluidales y más raramente pilotáxicas. Las diferencias de tamaño entre matriz y fenocristales no es generalmente excesiva, si bien se encuentran fenocristales bien desarrollados en la muestra BM-3206.

La composición es bastante sencilla, predominando el feldespato, tanto alcalino como la plagioclasa (ésta generalmente presente en los fenocristales). Los procesos de alteración son muy intensos, con sausuritzaciones prácticamente totales, que enmascaran la composición de feldespato.

Los minerales ferromagnesianos son escasos, apreciándose fundamentalmente biotita, junto con productos micáceos de probable origen secundario. Igualmente, en la muestra BM-3206 destaca la presencia de olivino, lo cual parece diferenciarla de las otras muestras.

Como minerales accesorios destacan apatito, opacos y óxidos, así como esporádica calcita de posible origen hidrotermal.

La traquita correspondiente a la muestra AG-1561 de la unidad (20) aparece como un planchón tardío discordante, lo que justifica su consideración aparte de la unidad anterior. Mineralógicamente no presenta características claramente diferenciadoras, salvo la presencia de es- caso vidrio intersticial y circón esporádico.

5.1.6.5. Geoquímica del complejo

De esta formación se dispone de 23 análisis que representan las distintas facies plutónicas (gabros y sienitas) y subvolcánicas (traquisienitas y traquitas) (Tabla 5. 4).

Dentro del grupo de leucogabros bandeados de grano medio-grueso (n.º 17) incluimos no sólo los gabros s.s. sino también los términos intermedios sieno-dioríticos, (Fig. 5. 1b).

El único gábro analizado tiene un contenido en SiO_2 análogo a las rocas básicas de los grupos anteriores, pero con una cantidad de álcalis bastante más elevada, por lo que en la Figura 5.1b queda proyectado en el campo de los gabros más diferenciados. Al calcular la norma CIPW, los resultados obtenidos también marcan estas diferencias, no sólo por su mayor contenido en Ne, sino también por su mayor proporción en Or y Ab.

En la Figura 5.3a, y dentro del diagrama de variación de la SiO_2 con los elementos mayores, queda en todos ellos representado dentro del grupo de rocas básicas, aunque siempre correspondiendo al término más diferenciado de este conjunto. Si tenemos en cuenta los elementos menores, (Fig. 5. 3b) tiene un análogo comportamiento aunque destacando de manera más significativa su alto contenido en Sr.

Las sienodioritas (facies hibridadas de los gabros con las sienitas) (Fig. 5. 1b) tienen un contenido en SiO_2 que oscila entre 50 y 51.5%, con un aumento de Al_2O_3 y álcalis en relación con el gábro anterior, a la vez que disminuye la cantidad de Fe, Mg y Ca. En el cálculo de la norma se obtienen mayores cantidades de Or y Ab a la vez que baja la proporción de An y Ne y, sobre todo, la de Di.

En las Figuras 5.3a y 5.3b, de acuerdo con su composición, se sitúan en una posición intermedia entre los gabros y las sienitas de este complejo, y corresponden a rocas algo más evolucionadas que las sienodioritas pertenecientes a las series plutónicas indiferenciadas. Del conjunto de los elementos menores es de destacar, como en el gábro anterior, el alto contenido en Sr, mucho más elevado que el de las sienodioritas de las series plutónicas indiferenciadas.

La relación Y/Nb, comprendida entre 0,28 y 0,38 confirma el carácter claramente alcalino para estos términos.

Tabla 5.4. Complejo circular de Vega de Río Palmas. Análisis químicos, norma CIPW

Muestra	14885	BM-3262	14831	15882	15949	15956
SiO ₂	44.25	50.13	50.80	51.20	51.55	54.85
Al ₂ O ₃	17.30	21.37	18.88	17.74	17.12	18.02
Fe ₂ O ₃	4.65	2.56	2.86	4.36	4.15	3.08
Fe O	5.63	3.19	4.27	3.66	4.39	4.09
Mg O	6.22	2.14	3.13	3.21	3.56	2.08
Ca O	10.81	8.91	8.15	7.19	6.02	3.90
Na ₂ O	4.14	5.54	5.40	5.36	5.64	6.20
K ₂ O	1.70	1.94	2.84	2.68	2.96	4.08
Mn O	.25	.13	.22	.23	.23	.22
TiO ₂	3.97	1.88	2.01	2.15	2.34	1.51
P ₂ O ₅	.52	.76	.54	.90	.86	.55
H ₂ O	3.90		.87	.17	1.16	1.13
CO ₂						
TOTAL	99.84	98.55	99.97	99.85	99.88	99.79
Ba	732	570	1122	1101	1306	1214
Ce	108	91	154	194	193	155
Co	37			37	37	
Cr	10	38	13	6	4	7
Cu	12		15	16	11	11
Ga	19		27	28	24	27
La	86	66	85	94	103	88
Nb		64		111		
Ni	11		14	7	8	12
Rb	24	43	73	60	60	78
Sr	1838	1827	1530	1451	1197	983
Th	5		9	8	1	8
V	295	85	122	133	111	71
Y	27	18	37	42	63	44
Zn	99		99	138	140	125
Zr	256	319	474	458	500	437
Or	10.05	11.46	16.78	15.84	17.49	24.11
Ab	13.45	31.55	27.37	36.50	37.39	41.23
An	23.61	27.72	18.90	16.44	12.67	9.30
Ne	11.69	8.30	9.92	4.79	5.60	6.08
Di	20.78	9.10	14.42	10.39	9.13	5.24
Ol	4.37	1.36	2.48	2.23	4.09	4.00
Mt	6.74	3.71	4.15	6.31	6.02	4.47
Il	7.54	3.57	3.82	4.08	4.44	2.87
Ap	1.20	1.76	1.25	2.09	1.99	1.27

- 14885 Gabro. Majada de Tenemuyaca. (*).
 BM-3262 Gabro. Barranco de las Peñitas. (MAGNA).
 14831 Sieno-diorita. Lomo de los Haces. (*).
 15882 Sieno-diorita. Los Morretes. (*).
 15949 Sieno-diorita. Flanco SE Pico de la Aguililla. (*).
 15956 Sienita. Flanco SE Pico del Aguililla. (*).

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

Tabla 5. 4. (Continuación).

Muestra	14958	15480	14872	14833	15481	15408
SiO ₂	57.4558.00		58.10	58.40	59.80	60.00
Al ₂ O ₃	18.02	17.87	17.36	17.53	18.20	18.91
Fe ₂ O ₃	2.83	2.35	3.21	3.14	1.89	1.89
Fe O	2.27	2.84	1.63	1.85	1.56	1.48
Mg O	2.20	1.89	1.17	2.34	1.29	.84
Ca O	2.04	2.69	5.52	2.80	3.34	2.47
Na ₂ O	6.52	7.04	6.56	6.80	7.44	7.60
K ₂ O	4.00	4.12	3.94	4.00	4.32	4.40
Mn O	.19	.22	.21	.20	.20	.19
Ti O ₂	1.28	1.03	1.13	1.18	.90	.84
P ₂ O ₅	.42	.27	.39	.38	.16	.17
H ₂ O	.69	1.39	.77	.89	.87	.28
C O ₂				.40		
TOTAL	99.91	99.71	99.99	99.93	99.97	100.07
Ba	1216	1312	1298	1298	1188	1637
Ce	167	299	183	245	154	210
Co	36			35	1	
Cr	4	5	13	4	1	4
Cu	12	15	10	13	7	15
Ga	38	52	33	34	28	35
La	74	84	85	95	81	92
Nb					102	
Ni	8	10	9	8	1	9
Rb	102	178	113	109	83	125
Sr	1043	147		895	632	947
Th	23	25	15	20	7	8
V	65	50	49	54	20	33
Y	54	50	51	55	28	44
Zn	133	119	130	134	101	131
Zr	511	1051	505	658	496	683
Or	23.64	24.35	23.28	23.64	25.53	26.00
Ab	46.61	48.93	47.63	53.87	49.78	51.79
An	8.10	5.00	6.30	5.51	3.52	4.50
Ne	4.63	5.76	4.26	1.98	7.13	6.78
Di	7.17	5.30	6.28	2.63	7.29	4.74
Wo			4.37		1.13	.25
Ol	1.56	2.99		3.23		
Mt	4.10	3.41	2.66	3.20	2.74	2.74
Hm			1.37	.94		
Il	2.43	1.96	2.15	2.24	1.71	1.60
Ap	.97	.63	.90	.88	.37	.39
Cc				.91		

14958 Sienita. Los Morretes. (*)

15480 Sienita. Barranco de las Peñitas. (*)

14872 Sienita. Ctra. de Pájara a Betancuria, Km 29,5 (*).

14833 Sienita. Ctra. de Pájara a Betancuria, Km 29,5 (*).

15481. Sienita. Barranco de las Peñitas. (*)

15408 Sienita. Barranco de las Peñitas. (*)

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

TABLA 5. 4. (Continuación).

Muestra	BM-3247	15419	14825	14870	15793	15869
Si O ₂	60.07	62.65	63.55	64.00	64.00	57.80
Al ₂ O ₃	18.32	17.13	18.14	17.98	18.62	21.00
Fe ₂ O ₃	2.22	1.52	1.76	1.54	1.36	.11
FeO	1.51	.12	.80	.46	.53	2.78
MgO	.73	.71	.67	.46	.41	1.48
CaO	2.06	1.56	.34	1.32	.84	2.60
Na ₂ O	8.13	7.40	7.52	7.20	7.12	6.12
K ₂ O	4.28	5.24	5.80	5.72	5.72	5.50
MnO	.21	.80	.11	.09	.09	.09
TiO ₂	.93	.54	.53	.55	.38	.96
P ₂ O ₅	.16	.54	.03	.04	.03	.24
H ₂ O		.66	.62	.47	.84	1.26
C O ₂		.64				
TOTAL	98.62	99.51	99.87	99.81	99.94	99.94
Ba	1162	452	64		236	2646
Ce	155	479	217	175	299	195
Co						5
Cr	44	7		9	10	34
Cu		14	31	16	15	15
Ga		43	45	42	52	26
La	103	161	120	63	84	55
Nb	136		160			36
Ni		14	6	10	10	3
Rb	97	137	122	123	178	80
Sr	559	217	26	524	147	1361
Th		20	19	19	25	11
V	15	27	17	23	22	87
Y	22	57	41	48	50	12
Zn		172	128	68	119	83
Zr	681	925	768	539	1051	312
Or	25.29	30.96	34.27	33.80	33.80	32.50
Ab	53.82	58.29	54.96	56.82	57.81	39.42
An	.87	.87			1.96	11.33
Ne	8.11	.36	3.28	2.08	1.32	6.70
Eg		3.22	2.29	.23		
Di	3.92	.11	1.16	2.47	1.56	
Wo	1.37			1.30		
Ol		1.56	.79		.21	5.36
Mt	2.84	.59	1.40	.18	.90	.16
Hm	.25			1.33	.74	
Il	1.77	1.03	1.01	1.04	.72	1.82
Ap	.37	1.25	.07	.09	.07	.56
C						.83
Cc		1.46				

BM-3247 Sienita. Dique circular la Peñita. Cantera en el barranco de las Peñitas. (MAGNA).

15419 Sienita. Barranco de las Peñitas. (*)

14825 Sienita. Ctra. de Pájara a Betancuria, Km 29 (*)

14870 Sienita. Ctra. de Pájara a Betancuria, Km 29,5 (*)

15793 Sienita. Camino de las Peñitas. (*)

15869 Sienita. Los Morretes. (*)

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

TABLA 5.4. (Continuación).

Muestra	15944	15880	14894	14895
SiO ₂	59.20	62.90	63.05	64.00
Al ₂ O ₃	20.10	18.70	18.76	17.86
Fe ₂ O ₃	1.26	1.95	1.95	2.02
Fe O	1.12	1.03	.72	.39
Mg O	.91	.48	.42	.26
Ca O	2.40	.93	.79	.34
Na ₂ O	7.32	6.80	7.20	6.80
K ₂ O	5.00	5.60	5.84	5.78
Mn O	.15	.12	.18	.03
Ti O ₂	.73	.48	.43	.47
P ₂ O ₅	.16	.05	.03	.06
H ₂ O	1.36	.85	.48	1.00
C O ₂	.20			
TOTAL	99.91	99.89	99.85	99.81
Ba	2646	747	146	169
Ce	195	166	273	330
Co	5		1	
Cr	34	6	2	9
Cu	26	26	26	26
Ga	12	17	31	47
La	55	62	133	82
Nb	36		197	
Ni	3	10	1	10
Rb	80	130	110	153
Sr	1361	373	21	28
Th	11	9	18	23
V	87	20	23	31
Y	12	26	45	66
Zn	83	109	120	154
Zr	312	619	867	1152
Q				2.21
Or	29.55	33.09	34.51	34.15
Ab	46.43	56.96	54.63	57.53
An	7.23	3.97	1.63	1.15
Ne	8.40	.31	3.40	
Di	1.85	.24	1.63	.11
Hy				0.60
Wo				
Ol	1.05	.76	.20	
Mt	1.83	2.32	1.66	
Hm		.35	.80	2.02
Il	1.39	.91	.82	.89
Ap	.37	.12	.07	.14
Cc	.45			

15944 Sienita. Ctra. de Pájara a Betancuria, Km 32,1 (*).

15880 Traquisenita. Los Morretes. (*).

14894 Traquisenita. Pico de la Muda. (*).

14895 Traquisenita. Risco Blanco. (*).

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

De los 14 análisis de sienitas de que se dispone, únicamente los números 15869 y 15944 pertenecen a sienitas del Sargento, mientras que el resto corresponden a sienitas del dique circular de la Peñita.

El contenido en SiO_2 de las sienitas de la Peñita varía desde 55% (considerada melasienita en la bibliografía) hasta 64%, por lo que en la Figura 5.1b quedan representados en dos campos diferentes de sienitas. En todos los análisis se mantiene la proporción de Al_2O_3 a la vez que disminuye el MgO , CaO y TiO_2 (Fig. 5.3a) lo que queda reflejado en la norma por los altos valores obtenidos de Or y Ab y la disminución paulatina de la An , que llega a desaparecer. Todos tienen Ne en proporción variable, además de bajos contenidos de Di y metálicos. Los términos más diferenciados de estas sienitas tienen egirina, marcando una cierta tendencia peralcalina.

En la Figura 5.3b destacan los mayores valores de Ba y Sr , que van disminuyendo con la diferenciación, y los de Nb y Rb , que por el contrario, tienden a aumentar con la misma.

Los valores de Y/Nb varían entre 0,16 y 0,42 correspondiendo al de rocas claramente alcalinas.

Las sienitas del núcleo central del Sargento, diferentes a las de la Peñita por la presencia de Ne , como ya se indicó en el estudio petrográfico, varían sensiblemente en su comportamiento geoquímico, aunque dado el bajo número de análisis en relación con las anteriores, las deducciones que se pueden aportar resultan más parciales.

Corresponden a los términos más bajos en SiO_2 y más altos de Al_2O_3 , si consideramos todo el conjunto sienítico. En la Figura 5.1b quedan proyectados en el campo, o en el límite, de las sienitas nefelinicas. Corresponden por tanto a las que tienen un valor más elevado de Ne normativa.

En cuanto al resto de los elementos mayores (Fig. 5.3a) aparecen englobados dentro del conjunto sienítico. En la Figura 5.3b corresponden a los de mayor contenido en Ba y Sr . La relación Y/Nb de 0,33 está incluida también dentro de los valores calculados para las sienitas de las Peñitas.

Los materiales traquisieníticos del Pico de la Muda, con valores altos de SiO_2 , entre 63 y 65%, y contenidos en álcalis entre 12 y 13%, son equivalentes a los términos más evolucionados del conjunto sienítico.

Al calcular los valores normativos, en dos de ellas se obtiene Ne , mientras que en la de mayor contenido en SiO_2 (muestra 14895), además de Hy en pequeña cantidad, queda un 2% de cuarzo libre. Esto indica que nos encontramos en una zona límite entre rocas subsaturadas y saturadas. En los elementos menores, la roca 14895 (con Q e Hy normativos) destaca por su alta concentración en Zr , no quedando sin embargo, en conjunto, muy diferentes a los valores obtenidos para los equivalentes sieníticos. La relación $\text{Y/Nb} = 0,23$ para una de las rocas con Ne muestra un marcado carácter alcalino.

En el cálculo de la norma se obtiene una cantidad menor del 3% de Q libre pero sin Hy . Destaca también el alto contenido en Zr . La relación $\text{Y/Nb} = 0,44$, correspondiente a rocas de asociaciones alcalinas, confirma que se está en la zona límite con las traquitas sobresaturadas.

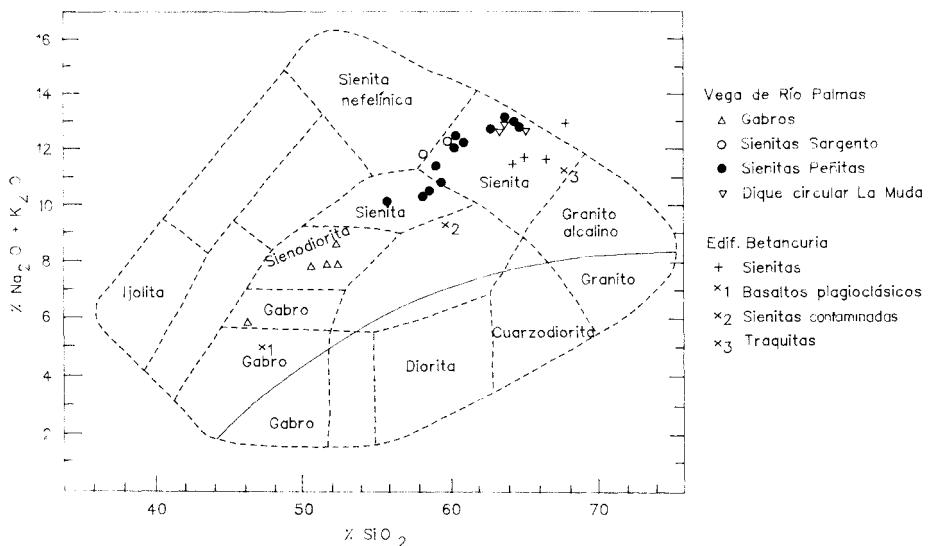


Fig. 5.1.b. Diagrama de clasificación SiO₂/Na₂O+K₂O.

5.1.7. Edificio Betancuria

5.1.7.1. Tobas y brechas basálticas, traquíticas y traquibasálticas (21 y 23)

Existen diferentes tipos de materiales y rocas fragmentarias de composición predominantemente sálica, apareciendo incluso en forma de diques.

