



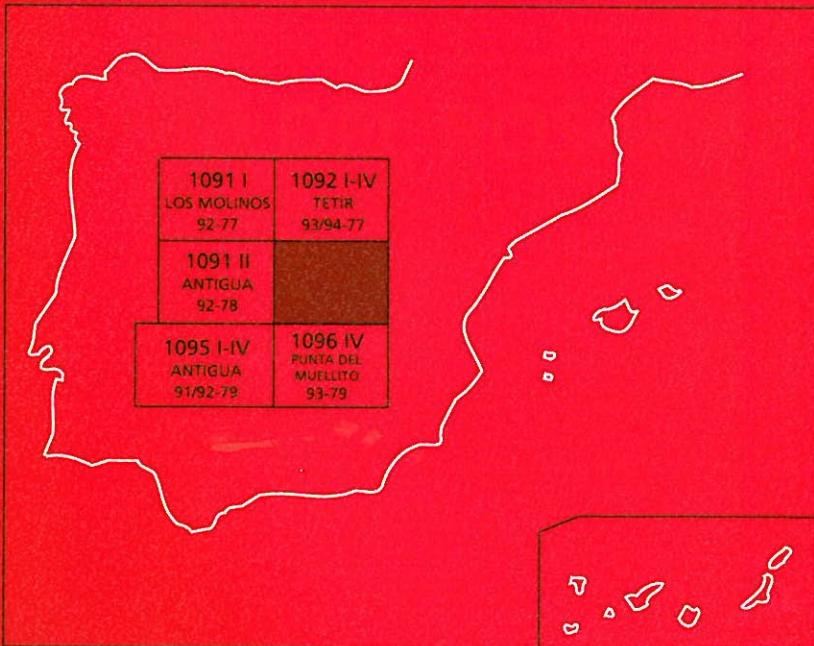
Instituto Geológico y
Minero de España

1092 III
93-78

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

PUERTO DEL ROSARIO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

PUERTO DEL ROSARIO

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

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

NIPO: 40504-012-8
ISBN: 84-7840-507-0
Depósito legal: M-4015-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Puerto del Rosario*, 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:

- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.

Colaboradores:

- Ancochea, E. (UCM). Dr. C. Geológicas. Asesoría cartográfica.
- 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 Cáceres, A. (GEOPRIN, S. A.).

Colaboradores:

- Brändle, J. L. (Inst. Geol. Econ, CSIC-Madrid). 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.
- Rolandí 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.
- Mapa geomorfológico a escala 1:25.000.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	10
2. ESTRATIGRAFÍA.	10
2.1. FASE MIOCENA	12
2.1.1. Edificio Gran Tarajal.	13
2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (2)	13
2.1.2. Edificio Tetir	13
2.1.2.1. Grupo Ampuyenta	14
2.1.2.1.1. Brechas líticas tipo Ampuyenta (3)	14
2.1.2.1.2. Coladas y piroclastos basálticos olivínico-piroxénicos (4 y 5)	15
2.1.2.1.3. Sedimentos aluviales. Arenas y conglomerados (6)	16
2.1.2.2. Tramo medio-superior indiferenciado	16
2.1.2.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, olivínico-piroxénico-plagioclásicas y traquibasálticas (7)	16
2.1.2.2.2. Intrusivos básicos (8)	17
2.1.2.2.3. Coladas basálticas plagioclásicas (9)	18
2.1.2.2.4. Diques básicos (1) y "sill" traquíltico (1a)	18
2.1.3. Episodios tardíos.	18
2.1.3.1. Coladas basálticas, olivínico-piroxénicas y olivínico-piroxénico-plagioclásicas (10)	19
2.2. FASE PLIOCENA SUPERIOR	19
2.2.1. Arenas eólicas pliocenas (11)	19
2.2.2. Sedimentos detriticos pliocenos (12)	20
2.2.3. Coladas basálticas olivínicas (14) y centros de emisión (13)	20
2.3. FASE PLEISTOCENA	22
2.3.1. Coladas basálticas olivínicas (14b)	22
2.3.2. Depósitos de caliche. (15)	23
2.3.3. Depósitos arenoso-arcillosos. (16)	24
2.3.4. Glacis y glacis-cono. (17)	24

2.3.5. Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense(18)	24
2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	25
2.4.1. Depósitos aluviales antiguos y terrazas(19)	25
2.4.2. Depósitos cuaternarios indiferenciados (20)	25
2.4.3. Arenas eólicas pleisto-holocenas (21)	26
2.4.4. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (22)	26
2.4.5. Coluviones y depósitos de ladera indiferenciados (23).....	27
2.4.6. Depósitos de barranco y fondos de valle (24)	27
2.4.7. Playas de arena (25)	28
2.4.8. Playas de cantos (26)	28
2.4.9. Depósitos antrópicos (27)	28
3. TECTÓNICA	28
4. GEOMORFOLOGÍA	33
4.1. LOS MATERIALES	33
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	33
4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	34
4.3.1. Formas endógenas	34
4.3.2. Formas exógenas	34
4.3.3. Formas marinas	35
4.3.4. Formas fluviales	35
4.3.5. Formas eólicas	35
4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO	35
5. PETROLOGIA Y GEOQUÍMICA	36
5.1. FASE MIOCENA. PETROLOGÍA	38
5.1.1. Edificio Gran Tarajal	38
5.1.1.1. Coladas basálticas del tramo inferior-medio, indiferenciadas	38
5.1.2. Edificio Tetir	39
5.1.2.1. Brecha Ampuyenta	39
5.1.2.2. Coladas basálticas olivíntico-piroxénicas relacionadas con la brecha	40
5.1.2.3. Coladas basálticas del tramo medio-superior	44
5.1.2.4. Basaltos plagioclásicos del tramo medio-superior	44
5.1.3. Diques básicos	44
5.1.4. Episodios tardíos	44
5.2. FASE MIOCENA. GEOQUIMICA	45
5.3. FASE PLIOCENA SUPERIOR. PETROLOGIA	48
5.4. FASE PLIOCENA SUPERIOR. GEOQUIMICA	48
6. HISTORIA GEOLÓGICA	48
7. HIDROGEOLOGÍA	50

7.1.	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	50
7.2.	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS	53
7.2.1.	Nivel acuífero inferior o basal	54
7.2.2.	Nivel acuífero superior	56
7.3.	PIEZOMETRÍA	57
8.	GEOTÉCNIA	58
8.1.	ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	58
8.2.	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	58
8.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	60
8.4.	RIESGOS GEOLÓGICOS	62
8.5.	VALORACIÓN GEOTÉCNICA	62
8.5.1.	Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	62
8.5.2.	Terrenos con características constructivas aceptables	63
8.5.3.	Terrenos con características constructivas favorables	63
9.	GEOLOGÍA ECONÓMICA, MINERÍA Y CANTERAS	63
10.	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	65
10.1.	DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG	66
11.	BIBLIOGRAFÍA	66

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 Puerto del Rosario (n.^o 93-78 del Servicio Geográfico del Ejército). El área cartografiada coincide mayoritariamente con la antigua hoja n.^o 1106I-1107-IV, Puerto del Rosario, del IGME (1984a). Se encuentra situada en el sector centro-oriental de la Isla de Fuerteventura, y sus límites N, O y S son, respectivamente, las hojas geológicas de Tetir, Antigua y Punta del Muellito. Al este limita con el océano Atlántico.

Mayoritariamente, los relieves de esta zona constituyen restos erosivos del edificio estratovolcánico de Tetir. Este edificio ocupa el tercio norte de la isla y se encuentra situado al norte del de Gran Tarajal, el cual aflora de forma marginal en el sector sur de la hoja. Ambos edificios están constituidos fundamentalmente por un monótono apilamiento de coladas basálticas miocenas. Posteriormente se desarrolla un amplio período erosivo, durante el cual se abren profundos valles y barrancos que dejan aislados relieves alargados según una dirección ONO-ESE. Estas morfologías son muy típicas en la isla de Fuerteventura y se conocen con el nombre local de "cuchillos". En esta hoja, estos relieves presentan menor desarrollo que en la de Tetir, si bien pueden mencionarse los siguientes: Montaña de Tesjuates, Montaña de las Veredas, Morro de las Tinajas, El Cuchillete, Cuchillo de Goroy, Morro de la Casa, Rosa de Taro y Cuchillo de Palomares.

Las coladas basálticas pliocenas contribuyen a suavizar estos relieves y en muchos casos llegan a ganar terreno al mar, provocando morfologías avanzadas en la costa. Como ejemplos, pueden citarse la Punta del Viento y la Punta del Cangrejito.

Dada la extremada aridez de la isla, todos los valles y barrancos se encuentran secos. Solamente durante algún momento muy aislado de precipitaciones, más o menos intensas, pueden funcionar. Casi todos ellos discurren paralelamente a los cuchillos, con dirección ONO-ESE. Los más importantes son los de Jaifa, Negrito, Río Cabras, Goroy, Valle Corto, Majada Larga, Majamanca, Varichuelos, Morrito Jenejey, Teque, Muley y Arena.

Una característica propia de esta isla es el enorme desarrollo que alcanzan las formaciones superficiales: derrubios de ladera, depósitos de rambla, suelos y "caliches". Estos depósitos contribuyen a suavizar y remodelar el relieve primitivo.

El clima de la región es similar al del resto de la isla, cálido y seco, con temperaturas medias de 18 a 22º C. Toda esta zona está afectada por vientos de intensidad media que rebajan la sensación de calor. Ocasionalmente, los vientos pueden alcanzar gran intensidad.

La vegetación es muy escasa y está integrada fundamentalmente por pequeños arbustos, entre los que predominan los tipos xerofíticos suculentos, con gran desarrollo de endemismos: aulaga (*Launaea arborescens*), tabaiba y cardón (*Euphorbia s.p.*).

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

El primer autor que estableció la secuencia de materiales de la isla de Fuerteventura fue HARTUNG (1857). Posteriormente BOUCART et JEREMINE (1938) y HAUSEN (1958) continúan el avance de los conocimientos, publicando este último autor un mapa geológico de la isla a escala 1:300.000. En el año 1968, coincidiendo con la celebración del Congreso Mundial de Volcanología en las islas Canarias, FUSTER et al. (1968) publican una completa monografía de la isla. En ella establecen la estratigrafía y definen las principales unidades volcánicas. Asimismo la síntesis cartográfica a escala 1:100.000 es publicada por AGOSTINI et al. (1968). Este mapa de síntesis se basa en los trabajos cartográficos previos realizados por los mismos equipos a escala 1:50.000, y publicados por el IGME-CSIC en (1967). En 1984, el IGME publica la hoja geológica a escala 1:25.000 de Puerto del Rosario (MAGNA). Este trabajo ha sido básico para la realización de esta revisión y adaptación de la cartografía a la nueva base topográfica. Recientemente, ANCOCHEA et al. (1990) y HERNAN et al. (1993) estudian los estratovolcanes miocenos de la isla.

PETIT MAIRE et al. (1986) estudian las formaciones dunares de la isla, datando por el método del C-14 algunos niveles de la malacofauna presente en ellos. Asimismo, obtienen algunos datos paleobioclimáticos del Pleistoceno superior y el Holoceno, que les permite correlacionar estos depósitos con otros de diferentes islas orientales del archipiélago. La paleontología y bioestratigrafía de los depósitos marinos fosilíferos ha sido realizada por MECO et al. (1987).

En cuanto a las dataciones radiométricas, se han tenido en cuenta las efectuadas por RONA y NAWALK (1970), ABDEL MONEN et al. (1971), GRUNAU et al. (1975), FERAUD et al. (1985), LE BAS et al. (1986b), CASQUET et al. (1989), IBARROLA et al. (1989) y COELLO et al. (1992). También se han utilizado las determinaciones paleontológicas de MECO y PETIT MAIRE (1989).

Con todos estos datos y con las nuevas dataciones K/Ar realizadas en este proyecto, se han definido las diferentes unidades volcánicas de la isla. Además, esta información ha sido completada y contrastada con las observaciones de campo.

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 subaéreo post

Complejo Basal (Dominio subaéreo), con evoluciones distintas y, en cierta medida, con transiciones 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. 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), FERNANDEZ NAVARRO (1926), BOUCART 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 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), IBARROLA et al. (1989) 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. Cronoestratigrafia volcano-plutonica 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.

La estratigrafía de la hoja de Puerto del Rosario es relativamente sencilla, ya que solamente está representado el Dominio subaéreo. En la Tabla 2.2 se establecen las series y facies volcánicas presentes en la hoja, así como su correlación con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984 a-d).

Tabla 2.2. Correlación cronoestratigráfica

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-92)
SERIE BASALTICA III Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA I, II	FASE PLEISTOCENA INFERIOR
SERIE BASÁLTICA III Volcanes con conos de cinder Volcanes en escudo	SERIE VOLCANICA I I	FASE PLIOCENA SUPERIOR
SERIE BASÁLTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCANICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Tetir) (Estratovolcán de Gran Tarajal)
Tobas aglomerados subáreos Rocas volcánicas submarinas	COMPLEJO BASAL Form. tobas y brechas sálicas Form. volcánica submarina	DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL Serie volcánica indefenciada en parte submarina

El Dominio subaéreo da comienzo con la Fase miocena, representada en esta hoja por los estratovolcanes de Tetir y Gran Tarajal. Esta fase es equivalente a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (1968) y a la Serie Volcánica I del IGME (1984 a-d). Se dispone de manera discordante sobre el Complejo Basal, a pesar de no observarse la discordancia en todos los contactos aflorantes.

En el período Plioceno se han distinguido dos fases volcánicas, la Fase pliocena inferior y la Fase pliocena superior, si bien la primera no aflora en esta hoja. Ambas corresponden a emisiones de la Serie Basáltica II de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y de la Serie Volcánica II del IGME (*op. cit.*). Durante el Cuaternario sólo se han producido emisiones asignables a la Fase pleistocena inferior. Esta fase comprende algunas erupciones de las Series Basálticas II y III de FUSTER *et al.* (*op.cit.*) y, de igual manera, de las Series Volcánicas II y III del IGME (*op. cit.*).

2.1. FASE MIOCENA

Se trata del primer episodio subaéreo que tiene lugar tras el emplazamiento del Complejo Basal. Es una fase de intensa actividad volcánica, durante la cual se constituye el esqueleto principal de la isla mediante la construcción de tres edificios estratovolcánicos que se asocian con una fisura de dirección NNE-SSO. Esta fisura tiene una gran magnitud y se prolonga hacia el norte en la isla de Lanzarote y Banco de Concepción.

Los tres edificios de Fuerteventura se denominan norte o Tetir, centro o Gran Tarajal y sur o Jandía.

Esta hoja se sitúa casi en su totalidad dentro del edificio Tetir, salvo una pequeña franja meridional en la cual afloran las coladas basálticas del edificio Gran Tarajal.

2.1.1. Edificio Gran Tarajal

Este estratovolcán mioceno aparece muy bien representado en las hojas de: Istmo de la Pared, Gran Tarajal, Las Playas, Pozo Negro y Punta del Muellito. En ésta aquí descrita, aflora de forma muy escasa y marginal al sur del paralelo de Triquivijate. Debido a estos condicionantes, se ha optado por cartografiar de forma indiferenciada estas coladas, ya que además no se observan discordancias importantes que permitan definir tramos.

2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (2)

Se han asignado a esta unidad las coladas basálticas que constituyen el extremo norte del edificio Gran Tarajal. Aparecen en afloramientos aislados en Triquivijate, en la parte baja de la Montañeta del Sombrero y en las laderas de los barrancos de Morrito Jenejey, Negrito y Teque. Es una zona de poco relieve en la cual predominan las coladas basálticas, de tonos oscuros, con un grado de meteorización bastante elevado. En general, son coladas delgadas con bases escoriáceas y espesores individuales inferiores a 2,5 m. Composicionalmente predominan los tipos basálticos olivínico-piroxénicos (porfídicos), aunque también se han observado algunas coladas de composición basáltica olivínica.

Las mayores potencias se alcanzan en las laderas de las Montañas del Negrito y del Sombrero, en las cuales hay un apilamiento de coladas de unos 110 m de espesor. En la ladera sur de la Montaña del Negrito aparece una pequeña intrusión de traquitas a modo de "sill" que ya fue señalada en IGME (1984).

En el afloramiento de Triquivijate se observa que estas coladas están muy alteradas, con abundantes rellenos de ceolitas y carbonatos. Son de composición olivínico-piroxénica y están atravesadas por algunos diques afaníticos, sólo visibles en algunos de los desmontes realizados para construir las casas de esta localidad.

2.1.2. Edificio Tetir

El edificio Tetir, o edificio Norte de HERNÁN *et al.* (1992), ocupa una gran parte de las hojas de La Oliva, Tetir y Puerto del Rosario. De forma marginal, aparece en las hojas de Tostón-Corralejo y Punta del Muellito. Se trata del estratovolcán mioceno más joven de los tres que aparecen en la isla. El tramo inferior de este edificio aparece constituido fundamentalmente por una unidad brechoide (Brecha Ampuyenta) que aflora ampliamente en esta hoja y en la de Tetir. Por este motivo se ha utilizado la denominación de Grupo Ampuyenta para este tramo inferior.

La separación entre los tramos medio y superior no es muy nítida, por lo que se ha optado por cartografiarlos conjuntamente.

2.1.2.1. Grupo Ampuyenta

2.1.2.1.1. Brechas líticas tipo Ampuyenta (3)

Estos materiales afloran fundamentalmente en el cuadrante noroccidental de la hoja, extendiéndose también hacia el sur, en la zona de la Montaña de la Rosa. Hacia el norte se extienden ampliamente en la hoja de Tetir, siendo en estas dos hojas donde mayor representación tiene.

También se ha asignado a este epígrafe un pequeño afloramiento que aparece en el borde sur de la hoja y se prolonga por las laderas del Cuchillete del Manadero dentro de la hoja de Punta del Muellito.

Se trata de una de las unidades más características de la isla de Fuerteventura y ya fue descrita por ROTHE (1966) y FUSTER *et al.* (1968) como "Aglomerados de Casillas del Angel" y "Aglomerado Ampuyenta", respectivamente. En este trabajo se ha preferido la denominación de "Brecha Ampuyenta", ya que el término aglomerado alude más bien a un origen puramente volcánico. En el caso de la brecha Ampuyenta no se han encontrado fragmentos juveniles. Más bien parece tratarse de un "debris-avalanche", en el cual no existe componente magmático.

La posición estratigráfica de esta unidad presenta cierta controversia, ya que en la mayoría de los afloramientos existentes en esta hoja (pertenecientes al Edificio Tetir) no se observa claramente su muro. Sin embargo, en el sector meridional, ocupado por las coladas basálticas del Edificio Gran Tarajal, se observa que éstas son claramente anteriores a los depósitos de brechas. Esta unidad se situaría, por tanto, en la parte alta del tramo inferior, lo cual indicaría que son producto de la destrucción de los primeros episodios volcánicos subaéreos de la isla, bien debido a causas tectónicas, bien a un terremoto o a la propia actividad volcánica que inestabiliza las laderas del estratovolcán. Asimismo, en los afloramientos del sector noroccidental se han observado algunas intercalaciones lávicas (n.º 4 de leyenda) entre los depósitos brechoides.

En general, este depósito está constituido por una acumulación de cantes subangulosos-subyacenteados con tamaños muy variables, desde unos centímetros hasta bloques de 40-60 cm, si bien los tamaños más abundantes se sitúan entre 3-12 cm. No presenta ninguna estratificación ni ordenación interna, aunque hacia el techo se han observado algunas intercalaciones finas de conglomerados aluviales, con potencias de 1 a 5 metros. Estas intercalaciones tienen características sedimentarias, con bases erosivas y orientación e imbricación de cantes. La matriz es de tipo arenoso con colores rojizos y pardos; en ningún momento se han observado cineritas ni estructuras que indiquen que se trate de una brecha volcánica "s.s.", sino que parece una "brecha lítica caótica". Además, en muchos de los afloramientos visitados aparecen indicios de actividad tectónica.

Los componentes son mayoritariamente basálticos, apreciándose tipos olivínicos, olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y afaníticos; estos últimos parecen ser trozos de diques. También se han encontrado algunos fragmentos de gabros y escasas sienitas.

