



Instituto Geológico
y Minero de España

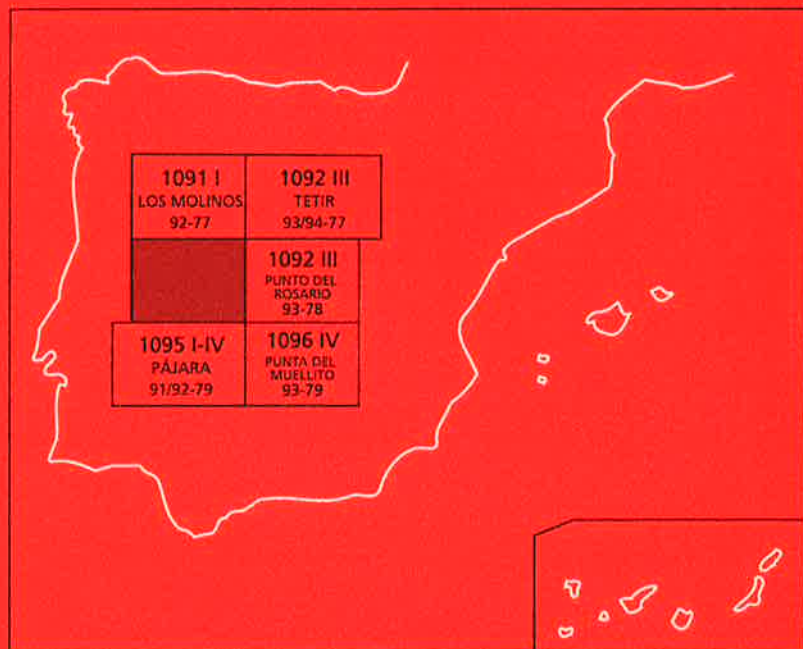
1091 II

92-78

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

ANTIGUA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

ANTIGUA

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

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

NIPO: 40504-012-8
ISBN: 84-7840-506-2
Depósito legal:M-4016-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Antigua*, 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. (IGME).

Realización de la cartografía

Equipo base.

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

Colaboradores

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

Redacción de la memoria

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Ruiz García, M.^a T. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Merlos Cárcelos, 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.
- Rolandi Sánchez-Solís, M. Lic. C. Geológicas. Hidrogeología.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS	10
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASA	12
2.1.1. Sedimentos de fondo oceánico	13
2.1.1.1. Lutitas y areniscas (2)	14
2.1.1.2. Lutitas, margas y calizas (3)	15
2.1.2. Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos (4)	16
2.1.3. Serie plutónica tardía. Edificio Betancuria	17
2.1.3.1. Tobas y brechas traquíticas-traquibasálticas (5a)	18
2.1.3.2. Brechas basálticas (5b)	18
2.1.3.3. Gabros y piroxenitas (6)	19
2.1.3.4. Intrusivos sálicos (pitones, sills traquíticos y traquisieníticos) (7)	19
2.1.3.5. Sienitas. (8)	20
2.1.4. Serie plutónica tardía. Edificios Morro Negro-Morro del Sol	20
2.1.4.1. Brechas líticas de extrusión (9)	21
2.1.4.2. Melanogabros y leucogabros (10).	21
2.1.5. Complejo filoniano	22
2.1.6. Intrusivos traquíticos individualizados (11). Diques y sills traquíticos (1)	24
2.1.7. Intrusión masiva tardía de diques traquíticos y traquibasálticos, con tobas asociadas (12)	25
2.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	26
2.2.1. Fase miocena.	27
2.2.1.1. Brechas líticas tipo Ampuyenta (13)	26
2.2.1.2. Coladas basálticas indiferenciadas (14)	26
2.2.2. Fase pliocena.	26
2.2.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina pliocena (entre +10 y 20m) (15)	27
2.2.2.2. Depósitos aluviales. Arenas con cantos. (16)	28
2.2.2.3. Arenas eólicas pliocenas (17)	28

2.2.2.4.	Arenas eólicas con intercalaciones de derrubios de ladera y depósitos aluviales indiferenciados (18).....	29
2.2.2.5.	Edificio Morro Valdés (19a)	29
2.2.2.6.	Edificios del Valle Central (19b). Coladas basálticas	31
2.2.2.7.	Edificio Montaña Tirafé. Coladas y piroclastos basaníticos (20 y 21)	32
2.2.3.	Formaciones sedimentarias pleistocenas.	33
2.2.3.1.	Depósitos de caliche (22)	33
2.2.3.2.	Glacis (23)	33
2.3.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES.....	34
2.3.1.	Terrazas (24)	34
2.3.2.	Depósitos cuaternarios indiferenciados (25)	34
2.3.3.	Arenas y arcillas rojas (26)	34
2.3.4.	Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (27)	35
2.3.5.	Coluviones y derrubios de ladera (28)	35
2.3.6.	Depósitos de barranco (29)	35
2.3.7.	Playas de arenas y cantos (30)	36
3.	TECTÓNICA	36
4.	GEOMORFOLOGÍA	40
4.1.	LOS MATERIALES	40
4.2.	FASES DE EVOLUCIÓN DEL RELIEVE	42
4.3.	PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	43
4.3.1.	Formas endógenas (volcánicas)	44
4.3.1.1.	Conos volcánicos	44
4.3.1.2.	Superficies de colada	44
4.3.2.	Formas exógenas	45
4.3.2.1.	Formas continentales degradativas	45
4.3.2.2.	Formas continentales agradativas	45
4.3.2.3.	Formas marinas	46
4.3.2.4.	Formas eólicas	47
4.3.2.5.	Formas endorreicas	47
4.4.	TOPONIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLOGICO O GEOLOGICO	47
5.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	47
5.1.	DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL. PETROLOGIA	47
5.1.1.	Sedimentos de fondo oceánico	47
5.1.2.	Lavas y piroclastos, en parte submarinos	48
5.1.3.	Edificio Betancuria	51
5.1.3.1.	Gabros y piroxenitas	51
5.1.3.2.	Sienitas	52
5.1.4.	Edificios Morro Negro-Morro del Sol	53
5.1.4.1.	Brechas líticas	53

5.1.4.2. Melanogabros y leucogabros	53
5.1.5. Complejo filoniano	54
5.1.6. Intrusivos traquíticos individualizados. Diques y sills traquíticos	56
5.1.7. Metamorfismo de contacto	56
5.2. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL. GEOQUIMICA	57
5.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	62
5.3.1. Fase pliocena. Petrología	62
5.3.1.1. Edificio Morro Valdés	62
5.3.1.2. Edificios del Valle Central	63
5.3.1.3. Edificio Montaña Tirafé	63
5.3.2. Fase pliocena. Geoquímica	63
6. HISTORIA GEOLÓGICA	67
7. HIDROGEOLOGÍA	69
7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	69
7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS: NIVELES ACUIFEROS	70
7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior	74
7.2.2. Nivel acuífero superficial	75
7.3. PIEZOMETRIA	75
8. GEOTECNIA	76
8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	77
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	77
8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	78
8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	79
8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA	80
8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	80
8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables	80
8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables	81
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	81
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	82
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERES DE LOS PIG	83
11. BIBLIOGRAFÍA	85

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 Antigua (Nº 1091-II, 92-78 del M. T. N.), localizada en el sector central-occidental de la isla de Fuerteventura, en el archipiélago canario.

Está limitada al norte por la hoja geológica de Los Molinos, y, al este y sur, por las de Puerto del Rosario y Pájara, respectivamente. La línea de costa es su límite occidental.

La mayor parte de la superficie cartográfica está ocupada por materiales volcánicos, estando subordinados los de tipo plutónico y sedimentario. Los que mayor extensión ocupan están compuestos por un conjunto indiferenciado de lavas y tobas, en parte de origen submarino y edad cretácica-oligocena, que se superponen a una nueva serie sedimentaria de fondo oceánico, también de edad cretácica. Una serie de cuerpos plutónicos gabroides con depósitos brechoides asociados, posiblemente de edad miocena, completan esta compleja unidad, que es la que en la bibliografía geológica de la isla se denomina Complejo Basal. Atravesando a todos estos materiales y en menor medida a los cuerpos plutónicos, existe una densa red filoniana, de orientación principal N35°-40°E.

El resto de materiales volcánicos que afloran en el área corresponden principalmente a emisiones de edad pliocena, representadas por edificios estrombolianos y en escudo, con lavas asociadas.

Los depósitos sedimentarios pliocenos y cuaternarios recubren en cierta medida las formaciones ígneas anteriores. A lo largo de la costa aparecen extensos abanicos de materiales detríticos, interestratificados con arenas eólicas, pero es en el interior, adosados a las laderas más pronunciadas, donde mayor desarrollo adquieren.

El relieve no es elevado, pero sí abrupto y complicado en el área del dominio del Complejo Basal, estando caracterizado sus tres cuartas partes, desde el borde occidental, por superficies alomadas de gran pendiente, cortadas por un gran número de barrancos y barranqueras. Hacia la parte oriental estos relieves acaban bruscamente, delimitando un extenso valle más bajo, de posición central en la isla, cuyo extremo oriental son los relieves basálticos miocenos que afloran masivamente en mitad de la isla. Gran parte de este valle central está ocupado por emisiones lávicas pliocenas y cuaternarias. Las mayores elevaciones se localizan en el vértice Morro Negro (480 m) Morro Valdés (530 m) y Morro de la Cruz (676 m).

La red hidrográfica se agrupa en dos cuencas bien definidas, una occidental y otra oriental. La occidental se encaja mayoritariamente en los materiales del Complejo Basal, mientras que la

oriental se desarrolla sobre materiales volcánicos pliocenos. La primera es muy característica y densa, con abundantes barrancos de corto recorrido y poco encajados, tributarios de otros de mayor entidad más largos y de fondo plano, a veces también muy anchos. Conjuntamente determinan una red bastante jerarquizada. En el valle central, por el contrario, el sistema de barranco está menos desarrollado y su incisión es escasa. Los barrancos principales son Tarajalito, Agua Salada, La Peña, Machase y Valle, orientados hacia la vertiente occidental, y Durazuero, las Cuevas y Almácigo, que desaguan hacia la vertiente oriental. En general todos ellos suelen estar secos durante todo el año e incluso durante años enteros, dadas las bajas precipitaciones en la región.

La costa es bastante rectilínea, generalmente acantilada, con una estrecha rasa y bajos al pie de los cantiles. La existencia de playas es escasa, desarrollándose algunos depósitos de arenas y gravas en la desembocadura de determinados barrancos, que pueden dar lugar a este tipo de formas costeras, como es el caso de la playa de los Mozos, al NO de la hoja.

El clima de la región no presenta diferencias con las áreas vecinas, caracterizándose por su sequedad y aridez, a menudo fuerte insolación y brisa constante, que contribuye a rebajar la sensación de calor. A veces esta brisa se torna en vientos de intensidad fuerte. Estas condiciones climatológicas determinan una vegetación escasa, con tipos xerofíticos suculentos, con predominio de tipos arbustivos, como aulagas, algunas tabaibas y cardones en determinados barrancos, además de tipos herbáceos diversos.

Es un sector relativamente solitario, principalmente los dos tercios occidentales. En el otro, por el contrario, se asientan diversas poblaciones de importancia, como Antigua (que da nombre a la hoja), Betancuria (primera capital de la isla), Llanos de la Concepción y Valle de Santa Inés. La carretera general de Puerto del Rosario a Antigua y sus bifurcaciones hacia Betancuria y Llanos de la Concepción son sus principales vías de comunicación. El resto son pistas de tierra que van por fondos de barrancos y lomos, no siempre en buen estado, incluso ni a veces para vehículos todo terreno, por lo que los accesos a determinados puntos de la hoja deben realizarse a pie.