En las brechas y tobas sálicas, los tamaños de los fragmentos son muy variables, desde centimétricos (15-20 cm) a escasos milímetros en la matriz, con índices de redondeamiento variables, generalmente entre 0,5 y 0,9, según la escala de índices de redondeamiento. Dichos fragmentos son de composición variada (sienitas, traquitas, basaltos plagioclásicos y sienogabros), apareciendo, análogamente, cristales desprendidos de feldespato alcalino y plagioclasa, fundamentalmente.

Los fragmentos son de basaltos plagioclásicos y de traquita, dominando unos sobre otros según los sectores. Estos fragmentos presentan las características ya descritas y están empastados en una matriz, también fragmentaria, formada por pequeños fragmentos de basaltos plagioclásicos y/o traquitas, fragmentos de cristales de plagioclasa, algún clinopiroxeno y feldespato. No obstante, en la matriz por lo general suelen dominar los fragmentos sálicos, bien de roca o minerales.

En las brechas-tobáceas monomíticas (con clastos de 2-20 cm) los fragmentos grandes son siempre de traquita, en una matriz tobácea formada por fragmentos de traquita.

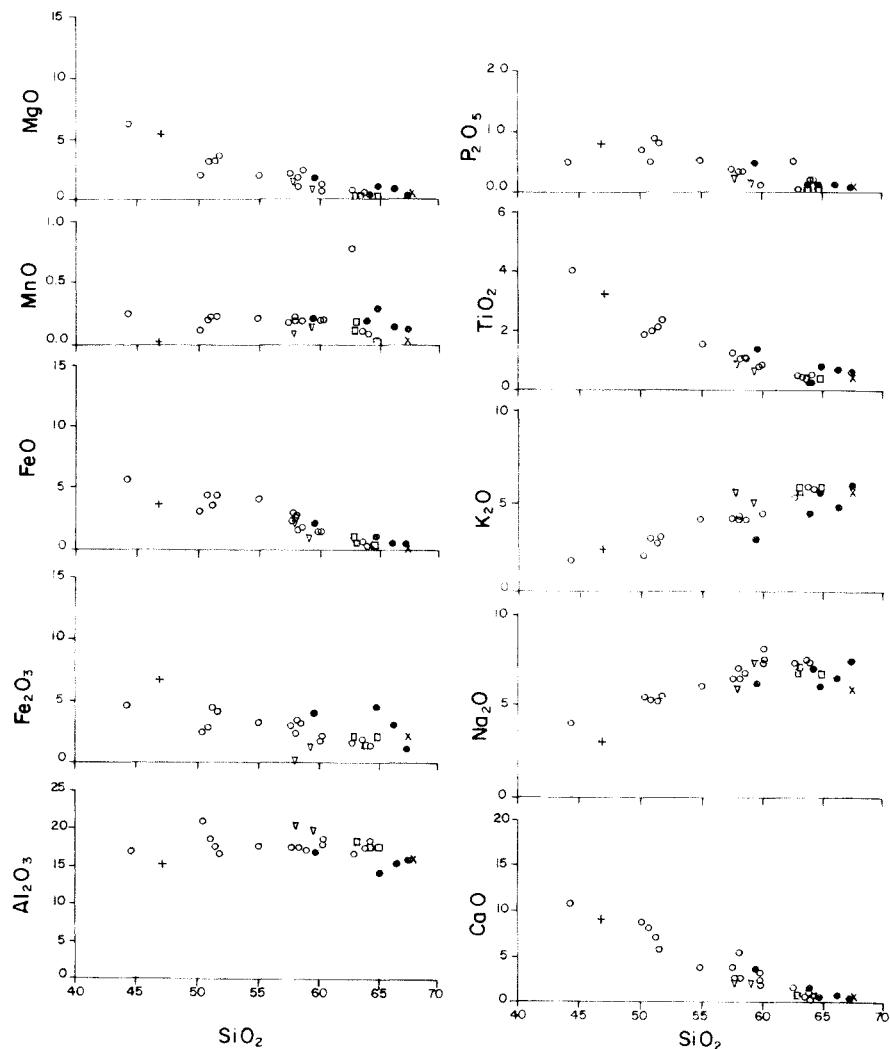


Fig. 5.3.a. Diagrama de variación de elementos mayores/SiO₂.

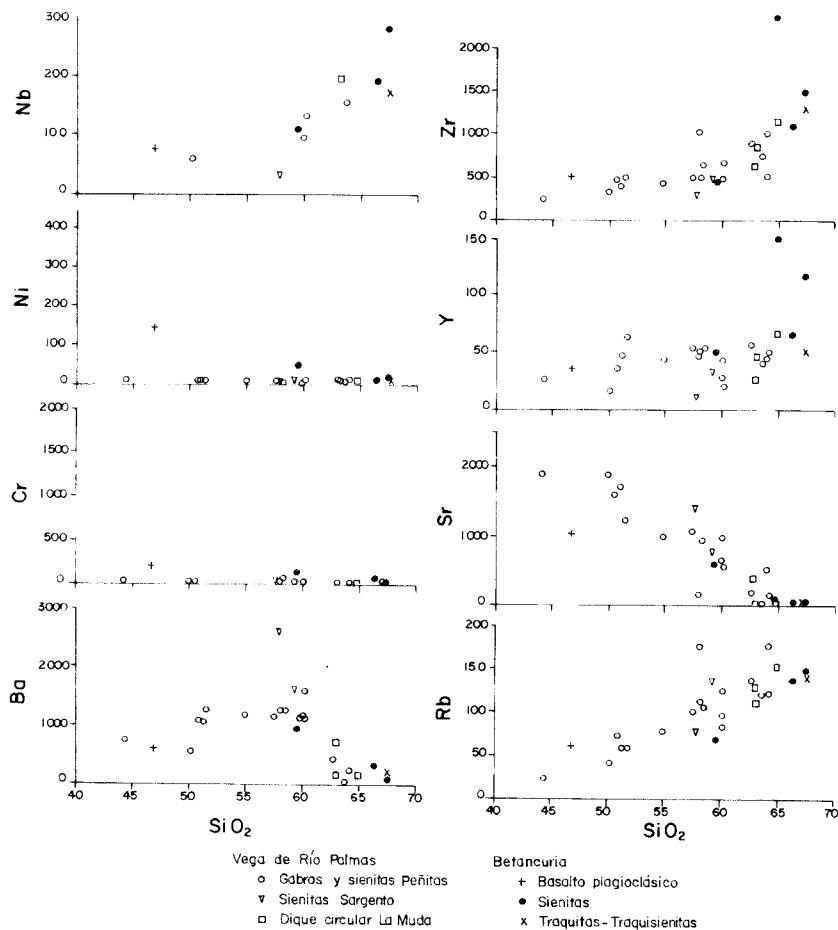


Fig. 5.3.b. Diagrama de variación de elementos menores/ SiO_2 .

Los términos más soldados de carácter ignimbítico o aglutinados son brechas y tobas litocristalinas con algo de vidrio. Presentan las características estructurales-texturales comunes a este tipo de materiales y son fundamentalmente de composición traquítica. Los fragmentos de roca suelen ser de traquita, aunque los hay también de basalto plagiocálsico, y los fragmentos de cristales más abundantes, de feldespato alcalino. La mesostasis flameada que los envuelve está desvitrificada con microlitos o agregados granulares de feldespato alcalino y a veces algo de cuarzo, que se disponen perpendiculares a las paredes de las flamas.

Cuando este tipo de roca aparece en diques, presentan texturas de aspecto fluidal, que recuerdan, en cierta medida, a texturas de tipo ignimbítico.

Las brechas basálticas (n.º 21) son generalmente monomíticas, con fragmentos de basaltos redondeados o subangulosos de hasta 5 mm de tamaño, dentro de una pasta de igual composición, que varía desde microcristalina a afanítica. Tanto los fragmentos como la pasta tienen texturas porfídicas con fenocristales idiomorfos maclados de plagioclasa (An_{35} a An_{50}), con orientación de flujo magmático. Algunos de ellos presentan texturas de corrosión interna, llenados por clorita y carbonatos. La matriz es muy rica en microlitos de plagioclasa con orientación de flujo y opacos finos intersticiales. En las escasas rocas con matriz vítreo, destacan socalmente como fenocristales pequeños cristales esqueléticos de este mineral.

Además de la plagioclasa, también pueden verse clinopiroxenos como fenocristales de hasta 2 mm, en texturas glomeroporfídicas, muy cloritizados y carbonatados. No se ha encontrado olivino fresco, aunque algunos seudomorfos de clorita-carbonato, han podido pertenecer a antiguos cristales de este mineral.

Los procesos de transformación postmagmática están representados por fenómenos de cloritización y carbonatación que sustituyen tanto a la plagioclasa como al clinopiroxeno. También algunas vacuolas y rellenos intersticiales presentan abundante clorita \pm carbonatos, \pm feldespato potásico, \pm esfena granular, \pm epidota prismática ligeramente amarillenta, \pm sílice microcristalina. Es frecuente ver en muchas de estas vacuolas o rellenos cristales idiomorfos con formas cuadradas o rómbicas, de opacos tipo ¿sulfuros? de mayor tamaño que los primarios de la roca.

5.1.7.2. *Lavas e intrusivos subordinados de basaltos plagioclásicos (22)*

Se trata de rocas de textura porfídica con abundantes fenocristales de plagioclasa, que, siguiendo el fenómeno de mezcla de magmas, ya visto en sienitas y sienogabros, sufren el proceso inverso a éstas, de intensa albitización y recrecimientos por albita y/o feldespato potásico.

La matriz, generalmente muy fina, entre micro y criptocristalina, contiene plagioclasa microlítica, posible augita con procesos de alteración muy importantes y esfena-leucoxeno, junto con opacos granulares dispersos. Se observa un proceso de fracturación generalizado de las rocas, sin direcciones preferenciales, con posterior relleno por minerales de tipo sericítico-arcilloso.

5.1.7.3. *Intrusivos sálicos (pitones, sills traquíticos y traquisieníticos) (24)*

Son bastante abundantes en este edificio y presentan una gran homogeneidad, tanto textural como mineralógica. Se trata de rocas de composición muy sencilla, prácticamente monomineral, con feldespato alcalino (sanidina) en proporciones superiores al 90%. Este se presenta en forma de microfenocristales idiomorfos (en ocasiones mayores de 4 mm) con formas tabulares alargadas y generalmente maclas de tipo karlsbad, así como procesos de alteración de tipo saurítico, en ocasiones muy intensos. Estos fenocristales confieren a la roca una textura por lo

general porfídica, mientras que las matrices, constituidas también por feldespato alcalino, son predominantemente de tipo fluidal o pilotáxico.

Con carácter accesorio aparece biotita tabular de escaso tamaño y a veces aegirina; en menor medida hay anfíbol sódico, óxidos y minerales opacos, así como esporádico apatito y círcón.

Existe cuarzo intersticial de origen hidrotermal rellenando microcavidades.

Traquisenitas. Se trata de rocas holocristalinas con texturas granudas heterogranulares, casi porfídicas, si bien es escasa la diferencia entre los tamaños de los fenocristales y la matriz circundante. Mineralógicamente aparece mezcla de feldespatos, con presencia simultánea de feldespato alcalino y plagioclasa, proveniente, una vez más, de probable hibridación con enclaves basálticos circundantes (mezcla de magmas). La plagioclasa tiene una composición de tipo anortita.

Los feldespatos presentan hábito alargado y tendencia hipidiomorfa, con una cierta disposición subparalela, apareciendo con procesos avanzados de alteración de tipo sausurítico.

Los minerales máficos son siempre muy escasos, en proporciones menores a un 5%, apareciendo biotita tabular, anfíbol de tipo riebeckita, junto con esfena y apatito accesorios.

En la mayoría se observan ciertas cantidades de calcita de origen hidrotermal rellenando intersticios.

5.1.7.4. Sienitas (25)

La mayoría son facies con cuarzo modal libre de tipo "nordmarkítico".

Son rocas de grano bastante grueso, con texturas granudas hipidiomorfas, generalmente con tendencia pegmatítica. El feldespato alcalino es abundante en forma de placas alotriomorfas con intensos procesos de alteración de tipo sausurítico, que en ocasiones dificulta su determinación microscópica. Por determinación geoquímica, y siguiendo estudios publicados por MUÑOZ (1969), se sabe que tienen composiciones intermedias dentro de la serie sanidina-anortoclasa criptoperáltica. Aparece igualmente plagioclasa subidiomorfa, relativamente abundante, proveniente de la mezcla entre la sienita y su encajante (generalmente basaltos), pudiéndose llegar a composiciones finales intermedias.

El contenido en máficos suele ser bastante reducido, nunca mayor del 10%. Predomina la biotita tabular, de escaso tamaño, en ocasiones junto a anfíbol de composición riebeckítica, presentando procesos de cloritización parcial preferentemente en bordes de los cristales.

Existe cuarzo tardío rellenando intersticios y carbonato (calcita) igualmente de cristalización tardía. Aparecen, por último, diferentes minerales opacos, tanto por alteración de ferromagnesianos como por cristalización *in situ*, encontrándose mineral de hierro y diferentes óxidos férricos.

En menores proporciones también se encuentran sienitas con aegirina-anfíbol, siendo en ese caso menos abundante o ausente la biotita. Como minerales accesorios aparece apatito, acompañado en ocasiones por esfena y círcón granular.

La hibridación de las sienitas con los enclaves de basaltos plagioclásicos, tan acusados en algunos casos, provoca fenómenos de contaminación mutua en donde en los basaltos la plagioclasi-

sa es sustituida o recrecida parcialmente por ortosa y/o albita; en la matriz se produce una fuerte introducción de feldespato alcalino y cuarzo intersticial. El olivino se ha transformado en serentina y óxidos de Fe y la augita está parcialmente sustituida por augita egiríñica.

5.1.7.5. *Geoquímica del edificio*

El estudio geoquímico de este edificio está basado en siete análisis (Tabla 5.5) que cubren en parte los distintos materiales que lo componen.

El primer análisis (muestra 14946) corresponde al de un basalto plagioclásico. Tiene un contenido relativamente alto de SiO_2 y álcalis, lo que hace que en el diagrama de clasificación (Fig. 5.1b) [COX *et al.* (1979)] quede representado en el campo de los basaltos, ya cercano a las hawaíticas. En el diagrama TAS queda proyectado en el campo del traquibasalto, correspondiendo por tanto a un término ya evolucionado dentro del campo alcalino. El contenido en $\text{MgO} < 6\%$, el valor $\text{MG} < 65$, las relativamente bajas concentraciones de Ni y Cr indican también que se trata de un término basáltico no primario. Tiene Hy y Ol normativo (toleítas de YODER & TILLEY, 1962), quizás en parte debido a su grado de transformación (alta relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$). Sin embargo, y de acuerdo con su clasificación, la relación $\text{Y/Nb} = 0,44$ corresponde al de una roca perteneciente a una serie alcalina.

En los diagramas de variación lineal (Fig. 5.3a y 5.3b) queda proyectado junto a los términos básicos más evolucionados, y bastante concordante con todo el conjunto plutónico.

Dentro de las sienitas se ha individualizado la sienita hibridizada (muestra 35641) del resto de las sienitas s.s. Estas últimas tienen unos valores de sílice elevados (63,8-67,3%) como corresponden a rocas con cuarzo tardío intersticial según se ha descrito en petrografía. En la Figura 5.1b quedan representadas en el campo de las sienitas con los valores mayores de sílice y menores de álcalis. Estas diferencias son bien marcadas al efectuar el cálculo de la norma. Todas tienen Hy y Q libre, y alguna de ellas egirina. Se trata por tanto de sienitas sobresaturadas, algunas con cierta tendencia peralcalina, lo que indicaría y apoyaría la idea de que el magma original es alcalino-peralcalino, y que el cuarzo existente es tardío y de origen externo. Esto puede servir para definir a las rocas como sienitas con cuarzo, más que como verdaderas nordmarkitas.

En los diagramas de variación lineal corresponden igualmente a las rocas más ricas en sílice dentro de las pautas generales de evolución de todo el conjunto del Complejo Basal. En la Figura 5.3a destaca ligeramente su alto contenido en Fe_2O_3 , provocado por la transformación hidrotermal que presentan, lo que puede influir en la aparición de Hy en la norma. En la Fig. 5.3b corresponden, dentro del conjunto sálico, a las rocas con los mayores contenidos de Nb, Rb, Y, Zr, y los menores de Ba y Sr. La relación Y/Nb entre 0,34 y 0,41 indica su carácter alcalino.

El análisis 35641, al corresponder a una roca hibridizada entre sienita y basalto, tiene unas características intermedias entre ambas, como puede observarse de los datos obtenidos (Tabla 5.3) y de la elaboración de la norma. Si se proyecta en los diagramas de variación lineal (Figs. 5.3a y 5.3b) aparece en una zona también intermedia entre ambos campos.

Tabla 5.5. Edificio Betancuria. Análisis químicos, norma CIPW.

Muestra	14946	35641	15506	15446	15460	15407
Si O ₂	46.83	59.43	63.80	64.75	66.25	67.30
Al ₂ O ₃	15.55	17.15	19.03	14.43	15.91	16.07
Fe ₂ O ₃	6.66	3.87	1.16	4.37	2.90	.95
Fe O	3.61	2.07	.09	1.02	.54	.36
Mg O	5.24	1.62	.41	.98	.74	.30
Ca O	9.25	3.66	1.41	.62	.73	.14
Na ₂ O	3.01	6.25	7.12	6.12	6.56	7.40
K ₂ O	2.22	2.82	4.28	5.40	4.72	5.80
Mn O	.01	.20	.18	.28	.13	.11
Ti O ₂	3.20	1.38	.53	.79	.68	.58
P ₂ O ₅	.82	.46	.09	.10	.11	.06
H ₂ O	3.05	.48	.79	.69	.73	.76
C O ₂			1.10	.25		
TOTAL	99.45	99.39	99.99	99.80	100.00	99.83
Ba	592	975		nd	311	106
Ce	131	nd		nd	172	nd
Co	47	nd		nd	nd	35
Cr	186	128		9	9	9
Cu	70	nd		12	11	11
Ga	26	nd		42	44	51
La	57	nd		nd	88	101
Nb	79	113		nd	193	281
Ni	123	43		12	13	13
Rb	61	68		224	136	148
Sr	987	574		86	33	64
Th	8	nd		44	21	47
V	238	nd		36	10	11
Y	35	49		149	65	116
Zn	136	nd		234	152	182
Zr	503	465		2396	1120	1489
Q		4.34	5.51	8.58	8.29	7.48
Or	13.12	16.66	25.29	31.91	27.89	34.27
Ab	25.47	52.88	60.24	44.17	55.50	50.38
An	22.37	10.42			.04	
Eg				6.70		2.75
Ns						2.12
Di	14.14	3.68		.66	2.23	.08
Hy	4.59	2.33	1.02	2.14	.81	.71
Ol	1.34					
Mt	2.39	3.32		1.91	.19	
Hm	5.01	1.58	1.16	.73	2.77	
Il	6.08	2.62	.58	1.50	1.29	1.00
Ru			.38			
Ap	1.90	1.07	.21	.23	.25	.14
C			2.69			
Cc			2.50	.57		

14946 Basalto plagioclásico. Morro del Medio. (**).

35641 Sienita contaminada hibridizada. Morrete Becerro. (**).

15506 Sienita contaminada hibridizada. Barranco de Palomeras. Análisis en FUSTER *et al.* (1968).

15446 Sienita contaminada hibridizada. Lomo del Peñón. (*).

15460 Sienita contaminada hibridizada. Castillo de Lara. (*).

15407 Sienita contaminada hibridizada. Lomo del Peñón. (*).

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

(**) Análisis en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

TABLA 5.5. (Continuación) .