En los afloramientos de Montaña de Tao se observan distintos tipos de facies brechoides. Así, en la ladera este aparecen unos planchones con formas de erosión superficial algo redondeadas y aspecto "panzudo" que parecen corresponder a coladas autoclásticas o domos colapsados. Es una brecha monomicta constituida por fragmentos basálticos angulosos, de color os-

curo, con tamaños comprendidos entre 1 y 60 cm. Sin embargo, lateralmente, hay masas de basaltos plagioclásicos que aparecen fracturados y brechificados. En la cabecera del barranco de la Capellanía, próximo al vértice Tao, afloran diques de forma escalonada que parece que han sufrido un movimiento postemplazamiento que los fractura y da lugar a un "echelon". En el sector norte de Montaña de Tao hay zonas de brechas caóticas deslizadas con masas de werhlitas.

En la zona de La Montañeta, al sur de Casillas del Angel, existen algunos recubrimientos superficiales que dificultan la observación de estos materiales brechoides. No obstante, hay unas pequeñas canteras en las cuales se observan unas brechas caóticas con fragmentos de diques rotos y masas de coladas autobrechificadas con una matriz aren-arcillosa que, en conjunto, recuerdan a las facies deslizadas de la Brecha Roque Nublo, en la isla de Gran Canaria (ver hojas MAGNA de Santa Lucía y Arguineguín, ITGE (1990a y b); este hecho puede indicar que el origen de muchas de las brechas que constituyen la formación Ampuyenta puede ser consecuencia de un gran "debris-avalanche".

En la trinchera de la carretera que une las localidades de Casillas del Ángel y La Ampuyenta hay buenos afloramientos de esta unidad, observándose potencias superiores a 150 m en la ladera oriental de Montaña del Campo.

2.1.2.1.2. Coladas y piroclastos basálticos olivínico-piroxénicos (4 y 5)

Se han agrupado en este epígrafe las coladas y piroclastos que aparecen intercalados entre los depósitos de la Brecha Ampuyenta. Superficialmente, ocupan una extensión bastante reducida, limitándose a los afloramientos del Cuchillo de Majamán, Montaña del Campo y Pozo de Pedro Páez, para las coladas (4), y a un pequeño afloramiento en la ladera sur de Montaña de Enmedio, para los depósitos piroclásticos. Este último afloramiento está constituido por escorias basálticas y bombas de color rojizo que parecen corresponder a un antiguo centro de emisión que está parcialmente recubierto por coluviones y depósitos de ladera.

Las coladas que afloran al norte de Montaña Tao, en el Pozo de Pedro Páez, son masivas y potentes, con más de 15 m de espesor, y tienen composición basáltica olivínico-piroxénica. Los fenocristales son muy abundantes, con tamaños de 0,5-1,5 cm, que les confieren cierto aspecto arkaramítico.

Estas coladas se sitúan sobre los depósitos de Brecha Ampuyenta, salvo en su límite meridional, que parece corresponder a una fractura que separaría este afloramiento del de la Montaña de Tao, sin bien este hecho no está totalmente comprobado.

En los afloramientos de Montaña del Campo y Cuchillo de Majamán, la posición estratigráfica de estas coladas no ofrece dudas, ya que aparecen claramente sobre los depósitos de Brecha Ampuyenta. Debajo viene perfectamente señalada por la existencia de unos niveles sedimentarios que se describirán en el apartado siguiente. Las coladas son de tipo "aa", con bases escoríaceas muy desarrolladas y composición olivínica y olivínico-piroxénica. Tienen colores grises de alteración y los fenocristales son de menor tamaño que en las mencionadas anteriormente. El espesor total es de unos 40 m.

2.1.2.1.3. Sedimentos aluviales. Arenas y conglomerados (6)

En esta hoja, estos materiales tienen una representación areal muy escasa, apareciendo como delgadas intercalaciones, a modo de lentejones de apenas unos metros de potencia, entre las coladas y brechas del Grupo Ampuyenta. Sin embargo, a pesar de su reducida potencia, tienen un gran valor estratigráfico, pues en la mayoría de los casos marcan la discordancia con el tramo medio. Han sido cartografiados en la Montaña de Enmedio, Morro de las Tinajas, Montaña del Campo y Montaña de la Rosa.

En general, suelen estar constituidos por arenas y conglomerados de naturaleza eminentemente basáltica, si bien en los afloramientos de Montaña Enmedio y Montaña del Campo se han observado algunos fragmentos de gabros y traquitas. Los cantes están algo subredondeados y tienen tamaños de 2-14 cm, aunque ocasionalmente se observan algunos cantes aislados de mayor tamaño. La matriz es de tipo arenoso-arcilloso con coloración marrón-rojiza. Además, hay rellenos de gruesos, propios de las facies de fondo de canal "lag", con bases erosivas y canalizadas. La potencia total varía entre 1 y 5 m, habiéndose exagerado en muchos casos su representación cartográfica, debido al interés estratigráfico que puede tener esta unidad.

2.1.2.2. Tramo medio-superior indiferenciado

Como se ha comentado anteriormente, la discordancia entre el tramo inferior y el tramo medio es muy nítida, ya que existe un contraste entre los depósitos de Brecha Ampuyenta que marcan el final del tramo inferior y las coladas basálticas del tramo medio-superior. Además, en algunos puntos se observa una clara discordancia erosiva entre ambos, marcada por la existencia de niveles sedimentarios aluviales. Sin embargo, la separación entre los tramos medio y superior, especialmente en el Edificio Tetir, es muy confusa, optándose por cartografiarlos conjuntamente en una sola unidad lávica. Se trata de un tramo muy monótono, constituido por una potente sucesión de coladas subhorizontales, con suaves buzamientos al E y SE. En conjunto, se puede estimar que la potencia máxima es de unos 300 m, medidos en la ladera norte de Rosa de Taro.

Además de la unidad de coladas basálticas (n.º 7) que constituye básicamente este tramo, se han distinguido las coladas de basaltos plagioclásicos masivos (9) que aparecen intercalados en el apilamiento. Localmente, se ha señalado también un pequeño cuerpo intrusivo de composición basáltica (8) que aparece atravesando a las coladas de este tramo.

2.1.2.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, olivínico-piroxénico-plagioclásicas y traquibasálticas (7)

Esta unidad aflora ampliamente en la hoja estudiada, siendo además la formación miocena que ocupa mayor extensión superficial. En general, estos afloramientos están asociados con los relieves más importantes, en los que la erosión postmiocena ha dado lugar a escarpes que se conocen con el nombre local de "cuchillos". En esta hoja estos, "cuchillos" se orientan mayoritariamente según las direcciones ONO-ESE, NO y SE. Entre otros, se pueden citar: Montaña de

Tesjuates, Montaña de las Veredas, El Cuchillete, Cuchillo de Goroy, Montaña del Campo-Morro de las Tinajas, Rosa de Taro y Cuchillo de Palomares. Las depresiones que quedan entre estas zonas elevadas han sido cubiertas por las emisiones pliocenas y cuaternarias que se han canalizado por los valles abiertos con anterioridad.

En general, el muro de esta unidad está constituido por los depósitos de la Brecha Ampuyenta. En algunos puntos, como Montaña del Campo y Morro de las Tinajas, aparecen niveles de sedimentos aluviales en la base de esta unidad. Esto es válido para los sectores occidental y noroccidental de la hoja. En el extremo sur de la misma, en las laderas septentrionales del barranco del Negrito, se observa que el muro de estos materiales está constituido por las coladas del Edificio Gran Tarajal. Debido a la similitud composicional y estructural entre ambos edificios, el contacto no es muy nítido, habiéndose señalado como "contacto supuesto".

Estructuralmente, esta unidad está constituida por un monótono apilamiento de coladas basálticas horizontales o subhorizontales con un ligero buzamiento al ESE. Se caracteriza por sus colores de alteración grises y negruzcos y por tener potencias individuales pequeñas, del orden de 0,4-2,5 m. Existe una gran variedad de tipos litológicos, si bien predominan las coladas de basaltos olivínico-piroxénicos. En general, en la parte baja de los apilamientos aparecen coladas "aa", con zonas masivas de color gris y bases escoriáceas muy potentes, de tonos grises y bases escoriáceas muy potentes, de tonos grises y rojizos. La sucesión continúa con un paquete de coladas "pahoehoe" de composición basáltica olivínico-piroxénica y olivínico-piroxénico-plagioclásica. Se caracterizan por su aspecto vesicular y esponjoso; frecuentemente presentan estructuras cordadas. Son coladas de escaso espesor individual que exhiben rellenos subordinados de ceolitas y carbonatos. La parte alta de los apilamientos está constituida por coladas masivas y potentes, con disyunción columnar, que dan lugar a un clásico relieve escalonado. Composicionalmente, son coladas basálticas similares a las anteriores, si bien se han encontrado algunas intercalaciones de tipo afanítico con tendencia traquibasáltica.

En algunos puntos aislados, tal y como se observa en el afloramiento situado 2 km al oeste de Puerto del Rosario, se ha muestrado una colada de color gris claro por la presencia de abundantes anfíboles. Coladas semejantes, encontradas tanto en las hojas de Tetir como en Punta del Muellito, han dado una composición química de tipo benmoreítica.

Las mayores potencias observadas corresponden a la ladera norte de Rosa de Taro con 250 m. Los espesores, en general, disminuyen hacia el sector oriental de la hoja, alcanzando en las proximidades de la costa potencias del orden de 50 m. Otros relieves potentes constituidos por apilamientos de esta unidad son los de Montaña de las Veredas (130 m) Montaña del Campo (140 m) y M^ña Tesjuates (200 m).

2.1.2.2.2. Intrusivos básicos (8)

En todo el ámbito de la hoja sólo se ha señalado un pequeño cuerpo intrusivo localizado en la ladera sur de la Montaña de Las Veredas, unos 500 m al sur del vértice Zurita. En muestra de mano es una roca basáltica, oscura y densa, con fenocristales de olivino y acumulados de piroxeno de hasta 3-4 cm de tamaño máximo. Provoca un resalte morfológico bastante característico, ya que encaja en unas coladas de color gris con bases escoriáceas muy potentes.

No se descarta que puedan existir otros cuerpos intrusivos diseminados por la superficie de la hoja pero que, debido a su pequeño tamaño y a los recubrimientos, muchas veces pueden pasar inadvertidos.

2.1.2.2.3. Coladas basálticas plagioclásicas (9)

En este apartado se describe una serie de coladas que aparecen intercaladas entre el apilamiento lávico del tramo medio-superior en Montaña de las Veredas, El Cuchillete, Morro Pinacho y Rosa de Taro. Estas coladas no son muy potentes, siendo en algunos casos algo exagerada su representación cartográfica. En general aparecen concordantes dentro del apilamiento lávico, mostrando un suave buzamiento hacia el ESE. Se caracterizan por sus colores de alteración gris-claro, observándose en muestra de mano abundantes fenocristales de plagioclasa, algunos de los cuales llegan a alcanzar hasta 1-2 cm de tamaño máximo.

Por otra parte, distribuidos por la superficie de la hoja, aparecen coladas de basaltos olivínico-piroxénicos-plagioclásicos de tipo "pahoehoe" intercaladas en el apilamiento, no siendo posible su individualización cartográfica.

2.1.2.2.4. Diques básicos (1) y "sill" traquítico (1a)

En general, la densidad de diques observada en este edificio mioceno (Tetir) es baja y no se ha podido establecer una pauta radial propia como en los casos de los edificios miocenos de Jandía y Gran Tarajal. Ello puede deberse en parte al gran desarrollo que alcanzan las emisiones pliocenas y cuaternarias en este sector norte y también, al mayor grado de arrasamiento. Con todo, lo que si parece claro es que la mayor densidad de diques se sitúa en la parte baja de la serie, relacionándose con las coladas y brechas del Grupo Ampuyenta. Concretamente, en los alrededores de Montaña de Tao y Montaña del Campo es donde existe una mayor densidad de diques.

En el sector sur de la hoja, encajando en las coladas basálticas del Edificio Gran Tarajal, se han cartografiado dos diques basálticos con dirección N60°E, que aparecen en la base de la Montaña del Sombbrero, y un dique tendido a modo de "sill" traquítico que aflora en la ladera sur de la Montaña del Negrito. Este último presenta un color de alteración muy claro, resaltando fuertemente entre las coladas basálticas oscuras. Es de dirección próxima a E-O.

La composición de los diques que aparecen tanto en Montaña de Tao como en Montaña del Campo es fundamentalmente basáltica, predominando los tipos porfídicos con fenocristales de olívino, piroxeno y plagioclasa. También se han observado tipos afaníticos con color gris y tendencia traquibasáltica. Tienen espesores variables si bien la mayoría se sitúan entre 0,7 y 1,3 m. Debido al escaso número de diques existentes, no puede establecerse una orientación o pauta definida. No obstante, se observa que la mayoría encaja entre N120°E y N170°E, y tienden a ser verticales o subverticales.

2.1.3. Episodios tardíos

2.1.3.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y olivínico-piroxénico-plagioclásicas (10)

En el sector suroriental de la hoja, al sur del Cuchillo de Palomeras, aparecen varios retazos aislados de coladas que se han asignado a esta unidad. Se disponen discordantemente sobre las coladas del Edificio Gran Tarajal, y parecen indicar que los centros de emisión de las mismas se localizaban al NO.

2.2. FASE PLIOCENA SUPERIOR

Se ha asignado a esta fase un amplio grupo de erupciones volcánicas que son posteriores a las arenas eólicas pliocenas (11) y a los sedimentos detríticos (12). Además, por su grado de encachamiento y aspecto de campo, no pueden atribuirse a la Fase pleistocena ni holocena. En general, se corresponden mayoritariamente con la Serie II de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a). Por otra parte, según los datos geocronológicos de COELLO *et al.* (1992), coladas semejantes a éstas, aflorantes en la vecina hoja de Punta del Muellito, presentan una edad de 2,6 m.a., lo cual confirma su asignación a esta fase. Sin embargo, en el sector nororiental de la hoja, en las proximidades de la ciudad de Puerto del Rosario, afloran unas coladas que proceden del área de Tetir y que han sido datadas por COELLO *et al.* (1992) en 1,8 m.a. Ateniéndose a esta datación, se han incluido estas coladas dentro de la Fase pleistocena inferior, aunque el aspecto de campo es bastante similar al de las coladas pliocenas. Como conclusión puede indicarse que todas estas erupciones han debido producirse de manera sucesiva y que para realizar una volcanoestratigrafía más detallada serían necesarias muchas más dataciones absolutas.

En conjunto, este volcanismo plioceno se dispone a lo largo de directrices estructurales de cierta importancia en el volcanismo insular (ver apartado de tectónica).

2.2.1. Arenas eólicas pliocenas (11)

Esta unidad tiene una representación areal muy escasa, limitándose a pequeños afloramientos que aparecen en el sector costero del NE de la hoja.

Sin embargo, durante el Plioceno estos campos de dunas debían ocupar un área relativamente extensa de esta costa. Esta afirmación se apoya en las observaciones realizadas en muchas de las obras llevadas a cabo en la ciudad de Puerto del Rosario, así como en la trinchera de la carretera que une esta localidad con el aeropuerto. En todos estos puntos mencionados, aparecen bajo las coladas basálticas del Plioceno y del Pleistoceno inferior depósitos de arenas eólicas que confirman lo anteriormente expuesto. En aquellos lugares en que esta unidad no quedó fosilizada por las coladas basálticas plio-pleistocenas, estos materiales han sido removilizados por la acción eólica durante el Pleistoceno y el Holoceno, dando lugar a las dunas que aparecen en las proximidades del Parador Nacional.

El muro de esta unidad no es visible en los afloramientos señalados, pero según lo observado en la costa occidental de la isla, puede inferirse que estos materiales se situarían a techo de la rasa pliocena. Localmente, en Playa Blanca, a cota 8-10, se ha observado un delgado nivel conglomerático con abundantes restos fósiles, que podría corresponder al cordón marino plioceno.

Estos depósitos están constituidos por arenas eólicas finas de color blanco-crema. Son de origen biodetrítico y están afectados por una costra calcárea. Se caracterizan por presentar estratificación cruzada y pueden llegar a tener hasta unos 10 m de potencia.

2.2.2. Sedimentos detríticos pliocenos (12)

Estos materiales aparecen únicamente en las proximidades de la localidad de Triquivijate, constituyendo un afloramiento de unos 3 km de longitud máxima, y alargado en dirección paralela al barranco de la Arena. La anchura máxima es de unos 500 m y el espesor visible de apenas unos 4-6 m. Estratigráficamente, se sitúan discordantemente sobre las coladas y brechas de la Fase miocena, y al muro de las coladas basálticas pliocenas de los volcanes de La Morra y Rosa de Taro.

El depósito está constituido por una sucesión alternante de arenas, limos y arcillas con laminación paralela, que parece constituir el relleno de una pequeña cuenca endorreica. Tienen coloración marrón-claro y ocre y suelen presentar bonitos ejemplos de huellas de retracción. (Véanse fotografías en la información complementaria).

2.2.3. Coladas basálticas olivínicas (14) y centros de emisión (13)

Esta unidad aflora ampliamente en la hoja estudiada y cubre una superficie de más de 40 km². Desde el punto de vista estratigráfico, hay que señalar que fosilizan el paleorrelieve mioceno y suelen ocupar los valles labrados durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior. Aunque no existen datos concretos para estas hojas, estas coladas se han asignado al Plioceno superior por similitud con las coladas datadas por COELLO *et al.* (1992) en el barranco de Antigua (2,6 m.a.). Localmente, se han observado a muro de estas coladas arenas eólicas pliocenas (11) y sedimentos detríticos (12). Estos últimos parecen llenar una pequeña cuenca en las proximidades del barranco de la Arena.

A grandes rasgos, esta unidad se corresponde con la Serie II de FUSTER *et al.* (1968). Estos autores separaron el volcanismo plioceno en dos subseries, según el tipo de edificios existentes (conos de cinder o volcanes en escudo). En este trabajo se ha optado por no realizar esta separación, sino en cada caso señalar y describir si se trata de un edificio de cinder o es un volcán en escudo.

Se han asignado a esta fase de actividad, no sin reservas, las coladas de la Montaña del Dinero. Estas coladas fueron incluidas por FUSTER *et al.* (1968) dentro de la Serie III. En esta cartografía se asignan al Plioceno superior únicamente por criterios de campo y de petrología, pero se considera que sería necesario realizar una datación absoluta para resolver totalmente esta incertidumbre.

Existe un total de seis centros de emisión pertenecientes a esta fase, de los que tres corresponden a volcanes en escudo (La Morra, Cercado Viejo y Casa Blanca); los tres restantes son conos de cinder (Rosa de Taro, La Araña y Morro El Castillejo).

Los volcanes en escudo son poco frecuentes en otras islas del archipiélago, siendo más propios del "vulcanismo hawaiano", el cual se caracteriza por emisiones muy efusivas en las que las lavas, predominantemente de tipo "pahoehoe", constituyen acumulaciones y abombamientos en las proximidades del punto de emisión. Debido a esto, en ocasiones resulta difícil reconocer con exactitud el centro eruptivo. Tal es el caso del **volcán de Casa Blanca**, localizado a unos 2,7 km al sur de La Ampuyenta, que tiene una pobre expresión morfológica. El **volcán de La Morra**, situado a 1,3 km al ESE del pueblo de La Ampuyenta, constituye una elevación algo más importante, con unos 40 m de altura desde su hipotética base. Tiene una forma en planta ligeramente elipsoidal con unos ejes de 1.200 y 900 m, medidos, respectivamente, en sentido E-O y N-S. Las coladas se dirigen fundamentalmente hacia el este y sureste, llegando una lengua a alcanzar la localidad de Triquivijate.

El **volcán de Cercado Viejo** se halla situado en la ladera norte del vértice topográfico Rosa del Taro. Sus coladas se dirigieron hacia el NNE, llegando hasta Tesjuates; una vez que llegaron a esta depresión, llenaron el barranco del Río Cabras y se canalizaron entre los relieves mioceños de Montaña de las Veredas y El Cuchillete. Al llegar a la zona costera se dispersaron en forma de abanico. Actualmente afloran desde Playa Blanca hasta la Playa del Matorral. Hay otro brazo lávico, de menor entidad, que presenta una orientación SE y rellena parcialmente el barranco de Goroy. Probablemente estas coladas provocaron el cierre de estos barrancos, dando lugar al desarrollo de una pequeña cuenca endorreica en la cual se han acumulado depósitos arenoso-arcillosos de color marrón-rojizo, similares a los de La Matilla. Hay que señalar, además, que los topónimos locales también lo indican con términos como "La Laguna" o "La Vega de Abajo".