1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

La base de la presente cartografía es la hoja geológica a escala 1:25.000, Betancuria, número 1106-IV de la antigua división del MTN, realizada por miembros del Departamento de Petrología y Geoquímicas de la UCM y del CSIC para el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, [IGME (1984,d)]. En la actual se ha llevado a cabo una revisión de las unidades volcánicas, plutónicas y sedimentarias allí cartografiadas, en función de las nuevas observaciones de campo realizados al efecto y la bibliografía publicada desde entonces.

Además de esta cartografía, se han consultado otros trabajos geológicos de interés, algunos de ellos abarcando el conjunto de la isla y otros, la mayoría, referidos al Complejo Basal, bien a aspectos globales del mismo o a aspectos parciales, tanto en esta área como de otras.

Como documentos cartográficos se encuentran, además del mencionado arriba, la hoja geológica a escala 1:50.000, Puerto de Cabras, [IGME-CSIC (1967)] y el mapa a escala 1:100.000 de la isla, [AGOSTINI *et al.* (1968)].

De carácter general es el trabajo de FUSTER *et al.* (1968), quienes realizan un amplio estudio de las unidades volcánicas y plutónicas de la isla, aportando numerosos datos de campo (obtenidos durante la realización de la cartografía a escala 1:25.000, que luego se publicó a 1:50.000 [IGME-CSIC (*op. cit.*)], así como abundantes análisis petrográficos y geoquímicos de las mismas. El resultado final se sintetiza en el mapa a escala 1:100.000, ya indicado. De fechas anteriores y ya incorporados a ese estudio, están los trabajos de HARTUNG (1857), FRITSCH (1867), GAGEL (1910), BOURCART y JEREMINE (1938) y HAUSEN (1958); aunque son publicaciones antiguas, su lectura resulta interesante.

Referidos con más detalle al Complejo Basal, cabe destacar el trabajo de FUSTER y AGUILAR (1965), quienes exponen ideas generales sobre el carácter y origen de algunas de sus unidades, y el de ROTHE (1968) sobre los sedimentos cretácicos presentes en él. GASTESI (1969) estudia el macizo plutónico de Betancuria, representado parcialmente en la zona sur de la hoja. Posteriormente se publican nuevas observaciones e interpretaciones sobre su origen, estructura, relaciones intrusivas entre distintos cuerpos plutónicos, etc., que son recogidas en los trabajos de STILLMAN *et al.* (1975), FUSTER (1978), ROBERTSON y STILLMAN (1979) y STILLMAN (1987).

Los aspectos del metamorfismo de contexto son tratados por MUÑOZ y SAGREDO (1975) y más recientemente por MUÑOZ y SAGREDO (1989) y FUSTER (1989), además de en algunas de las últimas publicaciones citadas, si bien en esta área son menos significativas que en la vecina hoja de Pájara.

Las dataciones radiométricas existentes, RONA y NALWALK (1970), ADBEL NOMEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), FERAUD *et al.* (1985)] y más recientemente, CASQUET *et al.* (1989), IBARROLA *et al.* (1989), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), así como las determinaciones paleontológicas de MECO y PETIT-MAIRE (1989)], permiten establecer con cierta precisión los criterios cronoestratigráficos de las diferentes unidades volcánicas de la isla. Para este proyecto se han realizado nuevas dataciones K/Ar (aunque no en esta área) que completan las zonas sin este tipo de información. No obstante, estos datos absolutos deben ser cotejados con las observaciones de campo para una mejor optimización de dicha información.

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.

En la Tabla 2.1. se ha representado la cronoestratigrafía general de la isla referente a las formaciones volcano-plutónicas.

Tabla 2.1. Cronoestratigrafía volcano-plutónica de Fuerteventura.

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

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), BOURCART y JEREMINE (1938), HAUSEN (1958), BLUMENTHAL (1961) y ROTHE (1966), se han ido basando en él para ir actualizando y precisando la estratigrafía general de la isla. Más recientemente, FUSTER *et al.* (1968) culminan un estudio cartográfico y petrológico de Fuerteventura, en el que establecen una nueva estratigrafía general que ha permanecido válida hasta épocas próximas. La última seriación establecida en la isla, sobre todo en las unidades ígneas del Complejo Basal, corresponde a la publicada en la primera edición del Plan Magna de Fuerteventura [IGME (1984 a-d)]. Específicamente, esta hoja de Antigua fue publicada, aunque el nombre que tenía era el de Betancuria.

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.

En la Tabla 2.2. se ha establecido la correlación estratigráfica entre los autores más significativos que han estudiado esta zona del Complejo Basal.

2.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL

En el Dominio del Complejo Basal, las formaciones sedimentarias antiguas y las de carácter submarino no presentan grandes diferencias en cuanto a su definición. Sin embargo, en las

unidades plutónicas hay diferencias significativas. Así, lo que en esta edición del Magna se denomina como Serie plutónica tardía es lo que la primera edición, IGME (1984d), llamaba Series Plutónicas III y IV y FUSTER *et al.* (1968) Complejo básico estratiforme. Como puede apreciarse, con este último autor es con el que existe mayor diferencia, pues el concepto de lo que representaban las rocas plutónicas comprendía la idea de que era un complejo estratiforme en vez de unidades intrusivas.

Tabla 2.2. Correlación estratigráfica de las formaciones ígneas

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	MAGNA 1ª ed. [(IGME (1984d))]	MAGNA 2ª ed.
SERIE BASÁLTICA III Volcanes con conos de cinder	SERIE VOLCÁNICA III	FASE PLIOCENA Edificio Valle Central
SERIE BASÁLTICA II Volcanes con conos de cinder Volcanes en escudo	SERIE VOLCÁNICA II	Edificio Tirafé ----- Edif. Morro Valdés
SERIE BASÁLTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA I	FASE MIOCENA Estratovolcán de Tetir
COMPLEJO BASAL	COMPLEJO BASAL	COMPLEJO BASAL
Tobas y aglomerados subaéreos Complejo básico estratiforme	SERIES PLUTONICAS III y IV Formación traquítica	SERIE PLUTÓNICA TARDÍA Intrusivos traquíticos individualizados. Diques y sills traquíticos
-----	Formaciones plutónicas sálicas Formaciones plutónicas básicas	Edificios Betancuria y Morro Negro-Morro del Sol
Rocas volcánicas submarinas	Formación de tobas y brechas sálicas antiguas Formaciones volcánicas submarinas	Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos
-----		-----
Sedimentos silíceos	Formación sedimentaria	Sedimentos de fondo oceánico

En las formaciones subaéreas las diferencias no son excesivas. La Fase miocena de esta edición equivale a lo que los autores anteriores llamaban Serie basáltica I, FUSTER *et al* (1968), y Serie volcánica I, IGME (1984d). Solamente en el presente trabajo se ha hecho en esta fase una individuación de tres grandes edificios, cosa que no se había realizado en las anteriores ocasiones.

En la Fase pliocena se han distinguido en esta hoja tres edificios o grupos de edificios. El más antiguo, Morro Valdés, corresponde al Plioceno inferior y pertenece a lo que el IGME (1984,d) llamaba Serie Volcánica II y FUSTER *et al.* (1968) Serie basáltica II. Por su parte, los edificios del Valle Central y el Edificio Tirafe, pertenecientes al Plioceno superior, corresponden a la Serie Volcánica III del IGME (1984d) y la Serie basáltica III de FUSTER *et al.* (1968). Ciertamente, entre estos edificios últimos y el de Morro Valdés hay un "gap" de unos 2 m.a., lo que podría justificar su separación en dos ciclos volcánicos distintos. Pero al ser el edificio de Morro Valdés la única emisión del Plioceno inferior en toda la isla, se ha considerado más propio incluirlo como un episodio de la Fase pliocena que como una auténtica fase independiente.

2.1.1. Sedimentos de fondo oceánico

Junto con el resto de las otras unidades sedimentarias cretácicas que afloran en Fuerteventura, los depósitos que afloran en esta hoja forman el conjunto de materiales más antiguos de la isla.

De las tres unidades en que está dividida la formación cretácica [YEBENES (1980) y FUSTER *et al.* (1980)], en la hoja de Antigua sólo se encuentran representadas las dos últimas. Afloran de manera incipiente en la línea de costa, por debajo de la colada pliocena de Morro Valdés, justo en el límite sur de la hoja. Constituyen una prolongación septentrional de los mejor expuestos en la hoja sur de Pájara. Por el norte aparecen recubiertos y en parte interestratificados por las lavas y piroclastos submarinos.

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

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

2.1.1.1. *Lutitas y areniscas (2)*

Aunque en la hoja esta unidad aflora en pequeña extensión, se van a considerar sus características de manera global, incorporando datos de la hoja inferior de Pájara.

Corresponde a la unidad D de ROBERTSON y BERNOULLI (1982). Posee una potencia que debe de rondar los 800 m. y está integrada por turbiditas exclusivamente terrígenas. Los mejores afloramientos pueden observarse a lo largo de la costa, entre la Punta de las Animas (hoja de Pájara) y la Caleta de la Peña Vieja.

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

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

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

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

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

2.1.1.2. *Lutitas, margas y calizas* (3)

Aflora en esta hoja, como continuidad de los afloramientos existentes en la hoja de Pájara.

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

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

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

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

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

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

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

2.1.2. Lavas y piroclastos indiferenciados, en parte submarinos (4)

Es, con mucho, la unidad más ampliamente representada en esta hoja. En la memoria de la hoja de la anterior edición del Magna [IGME (1984d)], así como en su cartografía, se distinguieron dos series submarinas (inferior y superior) dentro de lo que se denominaba Formaciones volcánicas submarinas. En esta nueva edición se ha considerado toda la formación en conjunto, suprimiendo el límite de separación supuesto entre las series inferior y superior que se indicaba en el mapa. A pesar de ello, sí se aprecia una polaridad en las características petrológico-texturales de los materiales, desde la costa hacia el interior. En la zona costera, el grado de espilitización es alto, disminuyendo progresivamente su intensidad conforme se avanza hacia el este. Según esto, es fácilmente apreciable en campo el cambio progresivo de este fenómeno, que fue precisamente el fundamento que tuvieron los autores anteriores para trazar un límite supuesto entre las dos series.

Los materiales de esta formación son volcánicos, de naturaleza basáltica-traquibasáltica, en parte con estructuras submarinas de tendencia alcalina, emitidos de manera secuencial durante el Paleógeno. Todo el conjunto se encuentra fuertemente intruido por el enjambre filoniano (preferentemente en el sector central), que impide en muchas ocasiones la buena observación de los materiales.

En la zona de la costa, y prolongándose tanto al norte como al sur, en las hojas de Los Molinos y Pájara, respectivamente, son frecuentes las unidades fragmentarias de carácter submarino. Afloran brechas, tobas polimícticas mal estratificadas y "pillows" subordinadas, de composición basáltica en la mayor parte de los casos, con intercalaciones de "sandstone" y "siltstone" volcanoclásticas, bien visibles, entre otros sitios, en el Tablero de la Caleta de la Peña Vieja. En el resto es casi imposible distinguir una secuencia estratigráfica, debido a las circunstancias antes expuestas. Por todo ello, las observaciones puntuales no pueden ser sintetizadas en varios niveles, sino en una caracterización global única. Lo frecuente es encontrar tobas y brechas polimícticas, con más o menos "pillows", en las que destacan en algunas ocasiones fragmentos de gabros, sienitas, piroxenitas, rocas sedimentarias y traquitas albitizadas (albititas). Estos fragmentos de rocas ígneas deben de haber sido arrancados de cámaras magmáticas profundas pues las rocas plutónicas que asoman en superficie (Edificio Betancuria y Macizos de Morro Negro-Morro del Sol) son siempre intrusivas en la formación volcánica submarina aquí descrita. Los clastos más abundantes son de basalto y traquibasalto, con formas angulosas, subangulosas, de tamaños variables, en una matriz hialoclastítica, en la que ocasionalmente se encuentran "pillows" disgregadas y "micropillows" (1-15 cm).