Muestra	15462	Muestra	15462	Muestra	15462
SiO ₂	67.40	Ba	205	Zn	135
Al ₂ O ₃	16.18	Ce	242	Zr	1317
Fe ₂ O ₃	2.11	Co	nd		
FeO	.40	Cr	5	Q	9.93
MgO	.42	Cu	14	Or	33.33
CaO	.45	Ga	45	Ab	50.42
Na ₂ O	5.96	La	133	An	.75
K ₂ O	5.64	Nb	174	Di	.95
MnO	.03	Ni	11	Hy	.60
TiO ₂	.43	Rb	143	Mt	.14
P ₂ O ₅	.04	Sr	26	Hm	2.01
H ₂ O	.88	Th	31	Il	.82
C O ₂		V	24	Ru	.00
TOTAL	99.94	Y	51	Ap	.09

15462 Traquita. Morro del Humilladero. (*).

(**) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑO y J. SAGREDO, (inéd.).

El último análisis (muestra 15462) corresponde al de una traquita o traquisienita cuyos resultados se asemejan con los obtenidos para las sienitas. En la Figura 5.1b quedan representados en el campo de las traquitas, equivalente volcánico de las sienitas, y en zona análoga a la de las sienitas pertenecientes a este mismo edificio. En las Figuras. 5.3a y 5.3b se proyectan en análoga posición a las sienitas de este sector. La relación Y/Nb = 0,42 es equivalente a la obtenida para la sienita más rica en SiO₂.

5.1.8. Complejo filoniano. Petrología

A lo largo de todas las formaciones del Complejo Basal, existe una intensa y generalizada red de diques que pueden llegar a constituir hasta el 90% o más de la masa rocosa.

Se observa una gran diversidad petrográfica dentro del conjunto de diques, apareciendo tanto diques básicos como diques sálicos, si bien estos últimos resultan bastante más escasos.

Entre los de carácter básico se pueden distinguir tres tipos diferentes:

Diques basálticos. Constituyen la mayoría dentro del enjambre filoniano. A su vez, dentro de este grupo se observa una gran diversidad, tanto textural como debida a la naturaleza de los fenocristales presentes.

Basaltos olivínico-piroxénicos. Son los más frecuentes, mostrando una gran variación en las proporciones relativas entre los dos tipos de microfenocristales principales (olivino y augita), pudiéndose llegar, en casos extremos, a la ausencia de uno u otro. El olivino se presenta como

cristales entre idiomorfos a subidiomorfos, de tamaños variables (entre 0,6 y 3 mm), con alteración generalmente a serpentina y más raramente, con indigositación de los bordes del cristal. La augita presenta marcada tendencia idiomorfa, con zonado y bordes titanados.

La matriz es variable, pasándose de texturas micro a criptocristalinas a texturas intergranulares o de tendencia fluidal. Está formada por microlitos de plagioclasa, augita y opacos en ocasiones esqueléticos (titanomagnétita) [IGME (1984c)]. Con carácter secundario aparecen analcima, celita albita y carbonatos llenando microvesículas.

Ciertos ejemplares presentan la particularidad de no tener plagioclásas en la matriz, con lo que se clasifican como *basanitas* modales, debido a la ausencia de feldespatoides.

Basaltos plagioclásicos. Se caracterizan por la presencia de microfenocristales de plagioclasa de hábito tabular, en ocasiones de gran tamaño (mayores de 4 mm), pudiendo estar acompañada por augita, rara vez anfíbol u olivino.

Basaltos anfibólicos. Constituye el grupo menos abundante, pudiéndose incluir en él los basaltos plagioclásico-anfibólicos antes descritos.

Su principal característica es la presencia de anfíbol de color pardo-marrón, ya sea en forma de fenocristales ya sea en la propia matriz, estando frecuentemente acompañado por biotita de nucleación incipiente.

Microgabros. Se trata de diques holocrystalinos de grano fino y textura microdiabásica con cierta tendencia porfídica.

Están formados por plagioclasa, augita, anfíbol y opacos en proporciones variables.

Diques basaníticos. Estos tipos están muy poco representados. Son rocas porfídicas con abundantes microfenocristales de augita y anfíbol y rara vez de plagioclasa u olivino, en una matriz alcalina formada por cristales de anfíbol y feldespato tabulares, además de piroxeno y analcima.

Las posibles vacuolas aparecen llenas por carbonato y celita, con escaso vidrio intersticial.

Parte de estos diques corresponden, muy probablemente, con lo que autores antiguos denominaban como "camptonitas".

Diques sálicos. Se pueden distinguir tres tipos, al igual que en el caso anterior, si bien se agrupan en dos: diques traquíticos y sieníticos, considerando estos últimos como una variación textural de los anteriores, y diques fonolíticos.

Los diques traquíticos. Son sin duda los más abundantes de entre las rocas sálicas, concretándose en las zonas centrales de la hoja. Son rocas porfídicas, con microcristales más o menos abundantes de feldespato, de tamaños variables (desde apenas 0,6 mm hasta 2,5 mm) y hábito tabular, en una matriz constituida por microlitos de feldespatos orientados, junto con escasa augita aegirínica, anfíbol, biotita, esfena y opacos. Se observa la presencia en ocasiones de cuarzo, si bien en proporciones tales (nunca mayores del 5%) que no puede hablarse de cuarzo traquitas s.s.

Los diques fonolíticos. Son extremadamente raros, apareciendo asociados a intrusiones plutónicas cercanas a la costa.

Predomina como microfenocristal el feldespato alcalino, en forma de cristales idiomorfos de hábito tabular. Aparecen igualmente cristales idiomorfos de nefelina, generalmente alterada a productos de tipo hidronefelina, así como pequeñas augitas aegirínicas y en ocasiones granate melanito.

5.1.9. Complejo filoniano. Geoquímica

El estudio geoquímico de este complejo es algo incompleto, ya que únicamente se dispone de cinco análisis para una gran diversidad de diques (Tabla 5.6). Sin embargo, dado que la variabilidad de tipos tampoco es tan grande, consideramos representativo el muestreo realizado.

El primer análisis corresponde a una roca básica con anfíbol, que la bibliografía antigua llamaba "camptonitas". Proyectado en el diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ para rocas volcánicas (Fig.5.1c) queda representado en el límite de las basanitas-hawaiitas-mugearitas. Tiene una cantidad importante de Ne normativa y equivale a una roca perteneciente a una serie claramente alcalina. Puede estar relacionado con los episodios tardíos basaníticos poco extensos, que se han localizado tanto mineralógica como geoquímicamente en algunos puntos de los estratovolcanes miocenos de la isla.

Los diques de basalto plagioclásico (muestras 14990 y 15257), con un contenido en SiO_2 que varía entre 46,9 y 51%, tienen valores elevados de álcalis, mayores que los de los basaltos plagioclásicos descritos en Betancuria. En la Figura 5.1c quedan proyectados en el campo de las mugearitas-traquibasaltos. Tienen Hy y Ol en la norma, aunque la relación $\text{Y/Nb} = 0,39$ corresponde al de rocas alcalinas. Los valores bajos de MG, entre 35 y 44, así como sus bajas concentraciones en Cr y Ni, confirman su carácter no primario.

Los dos últimos análisis corresponden a diques traquíticos muy ricos en sílice que refleja el contenido de cuarzo intersticial en la roca. En el diagrama de la Figura 5.1c quedan proyectados en el campo de las traquitas. Tienen Hy y Q libre en la norma, correspondiendo por ello a rocas saturadas. La relación $\text{Y/Nb} = 0,44$ corresponde al de una roca de la serie alcalina.

5.1.10. Metamorfismo de contacto

La diversidad de materiales encajantes afectados por el metamorfismo de contacto del Macizo de Mézquez produce unos resultados mineralógico-texturales ligeramente variables en cada caso. Especialmente son las werhlitas las que provocan una recristalización más intensa.

En la zona inmediata a la intrusión puede alcanzarse el nivel térmico correspondiente a las corneanas con ortopiroxeno o, cuando menos, el límite más alto de las facies de las corneanas hornbléndicas. Este metamorfismo es fundamentalmente isoquímico.

Los materiales sedimentarios solamente aparecen en el sector de Ajuy, hasta la confluencia con los barrancos de Pájara y del Mal Paso, donde ya sólo aparecen como fragmentos entre la red filoniana.

TABLA 5.6. Complejo filoniano. Análisis químicos, norma CIPW.

Muestra	15591	14990	15257	14962	15258
SiO ₂	46.00	46.90	51.10	64.20	65.85
Al ₂ O ₃	16.70	17.22	20.13	16.29	17.29
Fe ₂ O ₃	5.03	5.06	4.33	2.77	2.27
FeO	4.28	4.44	3.72	.62	.34
MgO	4.51	3.52	2.52	1.05	.18
CaO	6.25	6.92	6.59	2.36	.87
Na ₂ O	4.76	4.09	4.85	7.00	6.76
K ₂ O	2.62	2.92	2.69	4.40	4.44
MnO	.29	.14	.11	.05	.08
TiO ₂	2.70	2.61	2.06	.35	.47
P ₂ O ₅	1.16	.84	.64	.05	.04
H ₂ O	4.48	3.25	.72	.66	1.19
CO ₂	.20	1.80	.65		.44
TOTAL	99.98	99.71	100.11	99.80	99.78
Ba			722	450	
Ce			120	294	
Co			13	12	
Cr			14	32	
Cu			15	20	
Ga			30	28	
La			59	153	
Nb			70	114	
Ni			13	3	
Rb			64	100	
Sr			998	108	
Th			7	22	
V			95		
Y			27	50	
Zn			95	42	
Zr			349	1230	
Q				2.61	8.72
Or	15.48	17.25	15.90	26.00	26.24
Ab	31.47	34.60	41.03	59.22	57.19
An	16.47	17.46	24.40	.04	1.27
Ne	4.77				
Di	4.43			5.64	
Hy		5.90	.53		.45
Wo				1.71	
Ol	6.43	2.01	4.06		
Mt	6.91	7.20	6.28	1.15	
Hm	.26	.09	.00	1.98	2.77
Il	5.13	4.96	3.91	.66	.89
Ap	2.69	1.95	1.48	.12	.00
C		.93	.30		.90
Cc	.45	4.09	1.48		1.00

15591 Basanita anfibólica ("camptonita"). El Ahulagar. (***).

14990 Basalto plagioclásico. Trimijay. (***).

15257 Basalto plagioclásico. Toto. (**).

14962 Traquita km 27,8 de la ctra. de Pájara a Betancuria. (*).

15258 Traquita km 20 de la ctra. de Tuineje a Pájara. (*).

(*) Análisis mayores en FUSTER *et al.* (1968). Análisis menores en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

(**) Análisis en M. MUÑOZ y J. SAGREDO (inéd.).

(***) Análisis LÓPEZ RUIZ (1970).

En los niveles terrígenos se forman rocas granoblásticas en las que los feldespatos detríticos presentan recrecimientos albíticos. En los niveles margosos y carbonáticos se origina la asociación: epidota \pm clorita \pm tremolita-actinolita \pm granate (incipiente), o bien epidota + granate. Las lutitas se transforman en unas rocas donde las paragénesis de neoformación son equivalentes a las anteriores, siendo epidota + grosularia la paragénesis más común, a veces acompañada por tremolita-actinolita \pm clorita \pm carbonato + cuarzo. Las bandas limolíticas que alternan con los otros niveles están transformadas en una paragénesis de granate bien desarrollado, empastados por cuarzo, dando el aspecto de una granatita.

Los niveles sedimentarios más próximos al contacto están transformados en una roca granoblástica de grano grueso, formada por epidota (tipo piedmontita) + diópsido + granate (tipo andradita) + carbonato + cuarzo.

Los *materiales volcánicos submarinos* sufren un metamorfismo de contacto perceptible en el terreno hasta unas decenas de metros, más evidente en los diques que en las rocas fragmentarias encajantes. Éstas se convierten en agregados granoblásticos de plagioclasa (An_{20-30}) + clinopiroxeno (tipo diópsido) + hornblenda y/o biotita.

Cuando los materiales encajantes son tobas o brechas sálicas, el agregado granoblástico está integrado por feldespato potásico+clinopiroxeno (tipo egirina) y/o biotita.

Los materiales sálicos de la *serie ultracalina*, como algunas sienitas nefelínicas del barranco de Termenoy, se han transformado en un agregado granoblástico de plagioclasa de neoforación, feldespato potásico y biotita que procede de la transformación de la antigua matriz de la roca. Los antiguos fenocristales de nefelina, cuya forma original se conserva, han sido seudomorfizados a un agregado granoblástico fino de egirina.

Las piroxenitas e ijolitas recristalizan intensamente, presentando texturas granoblásticas con neoforación de egirina, anfíbolo y biotita-flogopita.

En las venulillas leucocráticas de los diques "cebrados" domina el agregado granoblástico de plagioclasa (An_{24-40}), a veces acompañado de feldespato, biotita y/o anfíbolo y clinopiroxeno en proporciones muy subordinadas, que están alternando con bandas melanocráticas formadas por un agregado de clinopiroxeno (tipo augita) biotita y/o anfíbolo. Las proporciones de clinopiroxeno suelen ser mucho mayores que las de mica o anfíbolo en estos tipos venulados, al revés de lo que en general sucede en los diques que aún conservan las texturas y están más alejados del contacto, lo cual parece indicar que la venulación es debida a un proceso de diferenciación metamórfica.

En el contacto con los *materiales de la serie plutónica indiferenciada* se encuentran a veces diques de esta última serie, a modo de xenolitos, transformados en microgabros formados por olivino y piroxeno o por piroxeno y escasa plagioclasa intersticial. Otras veces por olivino, piroxeno y plagioclasa tabular orientada. En ellas, además del clinopiroxeno, aparece a veces ortopiroxeno, mineral ya mencionado por GASTESI (1969) en las proximidades de la Degollada de las Pardelas, aunque lo consideró de origen magmático en vez de metamórfico.

En general los gabros de la serie tienen recristalizado el antiguo clinopiroxeno en un agregado granoblástico de la misma composición. La plagioclasa se convierte hacia los bordes en un agregado de cristales de composición menos calcáica. Asimismo, se produce una recristalización de agregado de biotita y/o anfíbolo distribuidos de forma no homogénea en la roca. Todo ello

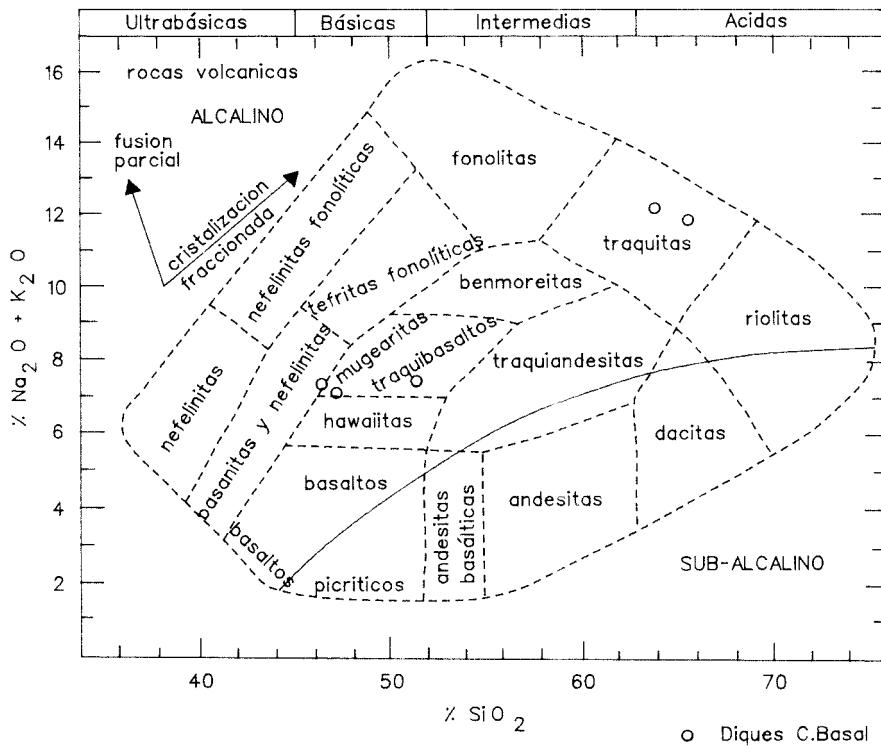


Fig. 5.1.c. Diagrama de clasificación SiO_2/Na_2O+K_2O , según Cox et al. (1979).

queda acompañado por exolución de óxidos metálicos en los clinopiroxenos residuales no transformados.

Cuando existen diques amigdaloides, las antiguas vacuolas llenadas de minerales de baja temperatura quedan transformadas en agregados de plagioclasa (An_{20-30}) y piroxeno, en ocasiones con feldespato potásico.

En el Complejo circular de Vega, alrededor de las intrusiones de gabros más o menos alcalinos, los efectos metamórficos son menos espectaculares, alcanzando en general las aureolas pocas decenas de metros de amplitud. En este caso, además de la recristalización y formación de texturas granoblásticas de grano fino, en las rocas encajantes y sus diques se produce un enriquecimiento notable en biotita y feldespato potásico.

Los efectos de contacto de las rocas sieníticas de la Peñita son aún menos intensos, limitándose a una ligera alcalinización de los materiales encajantes o en algunos casos a la hibridación con el material encajante. También se aprecia neoformación incipiente de biotita.

Por último, los efectos de alcalinización y metasomatismo de los materiales de la serie plutónica ultracalina sobre el encajante de lavas submarinas están aún poco estudiadss. Se aprecia que se desarrollan minerales alcalinos, tanto ferromagnesianos (egirina) como feldespáticos (albita, feldespato k, etc.), pero los balances geoquímicas y mineralógicos no están aún claros.

5.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.2.1. Fase miocena. Petrología K4HVD-Q9TJ9-6CRX9-C9G68-RQ2D3

Se han muestreado únicamente los episodios lávicos de esta fase volcánica.

5.2.1.1. *Tramo inferior-medio*

5.2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (27)

El único representante de esta unidad es el pequeño afloramiento localizado en lo alto del cerro de la Atalayeja.