El barranco de Río Cabras se ha vuelto a encajar con posterioridad al Plioceno, provocando unos meandros en los cuales se observa un apilamiento de coladas de hasta 30 m de espesor. Son coladas basálticas masivas, con aspecto escalonado y colores de alteración marrón-claro. En muestra de mano se observa que son basaltos olivínicos de matriz afanítica con fenocristales pequeños y relativamente frescos, de color verdoso.

Los tres conos de cinder existentes en la hoja han surgido sobre las laderas de los relieves mioceños, siendo el caso más espectacular el del **volcán de La Rosa del Taro**, que aparece inmediatamente al SO de este vértice topográfico. Está constituido por escorias, bombas y lavas escoriáceas que ocupan la ladera sur del vértice hasta el barranco del Diviso. Las coladas descienden por el barranco de la Tosquilla hasta la Era del Diviso, en que se indentan con las del **volcán de La Araña**, localizado en la ladera norte de la Montañeta del Sombrero. Este edificio tiene unas dimensiones mucho más reducidas que el anterior y está constituido por escorias, bombas y lapilli grueso. Las coladas de este edificio rodean a la Montaña del Negrito y se encauzan por el barranco del Manadero de la Oveja, hacia el sur, penetrando en la hoja de Punta del Muellito.

El **edificio Morro El Castillejo** se localiza en las inmediaciones de La Ampuyenta, a unos 900 m al este de esta localidad y a unos 800 m al NO del volcán de La Morra, con el que parece

estar algo relacionado, ya que las coladas de ambos edificios resulta muy complicado separarlas. Se trata de un centro de emisión algo degradado, constituido por lapillis, escorias y bloques lávicos. Estos últimos son muy abundantes, sobre todo en la ladera oriental, y presentan tamaños de unos 7-12 cm, por término medio. Las coladas descienden por la ladera oriental hacia la localidad de La Ampuyenta y alcanzan el Valle Central en la vecina hoja de Antigua, confundiéndose con las coladas de los volcanes en escudo que aparecen en ese sector. Son coladas de basaltos olivínicos de matriz afanítica algo afieltrada, con fenocristales de olivino relativamente frescos.

Mención aparte merece la colada que aparece inmediatamente al NE del edificio, discordante sobre la Brecha Ampuyenta. Ha sido asignada a esta emisión con ciertas reservas, ya que hay argumentos a favor y en contra para ello:

- 1.º En la base de la colada hay un nivel de lapilli que se dispone discordante, tanto sobre la Brecha Ampuyenta como sobre las coladas miocenas de Montaña del Campo. Además, por debajo de este nivel hay un dique truncado que atraviesa a estas unidades y no a esta colada. Por tanto, parece claro que la colada es posterior a las unidades miocenas mencionadas.
- 2.º La colada presenta un buzamiento hacia el SE, esto es, hacia el supuesto centro de emisión, que hace difícil explicar su posición geométrica. Según esta última consideración, se deja abierta la posibilidad de que la colada pertenezca a un *episodio tardío* de la Fase miocena.

2.3. FASE PLEISTOCENA

Se han asignado a este período de actividad las coladas basálticas que descienden desde la zona de Tetir hacia Puerto del Rosario y que ocupan el extremo noreste de la hoja, llegando hasta la costa al norte de Playa Blanca. Esta asignación se ha hecho en base a los datos geocronológicos aportados por COELLO *et al.* (1992). Estos autores han datado estas coladas en la vecina hoja de Tetir en 1,8-1,7 m.a.

Además, se incluyen dentro del Pleistoceno todas las formaciones sedimentarias anteriores al nivel marino jandiense (18), datado, faunísticamente, en 100.000 años. Así se describirán, sucesivamente, los depósitos de caliche (15), los depósitos arenos-arcillosos (16) y los glaciscono (17).

2.3.1. Coladas basálticas olivínicas (14b)

Como se ha comentado en el apartado anterior, las coladas que aquí se describen afloran, exclusivamente en el extremo nororiental de la hoja, siendo su límite meridional los barrancos de Jaifa y del Negrito. Los centros de emisión de estas coladas se localizan en la hoja de Tetir y, concretamente, parece que proceden del conjunto volcánico de Tetir-La Matilla, constituido por cuatro edificios: Montaña de San Andrés, Temejereque, Piedra de Sal y La Caldereta.

Estas coladas rodean y, en parte, recubren el relieve mioceno del Morro de La Higuera-Punta de la Atalaya y llegan a alcanzar la costa, situándose sobre las arenas eólicas pliocenas que aparecen en las excavaciones realizadas en algunos solares sin edificar de Puerto del Rosario. Superficialmente, muestran un delgado recubrimiento de caliche si bien en muchas ocasiones, debido al escaso espesor del depósito, no ha sido señalado en cartografía.

Localmente, se ha observado en algunos puntos próximos al barranco de Lucas la existencia de una delgada capa de lapilli, con espesor de 0,3-1,5 m, en la base de estas coladas. Esto indicaría que estas emisiones fueron precedidas por una gran lluvia de piroclastos de caída ("fall"). En general, estas coladas presentan colores de alteración más claros que las miocenas y son más masivas y potentes. Composicionalmente, son basaltos olivínicos con matriz negruzca de tipo afanítico y fenocristales relativamente frescos, aunque parcialmente iddingsitizados. La potencia máxima, observada en el barranco de Las Tuneras, no supera los 25 m.

2.3.2. Depósitos de caliche (15)

Estos materiales aparecen distribuidos ampliamente a lo largo de la superficie de la hoja, y se trata de una de las formaciones más características del paisaje de Fuerteventura. En general, la fase de encalchamiento principal tiene lugar con posterioridad a la emisión del vulcanismo plioceno y/o pleistoceno inferior, y se manifiesta por un delgado depósito, en ocasiones inferior a 1 m, de carbonato cálcico que recubre grandes extensiones.

Aunque el origen de estos suelos ha sido muy discutido, parece que, en general, se trata de depósitos característicos de climas desérticos o subdesérticos, en los cuales alternan períodos de grandes sequías con otros de lluvias. De esta forma, durante los períodos lluviosos se produce la disolución de las sales en el agua y en la roca que forma el sustrato. Posteriormente, en épocas secas, tiene lugar la evaporación del agua que asciende por capilaridad y hace precipitar las sales en las fisuras y zonas más superficiales.

El aspecto de campo de muchas de estas zonas recuerda a las "parameras castellanas", dado el color blanco característico de ambas formaciones calcáreas. Tradicionalmente, en la isla se han utilizado estos materiales tanto en bloques, para la construcción de casas y alpendres, como para la producción de cal.

Los afloramientos más importantes se localizan en el sector occidental de la hoja, fundamentalmente sobre las superficies de coladas basálticas pliocenas que ocupan el "Valle Central".

Como puede observarse en el mapa geológico adjunto, la mayoría de estas superficies cartografiadas han sido señaladas con contactos supuestos. Esto es debido a la dificultad que entraña, en muchos casos, separar la zona recubierta por caliche de la zona de roca fresca, ya que la alteración de las coladas es bastante rápida y además en muchas áreas hay recubrimientos importantes. Así, la cartografía de estos materiales es bastante subjetiva según se quiera resaltar la importancia del sustrato o del recubrimiento.

Dispersos por la hoja, hay gran cantidad de pequeños afloramientos que se adosan a las laderas de los "cuchillos" de la formación de basaltos miocenos. Son depósitos poco potentes y en

ocasiones tienen escasa continuidad, ya que están interrumpidos por los coluviones y conos coalescentes que se desarrollaron posteriormente sobre el caliche propiamente dicho.

2.3.3. Depósitos arenoso-arcillosos (16)

Estos materiales aparecen fundamentalmente en el sector centro-occidental de la hoja, recubriendo superficialmente las coladas basálticas pliocenas. En muchas ocasiones ocupan zonas de vanguardias en las cuales el drenaje puede ser menor, teniendo cierto carácter endorreico. Son muy similares a los depósitos que aparecen al norte, en la hoja de Tetir. En esta hoja mencionada se observa que son anteriores a las dunas del Pleistoceno superior, estimándose por tanto una edad pleistocena.

El depósito está constituido por arenas arcillosas con un fuerte color de alteración rojizo, caracterizado por el gran desarrollo de erosiones superficiales de tipo cárcavas que configuran un paisaje característico de "bad-lands". En general, corresponden a varios tipos de mecanismos de deposición: abanicos aluviales, aluviones y paleosuelos volcánicos con alteración en clima húmedo. En general, constituyen recubrimientos poco potentes, si bien en algunos casos aislados se han observado potencias de varios metros.

Los afloramientos cartografiados se localizan en Vega de Abajo (al NE de Cercado Viejo), en la falda norte de La Montaña de La Rosa y en las proximidades de la localidad de La Ampuyenta.

2.3.4. Glacis y glacis-cono (17)

Estos depósitos tienen un desarrollo areal muy escaso, limitándose a unos pequeños afloramientos localizados en la ladera norte del Morro de Las Tinajas, en donde recubren a los depósitos de la Brecha Ampuyenta. En planta se caracterizan por presentar una forma seudotriangular con el vértice agudo apuntando hacia la zona de cabecera. Superficialmente se encuentran encostrados, lo cual da idea de cierta antigüedad. Además, están seccionados por las barranqueras subsidiarias.

Están constituidos por arenas y gravas muy heterométricas, de composición basáltica, con fragmentos de 2-60 cm empastados en una matriz arenó-arcillosa de color claro. Es un material muy pobemente seleccionado y sin ordenación interna. La potencia es mínima en la zona de cabecera y máxima en la base, con valores comprendidos entre 0,5-1,5 y 7-8 m, respectivamente.

2.3.5. Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense (18)

Estos depósitos marinos pleistocenos aparecen muy bien representados a lo largo de la costa oriental de la isla, si bien en ocasiones resulta complicada su individualización cartográfica de los depósitos holocenos (erbanense).

Han sido estudiados y definidos por MECO (1975, 1977, 1986a, 1986b, 1986c, 1988 y 1991a), eligiendo como localidades tipo Matas Blancas, Pozo Negro y Las Playitas.

Los afloramientos aparecen de manera discontinua sobre las coladas pleistocenas, en la zona intersticial, aproximadamente a 1 o 2 m por encima del cordón litoral actual y hasta un máximo de unos 5 m sobre el nivel del mar actual. Están constituidos por areniscas y conglomerados. Las areniscas son biodetriticas, de color claro, si bien presentan aportes basálticos de color oscuro. Los conglomerados están formados por grandes clastos basálticos con matriz arenosa de las mismas características que las areniscas. La fauna se halla preferentemente acumulada en el antiguo cordón litoral y se caracteriza por la presencia de un grupo ecuatorial africano, no viviente en la actualidad en Canarias. Se trata de los *Strombus bunonius* Lamarck, *Conus testudinarius* Bruguiere, *Harpa rosea* Lamarck, *Murex saxatilis* Linné y el coral *Siderastrea radians* (Pallas). Esta arribada de fauna ecuatorial viene acompañada de una extraordinaria proliferación de lapas del grupo *Patella ferruginea* Gmelin, de gran tamaño y morfología muy variada, y también una mayor abundancia de *Thais haemastoma* (Lineé). El restante y escaso 2% de la población está constituido por una quincena de especies, entre las que figuran *Cymatium parthenopaeum* (Von Salis), *Charonia nodifera* (Lamarck), *Cantharus viverratus* (Kiener), *Conus papilionaceus* (Bruguiere) y *Spondylus gaederopus* (Linné).

El contenido faunístico y su posición estratigráfica permiten relacionar estos depósitos marinos con el último y más cálido episodio del Cuaternario superior, conocido en Europa como último interglacial y en probable relación con el Tirreniense mediterráneo, el Ouljiense marroquí y el Inchiriense superior mauritano.

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

2.4.1. Depósitos aluviales antiguos y terrazas (19)

Estos materiales aparecen fundamentalmente en el sector oriental de la hoja, constituyendo pequeños afloramientos relacionados con los barrancos de Jaifa, Goroy y Muley. También se han cartografiado en el cuadrante suroccidental, en las proximidades de Triquivijate, en el barranco de la Arena. En general, son afloramientos pequeños que se sitúan en el borde del cauce actual de estos barrancos, con potencias de hasta 2-3 m.

El depósito está constituido por arenas y gravas heterométricas con tamaños muy variables desde 2-3 cm hasta 20-30 cm. En algunos puntos se observa una cierta orientación e imbricación de cantos. Éstos son predominantemente de naturaleza basáltica, observándose tipos olivínicos, olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y afaníticos.

2.4.2. Depósitos cuaternarios indiferenciados (20)

Estos materiales afloran fundamentalmente en el extremo suroriental de la hoja, en la zona de El Matorral y en la confluencia de los barrancos de los Varichuelos, Jenejey y Muley. Asimismo, se han cartografiado tres pequeños afloramientos en el sector nororiental, localizados en las proximidades de Montaña de los Rinconcillos, Vista del Ángel y Tesjuates.

En general, se trata de depósitos detriticos aluviales que aparecen desconectados del cauce actual del barranco y, en ocasiones, constituyen llanuras de inundación, sólo activas en épocas de grandes avenidas. A veces aparecen parcialmente imbricados con los depósitos de ladera optándose por individualizarlos morfológicamente en la zona de inflexión o de ruptura de pendiente. Están constituidos por arenas y cantos de naturaleza basáltica con tamaños variables desde 0,5 cm hasta bloques de 20-25 cm.

2.4.3. Arenas eólicas pleisto-holocenas (21)

Se han cartografiado solamente dos afloramientos, localizados en las proximidades del Parador Nacional, junto a Playa Blanca.

Son arenas biodetriticos similares a las pliocenas en cuanto a que están tambien constituidas por diminutos caparazones de moluscos, pero, a diferencia de aquellas, éstas se caracterizan por estar sueltas y desprovistas de encostramientos calcáreos. Tienen color blanco-crema y en ocasiones algo asalmonado; presentan estratificación cruzada.

Esta zona tuvo una intensa actividad extractiva que ha provocado la degradación de estos materiales. Actualmente, las explotaciones están abandonadas, pudiendo observarse potencias de hasta 6-8 m.

En cuanto a la edad de estos depósitos, se observa que son posteriores a las coladas pliocenas y a las del Pleistoceno inferior; por este motivo, han sido asignadas al Pleisto-holoceno, ya que el mecanismo de formación puede haber estado funcionando durante un largo período de tiempo. Como se comentó en el apartado 2.2.1., estas arenas proceden de la removilización posterior de las del Plioceno.

2.4.4. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (22)

Aflora a lo largo de todo el litoral oriental de la hoja. Está rellenando, frecuentemente, cubetas labradas en los depósitos jandienses, en forma de "beach-rock" en la zona intertidal. También ante desembocaduras de barrancos y en cordones antiguos hasta dos metros más alto que el cordón actual, y siempre por debajo del cordón jandiense (aproximadamente 1 m por debajo). No obstante, resulta complicado distinguir entre estos dos tipos de depósitos, ya que tienen aspectos macroscópicos muy parecidos y además aparecen casi solapados en el espacio. Uno de los mejores criterios sería la existencia de coladas recientes o subrecientes intercaladas entre ambos, pero dado que estas emisiones están ausentes en el sector oriental de la hoja, hay que recurrir a otros criterios de tipo paleontológico.

Su fauna es semejante a la actual para estas regiones canarias y se caracteriza por la extraordinaria abundancia de *Therícum vulgatum* (Bruguiere), que, junto con patelas semejantes a las jandienses, constituyen más de las tres cuartas partes de la población muestrada. La menguada cuarta parte restante se la reparte una veintena de especies, entre las que figuran *Columbella rustica* (Linné), *Linga columbella* Lamarck, *Conus mediterraneus* Bruguiere, *Erosaria spurca* (Linné), *Thais haemastoma* (Linné), *Luria lurida* (Lineé), *Polinices lacteus* (Guildin), *Cantharus vi-*

verratus Kiener, *Cerastoderma edule* (Linné), *Chlamys corallinoides* (d'Orbigny), etc., por orden de abundancia. También se encuentran vermétidos y algas calcáreas.

La localidad tipo elegida por MECO (1991b) es La Jaqueta, en la costa sur de la isla (hoja del istmo de La Pared). En este afloramiento, hoy en día bastante deteriorado por la actividad humana, pueden observarse dos pulsaciones. La última ha sido datada en 1.400 B.P. y está cortada por un socavón que podría corresponder con la pequeña edad glacial de la Edad Media, algo anterior al año 1000.

2.4.5. Coluviones y depósitos de ladera indiferenciados (23)

Estos depósitos ocupan una extensión relativamente importante de la hoja y aparecen relacionados con los relieves más prominentes de la misma, tales como Montaña Tesjuates, Enmedio, Veredas, El Cuchillite, Cuchillo de Goroy, Rosa de Taro, Morro de las Tinajas, Cuchillo de Palomares, Montañeta del Sombrero y de la Rosa. La edad de estos materiales es algo incierta, pues al estar relacionados con los relieves miocenos, pueden haber comenzado a formarse en épocas relativamente antiguas y continuar el depósito casi hasta la actualidad. Frecuentemente, estos depósitos se imbrican unos con otros y forman conos o abanicos coalescentes muy característicos que cubren las laderas y llegan a indentarse con los depósitos de fondo de barranco, siendo en ocasiones problemática su separación cartográfica. En planta presentan formas seudotriangulares cuyo vértice apunta hacia la zona de cabecera.

En general, están constituidos por material detrítico grueso: arenas, cantos y bloques angulosos y subangulosos, muy heterométricos, de composición casi exclusivamente basáltica. En ocasiones aparecen seccionados por las barraqueras subsidiarias, pudiendo apreciarse que los cantos están englobados en una matriz arenosa de color grisáceo. A veces se observan algunas intercalaciones de material detrítico fino, si bien lo más frecuente es que el depósito no muestre ningún tipo de ordenación interna.

2.4.6. Depósitos de barranco y fondos de valle (24)

Se describen en este apartado los depósitos relacionados con los barrancos y valles principales, los cuales se localizan preferentemente en el sector oriental de la hoja. Suelen presentar orientaciones de tendencia E-O y desembocar en la costa oriental. Entre ellos se pueden citar los de Río Cabras, Goroy, Valle Corto, Varichuelos, Jenejey, Negrito, Teque y Muley. En el cuadrante noroccidental de la hoja aparecen depósitos en los barrancos de Las Tinajas, Majada Larga y Majamanca. Debido a la falta de precipitaciones y a la irregularidad de las mismas, los cauces de estos barrancos suelen estar casi siempre secos, salvo en casos de lluvias intensas en que pueden funcionar como ramblas, arrastrando en avenidas torrenciales grandes volúmenes de materiales.

Mayoritariamente, estos depósitos están constituidos por arenas y gravas muy heterométricas, de composición casi exclusivamente basáltica. En menor medida presentan una fracción fina limo-arcillosa, de color gris. Las potencias visibles son generalmente bajas (1-2,5 m).

2.4.7. Playas de arena (25)

Sólo existen dos playas de arenas en esta hoja: Playa Blanca y la Playa de Las Caletitas. La primera presenta una longitud de unos 800 m y se localiza al sur de Puerto de Rosario y al norte del aeropuerto. La Playa de las Caletillas es mucho más pequeña que la anterior y se sitúa en el sector meridional de la hoja, aproximadamente 1,3 km al sur de El Matorral.

El nombre de Playa Blanca alude a la coloración blanco-cremosa de las arenas que constituyen la playa. En esta zona se debieron instalar durante el Plioceno dunas, que posteriormente se han retrabajado durante el Pleistoceno y el Holoceno. Asimismo, la acción marina ha provocado el desarrollo de esta playa.

La playa de las Caletitas, sin embargo, es una playa de arenas oscuras procedentes de la disgregación de los aportes detríticos basálticos de los barrancos de Varichuelos, Jenejey y Muley. Se trata de una pequeña ensenada, protegida por La Punta del Risco, en la cual se han acumulado los materiales más finos, mientras que en la zona situada más próxima a la salida de los barrancos aparece un cordón de cantos basálticos.

2.4.8. Playas de cantos (26)

Se han cartografiado dos playas de cantos localizadas en Punta Negra y Punta de Piedra Cal. Esta última se sitúa a ambos lados de la desembocadura del barranco de río Cabras, en las proximidades del aeropuerto. La playa de Punta Negra se halla inmediatamente al sur de la desembocadura de los barrancos de Varichuelos, Jenejey y Muley.