Hay que citar también, por lo peculiar de su composición, la presencia de una facies basáltica afanítica con unos agregados micáceos y anfibólicos de hasta 10 cm de diámetro, que pasan gradualmente al resto de las otras lavas basálticas. Estos agregados son bien visibles en el barranco del Valle, barranco de Los Mozos (parte baja) y en el área entre los barrancos de Janey y Los Negros.

Cerca del barranco de Los Mozos, el material interpillow está formado por calizas recristalizadas, con grandes grosularias amarillo-rosadas, efectos del metamorfismo de bajo grado provocado por la emisión volcánica sobre un depósito sedimentario calcáreo. En los demás lugares, el material interpillow es basáltico o no existe.

En el tercio occidental de la hoja, estas lavas y diques asociados presentan una transformación hidrotermal de espilitización intensa, con desarrollo de fenómenos generalizados de epidotización y cloritización, que rellenan vacuolas, microfracturas y sustituyen parcial o totalmente a los minerales ferromagnesianos. Estas transformaciones producen un color verde oscuro a la roca muy característico. El conjunto de diques que la acompañan también tienen el mismo proceso de espilitización, lo que ocasiona una homogeneización en afloramiento, que dificulta a veces la identificación de la roca encajante.

Por el contrario, en la zona oriental del Complejo Basal, las unidades volcánicas las componen brechas y tobas basálticas-traquibasálticas poco cristalinas, de tendencia también alcalina-subalcalina, sin transformaciones importantes de espilitización y sin fragmentos de rocas plutónicas y sedimentarias. Hay muy pocas "pillows", y cuando aparecen son de pequeño tamaño. Por otro lado, es bastante frecuente la presencia de zonas masivas de coladas sin estructuras típicas submarinas, confundibles a veces con diques más antiguos, pero que al tener cierta continuidad lateral y vertical con afloramientos claros de tobas y brechas, no hace dudar de su génesis volcánica. Estos niveles más masivos están a veces atravesados por pequeños diques terminales muy divagantes con bordes curvos, que debieron ser sincrónicos con la colada.

Generalmente, tanto las coladas masivas como las brechas son microvacuolares, indicando emisiones relativamente poco profundas y un estado de explosividad mediano. Es probable que existan varios eventos apilados, muchos de ellos se supone que buzando hacia el este y que fueron depositados sobre los materiales del sector occidental, constituyendo las laderas orientales de la isla en período del crecimiento final submarino y primeros eventos subaéreos.

El tránsito entre un sector y otro es difícil verlo en el campo, dada la abundancia de diques, pero los criterios antes expuestos ayudan a su separación.

En las áreas más orientales de los afloramientos, las laderas del valle central, el porcentaje de diques disminuye considerablemente. Hay puntos donde no hay más del 40% de diques, aflorando entre ellos con claridad coladas típicamente subaéreas. Estas zonas de tipo "transicional" entre el llamado Complejo Basal y las series subaéreas miocenas pueden verse en Montañeta de Andrés (al SE del Valle de Santa Inés) o en el sector del barranco del Espejo (2,5 km al NO de Antigua). Sin duda, esta circunstancia obliga a revisar la naturaleza exacta del límite entre la que se llama Dominio del Complejo Basal y el Dominio Subaéreo.

2.1.3. Serie plutónica tardía. Edificio Betancuria

Es una de las formaciones más complejas de todas las aflorantes en el Dominio del Complejo Basal. Se trata de un conjunto plutónico-volcánico, en el que resulta difícil establecer las relaciones intrusión-extrusión entre la gran variedad litológica textural y estructural que presenta.

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

La planta es de forma ovalada según la dirección N-S, con unas dimensiones de 4x3 km. Representa un antiguo edificio bastante desmantelado, cuya reconstrucción original resulta difícil de realizar.

La gran mayoría de las unidades subvolcánicas y subaéreas afloran en la hoja de Pájara, pasando a la hoja de Antigua una pequeña zona de las laderas septentrionales. Por su parte, las facies de piroxenitas y gabros se encuentran íntegramente en esta hoja. Dentro del conjunto, y en esta hoja de Antigua, se han distinguido cinco unidades litológicas diferentes, tanto intrusivas como subvolcánicas y extrusivas. Lo que no parece tener duda es que el conjunto representa un gran centro de emisión sálico bastante erosionado, del que quedan varios intrusivos a modo de conductos, con gran cantidad de brechas asociadas.

Lo que no está aún claro es si las facies plutónicas básicas de gabros y piroxenitas (n.º 6), participan como una unidad genética del propio edificio o estaban ya allí cuando intruyó-extruyó el gran paroxismo sálico de sienitas-traquitas. De cualquier modo, lo consideraremos por ahora dentro del propio edificio.

2.1.3.1. Tobas y brechas traquíticas-traquibasálticas (5a)

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

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

En la bajada del camino hacia el barranco de Machase se aprecia una colada piroclástica de brechas, que parece de edad muy reciente. Este manto se sitúa claramente discordante sobre los diques del Complejo Basal, sin estar atravesada por ningún dique. Cerca del pozo que hay en la ladera norte de dicho barranco se puede apreciar un contacto por falla entre el Complejo Basal y las brechas. Esta colada tal vez constituye uno de los últimos eventos explosivos del Edificio Betancuria.

2.1.3.2. Brechas basálticas (5b)

Afloran en un pequeño retazo, justo en el límite sur de la hoja, como la continuación septentrional del gran afloramiento de la hoja de Pájara.

Son brechas líticas heterométricas y polimícticas, aunque los fragmentos son mayoritariamente basálticos. Está muy compactada, con una matriz también oscura y de composición básica. Es-

parcialmente se sitúan en las zonas periféricas de las emisiones de las lavas de basaltos plagioclásicos, con las que tienen relación genética.

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

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

2.1.3.3. *Gabros y piroxenitas* (6)

Constituyen un pequeño cuerpo intrusivo alargado en dirección norte de unos 2 km de largo y 600 m de ancho visible, aflorante en el fondo del barranco del Convento y barranco de Betancuria. Hace intrusión sobre los materiales más antiguos del Complejo Basal y se halla recubierto, en su parte occidental, por la coladas basáltica del edificio Morro Valdés.

Es un cuerpo plurifacial con variaciones graduales, desde facies leucocráticas a melanocráticas.

Está formado fundamentalmente por leucogabros, en los que a veces se observa un bandeo magmático con dirección N40°-60°E subvertical o buzando ligeramente al oeste. En menor proporción afloran, en la zona del depósito de agua del pueblo, facies oscuras del tipo piroxenítico-werhlítico.

La variación textural es patente, sobre todo en los leucogabros, encontrándose texturas de grano fino a medio, algunas poiquilíticas, y con facies pegmatoides en los bordes del plutón y en el contacto con los melanogabros-piroxenitas. Su carácter intrusivo discordante es también fácilmente corroborado por el metamorfismo que produce en el material encajante, observándose claramente el aspecto corneánico en el terreno. Localmente se han encontrado además enclaves de roca de caja recristalizada, tanto en el interior como en el borde del plutón.

En la parte más norte hay un pequeño cuerpo sienítico que intruye sobre los gabros, y cuyas características se describen en el apartado 2.1.3.5.

2.1.3.4. *Intrusivos sálicos (pitones, sills traquíticos y traquisieníticos)* (7)

En toda la superficie del edificio, la unidad más abundante corresponde a grandes masas, más o menos continuas, de materiales sálicos masivos, con formas de yacimientos variadas. Así, se pueden encontrar grandes bloques de traquitas destacando morfológicamente del resto, que a veces presentan en sus bordes lo que parece ser un borde de enfriamiento. Constituye, por tanto, intrusivos subvolcánicos que han dado origen a otras morfologías más subhorizontales de aspecto colada o "sills", también presentes en muchos puntos del edificio.

El grado de cristalinidad de todas estas masas es bajo, siendo las texturas más comunes las afáníticas y las microporfídicas (con fenocristales de feldespatos potásico).

Desde la hipotética base de las lavas de basaltos plagioclásicos hasta el techo de estas formaciones sálicas (en la hoja de Pájara) se aprecian pasos discordantes que separan facies brechoi-

des de otras menos fragmentarias. Debido al alto grado de compactación que presenta todo el conjunto, ocasionado por las altas temperaturas de emisión, estas superficies están homogeneizadas y por tanto difuminadas, dificultando la individualización en niveles concretos. Asociados con estos intrusivos sálicos deben estar los enjambres filonianos traquíticos, en los que parecen apreciarse varias familias. Hay unos de dirección variable con posiciones verticales-subverticales, y otros con una ligera tendencia semicircular y buzando hacia el interior del edificio.

2.1.3.5. *Sienitas* (8)

Se han cartografiado dos cuerpos independientes dentro de la hoja, separados en el espacio 3 km. El primero se encuentra en el barranco de Machase y constituye la continuación del afloramiento mayor que se extiende por la hoja de Pájara. Constituyen, muy probablemente, las raíces del conjunto efusivo traquítico, que han quedado al descubierto por el efecto erosivo.

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

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

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

Prácticamente son masivas y no suelen tener diques cortándolas. De manera esporádica, se encuentran algunos diques sálicos de traquitas con texturas afaníticas o tobáceas.

El segundo cuerpo intrusivo sienítico aflora 1 km al norte del pueblo de Betancuria, en pleno cauce del barranco del Convento. Se observan perfectamente los bordes enfriados de la intrusión, con facies brechoides y fenómenos de contaminación o hibridación con el gabro encajante. Son sienitas con una cantidad considerable de máficos que varían texturalmente desde grano fino a grueso, y tienen ocasionalmente facies pegmatoides en el contacto con los gabros. Al igual que las sienitas anteriores, no presentan casi ningún dique.

2.1.4. **Serie plutónica tardía. Edificios Morro Negro-Morro del Sol**

Formando parte de la misma alineación de intrusión tardía que definen el Complejo Circular de Vega y el Edificio Betancuria, aflora con la misma elongación norteeda el complejo plutóni-

co básico de Morro Negro-Morro del Sol. En la anterior edición de esta hoja [IGME (1984d)] se cartografiaron separadamente las dos masas, pero en ésta se ha comprobado que son prácticamente continuas y corresponden a un mismo pulso de intrusión.

Están compuestos de una unidad principal de gabros plurifaciales, leuco y melanocráticos, rodeada parcialmente por una brecha lítica asociada al fenómeno de emplazamiento.

2.1.4.1. *Brechas líticas de extrusión* (9)

Aflora exclusivamente alrededor del macizo de Morro Negro. Rodea a la masa de gabros, formando una aureola con una anchura variable entre 100-250 m. Sin duda, esta estrecha relación cartográfica entre gabros y brecha evidencia la conexión genética entre el emplazamiento de la masa plutónica y la brechificación del encajante.

Se trata de una brecha polimíctica heterométrica, de colores oscuros violáceo-verdosos, que en campo puede confundirse con tobas o brechas de las formaciones submarinas. Tiene una textura muy coherente y consolidada, con una matriz afanítica oscura muy compacta. Hay fragmentos angulosos de las rocas encajantes del gabro, como diques basálticos afaníticos, diques de basaltos plagioclásicos y hasta de facies enfriadas del gabro (microgabros). También se encuentran otros fragmentos subangulosos de la misma naturaleza, que pueden llegar a tamaños desde 3 m hasta 30-40 cm, aunque los tamaños más frecuentes sean los 6-8 cm. Como fragmentos poco comunes se encuentran rocas sálicas (traquitas) con formas ovoidales y tamaños de 15-18 cm.