Se trata de una colada basáltica olivínica, de textura porfídica, constituida por microfenocristales subidiomorfos y xenomorfos de olivino, de tamaños entre 0,1 y 0,6 mm. Presentan golbos de corrosión y alteración incipiente a iddingsita. La matriz está formada por abundantes microlitos de augita, plagioclasa xenomorfa y opacos granulares dispersos.

5.2.1.2. *Intrusiones sálicas* (29)

Los dos afloramientos muestreados son la intrusión de Morros de Pozo Negro, localizada en la esquina sureste de la hoja, y la del área del barranco de Vigocho.

Intrusión de Morros de Pozo Negro. Está constituida por rocas traquíticas con tendencia sódica, con escasa presencia de fenocristales, que cuando aparecen, son de feldespato alcalino-anortoclasa de tipo subidiomorfo, por lo general, con maclas de tipo karlsbad. En algunas muestras se han observado escasas biotitas, igualmente subidiomorfas.

Las texturas son de tipo traquítico fluidal, con presencia de abundante feldespato alcalino microlítico orientado. Aparecen también en la matriz óxidos y opacos de tipo acicular, junto con posible biotita. En algunas muestras se ha encontrado además aegirina de intenso pleocroísmo verde, y escasa hornblenda muy seudomorfizada a opacos granulares. Aparece poco vidrio de color parduzco llenando microvesículas, así como microcavidades llenas de calcita y sílice con extinción ondulante.

Intrusión del área del barranco de Vigocho. Petrográficamente está formada por rocas similares a las de la intrusión anterior, si bien la presencia modal de nefelina le confiere un carácter traquifolítico. Son rocas de tendencia afríca, con escasos fenocristales de sanidina. La textura es traquitoide, definida por los microlitos de sanidina orientados, a veces con zonas de flujo

replegadas. La augita aegirínica, dispuesta en cristales arrosariados en la matriz, determina así mismo una textura agpaítica. También en la matriz aparecen algunos cristales pardo-rojizos y prismáticos, que podrían corresponder a la serie perrierita-chevkinita.

Estas rocas contienen enclaves de composición traquítica, de textura porfídica y matriz fluidal. Se caracterizan por la escasez de microfenocristales, apareciendo únicamente esporádicas plagioclásas tabulares, rara vez mayores de 1 mm junto con anfíboles de hábito hexagonal, con intenso pleocroísmo y color pardo-marrón. Dicho anfíbol suele seudomorfizarse en bordes a opacos granulares. La augita es muy raro que llegue a formar fenocristales.

La matriz contiene abundantes microlitos de plagioclasa, marcando dirección de flujo, augita y opacos granulares dispersos (óxidos).

5.2.1.3. *Episodios tardíos*

Los episodios tardíos de la fase basáltica miocena se presentan en pequeños afloramientos aislados, localizados en su mayoría en la parte SO de la hoja y más escasamente en la oriental.

Tabla 5.7. Fase miocena. Análisis químicos, norma CIPW.

Muestra	RB-340	Muestra	RB-340	Muestra	RB-340
Si O ₂	62.78	Ba	60	Th	29
Al ₂ O ₃	16.00	Ce	394	Or	31.50
Fe ₂ O ₃	3.77	Cr	37	Ab	48.55
Fe O		La	255	Ne	2.22
Mg O	.32	Nb	299	Ac	10.91
Ca O	.71	Ni	10	Ns	3.12
Na ₂ O	9.27	Rb	151	Di	1.48
K ₂ O	5.33	Sr	24	Ol	.08
Mn O	.23	V	18	ID	82.26
Ti O ₂	.64	Y	70	FEMG	
P ₂ O ₅	.05	Zr	1620	IP	1.31
H ₂ O	.90				
Total	100.00				

RB-340 Traquita. Intrusivo, al sur de Lomitos de Garcey. (MAGNA).

5.1.2.3.1. *Coladas basálticas olivínicas (30)*

Se trata, en todos los casos, de materiales de composición basáltica olivínica.

Son basaltos de textura porfídica, formados por microfenocristales de olivino, generalmente entre idiomorfos y subidiomorfos, rara vez mayores de 1,5 mm. Se presentan, por lo general, parcialmente alterados, tanto a iddingsita como a serpentina, clorita y clorofafeita. Presentan

habitualmente golfos de corrosión. La augita aparece esporádicamente, siempre en menor proporción que el olivino; es de tendencia idiomorfa, pudiendo aparecer microzonada y ma-clada.

La matriz es por lo general microcristalina, estando compuesta por plagioclasa microlítica, ocasionalmente con maclas polisintéticas, augita y opacos granulares dispersos. Puede aparecer rara vez apatito de tipo acicular. A veces se presentan esporádicas microvesículas parcialmente llenadas por calcita.

Ocasionalmente, y de forma puntual, cristaliza biotita de nucleación incipiente, generalmente asociada a masas cloritzadas secundarias.

No se observan diferencias petrográficas netas entre los diferentes afloramientos, aunque una posible diferencia puede ser la mayor abundancia relativa de augita en forma de fenocristales en el sector de La Solapa y su total ausencia en Garchey.

5.2.2. Fase miocena. Geoquímica

La Fase miocena se caracteriza por la emisión dominante de materiales de naturaleza básica y en menor medida intermedia, estando los términos diferenciados muy restringidos. Estos últimos corresponden en su mayoría a cuerpos intrusivos en los materiales básicos, siendo su composición traquítica y en algunos casos riolíticos. El intrusivo muestreado al sur de hornitos de Garchey aparece atravesando el Complejo Basal y corresponde geoquímicamente a una traquita (Fig. 5.4) similar, en cuanto a características compositionales, a las de otros afloramientos de esta naturaleza. Se trata de una roca subsaturada en SiO_2 , rica en Al_2O_3 y de carácter peralcalino, con abundantes cantidades de Na_2O y Zr , mayores que en las traquitas intrusivas de Morro de Pozo Negro (hoja de Pozo Negro). Esta abundancia en sodio se traduce en la presencia de Ns . Por otro lado, destaca también su posición en el diagrama TAS muy cerca de las fono-litas, por lo que podría considerarse a esta roca como una traquifonolita.

5.2.3. Fase pliocena. Petrología

Las emisiones de la Fase pliocena muestreadas en el área son las del edificio Morro Valdés, caracterizadas por la gran homogeneidad de sus materiales.

5.2.3.1. Edificio Morro Valdés. Coladas basálticas (35a)

Las lavas del edificio Morro Valdés son de carácter basáltico olivínico. Se caracterizan por la presencia de microfenocristales idiomorfos-subidiomorfos de olivino con golfos de corrosión y en ocasiones aspecto esquelético. Las alteraciones son predominantemente de tipo iddingsítico más o menos generalizadas, si bien aparecen en ocasiones serpentinizaciones, así como alteraciones más complejas, con presencia de clorita, serpentina y clorofacita. No aparecen en ningún caso ejemplares de piroxeno en forma de fenocristales.

La matriz presenta textura intergranular o con ligero aspecto fluidal. Contiene plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos. Existen esporádicas microvesículas llenadas total o parcialmente por calcita o productos de tipo ceolita.

5.2.4. Fase pliocena. Geoquímica

Las emisiones del volcán Morro Valdés corresponden a basaltos alcalinos, según se observa en el diagrama TAS de la Figura 5.4. Se trata de rocas básicas subsaturadas, con un carácter alcalino moderado, reflejado en su contenido de nefelina normativa. Con respecto a las emisiones del Plioceno superior (hoja de Punta del Muellito), muestra similitudes composicionales, si bien, en éstas últimas, la alcalinidad es algo mayor. Los contenidos en elementos menores están dentro de los rangos normales para este tipo de rocas, Tabla 5.8.

Tabla 5. 8. Fase pliocena. Análisis químicos, norma CIPW.

Muestra	RB-380	Muestra	RB-380	Muestra	RB-380
Si O ₂	45.19	Ba	262	Ab	16.94
Al ₂ O ₃	12.84	Ce	37	An	19.63
Fe ₂ O ₃	12.86	Cr	319	Ne	3.75
Fe O		La	30	Di	24.75
Mg O	9.67	Nb	36	Ol	17.73
Ca O	10.93	Ni	147	Mt	2.84
Na ₂ O	2.82	Rb	19	Il	5.00
K ₂ O	.93	Sr	594	Ap	1.44
Mn O	.17	V	223	ID	26.19
Ti O ₂	2.63	Y	17	FEMG	.28
P ₂ O ₅	.62	Zr	219	IP	.44
TOTAL	98.66				

RB-380 Basalto alcalino. Colada del volcán Morro Valdez, en la Majadilla, ladera N del barranco de Ajuí (MAGNA).

5.2.5. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Petrología

5.2.5.1. Alineación volcánica de Pájara y edificio Caldera de Gairía (39 y 40)

Se distinguen por un lado los tres edificios que siguen una alineación NO-SE, al sur del pueblo de Pájara, y por otro el gran edificio Caldera de Gairía, localizado en el área del valle central. Se han muestreado piroclastos y lavas de los dos grupos.

En general, los tres edificios de Pájara tienen tipologías muy parecidas, apareciendo coladas y bombas de basaltos olivínico-piroxénicos, aunque geoquímicamente algunas coladas son basánicas. Por su parte, en Caldera de Gairía las muestras son de tipo olivínico exclusivamente.

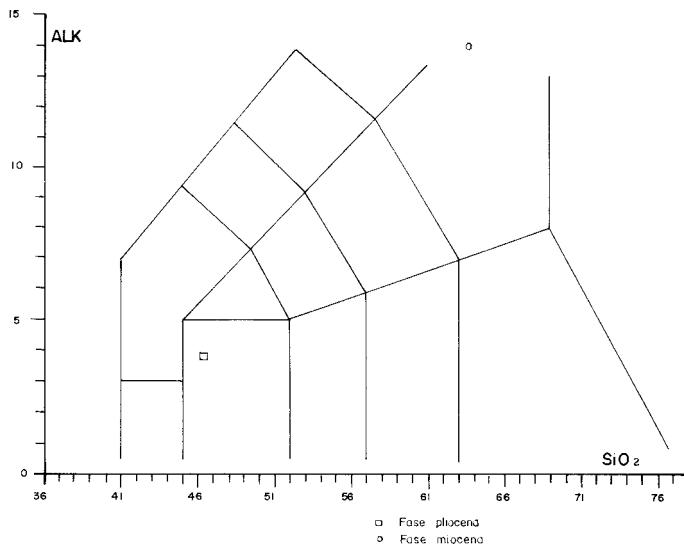


Fig. 5.4. Diagrama de clasificación TAS de la Fase miocena y pliocena.

Esta mayor basicidad se manifiesta igualmente en sus características geoquímicas, pues las muestras analizadas son todas basanitas.

Alineación volcánica de Pájara. Las coladas de estos edificios son bastante vesiculares, tienen textura porfídica y están compuestas por microfenocristales de augita, generalmente idiomorfa, con tendencia a formar glomérulos de aspecto radial. A veces está zonada, con bordes titanados, y en ocasiones maclada. El olivino es por lo general de menor tamaño, si bien más abundante, y no suele presentar alteraciones, todo lo más escasas serpentinizaciones, mostrando igualmente fenómenos de corrosión (gollos) o aspecto esquelético.

Ocasionalmente se observan microacumulados piroxénicos, probablemente xenolitos provenientes de rocas plutónicas del sustrato.

La matriz, por lo general microcristalina, contiene plagioclasa microlítica en ocasiones maclada polisintéticamente, augita equidimensional y opacos granulares dispersos. Las abundantes vesículas rara vez se encuentran llenas si no es por algo de vidrio intersticial.

Las bombas y piroclastos son de idéntica composición. Tienen texturas muy vesiculares, con escasos fenocristales de olivino y piroxeno y con una matriz muy oscura de tipo criptocristalino con esporádicos microlitos aislados de plagioclasa y augita.

Edificio Caldera de Gairía. Las coladas se distinguen por la ausencia casi total de augita en forma de microfenocristales. El olivino suele ser bastante abundante, encontrándose como cristales subidiomorfos con intensos procesos de corrosión, más evidentes que en el caso anterior.

La matriz, de grano muy fino, con escasa proporción de plagioclasa, y por el contrario augita mucho más abundante.

Aparecen ocasionalmente olivinos alotriomorfos con extinción ondulante, de posible origen xenocristalino.

Las bombas son también de carácter olivínico, con abundantes fenocristales idiomorfos de este mineral, que muestran frecuentemente golbos de corrosión y en ocasiones texturas esqueléticas. La matriz es criptocristalina, muy oscura, de difícil identificación.

5.2.6. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Geoquímica

Los materiales emitidos por los volcanes de Pájara y Caldera de Gairía corresponden la mayoría, desde el punto de vista geoquímico, a basanitas, (Fig. 5.5 y Tabla 5.9). Una de las muestras analizadas del volcán del cementerio de Pájara presenta un carácter ligeramente más evolucionado, clasificándose como hawaíita, si bien está en el límite con el campo de los basaltos. Petrográficamente, sin embargo, la mayor parte de ellos no tienen características de basanitas, sino de basaltos olivínicos, al no observarse nefelina ni otros feldespatos. Se observa, pues, que las emisiones de estos episodios eruptivos concuerdan bastante bien con el resto de emisiones de la fase volcánica ocurridos en otros sectores de la isla, aunque no se hallen representados aquí términos basálticos.

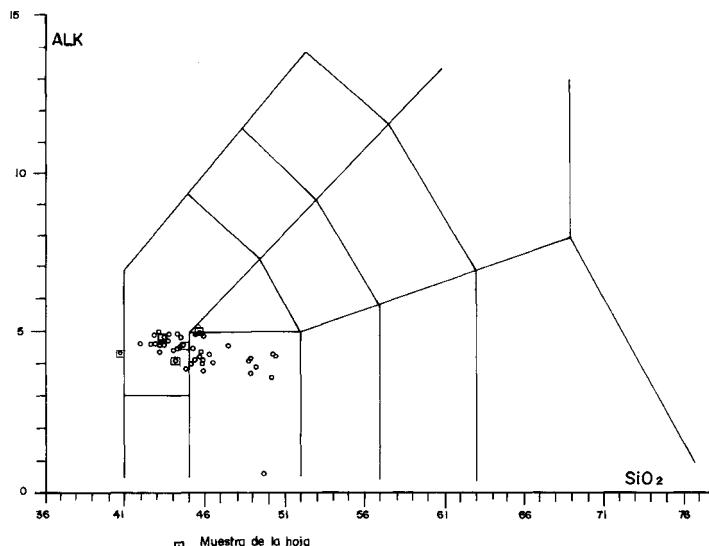


Fig. 5.5 Diagrama de clasificación TAS de la Fase pleistocena-media-holocena.

**Tabla 5.9. Fase pleistocena-holocena.
Espisodios recientes. Análisis químicos, norma CIPW**

Muestra	16389	RB-392	15209	15272	RB-362
Si O ₂	40.60	42.80	44.15	44.35	45.22
Al ₂ O ₃	12.49	11.29	13.67	13.05	12.80
Fe ₂ O ₃	4.08	12.95	4.36	3.41	12.73
Fe O	8.57		8.47	8.11	
Mg O	12.78	12.85	11.32	12.48	10.44
Ca O	11.71	11.21	9.36	10.76	9.95
Na ₂ O	3.54	3.42	3.32	2.94	3.65
K ₂ O	1.65	1.37	1.43	1.27	1.33
Mn O	.17	.18	.16	.15	.17
Ti O ₂	2.76	3.13	2.61	2.44	3.12
P ₂ O ₅	1.06	.79	.62	.55	.58
H ₂ O	1.37		.46	.47	
TOTAL	100.78	99.99	99.93	99.98	99.99
Ba		449			328
Ce		85			46
Cr		439			301
La		74			40
Nb		71			47
Ni		270			184
Rb		32			29
Sr		726			557
V		243			233
Y		19			16
Zr		261			228
Or		8.10	8.45	7.50	7.86
Ab		2.43	13.46	9.45	13.82
An	13.32	11.41	18.18	18.67	14.62
Lc	7.65				
Ne	16.22	14.36	8.36	9.24	
Di	30.38	31.36	19.65	25.11	24.98
Ol	18.23	20.60	19.17	19.64	18.31
Mt	5.92	2.87	6.32	4.94	2.81
Il	5.24	5.94	4.96	4.63	5.93
Ap	3.32	1.83	1.35	1.20	1.34
ID	23.87	24.89	29.84	25.31	30.93
FEMG	.16	.22	.18	.17	.25
IP	.61	.63	.51	.48	.58

- 16389 Foidita. Bomba de Caldera de Gairía, ladera oeste. [CENDRERO (1966)].
 RB-392 Basanita. Colada de Caldera de Gairía, en los Cascajos; cota 195 m (MAGNA).
 15209 Basanita. Colada del volcán del cementerio de Pájara, al sur de Corral Blanco [CENDRERO (1966)].
 15272 Basanita. Colada del volcán del cementerio de Pájara, junto al pueblo [CENDRERO (1966)].
 RB-362 Hawaíita. Colada del volcán del cementerio de Pájara, al sur de Corral Blanco; cota 190 m (MAGNA).