Ambas playas están constituidas por una acumulación de cantos rodados de naturaleza basáltica y escasas arenas de color oscuro que forman un estrecho cordón playero. La mayoría de los cantos presentan tamaños comprendidos entre 5 y 20 cm.

2.4.9. Depósitos antrópicos (27)

Se han asignado a este grupo tanto los materiales correspondientes a la pista del aeropuerto y edificios anejos como los de un vertedero localizado en la ladera suroriental del vértice Zurita. Los materiales existentes en un uno y otro sector son muy distintos, ya que en la zona del aeropuerto, bajo la pista de rodadura, parece que existe una explanada artificial y una subbase con buenas características geotécnicas. Sin embargo, en el vertedero citado, hay materiales de desecho de diferente procedencia que son compactados y cubiertos por capas de material detrítico.

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 tanto su forma alargada y alineada con Lanzarote como la estructura del Complejo Basal 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 contra, en el dominio subaéreo, aparecen propiamente aquellos elementos provocados por los esfuerzos compresivos locales o por una nueva dilatación lineal.

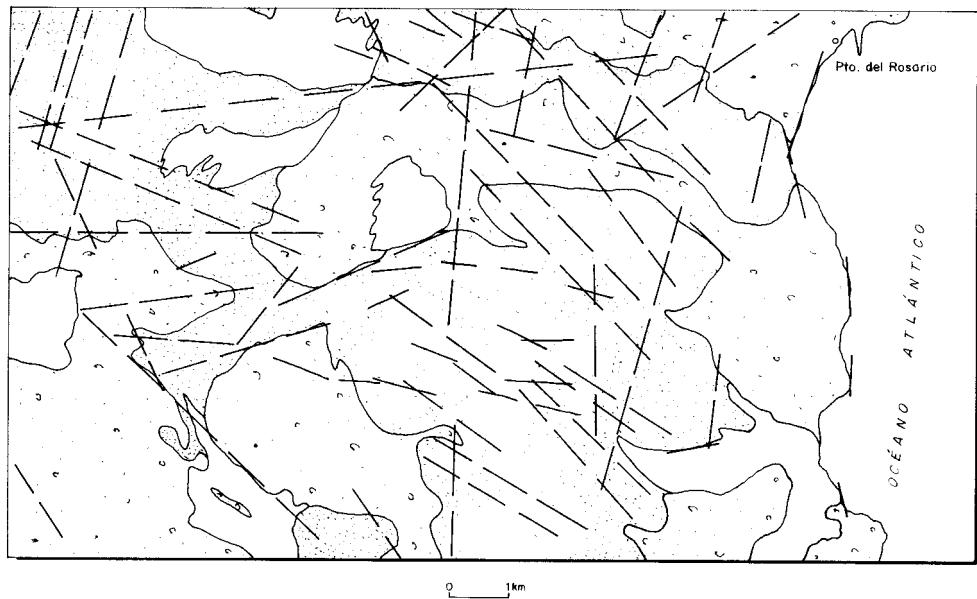
El análisis de los elementos volcano-tectónicos en Fuerteventura ha puesto de manifiesto la existencia de dos campos de esfuerzos, que en parte se superponen en el tiempo y en el espacio, pero que son de escala distinta. Hay un campo regional, que es el que primero comienza a actuar, el cual desde el 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.), el campo de esfuerzos sigue unas tendencias más variables, que ocasionan cambios en las direcciones, dentro y fuera de la zona de máxima dilatación. Se manifiestan esfuerzos compresivos que afectan a las paredes rocosas de las cámaras magmáticas ascendentes, provocando la aparición de sistemas de diques radiales. Esta orientación de diques parece evidente que está controlada por modelos de esfuerzos locales, y corresponden con la geometría de la superestructura de los estratovolcanes que se forman durante los primeros episodios subaéreos de la isla. 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.

También, otro ejemplo de la variabilidad del campo de esfuerzos está en la intrusión de estructuras "ring complex" como el de Vega de Río Palma, en pleno Complejo Basal. Esta estructura no lleva asociado un enjambre de diques propios, y se encuentra justamente perforando la banda axial de dilatación lineal NNE-SSO. Probablemente, su emplazamiento marca la relajación del régimen de esfuerzos extensional inicial.

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 la hoja, se han elaborado dos esquemas diferentes. Uno de lineamientos morfológicos y otro con los elementos volcano-tectónicos. El aná-



LEYENDA

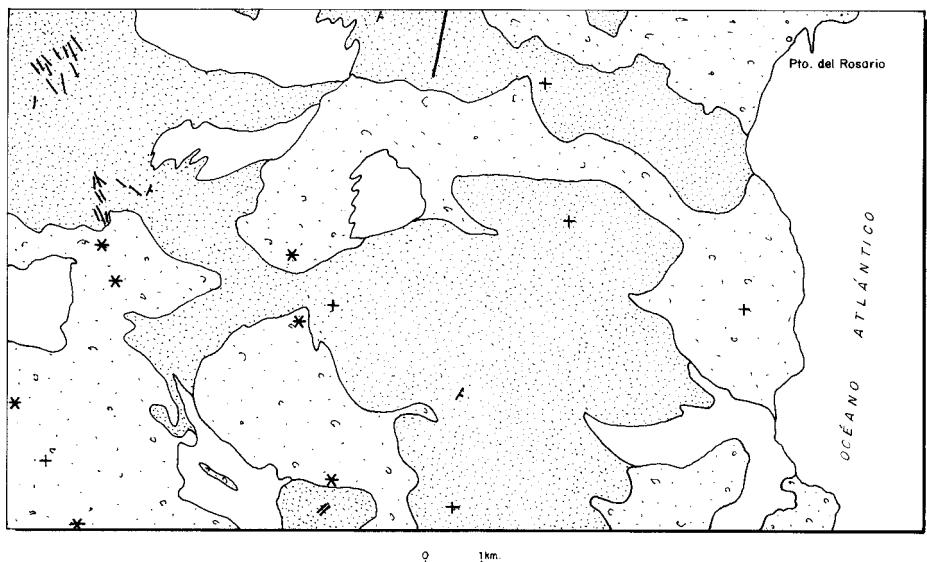
- | | | | | | |
|--------------------------|------------------------------|--------------------------|-----------------------------|--------------------------|--------------------|
| <input type="checkbox"/> | Recubrimientos sedimentarios | <input type="checkbox"/> | Volcanismo plio-cuaternario | <input type="checkbox"/> | Volcanismo mioceno |
|--------------------------|------------------------------|--------------------------|-----------------------------|--------------------------|--------------------|

Fig. 3.1. Esquema de lineamientos.

lisis 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 esta hoja sólo está representado el dominio subáereo, con grandes extensiones de las lavas y brechas miocenas y emisiones estrombolianas del volcanismo pliopleistoceno. Las primeras se apilan en grandes paquetes buzantes ligeramente hacia el mar, según cerros alargados ("cuchillos") en posición subparalela, separados por amplios valles. Configuran una ladera del estratovolcán de Tetir, que en la parte sur de la hoja parece estar superpuesto a lavas del también estratovolcán mioceno de Gran Tarajal. El tramo inferior (materiales del Grupo Ampuyenta) del edificio de Tetir aflora en el área del Valle Central, formando los niveles bajos de los frentes de los "cuchillos".



SIMBOLOGÍA

- | | |
|--------------------------------|--|
| ★ Centro de emisión sin cráter | — Fractura |
| — Diques básicos | + — Dirección y buzamiento; horizontal |

Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

En el esquema de lineamientos (Fig. 3.1) se pueden apreciar varias direcciones dominantes. En la zona de tránsito entre el valle central y los "cuchillos" miocenos son patentes direcciones N10°-15°E que limitan los dos dominios. Esta dirección podría estar condicionada por la formación del valle central, que en cierta medida obedece a fenómenos tectónicos aún poco conocidos. Direcciones norteadas se siguen apreciando por el resto de la hoja, limitando bloques miocenos que cambian la dirección de alargamiento de algunos "cuchillos".

Otros lineamientos muy frecuentes son los que limiten lateralmente los "cuchillos" y corren paralelos a ellos, con direcciones entre N125°E y N140°E. Con mucha probabilidad, representan directrices de debilidad radial desarrolladas sobre las laderas del supraedificio, siguiendo la pendiente de las mismas, sobre las que posteriormente se excavaron los amplios valles que separan los "cuchillos".

En el esquema volcano-estructural (Fig. 3.2) hay que destacar las estructuras volcánicas y las estructuras tectónicas. Entre las primeras está el pequeño enjambre de diques basálticos subverticales que se localizan en el NO de la hoja y que atraviesan las brechas miocenas del Grupo Ampuyenta. Todos ellos, menos dos, presentan direcciones subparalelas a N150°E, con peque-

ñas variaciones a $\pm 15^\circ$. Prolongándolos hacia el NO, intersectarían, de forma global y conjuntamente con los diques similares aflorantes en los mismos materiales de las dos hojas superiores (Tetir y La Oliva), en un centro de convergencia al norte de Tefia, en el valle central. El esquema geométrico que dibujan es, con conjunto, de tipo radial, propio de un campo de esfuerzos compresivo local, provocado por el ascenso de la cámara magmática durante la construcción del estratovolcán de Tetir.

Sólo hay dos diques en Montañeta del Sombrero (límite sur de la hoja) que tienen una dirección N45°E distinta a la anterior. Son diques verticales que atraviesan lavas del estratovolcán de Gran Tarajal por lo que, pertenecen a la malla de diques radial de dicho edificio, no sólo por su situación geográfica, sino porque su dirección concuerda con la del esquema radial.

La distribución geométrica de los conos del volcanismo pliocuaternario no define claramente ninguna fractura eruptiva que los englobe. Se encuentran bastante dispersos, pues hay cuatro que se encuentran en el valle central, próximos a la base de los "cuchillos", como son Morro el Castillejo, La Morra, Casa Blanca, y un pequeño cono en el límite sur de la hoja, mientras que otros han salido sobre los relieves basálticos miocenos (Cercado Viejo, Morrito del Valle Higuera y cono de Las Cuevas). Los primeros pudieron estar controlados por la fracturación norteadada que se produce en este límite del valle central, mientras que los segundos, tal vez, pudieran alinearse según una fractura N170°E, paralela a las direcciones anteriores.

Las estructuras tectónicas más importantes se encuentran localizadas en el ángulo NO de la hoja, en la zona de Montaña de Tao y proximidades. Allí se puede observar una tectonización clara sobre los materiales del Grupo Ampuyenta. Todo el conjunto de brechas, lavas y diques se encuentra roto, con el aspecto de haber sido afectado por un ancho pasillo tectónico de dirección N-S. Es posible que este fenómeno sea producto del reajuste tectónico del valle central o del "equilibrio morfológico" (estabilidad) del estratovolcán mioceno. Una falla con esta misma dirección N-S es la que corre por la Degollada de Jaifa, entre Montaña de Tesjuates y Montaña de Enmedio, y pudiera ser parte integrante de la familia de fallas norteadas de la región.

Possiblemente, gran parte de estas fallas y fracturas son consecuencia del asentamiento del estratovolcán de Tetir, después de la emisión lávica de los tramos inferiores. Algunas de estas fracturas debieron ser líneas de debilidad, a partir de las cuales se occasionaron deslizamientos importantes que dieron origen a algunos de los depósitos caóticos que afloran dentro de los materiales del Grupo Ampuyenta.

Respecto a los movimientos en la vertical que han existido en esta hoja, la presencia de las rasas marinas situados en la costa reflejan su existencia. Se observa una situación muy similar a la presente en la hoja superior de Tetir, pues hay continuidad total en las características y cotas de dichas rasas. De las tres rasas principales que afloran en la isla: la pliocena, la jandiense y la erbanense, la última es la que mejor está representada. La jandiense se encuentra a cota de +1-2 m y la erbanense algo más baja, a +1 m, lo que indica, en términos absolutos, un desnivel relativamente pequeño respecto al mar actual.

De la rasa pliocena no se han visto afloramientos directos de los niveles de arenas marinas. Sólo se observan, debajo de algunas coladas plioleistocenas, arenas eólicas que pudieran atribuirse al techo de dicha formación marina. Éstas se encuentran en distintos lugares y a distintas cotas, sin poder asegurar que sean tramos eólicos totalmente correlacionables. Según

esto, no se pueden hacer afirmaciones claras respecto a las variaciones verticales habidas en esta parte de la isla.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

Tres son los tipos de materiales que conforman esta hoja. En primer lugar, los basaltos mioceños, que constituyen el sustrato de toda la hoja, y que por su alta cohesión y la estructura en coladas tabulares, van a determinar los rasgos del relieve con mayor importancia.

En segundo lugar, los basaltos pliocenos, que se van a adaptar al relieve previo, no originando más que un suavizamiento del mismo. Se trata de materiales cohesivos, aunque fácilmente alterables, que no dan relieves elevados por los escasos volúmenes de materiales emitidos durante esta fase (sobre todo cuando se los compara con los correspondientes a la Fase miocena) y por el grado de disección. Dan, a pesar de todo, escarpes fuertes en los bordes de los barrancos excavados en ellos.

Finalmente, están los depósitos de vertiente. Poco importantes, con un grado de cohesión bajo, constituyen recubrimientos peliculares que van a fosilizar las superficies previas de mayor pendiente, adaptándose a las mismas sin modificarlas grandemente.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

El intervalo de tiempo entre el final de la emisión de las coladas basálticas miocenas y el inicio de la emisión de las coladas pliocenas marca la primera etapa en la generación del relieve que aquí se puede reconstruir. Corresponde esta etapa a una fuerte disección del relieve, que está representado en esta hoja por los aluviales de edad pliocena que fosilizan los fondos de valle (Barranco de Arena). Corresponden al final del período de incisión mio-pliocena. No pueden ser observados más que en una sola localidad, en el sur de la hoja, puesto que se hallan fosilizados por los depósitos correspondientes al siguiente evento formador del relieve, que es la fase extrusiva pliocena.

Además de estos fondos de valle, se pueden reconocer, aunque muy degradados, otros restos del relieve finimioceno o tal vez del inicio del Plioceno. Se trata de los niveles de crestas ("cuchillos"), que han dirigido las coladas de basaltos hacia el mar, por el este.

La fase siguiente en la construcción del relieve viene dada por una nueva etapa creadora de relieve. Corresponde a las emisiones puntuales de basaltos, de las que se pueden aún reconocer por una parte edificios en escudo muy rebajados y por otra distintas coladas que ocupan el fondo de los valles hasta la orilla este de la isla. De esta etapa sólo resultaría una suavización de las formas previas de edad miopliocena y exclusivamente en las partes bajas de los valles.

La tercera etapa corresponde a la época subactual. Vuelve, aquí a producirse una incisión de la red, si bien de dimensiones modestas si se la compara con la miopliocena. Aquí, las máximas

profundidades alcanzadas no superan los 30 m en ningún caso. Esto revela, por una parte, la diferente duración del proceso de incisión, ya que las anchuras de los cauces son pequeñas. Por otra, confirma el menor espesor que alcanzan aquí las acumulaciones de basaltos. Durante esta fase evolutiva del relieve se puede asistir igualmente a una intensa degradación de las vertientes, lo que va a ocasionar diversas generaciones de depósitos de ladera, gravitatorios, coluviones, etc., que van a colmatar los fondos de los valles, salvo en el caso de que el curso del agua que lo recorre tenga la suficiente entidad como para abrirse paso a través de los derrubios de ladera.

Por lo que se refiere al borde de la costa, no existen datos de niveles marinos que permitan establecer una secuencia tan detallada de etapas como las que se han visto en la interior de la hoja.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

4.3.1. Formas endógenas

Conos volcánicos. Correspondientes todos a la etapa pliocena superior. Debido al tipo de volcánismo con el que se asocian, no van a dar formas manifiestas. Se trata de edificios de baja altura, en forma de escudo y muy rebajados. El edificio de mayores dimensiones es el de Cerredo Viejo, aunque también son dignos de mención el de Casa Blanca, La Morra y el Morrito de Valle Higuera, este último en la parte alta de un "cuchillo".

Superficies de colada. Todas ellas corresponden a los edificios antes nombrados, así como procedentes de las hojas limítrofes. Aunque mal conservadas, sus características superficiales, tanto por la alteración química posterior como por la incisión fluvitorrencial postpliocena, conservan lo fundamental de la superficie, y por eso se incluyen en este apartado en lugar de cartografiarlas como glaciares.

4.3.2. Formas exógenas

Formas residuales. Son, sin duda, después de las formas volcánicas pliocenas, las formas de mayor interés en esta hoja. La incisión de los basaltos fisurales de la etapa miocena ha dejado estos relictos del relieve inicial que pueden ser interpretados como niveles de cumbre locales. Se trata de *formas alargadas* (tipo "cuchillo"), como es el caso de las Montañas Negras o el Cuchillo de Palomares, con más de 5 km de longitud.

En unos casos se trata de *formas más circunscritas*, dando relieves cónicos, como la Montaña de Enmedio, Montaña Zurita, Montaña del Campo, de la Rosa, cuyo carácter residual aún se destaca más al hallarse rodeadas por la superficie plana que da la colada pliocena.

En otros casos la degradación de la superficie inicial no ha sido tan intensa, y se pueden preservar restos de un *aplanamiento* rodeados por un escarpe (Las Atalayitas, Montaña Zurita). El origen de estas superficies es dudoso, aunque todo hace suponer que son derivadas de la erosión fluvitorrencial.

Formas de vertiente. Se trata del tercer tipo de materiales en importancia en el ámbito de esta hoja. Conservan su forma original, aunque el mismo proceso de evolución de vertiente que las originó vuelva a incidirlas. Fundamentalmente corresponden a pequeños abanicos de piedemonte, conos de vertiente, o aun coluviones que coalescen en el pie del relieve que los originó.

4.3.3. Formas marinas

Acantilados. Corresponden a la incisión de la serie basáltica pliocena, y alcanzan por ello muy poca altura (inferior a los 10 m). A pesar de ello se asocia a los acantilados una rasa de abrasión bien caracterizada.

Playas. Sólo se reconocen en el ámbito de esta hoja cuatro pequeñas playas, que coinciden con las desembocaduras de pequeños cursos aluvitorrentiales, sin importancia geomorfológica.

4.3.4. Formas fluviales

De este tipo de procesos geomorfológicos, los únicos que dan lugar a formas diferenciadas son los postpliocenos, ya que en los de edad anterior las coladas pliocenas han obliterado totalmente su morfología original.

Las incisiones, en el caso más extremo, no sobrepasan los 30 m y corresponden a cauces estrechos y de vertientes muy verticalizadas. Son características algunas formas de acumulación, tipo deltas, como en el caso de Punta Gonzalo y Punta del Viento, hoy destruidas por el aeropuerto de Fuerteventura, y que llegan incluso a dar un relieve positivo en la costa.

4.3.5. Formas eólicas

Poco significativas. El campo de dunas de Playa Blanca y el de la Playa de las Caletitas son ejemplos de este tipo de formas, si bien de escasa relevancia.

4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO.

Collado: Degollada de Morro de los Asientos, Valle Hondo, Vista de la Rosa, de la Culata, Majada Blanca, del Morrito.

Forma residual alargada: Cuchillo de Palomares, el Cuchillete, de Goroy, de Majamán.

Forma residual cónica: Montaña de Zurita, de Enmedio, de Tao, de la Rosa, del Negrito, La Montañeta, Morro de la Casa, Pinacho, de Valle Corto, Punta del Morrito, de Valle Higuera, El Castillejo, de las Tinajas, del Campo.

Forma residual plana: La Mesa, Llano de la Casita, Llanos de la Mareta, Llanos de Lezque, Llanos del Negrito, de las Pilas.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones volcánicas representadas en la zona, habiéndose realizado un muestreo sistemático de las mismas, tanto para su estudio petrográfico como geoquímico. Primeramente se describen las características petrológicas de las fases volcánicas y de los tramos o episodios que en ellas se han distinguido y posteriormente se hará un comentario sobre su comportamiento geoquímico.