Una característica que prueba el carácter moderno de esta brecha es el hecho de que casi no tiene diques atravesándola. Los que hay tienen direcciones muy cambiantes; así, algunos están E-O y son basálticos. Otros, básicos afaníticos, están a N20°-40°E, con buzamientos variables (hasta 40°) pero siempre al oeste. Otros, con dirección N165°E subverticales al oeste. Se encuentran incluso algunos diques traquíticos de 1 m de anchura y dirección N25°E, la dirección preferente de la intrusión sálica tardía del Complejo Basal.

La brecha está bastante diaclasada de una forma homogénea y constante, individualizándose unidades geométricas paralelepípedicas de gran tamaño. La dirección preferente de diaclasado es N10°-30°E, con un plano buzante siempre hacia el oeste, desde subvertical hasta 40°.

2.1.4.2. *Melanogabros y leucogabros* (10)

Aunque estas facies plutónicas son prácticamente similares, tanto en el macizo de Morro Negro como en el llamado de Morro del Sol, se van a describir individualmente.

El primer estudio petrológico de *Morro Negro* lo realizó GALINDO (1978). Posteriormente, el plan Magna [IGME (1984d)] actualizó algo más la información, que en parte ha permanecido válida hasta hoy.

Este plutón tiene una forma ovalada, ligeramente elongada al norte, con un diámetro mayor de 700 m por otro menor de 600 m. Los gabros son plurifaciales, tanto en composición como

en textura. Varían desde facies meloncráticas hasta leucocráticas, con tamaños de grano entre medio y grueso. En las zonas de borde se aprecia un bandeo magmático subvertical, buzando ligeramente hacia el interior del plutón, lo que podría sugerir una intrusión de tipo diápírico, con una estructura concéntrica. En zonas puntuales se aprecian facies pegmatoides bien desarrolladas.

"De visu" son rocas oscuras con piroxeno y en menor cantidad olivino. De manera ocasional se aprecian cantidades importantes de biotita, tal vez inducidas por los líquidos sálicos de cristalización tardía que parecen acompañar al emplazamiento del plutón.

El porcentaje de diques que atraviesan a este plutón de Morro Negro es realmente bajo, pues no suelen pasar del 10-15%. Inmersos como enclaves en la masa gabroidea, se han encontrado restos de diques básicos antiguos, totalmente recrystalizados por el efecto térmico. Son auténticos enclaves de corneanas negras brillantes. En algunos de estos diques aún se conserva una dirección relict a N145°E.

Por su parte, el plutón de *Morro del Sol* no aflora exactamente en el cerro de dicho nombre, sino al oeste, en la parte del Lomillo Cumplido, y en las cabeceras y fondos de los arroyos del barranco de Agua Fría. Las facies gabroides son también plurifaciales, variando desde leucogabros a melanogabros, con texturas desde grano fino-medio a medio-grueso. Está atravesado también por pocos diques (menos del 15%), siendo los más frecuentes de basaltos afaníticos y basaltos plagioclásicos; algunos son traquíticos. Se observan áreas puntuales en donde la inyección filoniana es más intensa, coincidentes con pequeños pasillos de diques sálicos correspondientes a la intrusión tardía (apartado 2.1.7).

2.1.5. Complejo filoniano

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

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

Separado de este tradicional conjunto de diques, mayoritariamente básicos, se ha distinguido tentativamente otra familia de diques, que con una composición sálica-intermedia, parecen ser los más tardíos de la intrusión filoniana (apartado 2.1.7.).

Si se observa con detalle el enjambre filoniano, se aprecia que existen varias familias, difíciles de individualizar a esta escala de trabajo.

La intensidad de la intrusión no es igual en todas las áreas. Hay un pasillo ancho de mayor dilatación y por tanto de mayor concentración de diques, que se extiende por la parte central de la hoja, con una orientación NNE-SSO. A los lados de este pasillo, la intensidad de penetración

es menor, con porcentajes de diques de menos del 70%. En el sector oeste costero la mayoría de los diques presentan direcciones entre N10°-20°E y buzamientos subverticales. Los diques más tardíos son los que cambian de dirección, presentándose algunos a N105°E, N120°E y N140°E. Suelen ser todos básicos, destacando casi siempre los de basaltos plagioclásicos.

En el sector central de la hoja, la zona de máxima intrusión, los diques se mantienen con las mismas orientaciones anteriores, es decir, a N5°-20°E, subverticales. Por su parte, en el sector este, las direcciones siguen siendo similares, entre N10°E y N30°E, saliéndose algunos de esta orientación (como algunos sálicos o de basaltos plagioclásicos) que llegan a N55°E. Es particularmente remarcable la abundancia de buzamientos al oeste de muchos de estos diques.

Por término general, los diques individuales tienen un espesor reducido, siendo la media más frecuente entre 0,4 y 1 m.

En los *sedimentos mesozoicos*, el estudio de las relaciones geométricas de "offsetting", cuando atraviesan diagonalmente a rocas estructuradas o a otros diques, pone de manifiesto que los diques han penetrado por fracturación y dilatación simple normal a los contactos; por ello, no se produce modificación de la orientación espacial de las estructuras de las rocas encajantes. Está claro que la penetración filoniana tuvo lugar con posterioridad al plegamiento de la serie sedimentaria mesozoica.

En las *coladas submarinas* abundan también diques con los caracteres anteriores, pero además existen otros con bordes sinuosos y festoneados que se adaptan en parte a los fragmentos de las rocas volcánicas submarinas; algunos tienen terminaciones desfleçadas que se fragmentan entre las brechas submarinas e hialoclastíticas adyacentes, lo cual indica la penetración del magma en materiales aún no completamente solidificados, siendo sincrónicos con respecto a la emisión submarina, que en general parece poseer una proporción total de diques superior a la que existe en los sedimentos mesozoicos más antiguos. También son más frecuentes en esta formación diques con espesores de unos pocos metros.

Es frecuente que los diques aparezcan agrupados por "sheet", generalmente con anchuras de 300 a 400 m en puntos muy concretos. Muchos de los diques que atraviesan a estas dos formaciones se encuentran intensamente espilitizados.

El período de mayor penetración filoniana debió coincidir con las emisiones volcánicas submarinas, pero se prolongó de manera progresiva más atenuada, con la intrusión posterior de las formaciones plutónicas.

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

Los *diques básicos* tienen en general un espesor reducido (cerca de 1 m), contactos netos y rectilíneos con estructuras zonales simétricas. Se observan, sin embargo, diques que se cortan entre sí, siendo entonces muy evidentes las relaciones geométricas de "offsetting", característica de los diques formados por fractura de materiales rígidos y dilatación normal a la fractura. Esto indica, que el período de intrusión filoniana ha sido largo para poder enfriarse los primeros diques formados antes de penetrar los siguientes.

Los datos cronológicos publicados sobre la época de máxima intrusión filoniana dan valores comprendidos entre 32 y 46 millones de años [STILLMAN *et al.* (1975)], por lo que puede asignarse de momento a esta formación una edad oligocena.

Entre estos diques de carácter básico, aunque no muy abundantes, destacan los de basaltos plagioclásicos por sus grandes fenocristales de plagioclasa, que parecen asociados con la emisión de basaltos plagioclásicos pertenecientes al Edificio Betancuria (véase hoja de Pájara).

Los diques sálicos son más recientes y corresponden fundamentalmente a composiciones traquíticas. Aunque aparecen en mucha menor proporción que los diques anteriores, son muy espectaculares por su tamaño de hasta 3 o 4 m, por su color amarillento claro y porque cortan a la mayor parte de los diques básicos, con unas direcciones bastante variables.

Estos diques en general van asociados en el tiempo y en el espacio a las intrusiones más alcalinas de carácter sienítico-traquítico y se tienden a concentrar en las partes más cercanas del eje central de las intrusiones del Complejo Basal. En este grupo de diques podemos incluir otros de fonolita poco frecuentes y asociados con las intrusiones plutónicas peralcalinas.

2.1.6. Intrusivos traquíticos individualizados (11). Diques y sills traquíticos (1)

Estos episodios intrusivos sálicos, bastante bien representados en esta hoja, no es aún el último episodio intrusivo presente en la zona. Aparte de ser más o menos sincrónico con la intrusión masiva tardía de diques traquíticos y traquibasaltos (véase apartado 2.1.7), tienen en ocasiones diques basálticos atravesándolos, que sin duda pertenecen a las inyecciones filonianas básicas de los estratovolcanes miocenos.

Se han distinguido en este apartado aquellas rocas sálicas de naturaleza traquítica, que sin llegar a constituir grandes pitones bien diferenciados, tampoco son diques sueltos y pequeños sin representación cartográfica.

En esta hoja se han cartografiado varios afloramientos intrusivos, con evidentes formas alargadas de tipo filoniano, y que siguen la pauta general de orientación del enjambre de diques. Se localizan preferentemente dentro del pasillo intrusivo póstumo marcado por el eje Edificio Betancuria-Macizo de Morro Negro. Muchos de ellos se encuentran precisamente en el entorno de dicho macizo. No están todos los que son, pero sí son todos los que están. Muchos diques traquíticos de 1 o 2 m que se encuentran frecuentemente en el enjambre general de diques del Complejo Basal van, sin duda, asociados con estas intrusiones mayores, ya que unas u otras son el resultado de una intrusión sálica tardía (casi seguro miocena) que perforó abundantemente los materiales en esta zona del Complejo Basal.

Algunas de estas intrusiones representan los diferenciados magmáticos póstumos de los gabros de los macizos plutónicos básicos, como Morro Negro o Betancuria, y como tal han sido descritos algunos dentro de esos edificios. El resto representan, igualmente, diferenciados de masas plutónicas no aflorantes, que se orientan siguiendo el campo de esfuerzos regional NNO-SSE. El conjunto total constituye, por tanto, la expresión subvolcánica de las últimas manifestaciones sálicas del Dominio del Complejo Basal, ya que cortan a todas las rocas de las for-

maciones plutónico-volcánicas anteriormente descritas. A veces se ha visto algún dique básico atravesándolos, lo que confirma su carácter tardío y no reciente.

Los afloramientos individualizados más importantes son:

- Morro de Fuente Laja. Su anchura es tal que permite ya la aparición de una facies microgranuda en su parte central. En los bordes la textura es de grano más fino, propia de un enfriamiento más rápido. Destacan fenocristales feldespáticos, orientados según la dirección nortada.

Tiene diques básicos atravesándolos a N10°E subvertical al oeste.

- Pitón de Morro Negro. Se localiza prácticamente en la parte central del plutón del mismo nombre. Puede considerarse un diferenciado de las facies gabroideas presentes. Da un resalte morfológico muy llamativo, con una textura microporfídica de fenocristales de feldespato potásico dentro de una matriz afanítica rosada. La intrusión de este pitón va acompañada de un importante cortejo de diques sálicos de igual composición, que atraviesan las rocas del entorno, hasta un radio de acción de 1 km.
- En los dos pequeños intrusivos que afloran en la trinchera de la carretera de Los Llanos de la Concepción a la Playa de Los Mozos (a la altura de El Cigarrón uno y al sur de Morro Blanco el otro) se aprecian unas brechas con características algo peculiares. La masa traquítica principal evoluciona hacia el techo a una brecha blanquecina-cremosa muy compacta, con fragmentos angulosos mayoritariamente traquíticos. También los hay de diques básicos afaníticos, todos con tamaños medios, más frecuentes desde 0,5 a 5 cm. En algunas secciones se observa una evolución aún más superior a facies de aspecto sedimentario, ya que algunos fragmentos tienen formas redondeadas.

2.1.7. Intrusión masiva tardía de diques traquíticos y traquibasálticos, con tobas asociadas (12)

Los cerros que constituyen la línea de cresta oriental del Complejo Basal (Morro de Velosa, vértice Tegú) son las áreas individualizadas como intrusiones filonianas tardías. Constituyen la prolongación septentrional del pasillo más largo individualizado en la hoja de Pájara.