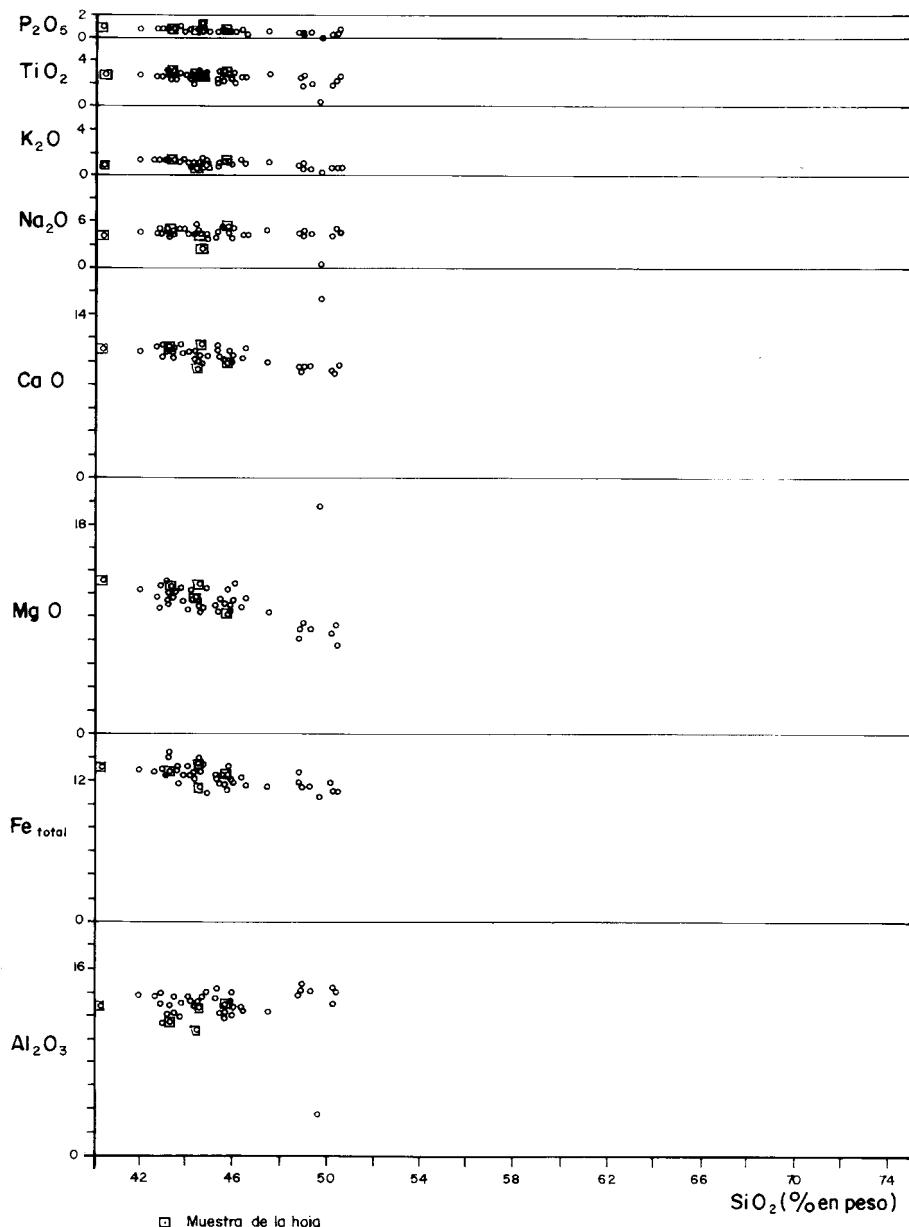


Fig. 5.6. Diagrama de variación de elementos mayores/SiO₂ de la Fase pleistocena-media-holocena.

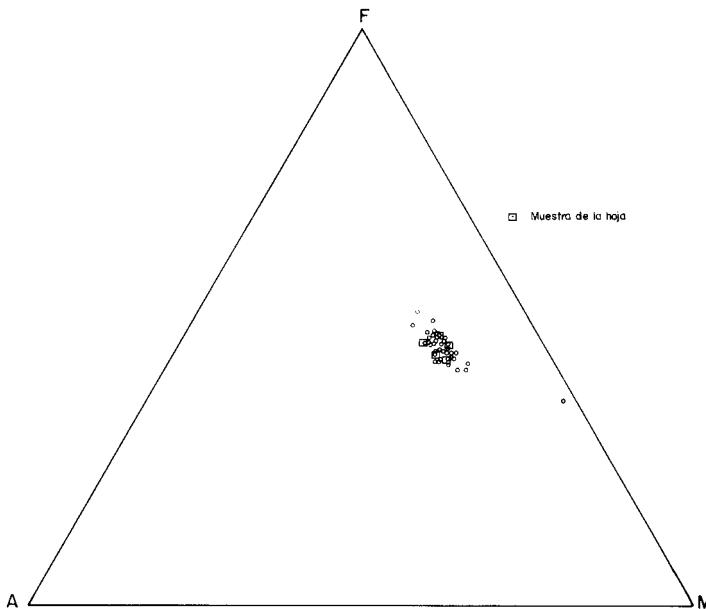


Fig. 5.7. Diagrama AFM de la Fase pleistocena-media-holocena.

Esta fase volcánica se caracteriza por la emisión de lavas y piroclastos muy básicos, incluso ultrabásicos ($\text{SiO}_2 < 45\%$), con muy escasos términos intermedios. Llama la atención el análisis correspondiente a la muestra número 16389, tomado de CENDRERO (1966), por su bajo contenido en SiO_2 ; esto hace que en el diagrama TAS se proyecte en el campo de las foiditas, en contraste claro con el resto de los análisis que se tienen para la alineación Caldera de Gairía-Arrabales (véase análisis de la hoja de Pozo Negro). Por tanto, se considera que esta anomalía se debe más a posibles errores analíticos que a una característica propia de esta serie.

El carácter alcalino de estos episodios es asimismo acusado, reflejándose en la norma en contenidos importantes de nefelina normativa y en algún caso de leucita normativa.

Comparando las emisiones de Gairía con las del grupo de Pájara, se observa una mayor basidad en las primeras, reflejada tanto en los contenidos de elementos mayores como en los menores.

En el diagrama de variación de elementos mayores con respecto a la SiO_2 (Fig. 5.6) se aprecian ligeras disminuciones en los contenidos elementales de Fe total, MgO y CaO , a lo largo de la diferenciación, y menores aún de TiO_2 y P_2O_5 . Los álcalis se mantienen prácticamente constantes y el Al_2O_3 aumenta ligeramente. En el diagrama evolutivo AFM (Fig. 5.7) se pone de manifiesto igualmente el comportamiento de estos materiales, propio de la serie magmática alcalina.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Aunque sin formar parte estrictamente de la historia volcanológica de la isla, Fuerteventura surge durante el Cretácico superior al pie del talud continental africano, donde se depositaban, mediante corrientes de turbidez, sedimentos clásticos terrígenos y carbonatados. Restos emergidos de estos depósitos sedimentarios, intercalados con las primeras secuencias volcánicas submarinas, han quedado registrados en los afloramientos de esta hoja de Pájara. Debido a los efectos térmicos que afectan a la parte más baja de los sedimentos aflorantes, no se descarta la posibilidad de que estuvieran representados niveles sedimentarios altos del Jurásico (Titónico), teniendo en cuenta la cita hecha por ROTHE (1968) de *Posidonia bronni* en los sedimentos del barranco de Ajui.

Tras la sedimentación turbidítica (s.l.), se elevó el fondo oceánico por fenómenos tectónicos, con lo que fue posible la sedimentación de carbonatos pelágicos por encima del nivel de compensación del carbonato cálcico durante el Albense y posiblemente el Cenomanense inferior.

La existencia de algún terreno emergido, después de esta primera fase sedimentaria y volcánica, parece evidenciarse de una erosión activa en la isla, como lo demuestran los sedimentos bioclásticos y volcanoclásticos que tienen fragmentos gruesos y finos de rocas ígneas básicas similares a las del Complejo Basal. Dado que no hay ninguna potencial área fuente cercana con esas características, se deduce que tenía, que existir ya algunos materiales ígneos aflorantes. Esta elevación del fondo marino supone una importante inestabilidad cortical, a la que puede achacarse el hiato sedimentario descrito por ROBERTSON y BERNOULLI (1982) entre el Albense-Cenomanense y el Senonense, y el más amplio entre el Cretácico superior y los sedimentos oligocenos encontrados en la costa de Pájara-Antigua.

La intrusión de la serie ultralcalina, y probablemente de algunas de las unidades plutónicas de la serie indiferenciada, debió de producirse en tiempos paleocenos-eocenos, a la vez que se emitían algunas de las lavas submarinas; su encajante fue sin duda otras coladas submarinas. Sincrónicamente, el enjambre de diques acompañaba a cada una de estas manifestaciones ígneas, según la directriz tectónica regional NNE-SSO.

A las erupciones submarinas, que en su mayor parte debieron emitirse durante el Oligoceno, sucedieron las intrusiones progresivas del plutonismo básico de la serie indiferenciada, que en algunos puntos evolucionaron hasta términos sálicos traquíticos-sientíticos, como los plutones de Las Calderetas, Toto, etc. No se descarta que algunos de estos plutones finales tuvieran emisiones piroclásticas de tipo subaéreo, como parecen demostrarlo algunos tipos de brechas líticas sálicas que llevan asociadas.

Estas intrusiones masivas primeras, así como las que se suceden después, se orientan según un eje intrusivo NNE-SSO, que progresivamente se va distendiendo para dar paso al emplazamiento posttectónico y circunscrito de los últimos edificios plutónico-volcánicos (Vega de Río Palmas y Edificio Betancuria). Por las relaciones de contacto mutuo, puede establecerse una cronología relativa entre cada una de estas tres grandes intrusiones posteriores.

El primero de los tres grandes complejos intrusivos de la hoja fue el Macizo de Mézquez, que durante los primeros tiempos miocenos (entre 26 y 22 m.a.) se emplazó sobre las cuatro primeras formaciones existentes (los sedimentos mesozoicos, la serie submarina, las rocas plató-

nicas peralcalinas y los gabros de la serie indiferenciada). Su forma alargada, según la directriz tectónica regional dominante, supone que su emplazamiento estuvo aún condicionado por el campo de esfuerzos existente. La enorme masa intrusiva, debido a su envergadura y la basicidad de sus rocas (piroxenitas, werhlitas y gabros olivínicos), provocó un intenso metamorfismo de contacto, manifestado en una aureola térmica de casi 1 km en algunos puntos. El efecto de este metamorfismo sobre sus encajantes ha sido el causante de que los contenidos en Argón de las rocas anteriores se hayan readjustado, y muchos de los intentos de datar geocronológicamente esas formaciones hayan fracasado.

La intrusión del Complejo Circular de Vega de Río Palmas supone el final de la fase extensional mayor del emplazamiento ígneo. Este edificio se emplazó en el Mioceno inferior alto (su datación es de 20,6 m.a.) durante un período de relajación tensional importante. Adoptó así su forma circular, casi perfecta.

El último fenómeno plutónico de la hoja corresponde a la intrusión-extrusión del Edificio Bentancuria. No hay dataciones claras de ninguna de sus facies, pero parece probable que su emplazamiento es inmediatamente posterior al de Vega. Ambos son por tanto sincrónicos con los primeros episodios del volcanismo subaéreo mioceno, que en esta hoja de Pájara está muy poco representado. Sólo después de un nuevo proceso de erosión hacia mediados del Mioceno es cuando probables coladas basálticas "intracanyon" circularon por algunos de los valles abiertos en la zona. Correspondían a las "hombreras" lávicas que aparecen en el barranco de la Solapa y en el barranco de Ajui, atribuidas a los episodios tardíos de la Fase miocena.

Hacia el final del Mioceno otro amplio proceso erosivo abre definitivamente los valles, casi como los conocemos hoy en día, y se establece la red fluvial. Producto de ese proceso son los depósitos detriticos anteriores al volcanismo plioceno.

Durante el Plioceno inferior (5,0 m.a.), un intenso arrasamiento marino afecta a toda la isla. Se generan importantes depósitos de arenas marinas fosilíferas, con niveles de arenas eólicas que se instalan en el interior, en amplios campos de dunas (el Vigocho).

Emergido totalmente el Complejo Basal, las erupciones subaéreas del volcán de Morro Valdés corrieron durante el Plioceno más bajo por los valles abiertos al norte del barranco de Ajui, hasta apoyarse en la plataforma costera sobre una rasa de abrasión marina, y sobre depósitos detriticos marinos fosilíferos de la misma edad. Posteriormente, durante el Plioceno, se produce un nuevo período de erosión y depósito en clima árido, responsable de formaciones detriticas puntuales.

La actividad volcánica termina con la erupción de varios conos basálticos, a través de dos fisuras eruptivas: la de los volcanes de Pájara y la gran fisura de Caldera de Gairía-Caldera de Arrabales, en el Valle Central. El momento de estas erupciones es muy reciente, probablemente en el Pleistoceno superior.

7. HIDROGEOLOGÍA

Para el estudio de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de la hoja, se han considerado tanto aspectos generales de la isla como condiciones particulares de dicha

área. Se tendrán en cuenta observaciones directas realizadas durante la ejecución de la cartografía, así como el reciente estudio hidrogeológico de la isla realizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España [ITGE (1990)].

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

Los rasgos climáticos de este sector son similares a los del resto de la isla, que se caracterizan por un clima desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25º, llegándose, de manera esporádica, a los 40 ºC en épocas estivales.

La insolación es intensa, variando, según MARZOL (1988), entre 6 y 9,5 horas/día, en función de las estaciones, si bien puede ser atenuada por la presencia de abundantes nubes y calimas, relativamente frecuentes.

La humedad relativa del aire se hace elevada en proximidad de la costa, sufriendo variaciones acusadas a lo largo del día [MARZOL (*op. cit.*)].

El área conoce la acción constante e intensa de vientos de componentes N-NE, que contribuyen en gran medida a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

Según ITGE (1990), el total de lluvias sobre el conjunto de la isla está estimado en 183,69 hm³/año, que distribuido sobre toda su superficie, viene a representar una pluviometría media de 111 l/m². Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil máxima aprovechable del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de 12,74 hm³/año, que pueden llegar a un máximo de 19,11 hm³/año, representando, respectivamente, el 6,93 y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentía superficial puede oscilar, para toda la isla, entre 3,26 y 4,89 hm³/año, es decir, el 25% de la lluvia útil o el 2,66% de la pluviometría total. La fracción que se infiltra hacia el subsuelo puede oscilar entre 9,56 y 14,34 hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

En esta hoja se dan precipitaciones por encima de la media insular en las áreas más elevadas, donde se alcanzan máximas de 200 mm/año (Fig. 7.1) indicando así la relación entre el relieve y la pluviometría. En las zonas más bajas y próximas a la costa, las precipitaciones se reducen considerablemente.

La aportación total de lluvia a los barrancos de Las Peñitas y Pájara y sus subsidiarios alcanza los 17,02 hm³/año [ITGE (*op. cit.*)].

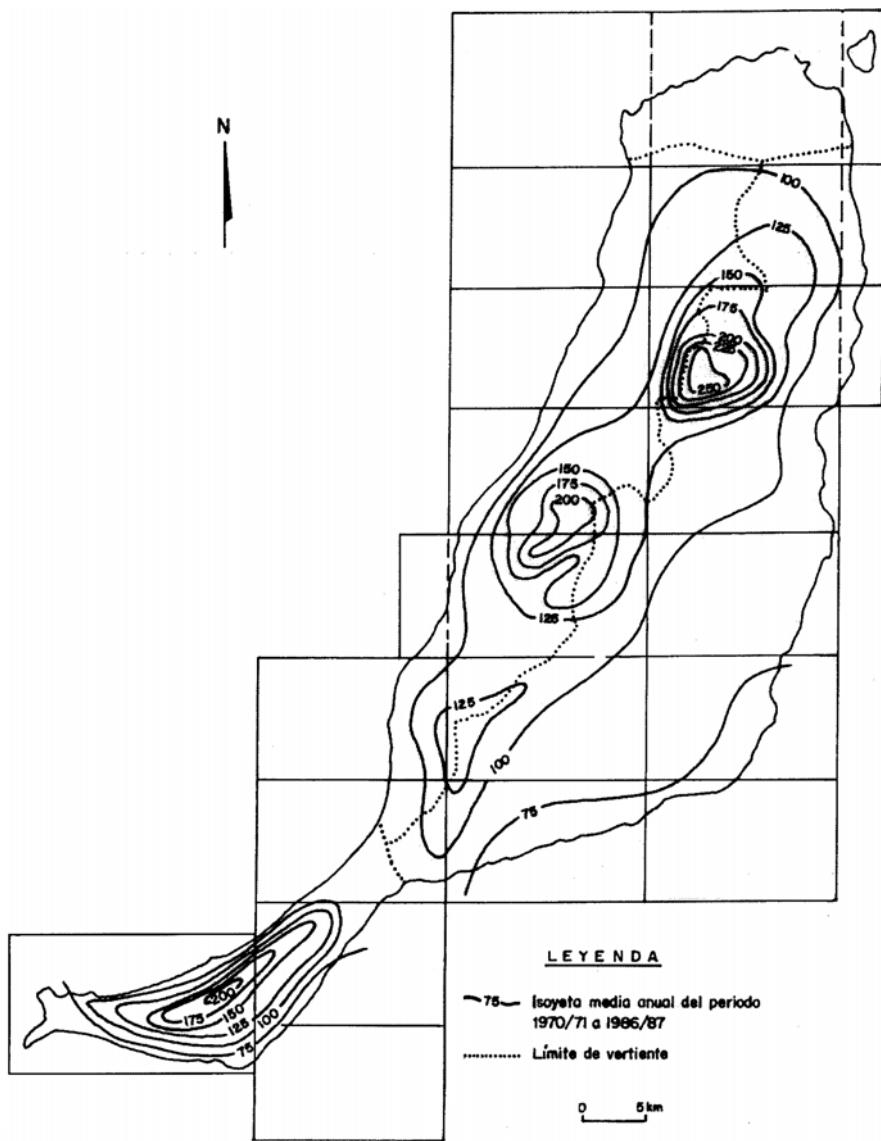


Fig. 7.1. Esquemas de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadricula de hoja topográfica a E. 1:25.000.

Dadas las precipitaciones antes consideradas, y como sucede de hecho en toda la isla, la totalidad de los barrancos están secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros, produciéndose, en época de lluvias intensas, avenidas de gran virulencia en régimen torrencial, propias de climas semidesérticos, con escasas lluvias y mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica de esta área es muy densa, estando constituida por un sistema de barrancos principales junto con tributarios de orden inferior, que definen dos subsistemas hidrográficos claramente diferenciados (Fig. 7.2b).

Los cauces más importantes vienen definidos en general por valles de gran recorrido y de fondo plano, con trazado serpenteante, dominando los recorridos con dirección este. Por el contrario, los tributarios (barrancos y barranqueras) presentan pendientes más acusadas, menor recorrido y fondos más estrechos.

Cuenca del sector occidental. Abarca la mayor parte de la superficie de la hoja, estando formada por un conjunto de barrancos de cierta entidad, tales como los de la Peña, de Ajuy, las Peñitas, Río de Palmas, la Solapa o de Pájara, junto con sus consiguientes tributarios, drenando aguas que vierten en la costa oeste de la isla.

Cuenca del sector oriental. Comprende aproximadamente el tercio este de la hoja, presentando abundantes barrancos, con sus subsiguientes tributarios, que se prolongan y desembocan

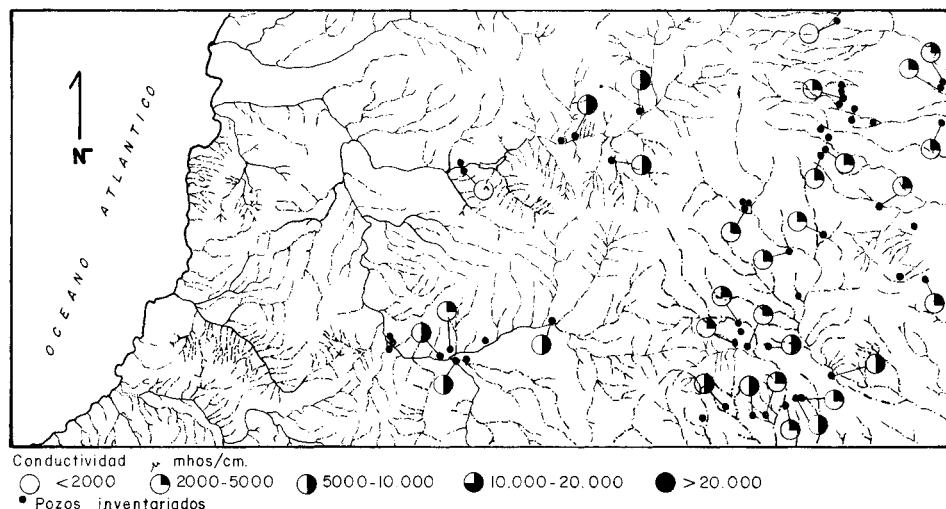


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

can en la costa, ya en hojas adyacentes. Entre los más destacables se pueden citar el barranco de la Rosa, del Garabato, de Tabaiba, etc.