**Tabla 5.1. Fase miocena.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos**

MUESTRA	16459	16222	16734	16219
SiO ₂	41.55	43.27	43.90	46.10
Al ₂ O ₃	12.29	12.61	14.29	14.24
Fe ₂ O ₃	4.26	6.18	3.83	3.95
FeO	9.22	6.77	8.90	7.90
MgO	9.82	9.98	8.38	9.25
CaO	10.50	11.46	11.10	10.45
Na ₂ O	2.28	2.98	2.56	3.10
K ₂ O	1.56	1.37	1.08	.63
MnO	.17	.16	.15	.15
TiO ₂	4.09	3.01	3.25	2.38
P ₂ O ₅	.77	.78	.40	.53
H ₂ O	3.04	1.08	1.99	1.12
CO ₂		.33	.05	.10
Or	9.22	8.10	6.38	
Ab	10.88	13.70	15.71	
An	18.69	16.99	24.31	23.08
Lc				2.92
Ne	4.56	6.24	3.23	14.21
Di	22.66	25.77	22.38	46.01
Ol	14.77	10.92	13.12	6.18
Ln				3.68
Mt	6.18	8.96	5.55	5.73
Il	7.77	5.72	6.17	4.52
Ap	1.78	1.81	.93	1.23
Cc		.75	.11	.23
ID	24.66	28.04	25.32	17.13
FEMG	.18	.08	.23	.20
IP	.44	.51	.38	.52

16459 Basanita. Colada en la zona del vértice Morro Huesos. FUSTER *et al.* (1968).

16222 Basanita. Colada en la ladera N de Montaña del Campo. FUSTER *et al.* (1968).

16734 Basanita. Colada en la ladera S de Montaña de la Rosa. FUSTER *et al.* (1968).

16219 Basalto alcalino. Colada en la ladera NO de Montaña del Campo. FUSTER *et al.* (1968).

Tabla 5.2. Fase Pliocena superior.
Ánálisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

MUESTRA	16211	AG-1572	AG-1573
SiO ₂	39.85	41.90	46.69
Al ₂ O ₃	11.95	11.51	12.19
Fe ₂ O ₃	7.17	12.77	11.96
FeO	6.73		
MgO	9.72	11.51	8.63
CaO	11.76	12.02	11.03
Na ₂ O	3.22	3.52	3.40
K ₂ O	1.06	1.15	.74
MnO	.17	.19	.15
TiO ₂	4.12	3.00	2.88
P ₂ O ₅	1.03	.93	.56
H ₂ O	2.87	.53	1.37
CO ₂			
Cr		281	248
Nb		72	47
Ni		185	134
Rb		25	15
Sr		820	618
V		240	210
Y		20	19
Zr		249	193
Or	6.26	6.80	4.37
Ab	8.64	1.67	22.06
An	15.02	12.21	15.82
Ne	10.08	15.23	3.64
Di	28.49	33.30	28.54
Ol	7.71	17.54	13.41
He	.06		
Mt	10.30	2.83	2.64
Il	7.82	5.70	5.47
Ap	2.39	2.15	1.30
ID	24.99	23.70	30.07
FEMG	.00	.24	.28
IP	.54	.61	.52

16211 Basanita. Colada en la zona del vértice Casa Blanca. FUSTER *et al.* (1968).

AG-1572 Basanita. Colada a 400 m al este de Triquivijate. MAGNA.

AG-1573 Basalto alcalino. Colada en la ladera N del barranco Río Cabras, frente al km 7 de la ctra. Puerto Rosario. C. del Ángel. MAGNA

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas 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. En el caso de la Fase miocena, únicamente se han tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, las muestras correspondientes al edificio mioceno en el que se halla enclavada la hoja, si bien en los diagramas se han representado las muestras disponibles pertenecientes a cada uno de los tres edificios miocenos de la isla. En cualquier caso, en las representaciones gráficas siempre se señala con simbología diferente las muestras tomadas en el área cartografiada.

Además de los análisis expresamente realizados para este trabajo, se han incluido también los existentes en la bibliografía. Por ello, las 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 principalmente a las distintas técnicas analíticas empleadas.

En las Tablas 5.1 y 5.2 aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma CIPW La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS, [LE BAS *et al.* (1986a)]. La denominación de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras.

5.1. FASE MIOCENA. PETROLOGÍA

En el área de la hoja de Puerto del Rosario aparecen simultáneamente tanto formaciones relacionadas con el edificio volcánico del norte de la isla (edificio Tetir) como con el edificio Gran Tarajal, en la zona central de ésta.

No obstante, desde el simple punto de vista petrográfico, existe una escasa variedad o diferenciación entre las tipologías existentes, siendo muy difícil, en la mayoría de los casos, la asignación de una muestra a uno u otro edificio o formación.

Como principales unidades se pueden distinguir:

5.1.1. Edificio Gran Tarajal

5.1.1.1. Coladas basálticas del tramo inferior-medio indiferenciadas

Petrográficamente, la Fase miocena se caracteriza por la presencia de coladas de tipo basáltico fundamentalmente y mucho más raramente traquíbasáltico. En función de la presencia de fenocristales de un tipo u otro, aparecen las siguientes tipologías:

Basaltos olivínicos. Predominan los ejemplares porfídicos, si bien aparecen ejemplares afaníticos, casi sin fenocristales, siendo general la presencia de abundantes vacuolas.

El olivino aparece en forma de cristales entre idiomorfos y subidiomorfos, generalmente no muy abundantes y con tamaños variables. La alteración más frecuente es a iddingsita, en bordes del cristal, si bien en ocasiones puede estar también acompañada de procesos de serpen-

tinización, preferentemente siguiendo microfracturas del cristal o en el núcleo de éste, así como alteraciones más complejas a productos de tipo clorofaeita, talco y serpentina. En algunos ejemplares afaníticos sin auténticos fenocristales abundan los cristales de tipo esquelético, mostrando además dichos olivínicos una cierta orientación.

Las matrices son variadas, si bien predominan las de tipo microcristalino intergranular. Constan de plagioclasa microlítica, generalmente maclada polisintéticamente, augita y opacos granulares dispersos.

Con carácter secundario, y generalmente asociados a microvesículas o microfracturas que rellenan total o parcialmente, aparece calcita, zeolitas, serpentina y óxidos, junto con vidrio más bien escaso.

Como minerales accesorios se citan [IGME (1984a)] apatito y biotita.

Basaltos plagioclásicos. Constituyen el grupo de mayor importancia, junto con los olivínicos vistos anteriormente. Se trata de basaltos porfídicos en la mayoría de los casos. En función de la presencia junto a la plagioclasa de olivino y/o augita, se distinguen basaltos plagioclásico-olivínicos (los más abundantes en el desmuestre efectuado) y basaltos plagioclásico-olivílico-píroxénicos.

La plagioclasa suele ser muy abundante, apareciendo en forma de cristales tabulares, maclada polisintéticamente; en ocasiones es de gran tamaño, llegando incluso a formar cristales centimétricos. Suele presentarse agrupada formando glomérulos radiales de aspecto estrellado. El olivino es igualmente abundante, si bien por lo general de menor tamaño. Aparece como cristales entre idiomorfos y subidiomorfos, en ocasiones con presencia de golfos de corrosión, y con procesos de alteración tanto a iddingsita como a serpentina.

El piroxeno, cuando aparece, es bastante más escaso, tratándose de augita titanada con bordes rosados más o menos intensos. Presenta generalmente maclas simples, así como en ocasiones zonados y fenómenos de reabsorción en bordes de los cristales. Los cristales de mayor tamaño suelen presentar abundantes inclusiones tanto de opacos como de olivino o plagioclasa.

La matriz, de tipo microcristalino, apenas se diferencia de otras similares de los basaltos olivínicos vistos anteriormente.

Traquibasaltos. Constituyen los episodios más escasos dentro de este tramo. Se caracterizan por la ausencia prácticamente total de fenocristales, exceptuando esporádicas plagioclásas tabulares poco desarrolladas. Predominan las texturas orientadas de tipo fluidal, con abundantes microlitos maclados polisintéticamente de plagioclasa, opacos tabulares bien desarrollados y augita más escasa. El olivino es aún más escaso y de escaso desarrollo, si bien en ocasiones puede aparecer en cantidades tales que se tengan composiciones al límite entre traquibasaltos y basaltos.

5.1.2. Edificio Tetir

5.1.2.1. Brecha Ampuyenta

Debido a las características propias de esta brecha (muy fragmentada y suelta), sólo se ha efectuado un desmuestre muy superficial de algunos fragmentos de ello y no de su matriz, por lo

que resulta imposible describirla petrográficamente. Dichos fragmentos, por su origen, pueden ser divididos en dos grupos:

—*Fragmentos relacionados con rocas plutónicas.* Tal es el caso de la muestra localizada en proximidad de montaña Tao. Corresponde a un gabro de textura granuda con cristales de gran desarrollo (generalmente mayores de 4 mm).

Como principales componentes aparecen abundantes olivinos subidiomorfos con procesos de alteración parcial a iddingsita y/o serpentina, así como augita, igualmente en grandes cristales subidiomorfos, presentando maclado (simple o polisintético), zonado y bordes titanados de color rosado.

La plagioclasa aparece en cristales tabulares mucho más pequeños, creciendo de manera intersticial entre olivinos y piroxenos.

Completan la composición opacos de diversos tamaños y agregados de serpentina-cloro-faitea posiblemente relacionados con la alteración del olivino.

—*Fragmentos relacionados con rocas volcánicas.* Se trata preferentemente de fragmentos de composición basáltica. Destacan basaltos olivínico-piroxénicos de tipo ankaramítico, con gran desarrollo de fenocristales, o mostrando en ocasiones matrices orientadas ricas en piroxeno, con tamaño intermedio entre los fenocristales y la matriz.

5.1.2.2. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas relacionadas con la brecha

Abundan los basaltos olivínico-piroxénicos de tipo ankaramítico, caracterizados por grandes fenocristales, generalmente bien desarrolladas, tanto de augita, entre idiomorfa y subidiomorfa, zonada, maclada y con bordes titanados de color rosado, como de olivino, igualmente de gran tamaño y tendencia subidiomorfa, con intensas alteraciones iddingsíticas.

La plagioclasa aparece raramente como fenocristales tabulares y con maclas polisintéticas; de manera más abundante, como microlitos en la matriz, junto con augita y opacos granulares dispersos.

5.1.2.3. Coladas basálticas del tramo medio-superior

Es la unidad que presenta un muestreo más intensivo. Se trata fundamentalmente de basaltos y de manera más excepcional de traquibasaltos con texturas generalmente porfídicas, si bien suelen presentar variaciones, tanto en el tamaño de grano como en la proporción de los minerales en la matriz.

Como fenocristales aparecen, simultáneamente, según los casos, clinopiroxenos de tipo augita-titanoaugita, plagioclasa y olivino, siendo una particularidad reseñable la total ausencia de anfíbol y biotita entre las muestras estudiadas.

Del análisis petrográfico se han distinguido varias tipologías, que coinciden en gran parte con sus homólogas de otros tramos.

Basaltos olivínicos. Se caracterizan por la presencia de fenocristales de olivino, en proporciones variables según los casos, generalmente de subidiomorfos a idiomorfos. Muestran golfos de corrosión y fenómenos de reabsorción magmática. Más raramente, aparecen olivinos esqueléticos y con desarrollo incompleto.

El grado de alteración varía entre intenso y medio, predominando la iddingsitización en bordes de los cristales sobre los fenómenos de serpentinitización según fracturas, o en los núcleos de éstos.

Generalmente, puede distinguirse hasta dos familias de olivinos simultáneamente en una misma roca. Por un lado aparecen fenocristales de gran tamaño (entre 1-5 mm) con alteraciones parciales en bordes y fracturas, con tendencia idiomorfa y proporciones variables entre 10-20%. Por otro se distinguen olivinos menores (0,2-0,5 mm), apenas algo mayores que la matriz circundante, en los cuales el grado de alteración suele ser mayor, incluso total; rara vez acompañan al olivino augita en forma de fenocristales en proporciones menores de un 2% y no de gran tamaño (<1 mm), agrupándose en forma de glomérulos radiales. Plagioclasa también puede aparecer, pero aún más escasa. Las matrices son variadas, pasándose de criptomicrocristalinas a doleríticas, destacando las de tipo fluidal. La composición suele ser muy simple, con presencia de microlitos de plagioclasa, augita en cristales equidimensionales y opacos granulares dispersos.

El vidrio es más bien escaso, generalmente asociado a microvesículas, a las que llena total o parcialmente, junto con calcita, analcimas y/o zeolitas.

Basaltos olivínico-piroxénicos. Son bastante escasos respecto a lo que es habitual en otras zonas análogas, quizás como consecuencia del muestreo efectuado.

Son rocas con presencia simultánea de fenocristales de augita y olivino. El piroxeno es preferentemente idiomorfo, con hábito tabular y maclado, tanto simple como polisintético, zonado y bordes con acumulación de Ti, de color más rosado. Frecuentemente presentan fenómenos de reabsorción en sus bordes.

El olivino suele presentarse en proporciones análogas al piroxeno, presentando características similares que en los basaltos olivínicos.

Las matrices, por su parte, tampoco difieren mucho entre ambos tipos de roca.

Basaltos plagioclásicos. Texturalmente, son rocas glomeroporfídicas con matrices microgranuladas o fluidales.

Por lo general, se distinguen hasta tres familias de plagioclases. La primera comprende cristales idiomorfos de hábito tabular y gran tamaño (>4 mm), con maclado polisintético y tendencia a agruparse en glomérulos radiales, que pueden alcanzar proporciones de hasta un 20% de la muestra; un segundo grupo lo constituyen plagioclases de menor tamaño (0,2-0,4 mm) y peor cristalizadas, en proporciones de un 10-15%. Por último aparecen abundantes microlitos de plagioclasa en la matriz, en ocasiones orientados y confiriendo cierta textura fluidal a la roca.

Además de la plagioclasa, pero siempre en menores proporciones, puede aparecer olivino y/o augita, teniéndose así basaltos plagioclásicos, plagioclásico-olivínicos, plagioclásico piroxénicos y plagioclásico olivínico-piroxénicos, siendo este último el grupo más abundante.

Los fenocristales de olivino son de carácter idiomorfo y presentan caras rectas bien desarrolladas, junto con otras redondeadas, pudiéndose distinguir fenocristales de tamaños milimétricos de otros menores de entre 0,2-0,4 mm. En ambos casos el olivino suele encontrarse muy alterado, preferentemente a iddingsita.

La augita es normalmente aún menos abundante, predominando cristales subidiomorfos-xenomorfos redondeados, en ocasiones con bordes rosados indicativos de una mayor presencia de Ti.

Traquibasaltos-basaltos plagioclásicos afaníticos. Son rocas sin fenocristales o con gran escasez de ellos, destacando, únicamente, esporádicas plagioclásas tabulares nunca mayores de 0,5 mm. La matriz, de tipo fluidal, comprende abundante plagioclasa microlítica orientada, opacos de tipo tabular, característicos de este tipo de roca, frente a los otros basaltos de esta misma unidad, y augita en menores proporciones. El olivino es bastante escaso o está totalmente ausente, presentándose como cristales de pequeño tamaño, generalmente iddingsitzados en su totalidad.

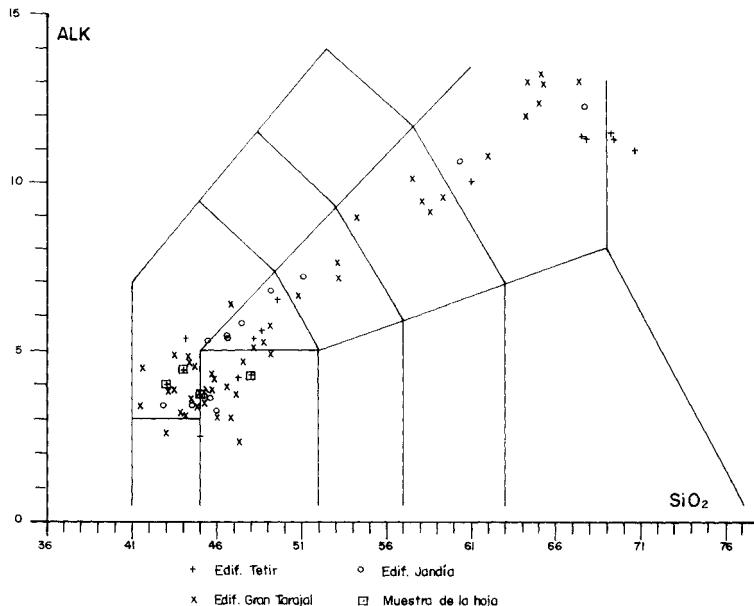


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena.

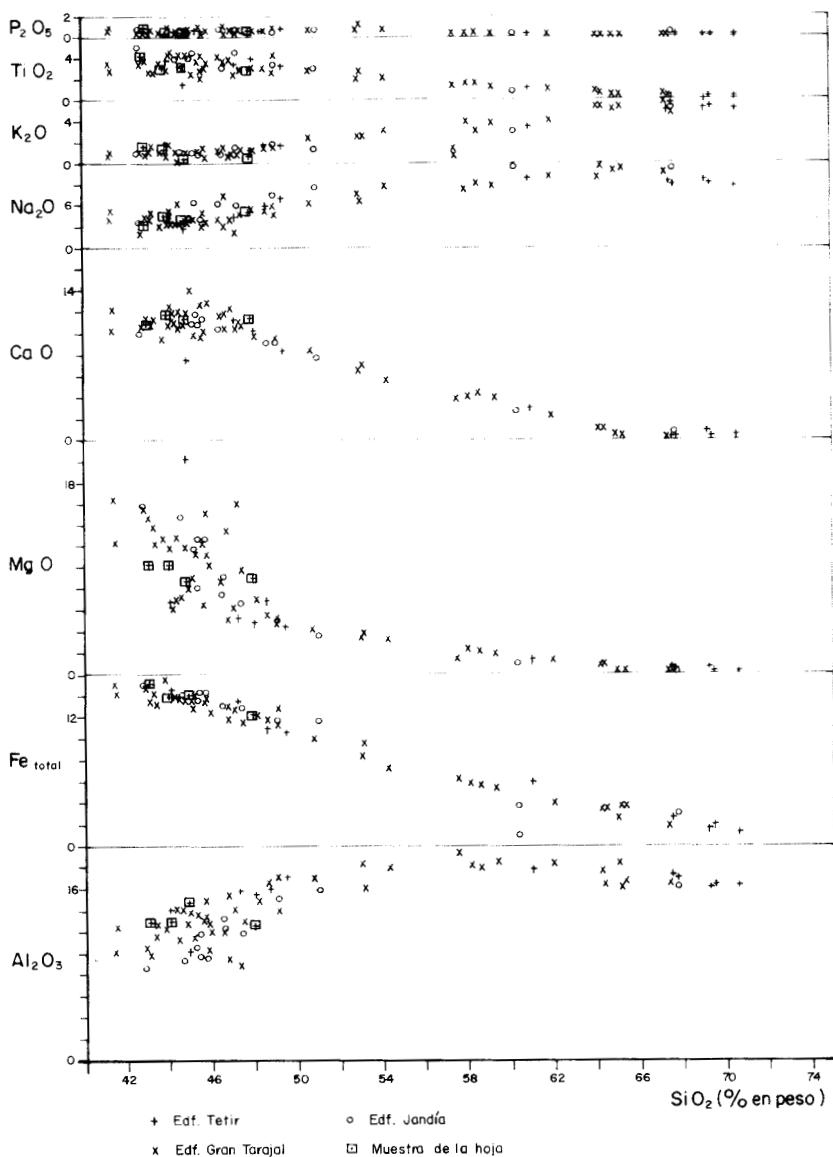


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

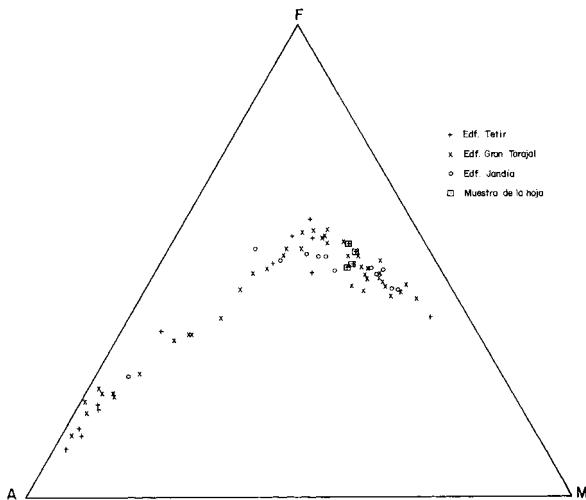


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase miocena.