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

Son recintos propiamente dichos, en los que la densidad de diques es tan alta que no se aprecia claramente cuál es la roca encajante. Se observa, a veces, la existencia de rocas de aspecto tobáceo de naturaleza sálica, que se suponen asociadas genéticamente con la intrusión de este enjambre de diques o con las facies extrusivas de los complejos sálicos tardíos.

Las composiciones representadas en estos diques son traquitas, traquisienitas, microsienitas, traquibasaltos porfídicos y basaltos. Los cuatro primeros son los más frecuentes, encontrándose también variaciones transicionales entre cada uno de ellos. Lo más destacable de estas com-

posiciones es la presencia de diques traquisieníticos con enclaves de rocas basálticas, indicativos de fenómenos de hibridación magmática, como los observados en las sienitas del Edificio Betancuria. Este hecho debe explicar, por tanto, la frecuencia con que diques traquíticos y traquibasálticos se encuentran asociados, formando a veces diques dobles.

Las características estructurales más llamativas del enjambre se resumen en los siguientes puntos. Suelen integrar paquetes densos orientados N30°-40°E que, por erosión diferencial, producen resaltes morfológicos destacables (como El Morro de Velosa). Además de tener buzamientos entre 50-70°, es frecuente encontrar diques traquíticos en posiciones subhorizontales, a modo de sills.

Las anchuras son mayores (entre 1-3 m) que las habituales de los diques básicos premiocenos, evidenciando una extrusión importante de magma sálico.

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

2.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.2.1. Fase miocena

Está representado por afloramientos muy escasos y de pequeñas dimensiones, situados en el borde este de la hoja. Constituyen pequeños retazos de unidades volcánicas más extensas del estratovolcán mioceno de Tetir, aflorante masivamente en la colindante hoja de Puerto del Rosario.

2.2.1.1. *Brechas líticas tipo Ampuyenta* (13)

Es un pequeño afloramiento que rodea a la Montaña de Tao (hoja de Puerto del Rosario), que aparece junto a la carretera de Casillas del Angel a Los Llanos de la Concepción. Son brechas líticas frías (no se ven componentes magmáticos juveniles) con matriz rojiza arenoso-arcillosa y fragmentos angulosos-subangulosos de diques y coladas basálticas. Los tamaños de los fragmentos están desde pocos centímetros hasta 30-40cm, aunque la mayoría son inferiores a 8-10 cm.

Su estructuración interna es caótica, sin presencia de ningún tipo de ordenación o clasificación.

2.2.1.2. *Coladas basálticas indiferenciadas* (14)

Se trata de un pequeño afloramiento muy alterado de basaltos olivínicos, situados en los arroyos que parten de la zona de la Marichala. Están atravesados por algunos diques básicos, y realmente es difícil su asignación a esta formación subaérea miocena o a la ya distinguida serie transicional entre el Dominio del Complejo Basal y el Dominio subaéreo.

2.2.2. Fase pliocena

La actividad magmática en la isla se reanuda en el Plioceno inferior, tras un largo paréntesis de inactividad, en el que los procesos erosivos de remodelación del relieve fueron preponderantes.

Se forman extensos depósitos detríticos que recubren las formaciones volcánicas y plutónicas anteriores. A lo largo de la costa occidental se origina una plataforma marina de abrasión, que queda hoy levantada entre +10 y +50 m por encima del nivel del mar, según las zonas de la isla en donde aflora.

Las manifestaciones volcánicas durante el Plioceno inferior están únicamente representadas, según las dataciones radiométricas disponibles, por las emisiones del volcán Morro Valdés, localizado en esta hoja. Más tarde, en el Plioceno superior, la actividad volcánica es más intensa, desplazándose hacia la mitad septentrional de la isla.

En su conjunto, el volcanismo de esta fase es más puntual, con una actividad mayoritariamente efusiva, pero volumétricamente inferior a la de la Fase miocena. Está controlado por un marcado régimen distensivo a través de directrices estructurales ya establecidas.

2.2.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina pliocena (entre +10 y 20 m) (15)

Después de las últimas emisiones volcánicas ocurridas hace unos 12 m.a. es decir, en el Mioceno medio, tiene lugar un período de inactividad magmática en la isla, que se prolonga hasta comienzos del Plioceno, durante el cual los procesos erosivos y de desmantelamiento del relieve son dominantes. En el litoral, este intervalo erosivo queda bien reflejado por la formación de una extensa plataforma de abrasión marina a lo largo de la costa occidental de Fuerteventura, levantada actualmente en esta área, entre 10 y 20 m sobre el nivel del mar.

El arrasamiento producido afecta a los materiales del Complejo Basal, consignando en ellos una superficie bastante regular, de morfología plana y ligeramente inclinada hacia la costa. La rasa fue cubierta posteriormente por abanicos de depósitos detríticos que se canalizaban hacia la costa y por coladas basálticas de Morro Valdés y Montaña Tirafé.

A lo largo de dicha superficie se observan, bajo la cobertura sedimentaria y detrítica, restos de la playa pliocena, formada por depósitos arenosos con abundante contenido fosilífero.

Se trata de conglomerados y arenas calcáreas biodetríticas consolidadas, en general de escasa potencia, de color claro, aunque no siempre son visibles a lo largo de toda la rasa. En otras zonas de la isla, donde los afloramientos son mejores, el contenido paleontológico que presentan ha permitido datar su edad, y por tanto la edad de esta superficie de erosión.

En la bibliografía geológica y paleontológica antigua de la isla, estos depósitos ya aparecen citados, no estando clara, sin embargo, su edad, al existir contradicciones entre los autores. Los primeros datos proceden de ROTHPLETZ y SIMONELLI (1890), CROFTS (1967), LECOINTRE *et al.* (1967), KLUG (1968) y HAUSEN (1958), quienes citan diversos fósiles, que posteriormente fueron revisados y clasificados por MECO (1975, 1977, 1981, 1982 y 1983). Por el contenido faunístico, este último autor asigna dichos depósitos al Plioceno inferior.

Los fósiles más característicos y abundantes que aparecen son *Giphaea virleti* (Deshayes), *Ne-rita emiliana* Mayer, *Strombus coronatus* DeFrance, *Ancilla glandiformis* (Lamarck), *Lucina leo-nina* (Basterot), *Rothpletzia rudista* (Simonelli) y *Patella ambroggi*. Se encuentran, además, gran cantidad de algas calcáreas y moldes de *Haliotis* sp. Este contenido faunístico es indicador de un litoral cálido.

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

2.2.2.2. Depósitos aluviales. Arenas con cantos (16)

Estos sedimentos constituyen delgados niveles, con escasa representación areal, que aparecen discordantes sobre los materiales del Complejo Basal. En conjunto, parecen corresponder con antiguos aluviales que se canalizaron por los paleorrelieves postmiocenos en el sector oriental de la hoja (Valle Central) y en el cuadrante NO (barrancos del Valle y de Los Mozos). Estratigráficamente se sitúan en la base de las coladas basálticas pliocenas del Edificio Montaña Tirafé y de los volcanes del Valle Central.

En general, tienen espesores inferiores a 10-12 m, si bien en muchos casos no llegan a sobrepasar los 4-6 m de potencia. Están constituidos por fanglomerados y conglomerados poco seleccionados, de matriz arenosa. Los fragmentos son subangulosos y subredondeados con tamaños variables desde 0,2 cm hasta 22 cm. La mayoría de ellos son de composición basáltica, aunque también hay fragmentos de rocas granudas y traquitas.

En los afloramientos del cuadrante NO, bajo las coladas de Montaña Tirafé, se han observado algunas intercalaciones de arenas y de niveles conglomeráticos encostrados que se caracterizan por presentar fragmentos subredondeados de tamaños de 0,2-5 cm recubiertos por una pátina de carbonatos.

En la esquina SE de la hoja, junto a la localidad de Antigua, aparece un nivel de sedimentos conglomeráticos constituido por cantos subangulosos y subredondeados empastados en una matriz arenosa. Posteriormente ha sufrido un proceso de encalichamiento generalizado. Tiene una potencia de 2-4 m y está rubefactado por las coladas basálticas pliocenas del Valle Central.

2.2.2.3. Arenas eólicas pliocenas (17)

Durante el Plioceno, la actuación de un régimen de vientos de componente NNE, favoreció la acumulación de arenas eólicas sobre la rasa marina de la costa de barlovento, constituyendo, en ocasiones formaciones arenosas o campos de dunas de cierta envergadura.

Los aportes continuos de arena y la removilización de los propios depósitos ha ocasionado que estos campos de dunas (o jables) se superpongan unos a otros, manteniéndose activos hasta la actualidad (Jables de Corralejo y Jandia).

En esta área, sin embargo, los depósitos de arenas eólicas se encuentran restringidos a afloramientos de pequeña entidad. Aparecen adosados a los relieves del Complejo Basal o recubriendo parcialmente las emisiones lávicas del edificio Morro Valdés, en la zona de Morro del Junquillo y los Pedregales.

Se trata de arenas calcáreas bioclásticas, de color claro, formadas por diminutos fragmentos de caparzones de moluscos. Son de granulometría fina y suelen presentar estratificación cruzada. Englobados en ellas aparecen grandes cantidades de gasterópodos de tierra del tipo *Hemicicla glaciana* (Shuttlenorth), *Rumina decollata* (Linné) y varias especies de *Helicella* sp., así como abundantes nidos de antophora y moldes de vegetales samófilos.

Ocasionalmente se intercalan en las arenas niveles o bolsadas de cantos correspondientes a aportes aluviales esporádicos.

A diferencia de los depósitos de edad más reciente, éstos tienen un mayor grado de consolidación, encontrándose generalmente algo encalichados hacia la parte superior.

2.2.2.4. Arenas eólicas con intercalaciones de derrubios de ladera y depósitos aluviales indiferenciados (18)

A lo largo de la costa se instalan amplios depósitos de materiales sedimentarios, compuestos por arenas eólicas litorales entremezcladas con depósitos aluviales que desde el interior se canalizaban hacia las zonas costeras, ocupando la plataforma de abrasión pliocena. Recubren mayoritariamente los materiales del Complejo Basal, si bien se apoyan también sobre las coladas del edificio Morro Valdés. Por el contrario, las del edificio Montaña Tirafé los recubren.

Estos materiales sedimentarios ocupan una posición subhorizontal o suavemente inclinada hacia el mar y sus bases son relativamente planas, reflejando un sustrato bastante homogéneo y regularizado. Lateralmente se encuentran disectados por la red de drenaje actual, permitiendo observar su estructura interna. El frente actual muestra asimismo un corte vertical, que coincide con la línea de acantilado.

Gran parte de estos depósitos están constituidos por arenas eólicas de grano fino, color claro, con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, entre las que se intercalan niveles decimétricos o hiladas de cantos de diversa naturaleza. Hacia las partes intermedias aparecen niveles de depósitos aluviales, formados por cantos redondeados y subredondeados de litologías basálticas, mayoritariamente; en menor medida hay tipos plutónicos (gabros, piroxenitas, etc.) propios de unidades intrusivas del Complejo Basal. Próximo a relieves algo más elevados, hacia el interior, estos depósitos se entremezclan con coluviones y derrubios de ladera, formando un conjunto muy heterogéneo.

En la parte más superficial suelen existir encostramientos calcáreos, que les proporcionan una mayor consistencia. Internamente, no obstante, el grado de consolidación es notable.

Las potencias observadas en el conjunto de esta formación detrítica son del orden de 15 a 25 m, observándose una disminución hacia el interior de la isla.

2.2.2.5. Edificio Morro Valdés (19a)

La actividad volcánica durante el Plioceno inferior está representada en esta área únicamente, por las emisiones del volcán Morro Valdés. En el Plioceno superior, por el contrario, es más abundante, con mayor número de edificios y emisiones más extensas.