En conjunto, la red se halla encajada en materiales del Complejo Basal y, en menor medida, en materiales pliocenos-pleistocenos. Los escasos afloramientos de materiales de la Fase mio-cena en la hoja se encuentran asimismo incididos por estos cursos fluviales.

Las obras de regulación de cauces son bastante escasas, destacando únicamente la presa de Las Peñitas. Es una presa de gravedad, con una altura de 22,5 m, un volumen de embalse de 1hm³ y una superficie de embalse de 4 ha. En la actualidad se encuentra casi completamente aterrada, por los acarreos del barranco de Betancuria y del río Palmas.

Por otra parte, y para uso particular, existen balsas y pequeñas presas próximas a los cauces de los barrancos, construidas aprovechando desniveles del terreno y zonas de mayor impermeabilidad, destinadas a uso agrícola. Estas pequeñas presas favorecen, en cierta medida, la recarga de los acuíferos debido a las posibles filtraciones.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja definen ya de por sí unidades hidrogeológicas determinadas, si bien dentro de ellas existen zonas de comportamiento diferente, en cuanto a su capacidad de almacenamiento y circulación de las aguas a través de ellas, debido a su heterogeneidad natural, que provocan variaciones en los parámetros hidráulicos.

De manera general, la permeabilidad por fracturación y/o por porosidad de los materiales volcánicos va asociada, a los tramos fisurados por disyunción columnar y a los tramos escoriáceos de las coladas de lava. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almagres, tobas, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. El desplazamiento horizontal del agua se verá alterado por la presencia de diques y cuerpos intrusivos de carácter masivo o coherente, que actúan como barreras. Si están fisurados, pueden funcionar, por el contrario, como drenes. Estas características generales pueden, no obstante, verse modificadas por los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren las rocas, cambiando su comportamiento hidrogeológico original.

Dos son los acuíferos distinguidos en la isla, según ITGE (1990), los cuales presentan en general malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales):

- Uno basal o inferior y de extensión regional, constituido por el Complejo Basal y la Fase mio-cena. Es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad, siendo el más explotado en la actualidad.
- Otro superficial (intermedio y superior) y de extensión sectorial, asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

A nivel insular, sin embargo, son pocos los pozos o sondeos de los que se poseen datos de bombeos de ensayo que permitan conocer con cierta precisión los parámetros hidráulicos del acuífero basal, el más importante de la isla.

Las unidades hidrogeológicas establecidas en la hoja y sus características son las siguientes (Fig. 7.3).

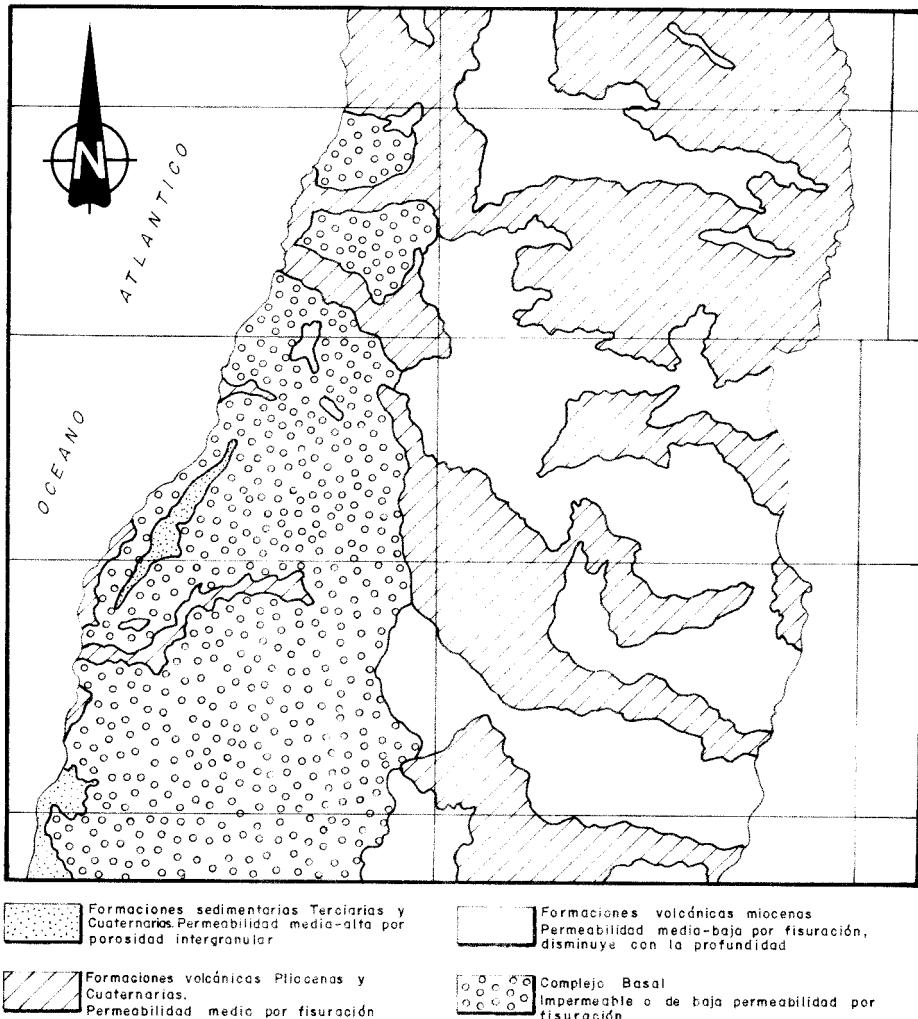


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector central de la isla de Fuerteventura.

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior

Complejo Basal. Dentro del Complejo Basal se agrupan materiales de muy diversa naturaleza geológica. Como regla general, se puede considerar que se trata de materiales impermeables o de permeabilidad muy baja, si bien la intensa intrusión filoniana y la fisuración que ésta conlleva facilitan cierta permeabilidad vertical por fracturación.

Los materiales sedimentarios o metasedimentarios de esta unidad (lutitas, areniscas, calizas, etcétera) presentan un comportamiento hidrogeológico impermeable.

El resto de materiales, es decir, las formaciones volcánicas (brechas, tobas, lavas, etc.), constituyen los tramos más permeables, mientras que las formaciones plutónicas (gabros, sienitas, etcétera) son prácticamente impermeables, salvo en zonas de intensa fracturación interconectada.

La totalidad de los pozos existentes en la hoja se hallan enclavados en este dominio y extraen agua de ella, concentrándose el mayor número de ellos en las proximidades de los núcleos habitados (Pájara, Vega de Río Palmas, Antigua y Tiscamanita). La mayoría de estos pozos no alcanza los 100 m de profundidad, aunque un número pequeño de ellos supera los 200 m. En algunos casos quedan por encima de los niveles saturados, siendo por tanto improductivos.

Los parámetros hidrodinámicos medidos en este nivel acuífero dan valores de $100 \text{ m}^2/\text{día}$ de transmisividad, con un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} , indicando su comportamiento como acuífero cautivo [ITGE (1990)]. Estos datos, sin embargo, no pueden considerarse como representativos de todo el acuífero, debido a la escasez de observaciones y a la poca fiabilidad de las medidas realizadas.

Por lo que respecta a la calidad del agua del Complejo Basal, resultan conductividades entre medias y altas, apareciendo facies de tipo clorurado-sódicas y sulfatado-sódicas. Dichas aguas son poco aptas para el consumo doméstico, empleándose sólo para agricultura, en algún tipo de cultivo.

Con todo, y a grandes rasgos, el agua suele tener mejor calidad que la extraída en los basaltos miocenos.

Formación basáltica miocena. Está escasamente representada en el ámbito de esta hoja.

Presenta una permeabilidad entre media y baja, debido principalmente al diaclasado y disolución columnar de las coladas. Hacia las partes superiores la permeabilidad es mayor, debido a la menor alteración de la roca, presencia de niveles sedimentarios, etc.

En profundidad, por el contrario, la formación se vuelve cada vez más impermeable, al producirse el cierre de microfracturas como consecuencia de una mayor presión de confinamiento, así como por la colmatación de huecos por productos arcillosos de alteración.

Parámetros hidrodinámicos de este nivel acuífero, tales como su transmisividad y coeficiente de almacenamiento son bajos, indicando pocas posibilidades de explotación y cierto confinamiento del acuífero. En la hoja no existen pozos que extraigan agua de esta formación, por lo que los datos proceden de otras zonas.

La calidad del agua de esta formación es baja, por lo general, con un alto contenido en sales, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Ateniéndose a la clasificación del diagrama de Stiff, son facies predominantemente clorurado-sódicas (alto contenido en iones Cl^- , así como en cationes Na^+). Los valores de conductividad del agua suelen ser importantes, oscilando generalmente entre 2.000 y 1.000 $\mu\text{ mhos/cm}$ (Fig. 7.2), pudiendo superar los 20.000 $\mu\text{ mhos/cm}$ en algunos lugares de la isla, como por ejemplo en las inmediaciones de Puerto del Rosario. Se observa que son aguas igualmente con un contenido alto en CO_2 , presentando cierta tendencia a la basicidad. Esta salinidad de las aguas viene condicionada tanto por los aportes de sales del terreno, como consecuencia de las condiciones climáticas áridas, como por la intrusión marina en las zonas más próximas a la costa.

A nivel global del acuífero, se observa un incremento gradual de la salinidad desde la zona central más elevada de la isla hacia los sectores costeros, con el consiguiente empeoramiento de la calidad del agua.

En cuanto al empleo del agua extraída de esta formación, es principalmente para actividades agrícolas.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Dentro de este nivel se han distinguido dos tramos, uno intermedio y otro superior.

Formaciones basálticas pliocenas y cuaternarias (tramo intermedio). Generalmente, estos materiales poseen mayor permeabilidad que los anteriores, debido al intenso diaclasado columnar que los caracteriza, por lo que favorecen la infiltración vertical del agua hacia acuíferos más profundos, permitiendo la recarga de éstos.

En la isla existen pozos emboquillados en estas formaciones, pero por lo general deben profundizar hasta niveles más antiguos para obtener el agua.

La calidad del agua de estas formaciones es también muy baja, presentando contenidos en sales considerables.

Formaciones sedimentarias (tramo superior). Comprenden los depósitos detríticos de fondos de barrancos y de recubrimiento de laderas, así como los depósitos de las arenas eólicas. En general tienen buenas condiciones hidrogeológicas por su porosidad intersticial, pero en la zona tienen escasa representación y su importancia acuífera es pequeña.

La proximidad de algunas de estas formaciones a la costa, su baja altura sobre el nivel del mar, los escasos aportes pluviométricos, así como la insuficiente potencia que suelen tener, hacen difícil la existencia de niveles saturados en ellos de alguna importancia. En cualquier caso, la calidad de las aguas en ellas es mala, con altas conductividades, debido a una evidente intrusión de agua marina. El volumen de agua que pueda retenerse se pierde fácilmente hacia el mar, por filtraciones a través de fisuras.

En la hoja no existe en la actualidad pozos inventariados sobre estas formaciones sedimentarias.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura [ITGE (1990)], se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. En la Figura 7.4 se ha representado el sector meridional del plano de niveles piezométricos obtenidos para el acuífero basal de la isla, sobre el que se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas del mapa topográfico a escala 1:25.000, resaltando la presente.

El trazado de las isopiezas presenta una disposición concéntrica, con carácter descendente desde las zonas altas del interior hacia el borde costero, coincidiendo el eje con la divisoria de las aguas superficiales entre las vertientes este y oeste.

El flujo del agua subterránea se produce de manera radial, con un gradiente de la superficie piezométrica menor hacia la costa oriental que hacia la costa occidental. Esto se debe en parte

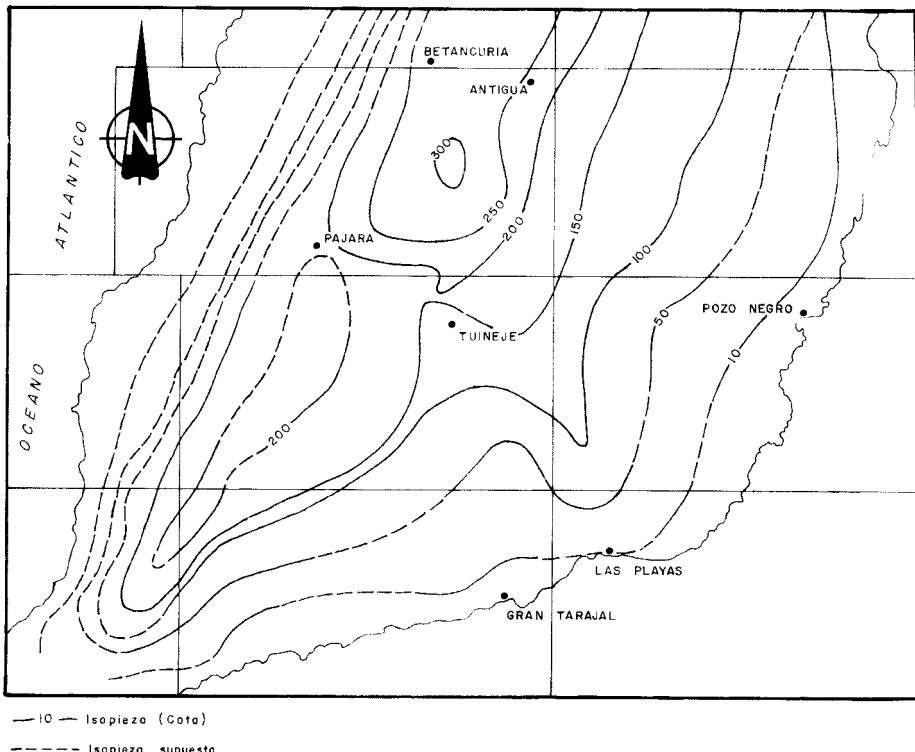


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector centro-meridional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

a la mayor permeabilidad y recarga en la zona oriental, constituida mayoritariamente por materiales de la Fase miocena y otros más recientes.

8. GEOTECNIA

Se analiza someramente el comportamiento mecánico de los diferentes materiales representados en la hoja, con el fin de hacer una aproximación a los problemas geotécnicos que pueden surgir ante acciones constructivas o causas naturales. Se hace también una breve descripción de los riesgos geológicos que pueden tener cierta incidencia en esta área.

No se han realizado ensayos ni otro tipo de pruebas geotécnicas que proporcionen datos reales o cuantitativos de las propiedades resistentes de los terrenos, por lo que su estimación es sólo cualitativa. Se trata, por tanto, de un estudio orientativo, siendo necesario realizar estudios más detallados cuando haya que proyectar obras de cierta importancia. De manera orientativa ha servido para la redacción del capítulo el mapa geotécnico general de la isla IGME (1976a).

8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

Atendiendo a criterios de tipo geológico, en los que se recogen aspectos principalmente lito-lógicos y de edades de los materiales, criterios hidrogeológicos y geomorfológicos, se ha dividido la superficie cartografiada en áreas de comportamiento geotécnico diferente. A su vez, estas áreas se han subdividido en zonas que representan recintos relativamente homogéneos frente a características geotécnicas determinadas.

En la hoja se han distinguido dos áreas y tres zonas, cuya correspondencia con las unidades cartografiadas se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Comprende enteramente los materiales del Complejo Basal, aunque se agrupan también en él los pequeños retazos de coladas basálticas de la Fase miocena, dada su escasa representación cuantitativa.

Zona I_1

Se incluyen en esta zona los materiales sedimentarios de edad cretácica, que afloran en el área del Puerto de Ajuy.

Características litológicas y estructurales. Son sedimentos detríticos y carbonatados muy compactados, atravesados por más del 60% de diques básicos en posición subvertical. Su estructura de flanco inclinado de un pliegue inverso no tiene trascendencia alguna desde el punto de vista geotécnico, dado el poco volumen de roca aflorante.

Características geomorfológicas. Constituyen formas alomadas de notable pendiente, disectadas por una densa red de barrancos poco profundos. Estas formas vienen impuesta no tanto por la naturaleza de la roca como por la malla de diques.

Características hidrogeológicas. El grado de consolidación de estos materiales y los procesos de recristalización sufridos les confieren una permeabilidad baja, si bien ésta se ve favorecida verticalmente por el diaclasado y la fisuración.

Zona I_2

Comprende el resto de materiales del Complejo Basal, y aunque abarquen un amplio rango de tipos litológicos, sus características geotécnicas son similares.

Características litológicas y estructurales. Desde el punto de vista litológico, esta zona está compuesta por rocas plutónicas básicas y ultrabásicas (gabros y piroxenitas en general, así como por rocas alcalinas más diferenciadas de tipo sienítico), que constituyen cuerpos intrusivos subvolcánicos o hipobásicos de dimensiones variables, intruidos en etapas sucesivas. Algunos de ellos definen una estructura circular, como el edificio Vega de Río Palmas (señalado en la cartografía con los números 17 al 20). Otro tipo de rocas son de carácter volcánico, con térmicos basálticos y traquíticos dominantes. En general, el conjunto está intensamente atravesado por una red filoniana de orientación N30°-40°E y buzamientos subverticales, que en algunos casos suponen el 80-90% del volumen del afloramiento, reduciendo la roca encajante a esquirlas métricas o inferiores. En los depósitos intrusivos finales, la red de diques disminuye notablemente.

Características geomorfológicas. El relieve de esta unidad es bastante monótono y homogéneo, en cuanto a que no existen grandes diferencias morfológicas entre relieves de una litología determinada y los de otra, debido a la fuerte intrusión filoniana, que imprime un carácter morfológico similar en los distintos materiales a los que atraviesa. En general, se caracteriza, igual que en la zona anterior, por la presencia de formas alomadas, no demasiado elevadas pero de laderas pronunciadas. Está igualmente seccionado por numerosos barrancos que conforman una topografía compleja y abrupta.

Características hidrogeológicas. Estos materiales son de carácter impermeable, favoreciendo la escorrentía superficial la red de barrancos que las corta. Sin embargo, la fracturación, fisuración y la red de diques que los atraviesa les imprime permeabilidad secundaria, que favorece la infiltración hacia niveles más profundos.