5.1.2.4. Basaltos plagioclásicos del tramo medio-superior

Además de los basaltos plagioclásicos descritos en el epígrafe anterior, en la cartografía de esta hoja, y conservando criterios empleados en otros por la cartografía del IGME (1984a), se han encontrado basaltos denominados plagioclásicos. Petrográficamente no se percibe ninguna diferencia entre ambas formaciones, dada la abundancia en los tramos medio-superiores de este tipo de basaltos, por lo que este nivel parece sustentarse más en criterios de campo que estrechamente petrográficos.

5.1.3. Diques básicos

Los diques en la zona son generalmente de tipo basáltico, piroxénicos o piroxénico-olivínicos, de aspecto muy parecido a las coladas descritas con anterioridad. De manera más escasa, aparecen, esporádicamente, diques afaníticos con plagioclasa, opacos y biotita, así como un ejemplar con escasos fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

5.1.4. Episodios tardíos

Se dispone de un muestreo bastante escaso de los episodios tardíos debido a su poca representatividad en la hoja. Por tanto, toda conclusión que pueda efectuarse debe ser tomada con

cierta provisionalidad. Con todo, no parecen existir características diferenciadoras a nivel petrográfico respecto del resto de la serie miocena.

Se vuelven a encontrar basaltos olivínicos junto con basaltos plagioclásicos olívino-piroxénicos, con las características ya vistas anteriormente.

Son bastante abundantes los basaltos plagioclásicos afaníticos con presencia de escasos olivinos, de entre 0,2-0,4 mm, de aspecto esquelético. La matriz es fluidal, con plagioclasa micro-lítica orientada y maclada polisintéticamente y opacos tabulares, siendo la augita muy escasa.

5.2. FASE MIOCENA. GEOQUIMICA

De los dos edificios volcánicos miocenos representados en esta área, es el de Gran Tarajal del que mayor número de análisis químicos se dispone, Tabla 5.1. En ambos casos, no obstante, se trata de términos básicos alcalinos basaníticos o basálticos, como se desprende de su clasificación tipológica en el diagrama TAS (Fig. 5.1) Las diferencias composicionales que existen con los tipos petrográficos descritos en la hoja se deben a la escasa cristalización del feldespatoide y a su presencia en el vidrio, que no permite su apreciación modal.

Los contenidos elementales en las diferentes muestras no presentan diferencias de consideración, destacando en una de ellas la mayor cantidad de titanio. En cuanto a su composición

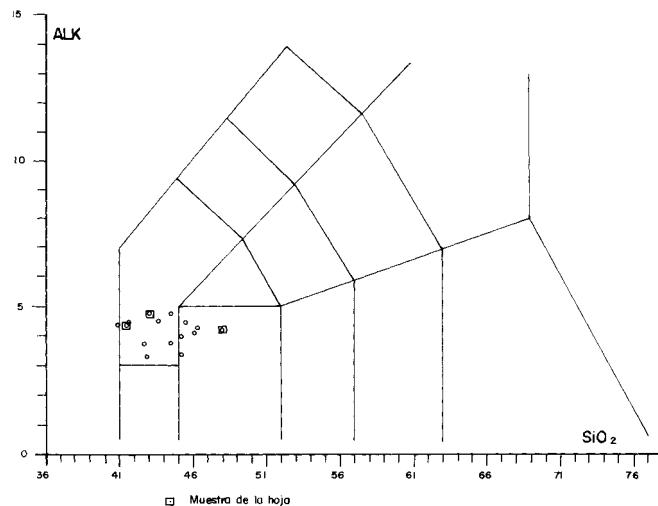


Fig. 5.4. Diagrama TAS de la Fase pliocena superior.

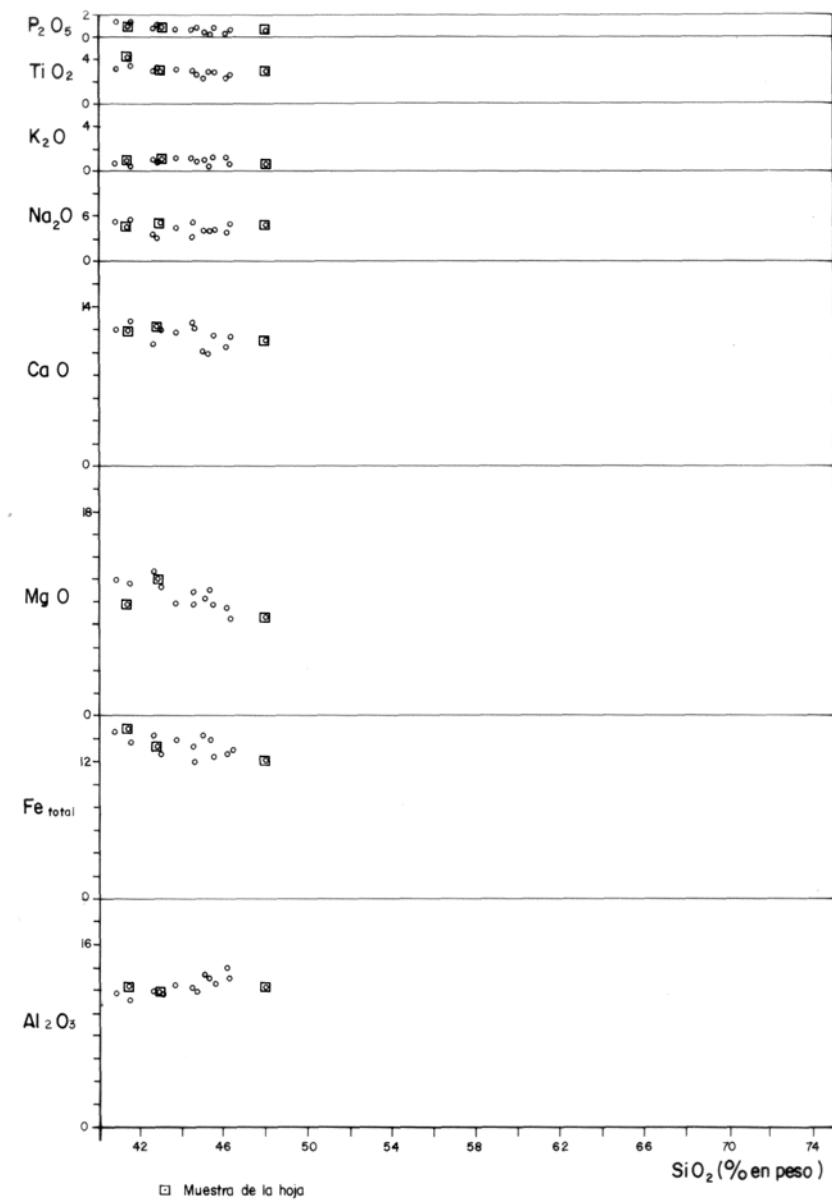


Fig. 5.5. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pliocena superior.

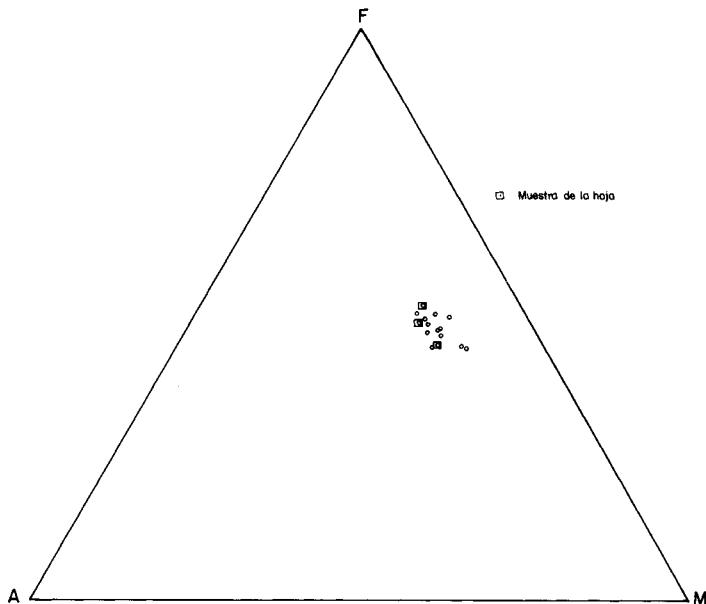


Fig. 5.6. Diagrama AFM de la Fase pliocena superior.

normativa, se observa su carácter claramente subsaturado y alcalino, más acentuado en unas que en otras. En la colada basáltica de la ladera NO de Montaña del Campo, se aprecia la escasa presencia de minerales félscicos saturados, siendo un hecho a resaltar el grado de subsaturación acusado manifestado por la presencia de leucita y larnita normativas.

En el mismo diagrama TAS de la Figura 5.1. se observa la tendencia magmática evolutiva del conjunto de la Fase miocena de la isla y de los tres edificios miocenos en particular. En él se aprecia que es la línea de evolución basalto-traquita la más desarrollada a lo largo de la serie, mientras que existe otra más alcalina y subsaturada, representada por basanitas, que está menos desarrollada.

La variación de los contenidos elementales a lo largo de la diferenciación magmática se refleja en la Figura 5.2. Así, hay un empobrecimiento gradual de CaO, MgO y Fe muy acentuado, desde los términos básicos a los más diferenciados (traquitas), mientras que es más suave en P₂O₅ y TiO₂. Por el contrario, los álcalis y la álumina tienden a concentrarse hacia los estadios finales de la diferenciación.

El comportamiento global de esta fase volcánica sigue la pauta normal de evolución de las series magmáticas alcalinas (Fig. 5.3).

5.3. FASE PLIOCENA SUPERIOR. PETROLOGÍA

Constituye un episodio volcánico relativamente homogéneo, desde el punto de vista petrográfico. Está formado casi en exclusiva por basaltos olivínicos, similares a los de otras áreas dentro de esta misma fase. El olivino, en general, aparece casi siempre relativamente con escasa o nula alteración.

Como única excepción, aparece un basalto olivínico-piroxénico con cierta alteración del olivino a iddingsita, en el norte de la hoja (muestra n.^o M-100).

5.4. FASE PLIOCENA SUPERIOR. GEOQUÍMICA

En la Tabla 5.2 se incluyen los análisis químicos correspondientes a muestras de esta fase volcánica tomadas en esta hoja. El rango composicional incluye basaltos y basanitas, según el diagrama TAS (Fig. 5.4). Como ocurría en la Fase miocena, los términos basaníticos se ponen de manifiesto únicamente al realizar el análisis químico.

Son rocas muy básicas, altamente subsaturadas y con contenidos elementales normales en cuanto a lo correspondiente a este tipo de rocas. Normativamente es de destacar los contenidos de nefelina, mayores en los tipos basaníticos.

Considerando el conjunto de esta fase en la isla, se observa la escasa disposición de términos presentes, y en general, el incipiente grado de evolución magmática que presenta, según se observa en el diagrama binario óxidos/SiO₂ de la Figura 5.5.

El diagrama AFM (Fig. 5.6) indica un hecho similar, y su comportamiento propio de las series magmáticas alcalinas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En conjunto, la isla de Fuerteventura forma, con la de Lanzarote y el Banco de Concepción, un dominio común alargado según una dirección N35°E-40°E. Estas islas se levantan sobre un fondo marino profundo de unos 3.000 m de profundidad en la zona occidental y de unos 1.500 m en el borde africano. La diferencia entre ellas es que en Fuerteventura afloran sedimentos de fondo oceánico, materiales volcánicos submarinos y rocas plutónicas. Este conjunto de materiales es conocido con el nombre genérico de Complejo Basal y debió emplazarse en superficie en algún momento del Mioceno inferior.

La construcción de la isla se continúa durante el Mioceno con la aparición de tres grandes edificios estratovolcánicos que se alinean según las directrices estructurales del Complejo Basal. Las primeras emisiones debieron producirse en el sector centro-sur de la isla (Edificio Gran Tarajal), que según las dataciones existentes (ABDEL MONEN *et al.* (1971), FERAUD *et al.* (1985), COELLO *et al.* (1992) y Plan Magna (en este trabajo), parecen situarse en torno a los 22 m.a. Mientras tanto, en el sector norte de la isla (Edificio Tetir) se inician también las emisiones volcánicas que van a constituir el tramo inferior del edificio. En los momentos finales de la emisión

de este tramo inferior se producen inestabilidades en las laderas del estratovolcán, bien por causas tectónicas o bien por causas volcánicas, que dan lugar al depósito de la Brecha Ampuyenta. Estas brechas cubrieron una gran extensión del norte de la isla, fundamentalmente del sector occidental, límitrofe con el Complejo Basal. En esta hoja se extienden desde Montaña Tao hasta las proximidades de Triquivijate.

A lo largo de la evolución y desarrollo de los edificios miocenos se produjeron algunos períodos erosivos que alternan con los constructivos y que quedan reflejados por lentejones de sedimentos aluviales. Son niveles poco potentes que suelen aparecer al techo de las coladas y/o brechas del Grupo Ampuyenta. En esta hoja corresponden a los cartografiados en el Morro de Las Tinajas y Cuchillite de Majamán.

Después de estas pequeñas interrupciones sedimentarias, se reanuda la actividad en el Edificio Tetir, mediante emisiones efusivas de carácter fisural. De este modo se va generando un potente apilamiento de coladas basálticas que, con suaves buzamientos periclinales, constituyen propiamente el edificio. En el sector sur de la hoja se observa que estas coladas del Edificio Tetir llegan a situarse discordantemente sobre las coladas del Edificio Gran Tarajal, lo cual prueba su edad más reciente. El tramo medio-superior del Edificio Tetir ha sido datado por ABDEL MONEN *et al.* (1971) y COELLO *et al.* (1992) en 14,5-12 m.a; sin embargo, las últimas emisiones del Edificio Gran Tarajal han sido datadas en 14,5 m.a.

En los momentos finales de la actividad de la Fase miocena tienen lugar emisiones puntuales que se adaptan a un paleorrelieve y que genéricamente se han denominado Episodios tardíos. Esta unidad donde mejor aparece representada es en las hojas de Tuineje y Gran Tarajal, no disponiéndose de datos radiométricos para esta hoja.

Tras la emisión de los materiales de la Fase miocena tiene lugar, en esta hoja, un largo período erosivo de aproximadamente 8-9 m.a de duración. Durante esta etapa se desarrollan los principales barrancos y se individualizan los relieves miocenos. En tiempos pliocenos, en el sector costero, se instalan campos de dunas. Mientras tanto, en el interior, se depositan sedimentos detríticos de carácter aluvial como consecuencia del desmantelamientos de los relieves mioceños. Ejemplos de ellos se encuentran en la cuenca del barranco de la Arena, en las proximidades de Triquivijate.

Después de esta etapa erosiva, comienza la actividad volcánica pliocena en esta área. Son emisiones puntuales que se localizan tanto en la zona del valle central como sobre los relieves mioceños. Dan lugar a edificios de cínder y a volcanes en escudo. Al primer grupo se asignan los edificios de Rosa de Taro, La Araña y Morro Castillejo, mientras que al segundo se adscriben los de La Morra, Cercado Viejo y Casa Blanca. Estas coladas tapizan las laderas de los relieves mioceños y se encauzan por los barrancos abiertos durante el Mioceno y Plioceno inferior, llegando a ganar terreno al mar.

Sin existir una interrupción importante en la actividad volcánica, se reinician las emisiones en zonas algo más septentrionales. Se trata del grupo de volcanes de Tetir-La Matilla, cuyas coladas descenden hacia la zona costera de Puerto del Rosario. Estas coladas fueron datadas por COELLO *et al.* (1992) en 1,8 m.a. y se han asignado a la Fase pleistocena inferior.

Durante las épocas pliocenas, o incluso pleistocenas inferiores, debieron existir períodos climáticos de características alternantes (secas/lluviosas) que han provocado el desarrollo de extensas formaciones de caliche. Donde más continuidad adquieren estos encostramientos es sobre las coladas de dichas fases (pliocenas y pleistocenas). Este hecho puede verse favorecido por la disposición topográfica que ocupan, en zonas de poco relieve.

En zonas del interior, relacionándose en muchos casos con vaguadas o pequeñas zonas endorreicas, se depositan sedimentos detriticos finos de colores rojizos. Ejemplos de ello se encuentran al norte del volcán de Cercado Viejo y en las proximidades de la localidad de La Ampuyenta.

En la zona costera se deposita durante el Pleistoceno superior un cordón de sedimentos con abundantes restos fósiles que ha sido definido por MECO *et al.* (1986 y 1987) como jandiense. Actualmente este nivel queda situado a 1-2 m por encima del nivel del mar. Recientemente, MECO *et al.* (1992) y ZAZO *et al.* (1993) han estudiado y datado radiométricamente varios afloramientos jandienses del norte y sur de la isla. Como resultado de estas investigaciones, indican que existen varios niveles pleistocenos semejantes a los tirrenienses del mediterráneo occidental y ouljiense marroquí. Estos niveles jandienses son nuevamente arrasados durante el Holoceno, lo cual da lugar al desarrollo de pequeñas cubetas de depósitos marinos, conocidos en Fuerteventura como "rasa erbanense" [MECO *et al.* (1987) y MECO (1991)].

Desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad continúa la actividad erosiva con el progresivo encajamiento de la red de drenaje y el desarrollo de potentes depósitos de ladera que tapizan los relieves miocenos.

7. HIDROGEOLOGÍA

Considerando a la vez aspectos generales de la isla y condiciones particulares propias del área de la hoja de Puerto del Rosario, se van a estudiar sus aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos. Para ello se han tenido en cuenta, tanto las observaciones realizadas en el área, como el reciente estudio hidrogeológico de la isla, llevado a cabo por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE (1990c) y otras fuentes bibliográficas con datos actualizados.

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

Los rasgos climáticos de este sector no significativamente de los del resto de la isla, caracterizándose por su clima desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25 °C llegándose de manera esporádica a los 40 °C en épocas estivales.

La insolación es intensa, variando, según MARZOL (1988), entre 6 y 9,5 horas/día, en función de las estaciones.