El Edificio Morro Valdés se encuentra localizado en el extremo meridional y central de la hoja, en el límite con la de Pájara, encontrándose parte de sus emisiones en dicha hoja.

Por la morfología achatada que presenta el edificio, parece tratarse de un volcán en escudo, constituido esencialmente por piroclastos.

Las emisiones fluyeron preferentemente hacia el este, hasta alcanzar la costa, situada a unos 8-9 km de distancia. Un ramal mucho más corto se dirigió hacia el norte, quedando su frente actual a poca distancia del centro de emisión. Se canalizaron por un valle relativamente ancho, abierto hacia el E-SE, excavado en el Complejo Basal, que actualmente tiene como eje principal el barranco de la Peña (hoja de Pájara). Su encajamiento ha seccionado las coladas, poniendo al descubierto su estructura tableada interna. Los límites meridionales del valle vienen marcados por el actual barranco de Ajuy (también en la hoja de Pájara).

Las coladas de Morro Valdés se apoyan discordantemente sobre diferentes unidades del Complejo Basal (materiales lávicos y tobáceos submarinos y sedimentos cretácicos, todo atravesado por la red filoniana), así como sobre brechas y sienitas del Edificio Betancuria. Próximo a la costa, cubrieron los depósitos de arenas y cantos de la plataforma de abrasión pliocena formada sobre aquellos materiales. El contacto entre los materiales infrayacentes se encuentra frecuentemente oxidado, debido al calentamiento provocado por la lava.

Dada la dispersión de los afloramientos (véase conjuntamente con la hoja de Pájara), la superficie inicialmente ocupada por las coladas debió de ser mayor que la que tiene actualmente. La erosión posterior ha desmembrado en gran medida su unidad, quedando ahora afloramientos aislados, a veces pequeños, colgados a modo de hombreras, a lo largo de las paredes de los barrancos.

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

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

Al llegar a la costa, las lavas ocuparon la plataforma marina de abrasión pliocena, extendiéndose por ella hacia el norte y sur, en forma de abanico. Esto dio lugar al desarrollo de estructuras de tipo "pillow-lava" en la base de las coladas al encontrarse la rasa a nivel del mar, que hoy pueden observarse en el acantilado costero, al quedar las coladas levantadas entre 15 y 20 m por encima del nivel actual del mar. Particularmente notables son las "pillow" del barranco de la Peña, Ajuy y del acantilado de la playa de los Muertos (todos ellos en la hoja de Pájara) y en la Punta del Tarajalito, en ésta. Se trata de "pillow-lavas" características, con morfologías esferoidales, alargadas o ameboides, con una estructura interna definida por agrietamientos radiales y bordes externos vítreos. Sus tamaños oscilan entre 10 y 60 cm y a veces se encuentran rotas y fragmentadas. Aparecen englobadas en una brecha hialoclastítica palagonitizada de color rojizo-anaranjado, muy alterada a productos carbonáticos y ceolíticos. En la playa de los Muertos se observan niveles de "pillows" buzando hacia el sur, reflejando la progradación de los taludes laterales según avanzaban las coladas hacia el mar.

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

En las zonas próximas a la costa, las coladas se hallan recubiertas por depósitos de arenas eólicas, derrubios de ladera y otros depósitos de carácter aluvial. También en la zona de Llanos de Santa Catalina, cerca del centro de emisión, existen potentes recubrimientos sobre ellas, compuestos por depósitos arenoso-arcillosos.

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

2.2.2.6. Edificios del Valle Central (19b). Coladas basálticas

Estos materiales afloran fundamentalmente en el sector oriental de la hoja y se extienden hacia el E y S dentro de las hojas de Puerto del Rosario y Punta del Muellito, rellenando el valle central de la isla. Estratigráficamente, las coladas se sitúan discordantes sobre los materiales del Complejo Basal, aunque localmente se han encontrado otros sustratos, como coladas miocenas, en la cabecera del barranco de la Marichala, y depósitos sedimentarios, junto a la localidad de Antigua y al sur de la Degollada de Esquey.

No existen datos concretos para esta hoja de edades absolutas, pero por similitud con las coladas de la hoja de Punta del Muellito, se pueden asignar al Plioceno superior. En esta última hoja, COELLO *et al.* (1992) dataron unas coladas semejantes a éstas, en el barranco de Anti-

gua, en 2,6 m.a. Tradicionalmente, estos materiales fueron denominados por FUSTER *et al.* (1968) como Serie II. Concretamente todas estas coladas aquí descritas pertenecen al grupo de volcanes en escudo denominado por estos autores como Serie IIb.

Como se ha comentado en el párrafo anterior, los centros de emisión de estas coladas se corresponden con morfologías de volcanes en escudo. Este tipo de emisiones son poco frecuentes en otras islas del archipiélago, siendo más propio del "volcanismo hawaiano". Debido a esto, en ocasiones resulta difícil reconocer con exactitud el punto de emisión.

Se han señalado cinco centros de emisión: Montañeta de Tao, La Montañeta, Alto de Matías, Horno Cercado Blanco y El Alto. Todos ellos constituyen acumulaciones de lavas vesiculares y en algunos casos escoriáceas, pero no se observa lapilli ni material fragmentario. Todas las coladas muestreadas son de composición basáltica olivínica, con pequeños y abundantes fenocristales de olivino, con incipiente iddingsitización en los bordes. Superficialmente, las coladas están en parte recubiertas por encostramientos de caliche (22).

Además, en algunos puntos hay recubrimientos detríticos constituidos por depósitos areno-arillosos (26) y depósitos cuaternarios indiferenciados (25).

Debido al gran desarrollo que alcanzan estas formaciones superficiales, enmascaran la superficie recubierta por estas coladas, si bien se puede estimar que superan los 15 km². La potencia máxima observada es de unos 35 m, medidos en las proximidades del Alto de Matías, aunque, en otros puntos el espesor visible se reduce considerablemente y no supera los 5-10 m. Tal es el caso de la zona de La Marichala o El Tranquilo. Son coladas masivas, de matriz afanítica y fractura limpia. En fresco, presentan colores oscuros y negruzcos destacando los fenocristales de olivino de color verdoso. Superficialmente se caracterizan por sus tonos blancuzcos debido al desarrollo de un tipo específico de líquenes.

2.2.2.7. *Edificio Montaña Tirafé. Coladas y piroclastos basaníticos* (20 y 21)

Este edificio se encuentra situado al NO del Valle de Santa Inés, entre los barrancos del Valle y Campo Viejo. Se trata de un cono piroclástico, relativamente mal conservado, sin cráter visible, que aparece discordante sobre los materiales del Complejo Basal. Tiene una planta subredondeada con un diámetro medio de unos 550 m y una altura desde su base de 60 m. Esta constituido por lapillis, escorias y bombas de composición basanítica y basáltica.

Ha emitido dos brazos lávicos: uno hacia el SE de poca entidad y que llega hasta las proximidades de Casas de Santa Inés, y otro hacia el norte. Este último cambia de dirección al chocar con los relieves de Morro Negro y sigue el curso del barranco del Valle (ONO), llegando a la costa en la zona del Tablero del Golfete-Playa de los Mozos.

Estratigráficamente, estas coladas se sitúan discordantes sobre unos niveles de sedimentos aluviales (16) en los afloramientos del barranco del Valle. En el sector costero, en la zona del Tablero de Golfete, esta unidad se sitúa al techo de los depósitos marinos pliocenos y arenas eólicas con intercalaciones de derrubios de ladera (18). Estas coladas fueron asignadas por FUSTER *et al.* (1968) a la Serie III, pero en este trabajo se incluyen dentro de la Fase pliocena superior, ya que han sido datadas en 2,85 m.a. por COELLO *et al.* (1992).

Las coladas son masivas y potentes con disyunción columnar, aunque el espesor total de esta emisión es pequeño (<15-20 m). En muestra de mano se caracterizan por presentar una matriz afanítica de color negro en la que destacan pequeños fenocristales de olivino. Ha sido tomada una muestra a apenas un kilómetro al norte del centro de emisión, que se clasifica geoquímicamente como basanita. Por otra parte, COELLO *et al.* (1992) muestrearon en el sector costero (Tablero de Cofete), clasificando estas coladas como nefelinítas olivínicas. "De visu" sólo se observa que es una roca muy densa, de matriz fina, con fenocristales de olivino aislados que puede corresponder geoquímicamente a los términos expresados (basanitas-nefelínitas).

2.2.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas

Durante el Pleistoceno no tienen lugar en esta área procesos volcánicos, siendo dominantes los de tipo erosivo y sedimentación detrítica.

2.2.3.1. Depósitos de caliche (22)

Los depósitos de caliche o costras carbonatadas afectan, con mayor o menor intensidad, a prácticamente todos los materiales que afloran en la hoja, cuya edad es anterior al Pleistoceno medio. Su mayor desarrollo lo alcanzan, no obstante, sobre las coladas basálticas pliocenas que ocupan el Valle Central, donde forman a veces una potente costra de más de 1 m de espesor. Sobre el resto de materiales, constituyen un delgado recubrimiento superficial, afectando a menudo a grietas y fisuras.

Están formados por material calcáreo, de color beige-claro y grano fino, en el que destacan moldes de gasterópodos y algunos fragmentos de rocas volcánicas. Constituyen costras muy duras, de espesores centimétricos y decimétricos, llegando ocasionalmente a 1,5-2 m.

2.2.3.2. Glacis (23)

Esta unidad aflora en el sector occidental de la hoja, fundamentalmente en el arco costero comprendido entre los barrancos del Junquillo y de Los Hoyos. Existe además otro afloramiento aislado, localizado al norte de la playa de los Mozos. Constituyen superficies de acumulación desarrolladas sobre los depósitos de arenas eólicas con intercalaciones de derrubios de ladera. En planta presentan formas irregulares con cierta tendencia triangular. Superficialmente están afectados por encostramientos de caliche y además están seccionados por la red de drenaje, lo cual permite asignarlos al Pleistoceno (s.l.).

El depósito está constituido por arenas y gravas heterométricas de diversa composición: basaltos, traquitas, tobas y rocas plutónicas del Complejo Basal. Los fragmentos son de subangulosos a subredondeados, con cierta ordenación de cantos y con tamaños variables desde 2-40 cm. La matriz que envuelve estos cantos es de tipo areno-arcilloso y de color claro. La potencia es variable, siendo máxima en la zona cercana a la costa, con valores de hasta 8-10 m.

2.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

Se agrupan bajo este título otras formaciones sedimentarias cuaternarias sin una precisión determinada de su edad.

2.3.1. Terrazas (24)

A lo largo de los cursos de los principales barrancos existen depósitos de terrazas aluviales adosados a sus márgenes e incididos por el propio encajamiento del barranco. Las más importantes, por su extensión, son las del barranco de La Antigua, Almácigo y Campo Viejo.

Son depósitos constituidos mayoritariamente por material arenoso y abundantes cantos subredondeados, centimétricos y decimétricos, de litologías básicas, procedentes en su mayoría de unidades del Complejo Basal. Se encajan en las coladas basálticas pliocenas. En algunos casos predominan fracciones groseras, pero en otras predominan los tamaños finos, siendo el componente principal un material arenoso, algo arcilloso, de color marrón, con escasos fragmentos.

El grado de consolidación es en general bajo, siendo fácilmente deleznable, si bien en algunos casos aparecen moderadamente cementados. Las potencias observadas oscilan entre algo inferiores al metro y 4-6 m.