ÁREA II

Comprende dos zonas que incluyen los materiales volcánicos cuaternarios y los depósitos detriticos de diverso tipo, excepto los de carácter eólico.

Zona II_1

Se incluyen en esta zona las coladas y depósitos piroclásticos basálticos de las emisiones cuaternarias.

Características litológicas y estructurales. Se trata de coladas basálticas con bases y techos escoriáceos y vesiculares y zonas internas coherentes y masivas, poco vesiculares y con diacla-

sado columnar vertical. Forman grandes morrenas de cascotes más o menos sueltos en superficie y potencias entre 2 y 7 m. Los depósitos piroclásticos son de carácter granular, poco consolidados, vesiculares y de tamaño entre 2 y 64 mm (lapilli), si bien existen fracciones más gruesas (escorias, bloques y bombas), de hasta 60 cm.

Características geomorfológicas. Constituyen grandes superficies lávicas o malpaíses de morfología plana pero irregulares superficialmente. Se canalizan por áreas más deprimidas, superponiéndose unas emisiones a otras. Los edificios volcánicos adquieren formas cónicas o tronco-cónicas, con cráter abierto en su zona apical y taludes bastante inclinados (20-30°).

Características hidrogeológicas. La edad relativamente reciente de estos materiales las confiere un carácter bastante permeable, dada la elevada vesicularidad superficial de las lavas y la fisuración vertical de las partes internas, todavía poco o nada selladas por productos arcillosos o secundarios de alteración. El piroclasto es también moderadamente permeable. Al no ser formaciones muy potentes, no suelen contener niveles saturados.

Zona II₂

Comprende, principalmente, aluviales de edad pliocena y cuaternaria, así como los depósitos coluviales que tapizan las laderas de los relieves. Otro tipo de depósitos similares se incluyen, aunque dada su escasa representación superficial y potencia, son de importancia menor.

Características litológicas y estructurales. Los depósitos sedimentarios de carácter aluvial están formados por arenas, arenas eólicas y conglomerados de cantes básicos, volcánicos y plutónicos, poco seleccionados y dispuestos generalmente de manera horizontal. Los tamaños de los cantes son centimétricos, alcanzando valores entre 7 cm y 60-70 cm por término medio. La potencia varía de unos depósitos a otros, siendo entre 10-20 m para los depósitos pliocenos y escasamente 1-2 m para los de edad cuaternaria que llenan los fondos de barrancos actuales. Los depósitos coluviales tienen una constitución interna poco seleccionada y ordenada, estando constituidos por arenas y cantes subangulosos, de tamaños centimétricos y decimétricos. Su potencia no suele ser superior a 2 m.

Tanto unos como otros presentan un grado de consolidación bajo.

Características geomorfológicas. En general se adaptan al trazado de la red fluvial actual o antigua, adquiriendo una disposición prácticamente horizontal. Los depósitos coluviales se desarrollan en las laderas de relieves pronunciados y por tanto tienen mayor inclinación. En su superficie suelen desarrollarse costras de caliche que dan mayor cohesión a los depósitos.

Características hidrogeológicas. Dada la naturaleza de estos materiales, son generalmente permeables, favoreciendo, en casos, la formación de niveles acuíferos de pequeña consideración, en el contacto con el sustrato rocoso más impermeable.

Zona II₃

Comprende los depósitos de arenas eólicas pliocenas y cuaternarias, del suroeste de la hoja.

Características litológicas y estructurales. Son arenas eólicas de color claro, constituidas fundamentalmente por fragmentos calcáreos de caparazones marinos. Su granulometría es fina, del orden de 0,5-1 mm. Según su edad, presentan diferente grado de consolidación, es-

tando completamente sueltas las más modernas y endurecidas o consolidadas las más antiguas. Se disponen horizontalmente, pero también se adaptan a la topografía previa, adquiriendo en ocasiones inclinaciones mayores. Las potencias observadas son del orden de escasos metros hasta 20-30 m. Superficialmente pueden tener encostramientos calcáreos.

Características geomorfológicas. Estos depósitos presentan morfologías suaves, llanas, onduladas y suelen recubrir las laderas de los relieves a los que se adosan. La incisión de la red hidrográfica en ellos determina una red dendrítica muy digitada e irregular.

Características hidrogeológicas. Son materiales permeables, dada su naturaleza granular, determinando una deficiente escorrentía superficial.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I_1

Capacidad portante. Presentan una capacidad de carga que varía entre media y alta, con asientos que pueden ser tolerables. El diaclasado y la alteración superficial pueden disminuir este parámetro.

Facilidad de excavación. La removilización y excavación de estos materiales requiere el empleo de explosivos o maquinaria.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales tienen una estabilidad buena para alturas elevadas. Bajo la acción del hombre, puede verse limitada.

Zona I_2

Capacidad portante. La capacidad de carga en estos materiales es alta, con asientos bajos o despreciables. También la alteración superficial puede ocasionar reducciones de este parámetro.

Facilidad de excavación. Sus materiales son duros, no ripables, y su excavación debe hacerse con métodos mecánicos.

Estabilidad de taludes. Presentan una elevada estabilidad en condiciones naturales, en cortes de alturas de varios metros. El diaclasado y la fisuración puede facilitar la individualización y caída de bloques, si bien es un hecho de poca relevancia.

ÁREA II

Zona II_1

Capacidad portante. En las coladas varía entre elevada y media, con asientos bajos en general. Es menor en los depósitos piroclásticos, en donde los asientos son mayores.

Facilidad de excavación. Las excavaciones en los malpaíses de lavas requieren el empleo de medios mecánicos. Los depósitos piroclásticos, dada su edad relativamente reciente, son ripables.

Estabilidad de taludes. Tanto las coladas como los depósitos piroclásticos presentan una estabilidad elevada. Pueden desprenderse bloques de las partes internas de la coladas, a favor de los planos de disyunción columnar. En los depósitos piroclásticos, la excavación basal puede provocar el derrumbe de los edificios.

Zona II_2

Capacidad portante. La capacidad de carga es baja, en general, con asientos inadmisibles en la mayoría de los casos.

Facilidad de excavación. Al estar escasamente consolidados, son relativamente ripables, pudiendo ser excavados con métodos normales.

Estabilidad de taludes. En cortes naturales tienen una estabilidad aceptable, con alturas de algunos metros, si bien puede verse gravemente alterada ante la acción humana y durante lluvias de cierta intensidad. Las paredes de zanjas abiertas en ellas pueden derrumbarse fácilmente.

Zona II_3

Capacidad portante. La capacidad de carga es baja, con asientos no tolerables.

Facilidad de excavación. Son fácilmente excavables con una pala excavadora, tanto los depósitos consolidados como los no.

Estabilidad de taludes. Los cortes naturales observados en los depósitos más consolidados tienen paredes bastante verticales y son relativamente estables. Sin embargo, esta aparente estabilidad es muy precaria, fundamentalmente ante lluvias importantes. La estabilidad de las zanjas abiertas en ellos es baja.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que supongan una amenaza inminente a las poblaciones e infraestructuras asentadas en la zona. Se mencionan, no obstante, una serie de riesgos que, aunque de incidencia baja, pueden manifestarse ocasionalmente.

Riesgo de inestabilidades de laderas. En general, la litología y estructura de las unidades que afloran en esta área, no representan grandes riesgos de inestabilidades. Sin embargo, tienen lugar ocasionalmente desprendimientos y caídas de bloques de las partes elevadas. En algún caso, en Montaña de Adrián, cerca de Tiscamanita, ha habido algún deslizamiento masivo de rocas.

Riesgo de erosión marina. La acción constante del oleaje contra la costa provoca una progresiva socavación en la base de los acantilados, con el consiguiente retroceso de los mismos

y caída de bloques de las partes altas. Son muchos los lugares costeros en donde la solapa de la rasa pliocena ha caído por la acción de socavación marina.

Riesgo de subsidencia del terreno. Debe tenerse en consideración en el malpaís de lavas de Caldera de Gairía, ante la posible existencia de tubos volcánicos o cavidades interiores. Se observan algunas pequeñas zonas deprimidas o hundidas a lo largo del malpaís, que pueden responder a asentamientos diferenciales posteriores al emplazamiento de las coladas.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

Las características expuestas anteriormente permiten realizar una valoración geotécnica provisional de los materiales representados en la hoja, en cuanto a su idoneidad constructiva. En consecuencia, se han dividido todos los terrenos presentes en grupos, designados con el calificativo más apropiado según sus condiciones constructivas: favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Se agrupan bajo este calificativo aquellos terrenos comprendidos en las zonas I₁, II₂ y II₃, es decir, materiales sedimentarios del Complejo Basal y los depósitos detríticos y eólicos pliocenos y cuaternarios.

Los problemas geotécnicos se deben principalmente a la baja capacidad de carga, produciéndose asientos importantes. La inestabilidad en los materiales considerados es también un hecho limitador en todos los casos. Los condicionantes geomorfológicos son más acusados, sin embargo, en la unidad sedimentaria del Complejo Basal. Problemas hidrogeológicos pueden tener cierta incidencia en las unidades detríticas pliocenas y cuaternarias.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables-favorables

Se incluyen los materiales plutónicos y volcánicos del Complejo Basal, así como las coladas de las emisiones cuaternarias (Zonas I₂ y II₁).

La capacidad de carga en todos ellos varía entre media y alta, con asientos admisibles en algunos casos, por lo que supone grandes problemas a la hora de considerar las cargas de trabajo. El factor morfológico es un condicionante importante, dados los desniveles existentes y la topografía irregular. Problemas de tipo hidrogeológico no son de incidencia especial.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito geográfico de esta hoja no existen yacimientos minerales de importancia. Cabe resaltar, sin embargo, los estudios realizados por el Instituto Geológico y Minero de España (ac-

tualmente ITGE) en 1978 sobre las posibilidades de sulfuros y minerales con tierras raras en algunos tipos petrológicos concretos a saber, para los sulfuros se investigaron las lavas y piroclastos en parte submarinos y algunas formaciones sálicas traquítico-sieníticas. Las tierras raras se han investigado en los afloramientos de carbonatitas de la serie plutónica ultralcalina.

Recientemente, MANGAS *et al.* (1992) llevaron a cabo una campaña de exploración radiométrica de tierras raras en el Complejo Basal de la isla. Obtuvieron los mejores resultados, en cuanto a mayores anomalías se refiere, en los afloramientos de rocas ultralcalinas (ijolitas-sienitas-carbonatitas), localizados en, área del barranco de Agua Salada-barranco de Esquinzo y Playa del Tebeto (hojas de La Oliva y Punta de Paso Chico), Punta de Nao-Caleta Mansa, barranco del Aulagar, Punta Gaspar González-Punta del Viento, Punta D. Blas (hoja de Pájara) y Punta del Peñón Blanco-Risco Blanco (hoja de Huertas de Chileguia).

Los valores obtenidos en estas rocas con el escintilómetro oscilan entre 50 y 700 c/seg, por lo que consideran dichos afloramientos como posibles áreas potenciales de mineralizaciones de tierras raras, principalmente Th.

Sí son objeto de explotación diversos tipos de materiales que tienen su aplicación como rocas industriales, aunque actualmente la actividad extractiva en la hoja no es grande.

En 1976, el Instituto Geológico y Minero de España (actualmente IGME), publicó el Mapa de Rocas Industriales de las islas de Fuerteventura y Lanzarote a escala 1:200.000 [IGME (1976b)]. En la memoria explicativa y con respecto a la isla de Fuerteventura, presenta un inventario de los yacimientos de rocas industriales existentes en ella, indicando el estado de las explotaciones, condiciones de explotabilidad, localización y reservas.

Dada la creciente demanda de este tipo de materiales para las industrias de la construcción y otras en el archipiélago, el ITGE ha realizado recientemente un estudio sobre el aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en esta isla y en la de La Gomera [ITGE (1992)]. En él se analiza la información existente sobre este tipo de materiales, se establecen nuevos afloramientos de potencial interés, analizando las cualidades y propiedades que definen sus usos y consumos más apropiados, y finalmente, establecen la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Desde el punto de vista estructural y geotécnico, los materiales que se aprovechan económicamente se pueden clasificar en dos grupos: rocas volcánicas masivas y materiales fragmentarios.

Rocas volcánicas masivas y malla de diques del Complejo Basal. La principal explotación activa en la hoja está localizada sobre este tipo de materiales, que corresponde a diques de basaltos olivínicos de hasta 2 m de anchura, encajados en los sedimentos cretácicos oceánicos del NO. de la hoja. La cantera se ubica en la carretera que une Pájara con el Puerto de la Peña, en Morro del Morral, donde se explotan dichos diques basálticos. Éstos muestran un intenso diaclasado paralelo a la dirección del dique, lo cual permite la extracción de "lajas" que se emplean como roca de construcción en Pájara y en la zona de Jandía. También se ha utilizado este material como árido de machaqueo, sobre todo para la fabricación de hormigón. La cantera tiene una actividad intermitente, directamente relacionada con la demanda local.

En ITGE (*op.cit.*) se tomaron muestras de esta cantera, a las que se realizó lámina delgada, plaqüeta pulida y resistencia a los cambios térmicos, observándose una pérdida de peso de 0,10%. La plaqüeta pulida realizada presentó un color negro intenso de grano muy fino con alguna vacuola escasa, dando un aspecto muy atractivo. Sin embargo, con el choque térmico la roca presenta tonos parduzcos, debido a oxidaciones, y las vacuolas se alteran, haciendo más ostensibles las cavidades. Debido a estas características y por el intenso diaclasado de los diques, la roca sería apta para usar en zócalos y en general en revestimiento de interiores, no siendo recomendable para su utilización en exteriores.

Otras antiguas explotaciones de basalto se localizan en la carretera de Pájara a Betancuria, próxima a la misma y al barranco de Pájara. Al sur de Tiscamanita y al oeste de la carretera que se dirige a Tuineje existe una cantera de tamaño medio y con varios frentes escalonados que han tenido una gran actividad, y por último, al este de Tiscamanita en La Cañada, cerca del barranco y la carretera, también se han realizado extracciones de este material. El uso generalizado de estos basaltos ha sido como árido de machaqueo y árido natural para la industria de la construcción.

También han sido objeto de explotación los afloramientos de gabros del Complejo Circular de Vega de Río Palmas y los existentes en la carretera de Pájara a Tuineje, al sur de Toto. En cuanto a los primeros, una explotación que extraía los gabros para fines ornamentales se localiza junto al barranco de las Peñitas, al norte de Huerto de los Granadillos. Para uso como árido natural y de machaqueo, han sido utilizados los gabros explotados junto a la carretera de Betancuria, al NE de Los Morretes. Todas estas explotaciones son de dimensiones pequeñas y actualmente inactivas o abandonadas que han abastecido una demanda principalmente local. Es de señalar que dichas explotaciones están ubicadas dentro de los límites del Parque Natural de Betancuria y por tanto su actividad está regulada por la Ley de Espacios Naturales de Canarias.

De los afloramientos al sur de Toto, una de las zonas de explotación se localiza junto a la carretera a Tuineje al norte de Morro de Tinea, y otra en la misma carretera, al oeste de Mayada del Huerto. Ambas explotaciones se encuentran actualmente inactivas y son de dimensiones pequeñas, dedicando la producción de las mismas para árido de machaqueo.

En ITGE (1992) se definió como áreas de interés para uso como rocas ornamentales al conjunto de rocas ígneas (gabros y sienitas) de las zonas de Betancuria y del Complejo Circular de Vega de Río Palmas. En dicho trabajo, y para los gabros estudiados, se analizan las condiciones de explotación actuales, junto a su elevado valor ornamental, especialmente los de grano más fino, definiéndose 8 masas rocosas con buen grado de canterabilidad, 15 con canterabilidad algo más baja y 47 con canterabilidad escasa. Las principales masas canterables tienen unas reservas estimadas como pequeñas, en general.

En cuanto a las sienitas, en dicho trabajo se diferencian en total 36 masas aflorantes con diferentes grados de canterabilidad y reservas, de ellas 11 se consideran como sienitas compactas (las de mayor valor ornamental) y 25 como sienitas oqueras, localizándose los mejores afloramientos en Vega de Río Palmas.

Existe una explotación al oeste de la Ermita de Ntra. Sra. de la Peña que han utilizado las sienitas como roca ornamental y como roca de construcción, aunque este material no tiene unas

características idóneas para su empleo como roca ornamental, ya que presenta unos tonos muy claros, con abundantes diaclasas.

Materiales fragmentarios. Dentro de este grupo se incluyen aquellos materiales granulares y poco cohesivos de carácter piroclástico, ya sea de tipo lapilli o escoriáceo. Las explotaciones en esta hoja se concentran alrededor de la Caldera de Gairía y actualmente fuera de los límites del Paraje Natural de igual nombre.

El material extraíble, que en el ámbito local se le denomina picón y al lugar de extracción piconera, es de carácter granular de color negro y muy vesicular en depósitos, generalmente poco consolidados, por lo que su extracción es poco costosa. Actualmente la mayor parte del lapilli extraído se emplea como árido en la elaboración del hormigón ligero para prefabricados, aunque la utilización tradicional del mismo es para enarenado de los cultivos, teniendo además otros usos.

En ITGE (1992) se tomaron muestras de la Caldera de Gairía, en las que se efectuaron ensayos de estabilidad frente a disolución de sulfato magnésico, granulometría por tamizado y peso específico real, el cual dio unos valores que oscilan entre 0,1 y 1,2% de pérdida respecto a la muestra, lo que conceptúa al material como apto para cualquier tipo de árido.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El patrimonio cultural de un país está integrado, entre otros bienes, por sus elementos o recursos naturales que tienen o debieran tener igual importancia que aquellos otros, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico, puesto que proporciona una información fundamental para el conocimiento de la historia de la Tierra y la vida que en ella se ha desarrollado, poniendo de manifiesto, además, otros recursos naturales existentes en el planeta. Bajo estas consideraciones, un punto de interés geológico (PIG) se puede definir como un recurso no renovable, en donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde la formación del planeta. Su deterioro o desaparición supone entonces un daño irreparable y a veces irreversible al patrimonio de la humanidad.

En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico que por su especial interés sean dignos de medidas de protección y aprovechamiento, con fines divulgativos, científicos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un PIG.

En la hoja de Pájara se ha seleccionado una serie de PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para su selección son los establecidos por el IGME y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

A continuación se hará una breve descripción de los PIG, indicando su situación, contenido, motivo de su interés geológico, posible utilización como recurso turístico, científico, didáctico o eco-

nómico, y su influencia o nivel de significación a escala local, regional, nacional o internacional. En las "fichas resumen" diseñadas por el ITGE y que forman parte de la información complementaria a esta memoria figura, asimismo, un resumen y características de PIG propuestos.

Para más información se remite al interesado al texto de la memoria donde se realiza un estudio más detallado del PIG seleccionado y el contexto geológico en el que se halla enclavado.