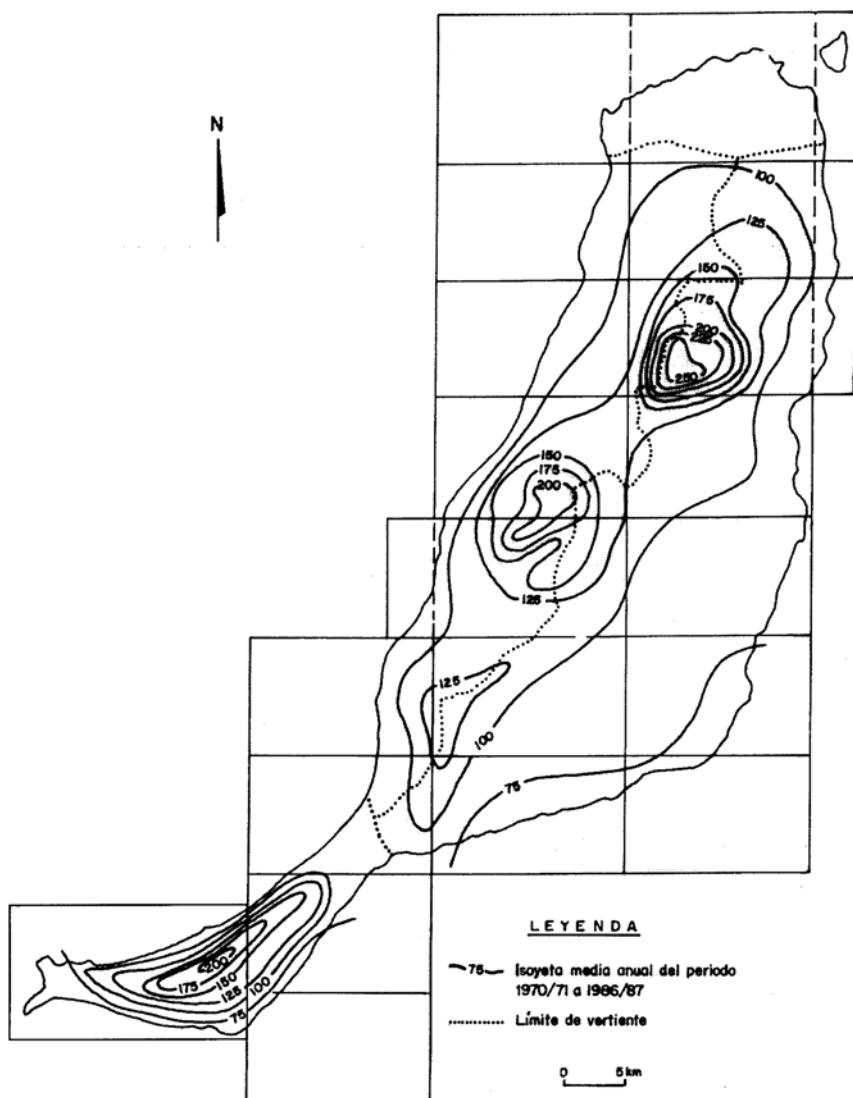


Fig. 7.1. Esquemas de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1:25.000

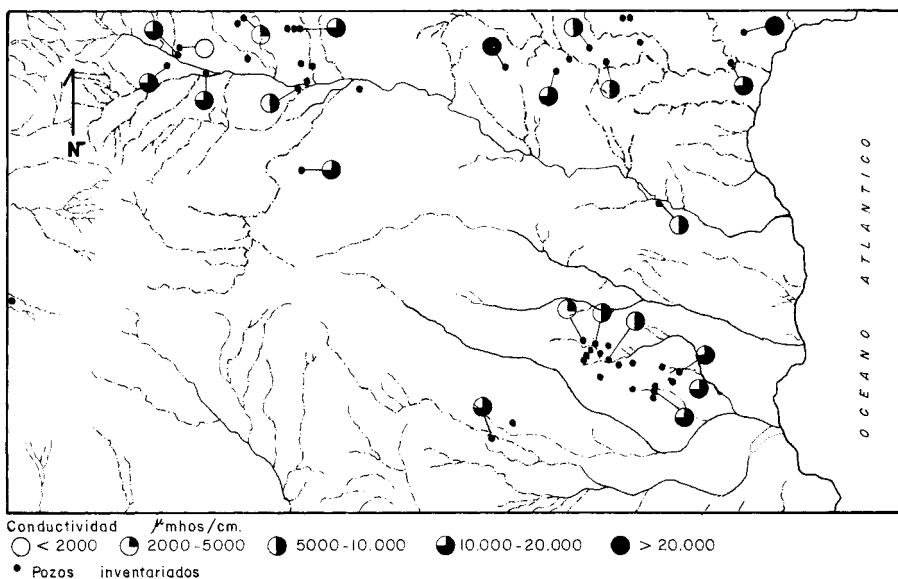


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

La humedad relativa del aire se hace elevada en las proximidades 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 componente N-NE, que contribuyen en gran medida a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

El total anual de lluvias en la isla es del orden de $183,69 \text{ hm}^3/\text{año}$ [ITGE (1990d)], que, distribuido sobre la superficie total, representa una pluviometría anual de 111 l/m^2 .

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 del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de $12,74 \text{ hm}^3/\text{año}$, que pueden llegar a un máximo de $19,11 \text{ hm}^3/\text{año}$, 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 $3,26 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $4,89 \text{ hm}^3/\text{año}$, 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 $9,56 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $14,34 \text{ hm}^3/\text{año}$, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

La distribución espacial de las lluvias guarda estrecha relación con el relieve, aumentando considerablemente con la altitud. En esta área de altitudes relativamente bajas, las precipitaciones adquieren valores reducidos en gran parte de ella, aumentando en los sectores que enlazan con zonas más montañosa (Fig. 7.1). Para el barranco de Río Cabras y otros, las aportaciones totales de lluvia se han determinado en 15,75 hm³/año, [ITGE (1990c)].

Dadas las características pluviométricas anteriormente descritas, es normal que la totalidad de los barrancos se hallen secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros. En época de lluvias se pueden producir avenidas bruscas de gran virulencia, en régimen torrencial. Esto es típico de regímenes climáticos semidesérticos, con precipitaciones escasas y muy mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Teniendo en cuenta ese régimen de escorrentía ocasional y torrencial, TRAGSA (1989) [en ITGE (1990c)], usando fórmulas empíricas, determinó para las cuencas de los barrancos Río Cabras y La Muley un caudal de 52,26 y 51,71 m³/seg, respectivamente. Estos valores representarían el caudal máximo circulante para un período de retorno de 50 años, que se mantendría durante cortos períodos de tiempo, como corresponde a regímenes de descarga rápida.

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica de esta área es poco densa, estando constituida por un sistema de barrancos principales que tienen tributarios de orden inferior (Fig. 7.2) Sólo aparece una red dendrítica algo más desarrollada en la cabecera del barranco de Majada Larga, al NO de la hoja.

Los cauces más importantes vienen definidos por valles de gran recorrido y fondo plano, relativamente rectilíneos y con ligera orientación NO-NE. Los barrancos menores presentan mayor pendiente, siendo estrechos, sinuosos y generalmente de corto recorrido.

Prácticamente todas las crestas forman parte de la cuenca oriental, la cual abarca las 4/5 partes de la hoja. Está definida por los barrancos de Río Cabras, Goroy y de Los Varichuelos, con sus subsiguientes tributarios, junto con otros de orden menor (barrancos de Las Tinajas, Negrito, La Muley, etc.).

El sistema se halla encajado en materiales basálticos miocenos, cortando también a las emisiones pliocenas que se canalizaron por los antiguos valles excavados en el relieve mioceno.

Se encuentran escasas obras de regulación de aguas superficiales en esta zona, destacando el embalse del Río Cabras, con 1,2 hm³ de capacidad. Presenta un escaso porcentaje de aterramientos, pero con grandes pérdidas por filtración, lo que justifica que casi siempre esté vacío. Por lo demás, sólo aparecen estanques y recogederos de lluvia de uso particular, formados por pequeñas presas de tierra, aprovechando cierta impermeabilidad del terreno, lo que favorece la recarga subterránea inducida.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS

Cada unidad estratigráfica de la hoja ha sido definida en función de criterios litológicos, cronológicos, etc., definiendo a su vez potenciales unidades hidrogeológicas. Dentro de ellas, no

obstante, aparecen zonas de comportamiento diferente, variando sus capacidades de almacenamiento y circulación de agua a través de ellas, en función de factores como la fracturación, porosidad, régimen de precipitaciones, topografía, etc. Dichas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

En general, la presencia de tramos escoriáceos, la mayor o menor conexión entre las vesículas y el diaclasado columnar de las partes más internas condicionan la mayor o menor permeabilidad por fracturación y/o por porosidad intersticial de los materiales volcánicos. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almagres, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. Los diques sin fisurar y cuerpos intrusivos actúan como barreras al movimiento horizontal de las aguas subterráneas, salvo en casos concretos que se encuentran vaciados, en los que actuarán como vías de descarga preferenciales.

Procesos posteriores de alteración y compactación de las rocas pueden modificar, asimismo, las características hidrogeológicas generales.

A nivel del conjunto de la isla, se pueden distinguir dos acuíferos o formaciones permeables, según se establece en el estudio mencionado [ITGE (1990c, 1992a)]. En general, estas formaciones presentan malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

- Uno basal o inferior y de extensión regional. Constituye el acuífero principal y es el más explotado en la actualidad. Está asociado al Complejo Basal y a las formaciones basálticas miocenas. Es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad, por fracturación y por porosidad secundaria
- Otro superficial, intermedio y superior, y de extensión sectorial. Está asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

Las principales unidades hidrogeológicas establecidas en esta área son las siguientes (Fig. 7.3).

7.2.1. Nivel acuífero inferior o basal

Formación basáltica miocena. Constituye el principal acuífero de la hoja, observándose cómo la casi totalidad de los pozos inventariados extraen el agua de esta formación (Fig. 7.2). En conjunto, presenta una permeabilidad entre media y baja, debida fundamentalmente a la fracturación y disyunción columnar de las coladas, a la presencia de niveles escoriáceos y a la porosidad que presenta. Se observa, por lo general, una disminución de la porosidad con la profundidad, debido a la mayor presión de confinamiento con el consiguiente cierre de fracturas, así como a un mayor grado de alteración que provoca una mayor fracción arcillosa, susceptible de colmatar huecos.

La mayor parte de los pozos existentes en la hoja se hallan emplazados en esta formación volcánica, extrayendo el agua almacenada en ella. Muchos de ellos están secos, al quedar por encima de los niveles freáticos zonales.

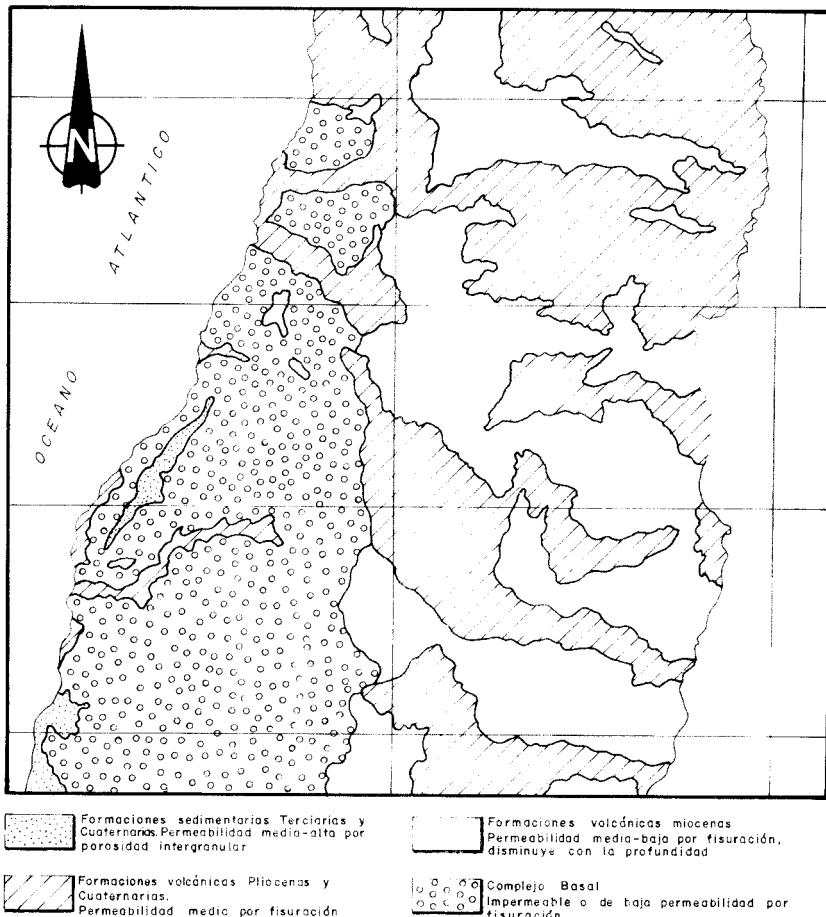


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector centromeridional de la isla de Fuerteventura.

Las características hidrodinámicas de esta formación acuífera se conocen deficientemente, al ser escaso el número de observaciones realizadas. Los valores medios de transmisividad obtenidos en diferentes puntos de la isla indican que ésta alcanza $30 \text{ m}^2/\text{día}$ y un coeficiente de almacenamiento del orden de 10^5 , si bien no deben ser considerados como representativos del acuífero [ITGE (1990c)]. Estos valores son indicativos de una baja transmisividad e indican un cierto grado de confinamiento del acuífero. En cuanto a las posibilidades de explotación, son bajas, obteniéndose pequeños caudales de agua.

En cuanto a la calidad del agua, las medidas de diferentes parámetros, según el Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)], revelan que es baja, al tener alto contenido en sales minerales, según se desprende de las medidas de la conductividad del agua, que en esta área oscilan entre <2.000 y $>20.000 \mu\text{mhos/cm}$ (Fig. 7.2). El mayor contenido salino se debe a los cloruros, pudiendo clasificarse estas aguas como de facies clorurado-sódicas, al ser el sodio el catión dominante.

A nivel regional, se observa un empeoramiento gradual de la calidad del agua desde las zonas costeras hacia el interior de la isla, siendo la intrusión marina que se produce en las captaciones próximas al litoral uno de los factores responsables. La distribución irregular y el escaso número de las medidas de conductividad, según se observa en la Figura 7.2, sólo pone de manifiesto, en parte, esta tendencia regional.

7.2.2. Nivel acuífero superior

Formaciones volcánicas pliocenas y cuaternarias. Estos materiales poseen una mayor permeabilidad por fracturación, debido al intenso diaclasado columnar que los caracteriza, lo que favorece la infiltración vertical hacia niveles más profundos, permitiendo la recarga de éstos. Por esta razón, si bien se encuentran algunos pozos emboquillados en estas formaciones, suelen profundizar por lo general hasta niveles más profundos semiconfinados y con niveles piezométricos en carga, de donde extraen el agua.

Formaciones sedimentarias. Comprenden los depósitos de arenas eólicas, depósitos arenoso-arcellosos, depósitos aluviales y coluviales. Se incluyen, además, los detríticos de edad miocena.

Por lo general, poseen condiciones hidrogeológicas adecuadas para constituir acuíferos, dada su buena permeabilidad por porosidad intersticial y disposición topográfica.

En esta área existe un gran número de captaciones emboquilladas en los depósitos de la brecha Ampuyenta, en las inmediaciones de Casillas del Ángel y aunque no se sabe con seguridad, es posible que muchos de ellos exploren los recursos acuíferos propios contenidos en ellos. Otros, sin embargo, profundizan hasta el nivel acuífero inferior.

En cuanto al uso del agua extraída, hay que señalar que es principalmente para actividades agrícolas y consumo urbano.

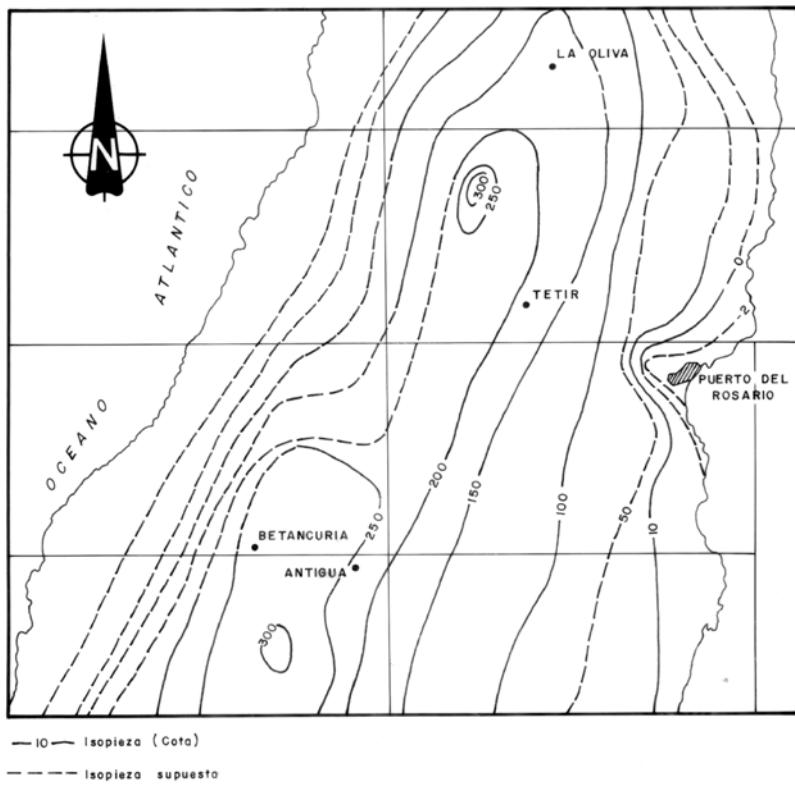


Fig. 7.4. Plano de líneas piezométricas del sector centromeridional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura del ITGE (1990) se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. El resultado fue plasmado en un plano de niveles piezométricos del acuífero general de la isla, parte del cual, el sector central, se ha representado en la Figura 7.4. Sobre él se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas topográficas.

Como sucede de manera generalizada en las islas, las líneas isopiezas de Fuerteventura presentan una clara disposición concéntrica, con carácter descendente hacia las zonas costeras, coincidiendo el eje de mayores isopiezas (valores entre 200 y 300 msmm) con las divisorias de aguas del sector oriental y occidental.

Por lo general, los gradientes entre líneas que se observan son bastante bajos, siendo menores hacia la costa oriental que hacia la occidental, posiblemente condicionado por la naturaleza más permeable de la formación basáltica miocena que aflora de manera generalizada en el sector oriental, favoreciendo la recarga.

En el sector de Puerto del Rosario se observa cómo la isopieza de valor cero sufre una neta inflexión, adentrándose unos 2 km en el interior de la isla, lo que refleja procesos de intrusión marina, como consecuencia de una sobreexplotación sectorial del acuífero.

En el sector comprendido en esta hoja se observa una misma pauta, siendo el aspecto más destacable del trazado de las isopiezas la acusada inflexión negativa que sufren en el área de la ciudad de Puerto del Rosario, como consecuencia de la sobreexplotación sectorial de los niveles acuíferos, favoreciendo, por tanto, los fenómenos de intrusión marina.

8. GEOTECNIA

Se analiza aquí, 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 el mapa geotécnico general de la isla [IGME (1976a)] ha servido para la redacción del capítulo.

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA. CRITERIOS DE DIVISIÓN

Atendiendo a criterios de tipo geológico, en los que se recogen aspectos principalmente litológicos y estratigráficos 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 cuatro zonas, cuya correspondencia con los tramos cartografiados se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

En esta área se incluyen todos los materiales pertenecientes a la Fase miocena.

Zona I_1 (4, 5, 7, 8, 9 y 10).

Comprende las coladas basálticas miocenas, independientemente del tramo a que pertenezcan dentro del edificio.

Características litológicas y estructurales. Constituyen apilamientos de coladas basálticas, que definen una estructura tabular subhorizontal, o con buzamientos del orden de 10-20° hacia el E-SE. Aunque ocasionalmente se intercalan entre las coladas pequeños niveles sedimentarios de espesores próximos al metro y depósitos piroclásticos, también de escasa potencia, la sucesión de coladas es bastante monótona. Se trata de coladas masivas y coherentes, poco vesiculares, habitualmente con disyunción vertical en las partes internas y escoriáceas en base y techo. Individualmente, los espesores varían entre 1 y 4 m. La potencia visible de todo el conjunto es algo superior a los 400 m. Los tramos más bajos de la serie suelen estar atravesados por una red de diques basálticos, que disminuye hacia arriba.

Características geomorfológicas. La morfología más característica en estos materiales es la de relieves alargados, constituidos por dichos apilamientos de lavas, localmente denominados "cuchillos", y separados por amplios valles de perfil en "V". Sus paredes son casi verticales, quedando bastante suavizados por los depósitos de vertiente que los recubren, principalmente hacia las partes inferiores.

Características hidrogeológicas. Son materiales relativamente impermeables, con un drenaje superficial bueno. Los tramos escoriáceos son, por el contrario, mucho más permeables. La fisuración vertical y el lajeado subhorizontal favorece, no obstante, la infiltración vertical. La presencia de niveles piroclásticos y sedimentarios intercalados puede favorecer la formación de pequeños niveles acuíferos colgados.

Zona I₂ (3 y 6).

Se incluyen en esta zona los depósitos de la brecha Ampuyenta y los sedimentos asociados.

Características litológicas y estructurales. Se trata de depósitos de materiales brechoides heterométricos y sin ordenación ni selección, formados por fragmentos angulosos y subangulosos de rocas basálticas, englobados en una matriz fina de carácter arenoso, que a veces es dominante. Los tamaños varían entre escasos centímetros y 40-50 m, pudiendo existir ocasionalmente algunos algo superiores. En determinadas zonas, los depósitos están formados casi exclusivamente por coladas muy rotas y fragmentadas en grandes bloques (megabloques).

Encima de estos depósitos y separados por contactos netos, suelen aparecer paquetes de sedimentos formados por conglomerados basálticos y arenas bastante consolidados y con cierta ordenación interna. Sus potencias son inferiores o del orden de 10 m.

En conjunto, esta unidad se dispone subhorizontalmente.

Características geomorfológicas. Presentan una morfología suave y poco abrupta, salvo en algunas zonas, como Montaña Tao y Montaña del Campo, donde los relieves son más pronunciados y con paredes escarpadas.

Características hidrogeológicas. Tienen un carácter semipermeable debido a la fisuración vertical y muestran un drenaje superficial aceptable.

ÁREA II

Zona II_1 (13 y 14).

Comprende las coladas basálticas pliocenas, incluyéndose también con ellos los depósitos piroclásticos de esta misma edad, al tener una escasa representación.