2.3.2. Depósitos cuaternarios indiferenciados (25)

En este epígrafe se describe una serie de materiales detríticos recientes que constituyen delgados recubrimientos sobre las formaciones del Complejo Basal y, en menor medida, sobre las coladas basálticas pliocenas del Valle Central. Estos afloramientos aparecen distribuidos en el sector oriental de la hoja, ocupando las vaguadas de Lomo de Veloso, Valle de La Marichala y barranco de la Noria. Es un depósito poco potente, constituido por material detrítico poco seleccionado, arenas y cantos. Los fragmentos son mayoritariamente de composición basáltica, aunque también hay algunas rocas granudas y de traquitas del Complejo Basal.

Por último, existe otro afloramiento localizado al este de la carretera de Valle de Santa Inés a Llanos de la Concepción que tiene algunas características diferentes. Se trata de una brecha sedimentaria, constituida por cantos angulosos y subangulosos del Complejo Basal, con tamaños variables desde 2-25 cm. Aparece fuertemente encostrada y con un color blanquizco característico. La potencia total apenas alcanza unos 2-3 m.

2.3.3. Arenas y arcillas rojas (26)

La presencia de depósitos de este tipo se manifiesta principalmente en la zona de Llano de Santa Catalina, donde se desarrollan sobre las coladas basálticas de Morro Valdés. Se observan también, pero más escasamente, en las laderas y partes inferiores de algunos barrancos. Son

materiales de granulometría media-fina, de color anaranjado y escasamente consolidados, produciéndose en ellas a veces fenómenos de abarrancamiento. La potencia que alcanzan oscila entre 0,5 y 1,5 m.

2.3.4. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (27)

Las oscilaciones del nivel del mar han quedado registradas a lo largo del litoral de la isla, de manera discontinua desde el Plioceno hasta el Cuaternario, con la presencia de niveles marinos a diferentes alturas sobre la línea de costa actual.

De los niveles marinos correspondientes al Cuaternario: jandiense (Pleistoceno superior) y erbanense (Holoceno superior), es este último el representado en el área, en la desembocadura del barranco del Valle (Playa del Valle). La altura a la que se encuentra es la de pleamar.

Estos depósitos marinos del Holoceno superior fueron definidos por MECO *et al.* (1987) y MECO (1988) tomando el nombre de la antigua denominación de Fuerteventura (Erbari). Constituyen afloramientos de escasa entidad, formados por una arenisca biotritica de grano fino, muy cementada, con abundante contenido fosilífero y con cantos basálticos en la parte superior. La potencia del depósito no suele ser superior a 50 cm.

El estudio de la fauna en otras áreas donde la exposición es más completa revela la abundante presencia de *Theridium vulgatum* (Bruguiere) y patellas similares a las de los depósitos jandien-ses. Otros fósiles presentes son *Columbella rustica* (Linné), *Linga columbella* Lamarck, *Conus mediterraneus* Bruguiere, *Erosoria supurca* (Linné), *Thais haemastoma* (Linné), *Luria lurida* (Linné), *Polinices ilacteus* (Guildin), *Cantharus viverratus* Kiener *Cerastodema edule* (Linné), *Chlamys corallinoides* (d'Orbigny), etc. Existen, además, algas calcáreas.

2.3.5. Coluviones y derrubios de ladera (28)

Las laderas de gran parte de los barrancos de esta área se encuentran recubiertas, en mayor o menor medida, por coluviones y derrubios de materiales detríticos, si bien en los relieves del Complejo Basal, cerca de Llanos de La Concepción, es donde mayor extensión y desarrollo alcanzan.

Se trata de materiales detríticos groseros, mal clasificados y sin estructuración interna determinada, formados por arenas y fragmentos de roca angulosos y subangulosos heterométricos y de litologías básicas, propias de los relieves donde se apoyan. En algunos casos están cementados y afectados por cierto grado de encalichamiento, pero lo habitual es que presenten un grado de consolidación bajo.

2.3.6. Depósitos de barranco (29)

El cauce de la mayor parte de los barrancos se encuentra ocupado por depósitos de tipo aluvial, los cuales son representables a escala únicamente en los barrancos principales. En los cursos

de menor importancia, la cobertera detrítica es pequeña, aflorando el sustrato con mayor extensión.

Los depósitos están constituidos por arenas y gravas muy heterométricas y cierta proporción de limos de coloración gris. La fracción gruesa está formada por cantos redondeados y subredondeados, de tipologías basálticas mayormente, concentrándose a veces fragmentos de rocas plutónicas, principalmente gabros, como en el barranco del valle, al cortar dicho barranco a la intrusión de Morro Negro. Las granulometría de estos cantos oscila entre escasos milímetros y algo más de 1 m, si bien los tamaños medios se encuentran entre 10 y 60 cm, aproximadamente. En los barrancos más amplios se observan barras de gravas, con estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo en componentes arenosos.

La potencia visible de los depósitos suele ser baja, en general del orden del metro, debido a la escasa incisión en ellos del barranco.

2.3.7. Playas de arenas y cantos (30)

Como ya se dijo, a lo largo de la costa de esta hoja la presencia de playas es muy escasa. Las pocas que hay se desarrollan en la desembocadura de algunos barrancos, como la playa de Los Mozos y la playa del Valle.

Suelen estar formadas en la zona de la orilla por arenas de color gris oscuro de grano fino, y hacia la parte trasera, por una alta proporción de cantos redondeados, centimétricos y decimétricos de diversas litologías.

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 el contrario, 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 análisis de las estructuras volcánicas y tectónicas está basado tanto en los elementos regionales (bandas filonianas extensionales; alargamientos de plutones; fracturas, etc.) como en los locales (complejos de diques radiales; alineaciones de conos; fracturas, etc.).

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

En la hoja de Antigua, el 80% de los materiales aflorantes corresponde al dominio del Complejo Basal. El dominio subaéreo está representado por algunos centros de emisión y campos de lava pliocenos.

En el esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1) se pueden observar varias familias. En su conjunto, son similares a los lineamientos observados en la vecina hoja de Pájara (al sur). Esto es así porque las dos hojas corresponden al mismo dominio geológico y constituyen una continuación mutua de sus características tectónicas.

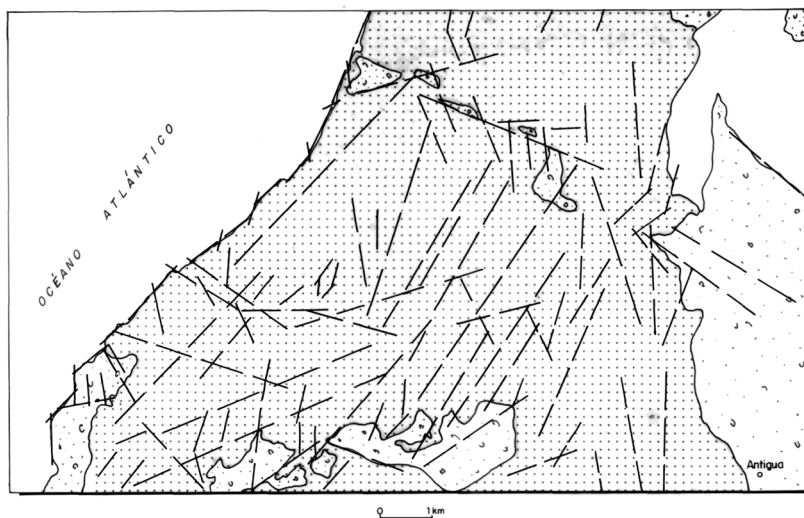


Fig. 3.1. Esquema de lineamientos.

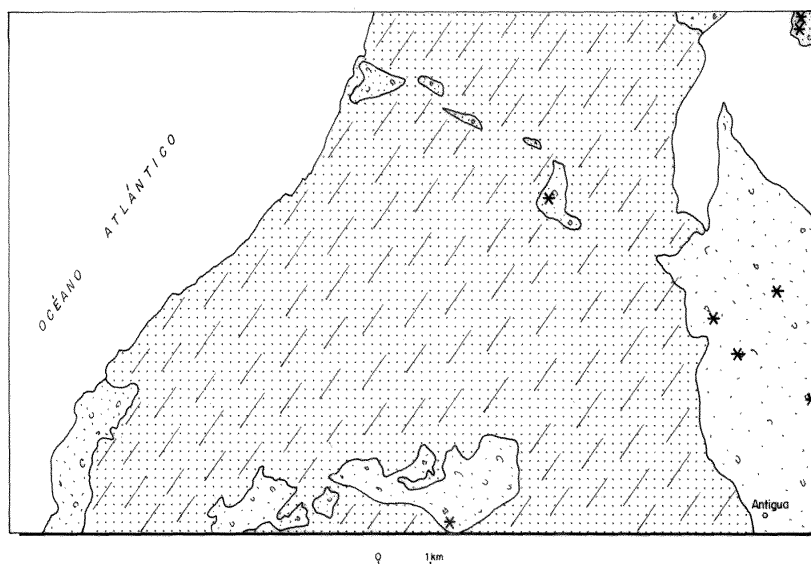







Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

LEYENDA

-  Recubrimientos sedimentarios
-  Volcanismo plioceno
-  Complejo Basal

SIMBOLOGÍA

-  Centro de emisión sin cráter
-  Directriz dominante de la malla de diques del CB

La familia más importante presenta una orientación N30°-40°E. Coincide con la malla principal de intrusión filoniana paleógena del Complejo Basal, que se inyecta sobre los materiales de la serie submarina y de las series plutónicas más antiguas. Esta dirección es propia del campo de esfuerzos regional ONO-ESE de naturaleza extensional que actúa desde los tiempos eocenos.

La segunda familia en importancia es la representada por los lineamientos norteados. En el esquema se aprecia que son más abundantes en la mitad oriental de la hoja. Es muy probable que esta dirección esté ligada a la fracturación tardía frágil de los materiales del Complejo Basal, producida en tiempos miocenos y postmiocenos. Al igual que ocurría en la hoja de Pájara, las áreas de mayor concentración parecen relacionarse con los pasillos de diaclasado observados sobre los materiales plutono-volcánicos antiguos.

Una tercera familia de lineamientos presenta una orientación cruzada sobre las anteriores, con direcciones desde N110°E a N135°E. Más concretamente, es perpendicular a la dirección preferente del enjambre filoniano del Complejo Basal. Actualmente tiene correspondencia con algunos de los valles abiertos por la red hidrográfica. Estos lineamientos, sobre los que se han establecido algunos tramos de la red hidrográfica, pudieron corresponder, en un origen, a direcciones de debilidad (¿fracturas?). Estas posibles fracturas pudieran ir ligadas a la compresión vertical local, que sustituyó durante el Mioceno al régimen de esfuerzos extensional regional. En este caso, esta compresión puede haberse producido durante el ascenso y desarrollo de las cámaras magmáticas de los estratovolcanes miocenos (Tetir o Gran Tarajal).

En el esquema de elementos volcano-estructurales (Fig. 3.2) están representados, de manera simplificada, los elementos más característicos de esta naturaleza. De todos ellos, el más espectacular, sin duda, es la malla paralela de diques, aunque, cronológicamente, hay antes esfuerzos deformativos que afectaron a los materiales sedimentarios mesozoicos.

Una fase de plegamiento, supuestamente de fracturación, afectó a los sedimentos cretácicos y terciarios, antes de que se produjera la emisión paroxismal del volcanismo submarino. La inestabilidad creada por el comienzo de la emersión, impuesta en gran medida por la tectónica y el ascenso magmático, se refleja en los procesos de deformación intraformacional de los sedimentos mesozoicos más recientes. Este fenómeno es más visible en la inferior hoja de Pájara, a lo largo de la costa, en el límite con esta de Antigua.

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

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

Según ROBERTSON y STILLMAN (1979), la intrusión filoniana añadió pocos kilómetros de corteza al Atlántico (aproximadamente 30 km). Fue una inyección múltiple dentro de un número

de fisuras paralelas, de poca a media longitud, a través de las cuales el magma se emplazó en niveles estructurales altos. Un importante episodio de "rifting" extensional se instaló en la corteza oceánica.