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

En la hoja de Pájara se encuentra representado casi exclusivamente el Dominio del Complejo Basal, con una gran variedad de rocas volcánicas y plutónicas, así como de texturas y estructuras. Esta particularidad le hace ser un complejo petrológico único en el mundo, tanto por su diversidad como por su extensión.

Dentro del complejo se han destacado, por su interés y para su conservación, varios afloramientos representativos de los aspectos más llamativos petrológico-estructurales.

A continuación se citan algunas de las formaciones dignas de protegerse.

Sedimentos mesozoicos. Se localizan en ambos lados del curso bajo del barranco de Ajuy y en la parte norte de la playa de Ajuy (Puerto de La Peña). Igualmente son bien visibles a lo largo del barranco de la Peña, en su desembocadura, así como en sus afluentes.

Son sedimentos detrítico-calcáreos de edad mesozoica de fondo oceánico, muy compartimentados por la inyección filoniana. Su emplazamiento en superficie va ligado al emplazamiento tectónico del Complejo Basal y, por tanto, a la emersión superficial de la isla de Fuerteventura.

El interés de estos depósitos sedimentarios es puramente científico, pues es una de las pocas ocasiones en que puede observarse la interacción de las primeras emisiones volcánicas submarinas con los sedimentos del fondo oceánico. En otras palabras, es la fosilización del nacimiento submarino de la isla de Fuerteventura.

La influencia de estos sedimentos tiene un carácter internacional, pues en casi ninguna isla oceánica del mundo se pueden observar las relaciones entre la sedimentación profunda y el volcanismo submarino.

Cualquier acción sobre la ordenación territorial o viaria de esta zona debería respetar los mejores puntos de observación de estos materiales.

Serie intrusiva ultracalina. Al igual que ocurría con los sedimentos mesozoicos descritos anteriormente, las rocas plutónicas ultracalinas aflorantes en la hoja (melteigitas, ijolitas y carbonatitas) son bastante excepcionales en las islas oceánicas mundiales.

Se localizan solamente a lo largo del acantilado costero, desde el Puerto de la Peña hasta el sur de la hoja, prolongándose hacia el sur en la hoja de Huertas de Chilegua. Los mejores puntos de observación están en la rasa marina actual, durante las horas de bajamar.

Esta serie está constituida por un conjunto de piroxenitas alcalinas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas, cuyas relaciones intrusivas resultan interesantes por presentar pasos graduales y

fenómenos de alcalinización muy espectaculares. Todas estas características texturales y estructurales pueden observarse con detalle en el tramo de rasa que hay entre la Punta de la Nao y Punta del Viento. Realmente interesante resulta también el afloramiento de carbonatitas que hay justo en la parte baja de la Punta de la Nao (sólo observable con marea baja). Allí se puede confirmar el carácter tardío y póstumo de los diferenciados carbonatíticos de la serie ultracalina.

El interés de esta serie es principalmente científico; en menor medida, tiene un cierto interés minero. En el primer caso, el interés está motivado por la excepcionalidad de este tipo de rocas, ya no sólo en las Islas Canarias, sino en todo el territorio nacional. Es el único afloramiento de rocas plutónicas ultracalinas en toda España y uno de los pocos de Europa. El volumen de material aflorante, así como la calidad de afloramientos, hace de este lugar un sitio ideal para el estudio petrológico-geoquímico de las rocas.

El interés minero surge de la presencia, en ocasiones, de elementos de tierras (REE) ligados a los diferenciados carbonatíticos.

La influencia de los materiales de la serie ultracalina tiene un alcance nacional, aunque también la comunidad científica internacional ha manifestado en varias ocasiones su interés por estudiarlos.

Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez. Se encuentra ampliamente representado en toda el área del vértice Mézquez, ocupando una superficie aproximada de 10 km². Las rocas que componen el conjunto plutónico son variadas, tanto en composición como en textura.

En estos afloramientos se presenta la ocasión de poder observar una seriación petrológica ultracalina completa, desde términos ultrabásicos (verhlitas, piroxenitas) hasta básicos (melanogabros, leucogabros). Dentro de toda la zona, los sitios puntuales donde se pueden observar bien estas rocas son la ladera este del vértice Mézquez y los barrancos de las Arenas, de la Palmita y del Aulagar.

Además de las características petrológicas de los diversos tipos de rocas, hay que señalar el significado que tiene el conjunto de las mismas dentro de la estructura general del Complejo Basal. Se trata del interior granudo de una gran cámara magmática ascendida, correspondientes a emisiones volcánicas básicas hoy en día no identificadas (¿podrían ser los tramos inferiores de la Fase miocena?). Las rocas ultrabásicas representarían las facies cumulares gravitacionales no extruidas.

El interés es puramente científico, ya que su valor como roca ornamental está muy mermado debido a dos circunstancias: su grado de disgragación y la falta de continuidad de la roca provocado por la inyección filoniana que le afecta.

La influencia es de ámbito nacional, pues es el único caso conocido en toda España en el que puede contemplarse tal fenómeno plutono-volcánico.

Complejo circular de Vega de Río Palmas. Se trata de un complejo circular volcano-plutónico, integrado por gabros, sienitas y traquitas, alternantes entre sí, que forman anillos concéntricos. Sin duda, es una estructura muy espectacular, visible a gran escala en el pueblo de Vega de Río Palmas. Estructuras circulares menores, como las bandas de diferentes facies gabroideas dentro de la zona de gabros principales, sólo son detectables a nivel de cartografía de detalle.

Un buen corte donde se observan todas las litologías presentes es el que se puede realizar por la carretera de Betancuria a Pájara, entre los kilómetros 28 al 32.

El interés de esta formación es principalmente científico, pues es el único caso en España de complejo circular tan bien expuesto. Al igual que lo señalado para el macizo de Mézquez, este complejo de Vega de Río Palmas también representa una cámara magmática ascendida, aunque con un grado de diferenciación mayor.

La influencia es de ámbito nacional, ya que representa una gran ocasión para el estudio petrológico-estructural del interior de una cámara magmática altamente diferenciada. Se aprecian bien las relaciones de contacto y la evolución espacio-temporal de las facies.

Rocas básicas recristalizadas. Rodeando al macizo de Mézquez, aflora una intensa aureola de metamorfismo térmico de alto grado que transforma a las rocas encajantes (gabros y diques basálticos, principalmente) en corneanas oscuras fuertemente recristalizadas. Lo más espectacular de las texturas generadas es la que en términos vulgares de campo se llamó **diques y rocas "cebradas"**, por la presencia de finas bandas blancas de desmezcla (plagioclasa recristalizada) destacando sobre el fondo oscuro del basalto (piroxenos). Los lugares mejores para observar este fenómeno están en el barranco de La Palmita, justo en el contacto entre la serie plutónica ultracalina y las rocas ultrabásicas del macizo de Mézquez. También en el resto del entorno a este macizo básico-ultrabásico se encuentran corneanas de este tipo, sobre todo en los contactos del norte y del oeste.

El interés de estas rocas metamórficas es científico. Realmente habría que decir que desde este punto de vista su interés es muy elevado, pues es el único caso conocido hasta ahora en el planeta de recristalizaciones de contacto tan intensas sobre rocas básicas. Desde luego, lo que sí se sabe a ciencia cierta es que no se han descrito nunca las texturas "cebradas" aquí aflorantes.

El ámbito de influencia de este fenómeno térmico es internacional. En los últimos años han sido varias las excursiones geológicas internacionales que han visitado estos afloramientos, dada la peculiaridad que presentan. Se recomienda conservar algunos de los afloramientos principales por su importancia petrológica.

Fuera ya del ámbito propio del Complejo Basal, se pueden señalar como puntos de interés geológico dos unidades: la rasa marina pliocena y el malpaís reciente de la Caldera de Gairía.

Rasa marina pliocena. Los mejores afloramientos se encuentran en la punta norte del Puerto de La Peña, elevados a +10-12 m.

Son arenas y conglomerados marinos con abundante fauna que han servido para datar bien estratigráficamente el nivel. Hay que destacar también la interdigitación de las coladas pliocenas del edificio de Morro Valdes en estos depósitos marinos. Tanto en la punta norte del puerto, como en la del sur se pueden apreciar las tobas hialoclastíticas resultante de tal irrupción lávica.

El interés de estos afloramientos es científico, dentro de los campos bioestratigráficos y volcánicos.

Aunque esta rasa marina se encuentra ampliamente representada en muchos tramos de la línea de costa de Fuerteventura, aquí en el Puerto de La Peña es uno de los mejores sitios de observación, al haber sido conservada por la colada pliocena suprayacente.

El ámbito de influencia de esta rasa es regional, a nivel del archipiélago canario.

Edificio Gairía. Se localiza en la esquina SE de la hoja, en las inmediaciones del pueblo de Tiscamanita. Es un gran cono de cínder que surge en la fisura eruptiva del Valle Central, denominada Alineación Caldera de Gairía-Arrabales. Es un gran edificio de planta circular, símbolo del volcanismo más reciente de la isla. Se visualiza desde muchos puntos de la misma y constituye uno de los mejores ejemplos de erupciones estrombolianas de Fuerteventura.

En dirección este se extiende un amplio malpaís lávico escoriáceo que ocupa una superficie aproximada de 10 km².

Tanto el cono como el malpaís son merecedores de protección medioambiental. De hecho, ya existe una prohibición pública sobre la explosión de las canteras de lapilli del edificio. Igualmente convendría hacer sobre el malpaís de lava.

El interés de conservación es fundamentalmente paisajístico.

El ámbito de influencia es local, pues son muchos los conos y malpaíses similares que hay en el resto del archipiélago.

11. BIBLIOGRAFÍA

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D. y GAST, P.W. (1971): "Potassium-Argon Ages, Volcanic Stratigraphy and Geomagnetic Polarity History of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.*, 271, pp. 490-521.

AGOSTINI, LV AGUILAR, M.; BRAVO, T.; CASTAÑÓN, A.; COELLO, J.; CENDRERO A.; FUSTER, J. M.^a; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): *Mapa Geológico a escala 1:100.000 de las Islas Canarias: Fuerteventura*. Inst. Geol. Min. España-Inst. Lucas Mallada (CSIC).

BLUMENTHAL, M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, pp. 1-30.

BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1937): "La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique". *Bull. Volcanol.*, 2, pp. 3-77.

CENDRERO, A. (1966): "Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 22, pp. 201-226.

COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNÁN, F.; FUSTER, J. M.^a; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y CENDRERO, A. (1992): "Evolution of the Eastern Volcanic Ridge of the Canary Islands, based on New K-Ar Data". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53, pp. 251-274.

Cox, K.G.; BELL, J. D & PANKHURST, R. J. (1979): "The Interpretation of Igneous Rocks". London. George Allen and Unwin.

CROFTS, R. (1967): "Raised Beaches & Chronology in North West Fuerteventura, Canary Island". *Quaternaria*, 9, pp. 247-260.

CUBAS, C. R, FERNÁNDEZ, S.; HERNÁN, F.; HERNÁNDEZ-PACHECO A. y DE LA NUEZ, J. (1989): "Los domos sálicos de Fuerteventura". *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 6, pp. 71-97.

FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R. y STILLMAN, C. J. (1985): "Geochronology of some Canarian Dike Swarms: Contribution to the Volcano-Tectonic Evolution of the Archipelago". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, pp. 29-52.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1926): "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Internacional*, 122 pp.

FINCK, L. (1908): "Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 60, pp. 76-80.

FRITSCH, K. von (1867): "Reisebilder von den Kanarischen Inseln". *Petermanns Geogr. Mitt. (Gotha) Ergänzungsheft*, 5 (22), pp. 1-44.

FUSTER, J. M.^a (1978): "Geodinámica de Las Islas Canarias" *Urania*, 289-290, pp. 51-76.

FUSTER, J. M.^a (1981): "Evolución geológica del Archipiélago Canario". Discurso de entrada en la Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, 61 p.

FUSTER, J. M.^a (1989): "Fenómenos de removilización y anatexia de contacto en las rocas sálicas de la serie plutónica I. Complejo basal de Fuerteventura". Abstract. En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote, Nov.-Dec. 1989*, pp. 109-110.

FUSTER, J. M.^a y AGUILAR, M. J. (1965): "Nota previa sobre la geología del macizo de Betancuria, Fuerteventura, (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 21, pp. 181-197.

FUSTER, J. M.^a; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid*, 239 p.

FUSTER, J. M.^a; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J. y YÉBENES, A. (1980): "Fuerteventura". Excursión 121 A+C del 26º Congreso Geológico Internacional, París, a las Islas Canarias", *Bol. Geol. Min. de España*, Tomo 91 (2), pp. 351-390.

GAGEL, C. (1910): "Die Mittelatlantischen Vulkaninseln". *Handbuch der Regionales Geologie*, 7 (10), pp. 1-31.

GASTESI, P. (1969): "El complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Isla Canarias): estudio petrológico". *Est., Geol.* 25 pp. 1-51.

GRUNAU, H.; LEHNER, P.; CLEINTUAR, M.; ALLENBACH, P y BAKKER, G. (1975): "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and São Tomé (Gulf of Guinea)". En *Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Netherl. Akad. Arts and Sci*, pp. 90-118.

- HARTUNG, G. (1857): "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessell. f.d. Gesam. Naturwiss*, 15/4. pp. 1-168.
- HAUSEN, H. (1958): "On the Geology of Fuerteventura (Canary Islands)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, 22 (1), 221 p.
- IGME (1976a): "Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria n.º 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".
- IGME (1976b). "Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria n.º 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".
- IGME (1978). "Minería metálica: estudio de las posibilidades de Cu, Ni y Tierras Raras en Fuerteventura, Islas Canarias". *Documento n.º 10584. ITGE, Servicio Documentación*.
- IGME (1984a). "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106 I, 1.107 IV, Puerto del Rosario".
- IGME (1984b): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106 II, 1.107 III, Antigua".
- IGME (1984c): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106 III, Pájara".
- IGME (1984d): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106 IV, Betancuria".
- IGME-CSIC (1967): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria 1.106-1.107. Puerto de Cabras".
- ITGE (1990): "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".
- ITGE (1992): "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las isla de Fuerteventura y La Gomera". *ITGE, Servicio Documentación*, 186 p.
- JAVOY, M.; STILLMAN, C. J. AND PINEAU, F. (1986): "Oxygen and Hydrogen Isotope Studies on the Basal Complexes of the Canary Islands" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V.92 p. 225-235.
- KLUG, H. (1968): "Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einen Vulkanischen Archipel." *Geographisch Institut, Universität Kiel Schriften*, 24/3, pp. 58.
- LE BAS, M. J. (1977): "Carbonatite-nephelinite Volcanism: and African Case History". London. *John Wiley and Sons*. 347 pp.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol*, 27, Part 3, pp. 745-750.
- LE BAS, M. J.; REX, D. C. y STILLMAN, C. J. (1986b): "The Early Magmatic Chronologie of Fuerteventura Canary Islands". *Geol. Mag*, 123, pp.287-298
- LECOINTRE, G.; TINKLER, K. J. y RICHARDS, H. G. (1967): "The Marine Quaternary of the Canary Islands". *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, 119, 8, pp. 325-344.

LOPEZ RUIZ, J. (1979): "Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 26, pp. 173-208.

MANGAS, J.; PÉREZ, F.; REGUILÓN, R. M. y CABRERA, M.ª C. (1992): "Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura. Resultados preliminares e implicaciones metalogénicas". *III Congreso Geológico de España, Salamanca, Tomo III*, pp.389-398.

MANGAS, J.; PÉREZ TORRADO, F. J.; REGUILÓN, R. M. y MARTÍN IZARD, A. (1993): "Alkaline and carbonatitic intrusive complexes from Fuerteventura (Canary Islands): radiometric exploration, chemical composition and stable isotope: chemistry, origin, and ore deposits". *London*, 79-81.

MARZOL, M.ª V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, n.º 130 (S.Investigación 32), 220 p.

MECO, J. (1975). : Los 'Strombus' de las formaciones sedimentarias de la ciudad de Las Palmas". *An. Centro Regional de Las Palmas*, 1, pp. 203-224.

MECO, J. (1977): "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario, Las Palmas*, 26 p.

MECO, J. (1981). "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 27, pp. 601-615.

MECO, J. (1981): "Los Arqueogastrópodos de Las Canarias Orientales". *An. Centro UNED, Las Palmas*.

MECO, J. (1982): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 28, pp. 65-125.

MECO, J. (1983): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 29, pp. 579-595.

MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989): "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 351-356.

MECO, J. y STEARNS, CH. E. (1981): "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, 199-208.

MUÑOZ, M. (1969): "Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 25, pp. 257-310.

MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1975): "Existencia de metamorfismos superpuestos en el Complejo Basal de Fuerteventura (Canarias)". *I Asambl. Nac. Geod. y Geof*, pp. 1287.

MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1989): "Características del metamorfismo térmico producido por los eventos plutónicos intrusivos más recientes del Complejo Basal de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 104-108.

PEARCE, J. A. and CANN, J. R. (1973): "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis". *Earth Plan. Sci. Lett.*, 19, 290-300.

- PETIT-MARIE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J. C. (1986): "Paleoclimatologie des Canaries Orientales (Fuerteventura)". *C.R. Acad. Sc. París*, Tome 303, II, 13, pp. 1241-1245.
- QUIRANTES, F. y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1981): "Los glacis de Fuerteventura". *VII Coloquio de Geografía. Navarra*, Tomo I, pp. 141-147.
- ROBERTSON, A. y STILLMAN, C. (1979): "Submarine Volcanic and Associated Sedimentary Rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". *Geol. Mag.*, 116 (3), pp. 203-214.
- RONA, P. y NALWALK, A. (1970): "Post Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 2117-2122.
- ROTHE, P. (1966): "Prävulkanische Sedimentgesteine auf Fuerteventura (Kanarische Inseln)". *Com. Phys. Math.*, 31, 13, pp. 1-80.
- ROTHE, P. (1968): "Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura". *Geol. Rundschau*, 58, pp. 314-332.
- STILLMAN, C. (1987): "A Canary Islands Dyke Swarm: Implications for the Formation of Oceanic Islands by Extensional Fissural Volcanism". En: *Mafic Dyke Swarm. Ed. Halls, h. c. and Fahrig, W. F. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, 34, pp. 243-255.
- STILLMAN, C. J.; FUSTER, J. M.; BENELL-BAKER, M. J.; MUÑOZ M.; SMEWING, J. D. y SAGREDO, J. (1975): "Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an Oceanic Intrusive Complex with Rift-System Affinities". *Nature*, 257 (5526), pp. 469-471.
- STILLMAN, C. J.; ROBERTSON, A. H. F. (1977): "The dyke swarm of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". (Abstract). *Geological Society, London Newsletter*.
- YODER, H. S. and TILLEY, C. E. (1962): "Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems". *J. Petrol.*, 3, 342-532.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-508-9

9 788478 405084