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas horizontales que alcanzan gran extensión, rellenando los valles existentes entre los relieves miocenos. Forman apilamientos de varias unidades lávicas, de espesores individuales entre 3 y 10 m. Son rocas masivas y coherentes, poco vesiculares, con diaclasado columnar vertical y lajeado subhorizontal en las partes internas. El grado de alteración es bajo, en general. En superficie, suelen tener algún recubrimiento detrítico o de caliche, normalmente de escaso espesor. Los depósitos piroclásticos tienen un carácter granular, son de granulometría media-gruesa y están poco consolidados.

Características geomorfológicas. Definen una morfología bastante continua y llana, de escasa pendiente, interrumpida por barrancos estrechos y de paredes verticales. Los depósitos piroclásticos se apoyan en los relieves miocenos y tienen pendientes más acusadas.

Características hidrogeológicas. Tienen un carácter semipermeable debido a la fisuración vertical y muestran un drenaje superficial aceptable.

Zona II_2 (11, 12, 16, 19, 20, 21, 23 y 24).

En esta zona se agrupan los depósitos sedimentarios de carácter aluvial y coluvial presentes en el área, incluyéndose igualmente las acumulaciones eólicas próximas a la costa.

Características litológicas y estructurales. Los de mayor extensión son los depósitos de tipo coluvial que tapizan las laderas de los relieves miocenos. Están constituidos por materiales detríticos groseros y heterométricos, formados por fragmentos basálticos subangulosos englobados en una matriz arenosa de tamaño medio-fino. No presentan ordenación interna y en general están escasamente consolidados, si bien, en los casos en que están encalichados, pueden tener mayor consolidación. Los depósitos de carácter aluvial están formados por gravas y arenas de tamaño medio grueso y se encuentran restringidos a los fondos de los cauces actuales. Las arenas eólicas son de grano fino y están escasamente consolidadas.

Características geomorfológicas. Los depósitos de ladera tienen gran inclinación al adaptarse a las pendientes de los relieves, presentando formas en abanico. Los de carácter aluvial adoptan formas planas al adaptarse a la red hidrográfica. Las arenas eólicas se encuentran también adoptando formas planas.

Características hidrogeológicas. Al ser materiales granulares poco consolidados, tienen elevada permeabilidad y muestran un drenaje superficial deficiente.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS.

ÁREA I

Zona I_1 Coladas basálticas miocenas (4, 5, 7, 8, 9 y 10).

Capacidad portante. Son materiales que tienen alta capacidad de carga, sin asientos de consideración. En las partes superficiales más alteradas, pueden darse reducciones de este parámetro.

Facilidad de excavación. Carecen de ripabilidad y se requieren medios mecánicos de elevada potencia (martillo, explosivos) para excavarlos.

Estabilidad de taludes. Los taludes excavados en estos materiales, tanto naturales como artificiales, son altamente estables, para cualquier ángulo y altura. Pueden producirse desprendimientos y caídas de bloques esporádicos, al quedar individualizados por el diaclasado columnar. La presencia de depósitos sedimentarios y piroclastos intercalados en las coladas pueden provocar descalces de bloques, al ser más fácilmente erosionables.

Zona *I*₂. Depósitos de la brecha Ampuyenta y sedimentos aluviales miocenos (3 y 6).

Capacidad portante. La capacidad de carga es baja en estos materiales, produciéndose asientos importantes. Localmente, sin embargo, este parámetro puede ser algo mayor.

Facilidad de excavación. Al tratarse de depósitos tan heterogéneos, tienen diferente grado de comportamiento, en cuanto a su aptitud de excavación. En general, cuando están escasamente consolidados, son medianamente ripables y excavables. Cuando el grado de consolidación es elevado o están formados casi exclusivamente por coladas fragmentados, o megabloques sueltos de coladas, esta propiedad es nula y son necesarios medios de gran potencia, como el martillo hidráulico.

Estabilidad de taludes. La escasa cohesión general de estos materiales hace que se comporten de manera poco estables ante taludes elevados y de gran ángulo. Se han observado, no obstante, taludes prácticamente verticales a lo largo de algunos tramos de la carretera Casillas del Ángel-La Ampuyenta, con aparente buena estabilidad.

ÁREA II

Zona *II*₁ Coladas basálticas y depósitos piroclásticos pliocenos (13 y 14).

Capacidad portante. Las coladas tienen una elevada capacidad de carga, ante cualquier tipo de cargas de trabajo, con asientos prácticamente despreciables. En los depósitos piroclásticos, esta propiedad varía entre media y alta, con asientos de consideración en algunos casos.

Facilidad de excavación. Los depósitos piroclásticos suelen ser ripables al estar poco consolidados; no así las coladas, en las que el empleo de explosivos o martillo hidráulico se hace necesario para su excavación y removilización.

Estabilidad de taludes. Ante taludes de cualquier ángulo y elevación, la estabilidad en las coladas es siempre alta. En los depósitos piroclásticos, los de tipo medio son estables, para ángulos del orden de 25-30°.

Zona *II*₂ Depósitos sedimentarios pliocenos y cuaternarios (11, 12, 16, 19, 20, 21, 23 y 24).

Capacidad portante. La capacidad de carga en estos materiales es baja, produciéndose asientos totales y diferenciales importantes e inadmisibles.

Facilidad de excavación. Son fácilmente removilizables y excavables con retraexcavadora. Cuando tienen encostramientos calcáreos, su extracción inicial es más costosa mediante estos medios.

Estabilidad de taludes. Presentan siempre una estabilidad precaria ante taludes de tipo medio.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente a poblaciones y obras de infraestructura asentadas en ella. En cuanto a su utilidad de cara a la ordenación del territorio, se considerará una serie de peligros naturales que, aunque de baja incidencia, pueden darse en un momento dado.

Riesgo de inestabilidades de laderas. Las litologías dominantes en la zona muestran, en general, una excelente estabilidad ante taludes pronunciados, ya sean naturales o excavados. En los depósitos constituidos por la brecha de tipo Ampuyenta, aflorante en la zona de Casillas del Ángel-La Ampuyenta, pueden darse algunos problemas de estabilidad. En las laderas de los relieves más pronunciados pueden producirse desprendimientos y caídas ocasionales de bloques de rocas, principalmente después de lluvias de cierta intensidad, que pueden afectar a algunas vías de comunicación.

Riesgo de erosión. La escasa vegetación de la zona, las elevadas pendientes y la erosionabilidad de los materiales que recubren las laderas determinan un grado de erosión importante ante aguas de arroyada, después de lluvias fuertes. Éstas no son frecuentes, sin embargo, pero cuando ocurren, se manifiestan por una rápida descarga con desarrollo de avenidas torrenciales destructivas.

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 el área en tres grupos, designados con el calificativo más apropiado por sus condiciones constructivas en: favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

En este grupo se incluyen los depósitos detríticos de diverso origen presentes en la hoja (aluviales, coluviales, eólicos, etc.), es decir, los pertenecientes a la Zona II₂.

La baja capacidad de carga y la escasa estabilidad que presentan son problemas geotécnicos que inciden enormemente sobre sus condiciones constructivas. El factor morfológico es determinante en algunos casos. Pueden darse problemas de tipo hidrogeológico, al poder contener pequeños niveles saturados o producirse encharcamientos superficiales temporales.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Se engloban en este epígrafe los depósitos de la brecha Ampuyenta (Zona I₂).

Se presentan problemas de tipo litológico debido a la heterogeneidad textural y estructural, que se manifiestan en una capacidad de carga media, con asientos importantes en algunos casos e inestabilidades en algunos desmontes. El factor morfológico e hidrogeológico contribuye, según los casos, a acentuar dichos problemas.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Los materiales de las Zonas I₁ y II₁ se engloban bajo este epígrafe.

En la mayoría de los casos, la respuesta de estos materiales ante cualquier tipo de cargas de trabajo es excelente, así como la estabilidad de los taludes excavados en ellos.

La morfología llana de las coladas pliocenas es asimismo un factor positivo en cuanto a su incidencia constructiva, si bien, en los relieves miocenos, el factor morfológico es, por el contrario, limitador. En ambos casos pueden producirse, no obstante, esporádicos desprendimientos y caídas de bloques de las partes más altas. Problemas de tipo hidrogeológico pueden darse sólo ocasionalmente.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito geográfico de esta hoja, no existen yacimientos minerales de importancia. Sin embargo, se explotan diversos tipos de materiales que tienen su aplicación como rocas industriales. Existen algunas canteras y puntos de extracción de las mismas, siendo el sector de la construcción el principal consumidor de estos materiales.

En 1976, el Instituto Geológico y Minero de España (actualmente ITGE) 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.

Debido a la creciente demanda de este tipo de materiales por parte de las industrias de la construcción y otras en el archipiélago canario, este mismo organismo ha realizado recientemente un estudio sobre el aprovechamiento industrial de rocas y minerales en esta isla y en la de La Gomera [ITGE (1992b)].

En dicho estudio se analiza la información existente sobre este tipo de materiales, se establecen nuevos afloramientos de interés potencial, analizando las cualidades y propiedades que definen sus usos y consumos más apropiados. Finalmente, se establece la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Desde el punto de vista estructural y geotécnico, los materiales que son o han sido objeto de explotación en esta hoja se pueden clasificar en tres grupos: materiales rocosos coherentes o masivos, materiales fragmentarios y materiales sedimentarios.

Materiales rocosos masivos. Dentro de este grupo se incluyen los materiales masivos y coherentes, como son las coladas de lavas. En esta hoja se explotan tanto las coladas pliocenas de basaltos olivínicos como las coladas miocenas de basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos.

La explotación de basaltos pliocenos está localizada preferentemente en la zona norte de la hoja: Los Llanos del Negrito, barranco de Lucas Méndez, junto a la carretera a Puerto del Rosario al sur de Montañeta de Enmedio, y en el barranco de Jaifa. También se han explotado en el barranco de las Tinajas y en la cabecera del barranco del Teque, entre la Montaña del Negrito y Montaña de Enmedio.

El tamaño de las explotaciones es pequeño, excepto la de Los Llanos del Negrito, que es de tamaño medio. El uso a que se destina la producción de basalto es para árido de machaqueo y, ocasionalmente, como roca ornamental. En general, la explotación se realiza mediante voladuras, aunque en algunos casos la fracturación y alteración de la roca permite el arranque por medios mecánicos.

De todas estas explotaciones, sólo muestra actividad con carácter intermitente la cantera situada en el barranco de Lucas Méndez, muy próxima a la ciudad de Puerto del Rosario, importante centro de consumo. La cantera tiene instalaciones de machaqueo y clasificación.

En la cantera situada en el barranco de Jaifa, además de utilizar el basalto como árido de machaqueo, se ha extraído como roca de construcción, aunque las abundantes diaclasas de estos basaltos sólo permiten extracciones de bloques de pequeño tamaño. En ITGE (1992b) se tomó una muestra de esta cantera, a la que se realizó un estudio petrográfico, placa pulida y resistencia a los cambios térmicos. El estudio petrográfico define la roca como basalto oceanítico de textura porfídica con matriz microcristalina. En la placa pulida se observan vacuolas y oquedades, que hace que el pulido sea defectuoso. Con el choque térmico la roca presenta oxidaciones que tiñen los carbonatos de un color parduzco. Estos defectos, unidos a la mala canterabilidad de la roca, descartan su empleo como roca ornamental.

La explotación de basaltos miocenos ha tenido lugar en zonas próximas a Playa Blanca y actualmente en una cantera activa ubicada en Montaña de Lezque, próxima al barranco del Teque. También se ha explotado una zona próxima al barranco del Negrito, al sur de Montaña de Osarda y muy próxima a la anterior.

La cantera activa de Montaña de Lezque es de dimensiones pequeñas, con instalaciones de machaqueo y clasificación. En ITGE (1992b) se tomaron muestras en dicha cantera para determinar el coeficiente de desgaste de Los Angeles, obteniéndose unos valores que hacen que estos basaltos sean utilizables como áridos de diversos usos: para hormigón, tratamientos con ligantes bituminosos, bases de carretera, subbases granulares, etc.

Materiales fragmentarios. Dentro de este grupo se han explotado los materiales constituyentes de la brecha Ampuyenta en el sur de la hoja. Concretamente en La Capellanía, y próxima a la carretera que se dirige a Llanos de La Concepción, se localiza una explotación inactiva

de este material, donde el basalto extraído se ha utilizado como árido natural y de machaqueo. También se han explotado materiales fragmentarios en la ladera oeste de La Montaña de Tao, que han tenido aplicación como áridos naturales y en agricultura. Ambas explotaciones han sido para abastecimiento local.

Materiales sedimentarios. Dentro de este grupo se consideran las arenas eólicas pliocenas, ubicadas en los afloramientos de la zona NE de la hoja. En el área de Playa Blanca, al sur de Puerto del Rosario, existen restos de labores de extracción de estas arenas, que como árido natural han abastecido a las obras locales de la zona.

Otro material explotado lo constituye el carbonato cálcico bastante puro citado en IGME (1984 b). Se trata de una zona oquerosa en las coladas basálticas miocenas, donde se ha concentrado el carbonato cálcico procedente de la disolución del caliche de los afloramientos cercanos. La explotación se sitúa en el mismo lugar donde se encuentra la explotación activa de basaltos de Montaña de Lezque.

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 aquéllos, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida, y lógicamente, por su interés, debe cuidarlo.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico de una región, 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 sus especiales características 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 Puerto del Rosario 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 utilización como recurso turístico, científico, didáctico o económico, y su influencia o nivel de significación a escala local, regional, nacional o internacional. En la "ficha resumen" diseñada por el ITGE y que forman parte de la "información complementaria" a esta memoria figura, asimismo, un resumen y características de los PIG propuestos.

Para más información se remite al interesado al texto de la memoria, donde se realiza un estudio más detallado del PIG y el contexto geológico en el que se halla enclavado.

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

Depósitos de brechas líticas "tipo Ampuyenta". Aparecen ampliamente representados en esta hoja, fundamentalmente en el sector noroccidental de la misma.

Es un conjunto de materiales brechoides con algunas intercalaciones sedimentarias y lávicas, que constituyen la mayor parte del tramo inferior del Edificio Tetir.

Tienen interés volcánológico y geológico. Desde el punto de vista didáctico son también interesantes, pues permiten visualizar la discordancia existente entre los tramos inferior y medio de la Fase miocena.

Depósitos marinos erbanenses y jandienses. Aparecen de manera discontinua a lo largo de la costa oriental de la hoja. Están situados a una altura de 0,5-1 m sobre el nivel del mar para el erbanense y de 1-2 m para el jandiense. Se estima una edad de unos 100.000 años para estos últimos y de 2.000 a 4.000 para los mencionados en primer lugar.

Están constituidos por areniscas biodetriticas y conglomerados con abundantes restos fósiles.

Desde el punto de vista científico, su interés es alto, ya que permiten conocer los cambios que ha habido en el nivel del mar en épocas relativamente recientes. Además, con su estudio se puede reconstruir las paleocostas de Fuerteventura y las características paleoclimáticas

Son considerados de interés local y regional.

Volcanes en escudo. Algunos de los volcanes pliocenos aflorantes en este sector constituyen un edificio volcánico formado por una acumulación de coladas y "spatter", sin que se observen productos piroclásticos. Suelen presentar una morfología abombada, con poco resalte morfológico. Ejemplos de este tipo de erupción son los volcanes de Cercado Viejo y La Morra.

Tienen interés desde un punto de vista científico y volcánológico, puesto que es un tipo de erupción poco común en el marco de las islas Canarias y representan fases de actividad efusiva más frecuente, en otras islas, tales como Hawaii.

Tienen interés regional y nacional.

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, L.; AGUILAR, M.; BRAVO, T.; CASTAÑON, 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-Instuto Lucas Mallada (CSIC)*.

ANCOCHEA, E.; CUBAS, C.R.; HERNÁN, F. y BRÄNDLE, J. L. (1991): "Edificios volcánicos en la Serie I de Fuerteventura: Rasgos Generales del edificio central". *Geogaceta*, 9, pp. 60-62.

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.

CASQUET, C.; IBARROLA, E.; FUSTER, J M.^a; ANCOCHEA, E.; CANTAGREL, J. M.; JAMOND, C.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J.R.; y HERNÁN, F. (1989): "Cronología de la Serie I de Fuerteventura" (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 130-133.

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.

FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDÓN, R. y STILLMAN, C.J. (1985): "Geocronology of some Canarian Dike Swarms: Contribution to the Volcano-Tectonic Evolution of the Archipiela-go". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 25, pp. 29-52.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1926): "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Inter-nacional*, 122 pp.

FINCK, L. (1908): Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges-sellsch*, 60, pp. 76-80.

FUSTER, J.M.^a; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y volca-nología de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid*, 239 p.

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 Sao To-mé (Gulf of Guinea)". En *Borradaile, G. J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Ne-therl. 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.

HERNAN, F, ANCOCHEA, E, BRÄNDLE, J. L. y CUBAS, C. R. (1993): "Características generales del edi-ficio norte de la Serie I de Fuerteventura, Islas Canarias". *Geogaceta*, 13, PP. 62-64.

IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.^a; HERNÁN, F.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R; CANTAGREL, J. M. y JAMOND, C. (1989): "Cronoestratigrafía de las series volcánicas postmio-

cenas de Fuerteventura". (Abstract). En *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 134-138.

IGME (1976a). "Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria núm. 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".

IGME (1976b). "Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria núm. 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".

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 (1989). "Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias".

ITGE (1990a). "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.114-IV, Santa Lucía".

ITGE (1990b). "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.113-II, Arguineguín".

ITGE (1990c). "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".

ITGE (1990d): *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*, 603 pp. Islas Canarias, Cap. XVII, pp. 503-528.

ITGE (1992a): "Definición de unidades hidrogeológicas en los sistemas acuíferos 82, 83, 84 y 87 de las Islas Canarias". Documento nº 36534. ITGE, Servicio Documentación.

ITGE (1992b): "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las islas de Fuerteventura y La Gomera". ITGE, Servicio Documentación, 186 pp.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Clasification 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.

MARZOL, M.ª V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, nº 130 (S. Investigación 32), 220 pp.

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 pp.

- MECO, J. (1986a): "Evolución faunística cuaternaria en la puerta del Mediterráneo". En Lopez Vera, F. (Ed), *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, Univ. Autónoma Madrid, pp. 157-179.
- MECO, J. (1986b): "Climatic Change in the Canary Islands During Upper Pleistocene". *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 197, pp. 301-304.
- MECO, J. (1986c): "La fauna pre-Jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias". En *El Cuaternario de Canarias/Quaternaire Recent des Canaries*, J. Meco y N. Petit-Maire (Eds), Las Palmas-Marseille, pp. 51-71.
- MECO, J. (1988): "The Emergent Littoral Deposits in Fuerteventura and the Evolution of the Canarian Marine Faunas during the Quaternary". En N. Petit-Maire (ed). *Deserts, Past Presents and Future Evolution, Fuerteventura, Workshop 1988*, PICG 252, pp. 166-178.
- MECO, J. (1991a): "La fauna jandiense" (Póster). *Casa Museo de Betancuria, Cabildo Insular de Fuerteventura*.
- MECO, J. (1991b): "El Erbanense y su fauna" (Póster). *Casa Museo de Betancuria, Cabildo Insular de Fuerteventura*.
- MECO, J. y STEARNS, Ch. E. (1981): "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, 199-208.
- MECO, J., POMEL, R.S., AGUIRRE, E. Y STEARNS, CH.E. (1986): "Depósitos marinos del Cuaternario reciente de Canarias". En: *El Cuaternario Reciente de Canarias / Quaternaire Recent des Canaries*, Meco, J. Y Petit-Maire, N. (Eds), Las Palmas-Marseille, pp. 6-42.
- MECO, J.; POMEL, R. S.; AGUIRRE, E. y STEARNS, Ch. E. (1987): "The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10, pp. 283-305.
- 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., PETIT-MAIRE, N. y REYSS, J.L. (1992): "Le courant des Canaries pendant le stade isotopique 5, d'après la composition faunistique d'un haut niveau marin". *C. R. Acad. Sci. París*, Tome 314, Série II, pp. 203-208.
- 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.
- 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.
- ZAZO, C.; HILLARIE-MARCEL, C. L.; HOYOS, M.; GHALEB, B.; GOY, J. L.; DABRIO, C. J. (1993): "The Canary Islands, a stop in the migratory way of strombus bubonios towards the mediterranean around 200 k.a.". *Newsletter*, n.^o 15, pp. 7-15.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-507-0

9 788478 405077