En el sector central de la hoja hay una banda de mayor dilatación, donde la concentración de diques es muy elevada (más de 80% en volumen). Esta banda se extiende longitudinalmente todo a lo largo del Complejo Basal, desde las áreas de Los Molinos hasta la hoja de Tuineje.

Aunque no representadas en el esquema, las zonas plutónicas de Betancuria y Morro del Sol-Morro Negro presentan en algunas de sus facies gabroideas una marcada foliación magmática de orientación NNE-SSO, concordante con la forma alargada de los afloramientos y con la malla de diques. Este hecho sugiere que su intrusión, aunque por otros datos parece confirmarse que es tardía (Mioceno inferior), debió de estar ligeramente afectada por el régimen de esfuerzos regional que actuaba hacia finales del Oligoceno. Las facies más sálicas de ambos macizos debieron intruir ya en el momento de la relajación de dichos esfuerzos, emplazándose en niveles estructurales superiores.

Ya en tiempos pliocenos, surgen varios centros de emisión estrombolianos que marcan la aparición de fisuras eruptivas subaéreas. Aun siendo todos del Plioceno, son de momentos diferentes. El de Morro Valdés es el más antiguo (5,5 m.a.) y surge aisladamente en la ladera de un valle, sin saberse cuál fue la causa tectónica de su emisión. La posición espacial de los otros centros no marca claramente la existencia de fisuras eruptivas, aunque tal vez, alineando algunos de ellos, podría pensarse en fisuras SSE-NNO. Estas fisuras parece que se abrieron preferentemente en la zona del Valle Central, dando lugar a un conjunto de pequeños edificios dispersos por la zona.

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

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

La superficie de esta hoja se encuentra cubierta en su mayor parte por materiales pertenecientes al Complejo Basal, pudiendo abarcar éstos un 80%, aproximadamente, de la superficie total de la misma. El resto de los materiales pertenecen fundamentalmente a la Fase pliocena y en mucha menor proporción corresponden a depósitos cuaternarios o a la Fase miocena, ésta en una mínima proporción.

Las mayores altitudes se localizan fundamentalmente en el área sur de la hoja, sobre todo en materiales del Complejo Basal, como el Morro de la Cruz (676 m), Morro de Gramán (659 m), Morro de Tejetano (645 m), Morro del Corralete (510 m) o Morro Negro (480 m); también al

sur de la hoja se encuentra el Morro Valdés (530 m), situado en materiales de la Fase pliocena. Hacia el norte de la hoja las altitudes medias van bajando, destacándose en el centro únicamente La Atalaya, con 549 m de altitud. En toda la banda oriental de la hoja las altitudes máximas se encuentran entre los 200 y 300 m, siendo por tanto considerablemente más bajas que en el resto de la hoja.

Como se ha indicado ya, la mayor parte de la hoja está formada por materiales del Complejo Basal son por tanto éstos los que van a caracterizar el relieve de la misma.

De todos los materiales que constituyen el Complejo Basal, salvo unos pequeños afloramientos plutónicos básicos y sálicos al N y al S de la hoja, los que significan la práctica totalidad de los mismos son los pertenecientes a la formación de lavas, tobas y brechas, en parte submarinas, atravesadas por una importante red de diques. Estos diques son tan abundantes que constituyen un todo con el resto de los materiales, a efectos de su influencia en el relieve.

Así, estos materiales de carácter masivo se comportan de modo isótropo, dando lugar a una topografía accidentada, con alturas máximas y acusados desniveles. Dan origen a una importante red de drenaje de carácter dendrítico, con vertientes gradadas, pero de relieves abruptos. Se forman profundos barrancos, apareciendo la red tanto más encajada cuanto más a poniente se localice. Los barrancos más destacados se disponen con una dirección aproximada E-O, como pueden ser los del Valle, Janey o de Los Mozos.

Las cumbres raramente son agudas, suelen ser alomadas, con relieves residuales puntuales o largas crestas redondeadas.

Los basaltos pliocenos se adaptan a un relieve previo, al cual sólo suavizan. Ocupan valles, en algún caso grandes valles, como es el caso del Valle Central, que ocupa toda el área E de la hoja, o comienzan sus emisiones en laderas o partes altas del relieve y luego se encajan por valles preexistentes, como es el caso de las coladas de Morro Valdés o de Montaña Tirafé. El volumen de las coladas no es grande y no van a dar grandes relieves. Sólo en algunos puntos, como pueden ser algunos barrancos de la zona oeste, donde la incisión posterior al emplazamiento de las coladas ha sido más enérgica, se observan escarpes verticalizados sobre estos materiales. En toda la banda este de la hoja dan superficies bastante degradadas y en amplias zonas encalichadas.

Del resto de los materiales presentes en la hoja, los más significativos por su expresión en el relieve de la misma son los abanicos de piedemonte y glaciares de acumulación, localizados fundamentalmente a lo largo de la costa en el sector occidental de la hoja. No generan relieves importantes, sólo tapizan y suavizan los ya existentes de mayor pendiente. Son materiales de baja cohesión que jalonan las zonas de cresta y se presentan en diferentes generaciones, como lo demuestra el encalichamiento de algunas formas y haber sido incididas por la erosión. A este tipo de depósitos también se asimilarían los de coluviones o conos de vertiente. En el borde costero estos materiales se entremezclan con arenas eólicas.

A lo largo de la costa, asimismo, la erosión marina durante las etapas marinas transgresivas y en las regresivas, en las que tienen lugar los episodios de eolización y coluvionamiento de laderas intercaladas con ellos, ha dejado una fina cobertera de sedimentos (rasas), que son también destacables en la hoja. Otros materiales destacables, de escasa entidad geomorfológica,

son los que constituyen los depósitos de terrazas, formadas por materiales detríticos sueltos de arenas y cantos.

Por último existen, con escasa representación cartográfica, otro tipo de depósitos, en el borde costero, como es el de las arenas eólicas. Se han depositado adosados a los relieves del Complejo Basal o recubriendo parcialmente las emisiones lávicas del edificio Morro Valdés.

De manera adjunta se incluye una reducción del Mapa Geomorfológico realizado originalmente a escala 1:25.000.

4.2. FASES DE EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

Los materiales del Complejo Basal, que ocupan gran parte de la hoja, son los que dan las formas más antiguas de la misma y los que van a permitir reconstruir el relieve más antiguo, del cual se conservan restos.

Así, después de la llegada a la superficie de los materiales del Complejo Basal y de las coladas basálticas de la Serie I, que prácticamente son inexistentes en la hoja, tiene lugar la primera fase de formación del relieve, al finalizar el Mioceno. Se trata de una importante fase de erosión y desmantelamiento que va a marcar de forma definitiva la formación del relieve, tal y como se conocen ahora. De esta fase erosiva permanecen numerosos relieves residuales en forma de crestas alomadas y raramente como crestas agudas. El período erosivo ha debido de ser de cierta duración, dado el encajamiento de la red, que puede llegar hasta 400 m o más. En esta etapa se produce la deposición de aluviales en los barrancos, que en algunos casos han quedado fosilizados por las coladas pliocenas, como ocurre en el barranco del Valle.

Durante esta etapa finimiocena-pliocena tiene lugar una gran transgresión que dio lugar a la formación de una plataforma costera con depósitos que luego en la etapa de regresión máxima van a ser cubiertos y fosilizados por amplios depósitos de abanicos de piedemonte intercalados con arenas eólicas que venían de la costa gracias a la dirección del viento de componente NNE. Estos depósitos se dan tanto en la costa como en la parte oriental del Complejo Basal, a NE de la hoja. Estos abanicos presentan en algunos lugares en sus partes altas restos de superficies de glaciares de acumulación que han sido incididos y degradados con mayor intensidad debido a su mayor antigüedad. Estos glaciares representan sistemas de colmatación aluvial. Estos depósitos de glaciares y abanicos, que comienzan a formarse a principios del Plioceno, se solapan en algunos casos con la nueva fase de formación de relieve que corresponde a la extrusión de las coladas de la Fase pliocena. Así, en el suroeste de la hoja las coladas de Morro Valdés aparecen debajo de estos depósitos, mientras que en el noroeste las coladas de Montaña Tirafé son posteriores.

Durante la Fase pliocena primeramente surgen las coladas de Morro Valdés, al sur de la hoja, pasando a la hoja de Pájara para volver a esta hoja por el borde costero. Posteriormente, dentro de esta misma fase, se rellena el Valle Central por las coladas de basaltos, ocupando la parte oriental de la hoja. Asimismo surge el edificio de Montaña de Tirafé, que aparece hacia el centro de la hoja en una parte alta, para a continuación ocupar el barranco del Valle hasta llegar a la costa. Así, estas coladas van a fosilizar en algunos lugares el relieve plioceno. Por tanto, en

esta etapa tiene lugar una reactivación del relieve de la hoja, por supuesto no comparable con la etapa de formación del Complejo Basal.

La tercera etapa de formación del relieve de la hoja se produce durante la Fase pleistocena-holocena y es nuevamente de denudación y deposición exógena, pues no existen nuevas aportaciones de rocas endógenas en la hoja después de las de la Fase pliocena.

En esta etapa tiene lugar durante el Pleistoceno medio un importante encalichamiento de prácticamente todos los depósitos de la hoja, pero sin embargo su mayor desarrollo se alcanza sobre las coladas del Valle Central, llegándose a formar costras potentes en algunos puntos. Este encalichamiento es significativo sobre todo al NE y SE de la hoja, pero desde el punto de vista geomorfológico no modifican sustancialmente la superficie original, por lo que no ha sido cartografiado.

Como consecuencia de la obturación de la red de drenaje en algunos puntos por las coladas pliocenas, tiene lugar en esta etapa el relleno de cuencas endorreicas, como la del Llano de Santa Catalina, por materiales areno-arcillosos.

Asimismo, vuelve a producirse una nueva incisión en la red, de drenaje, pero de menor envergadura que en la fase finimiocena. En este caso las máximas no superan los 30 m en ningún caso.

Como consecuencia de esta nueva incisión de la red, se vuelve a producir una intensa degradación de las vertientes, con formación de diferentes generaciones de depósitos de ladera, coluviones, terrazas, etc.

En lo que se refiere al borde costero, el mar no ha jugado un papel muy importante en relación con la formación de elementos geomorfológicos significativos. El nivel del mar ha ido bajando desde el Plioceno hasta la actualidad, dando como consecuencia el colgamiento de numerosos pequeños barrancos que no han tenido la energía suficiente para alcanzar el nivel de base. Esta regresión generalizada ha estado interrumpida por alguna pequeña pulsación positiva como lo demuestran los pequeños retazos de rasa erbanense que se observan en algunos puntos.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

Las formas diferenciables en esta hoja se clasifican en dos grandes grupos: Formas mayores, con dimensiones medias del orden del centenar de metros, y Formas menores, con dimensiones medias métricas. Este segundo tipo de formas está pobremente representado en la hoja y, por ello no será considerado en ningún caso.

Asimismo, se clasifican las formas de acuerdo con la naturaleza del agente geodinámico que las ha originado: endógeno (volcanismo) o exógeno (ríos, viento, mar o gravedad).

Aun cuando el relieve de la hoja es de manera generalizada de origen volcánico, son otros procesos superpuestos a los puramente volcánicos los que definen la morfología actual de la hoja.

4.3.1 Formas endógenas (volcánicas)

4.3.1.1. Conos volcánicos

Los únicos conos volcánicos presentes en la hoja corresponden a la Fase pliocena. El de Morro Valdés al Plioceno inferior y el resto al Plioceno superior. Éste, localizado al sur de la hoja, presenta una morfología achatada sin cráter y formado en gran parte por piroclastos. Aparece bastante degradado.

Los otros conos pertenecen en gran parte a los edificios del Valle Central, localizados al E de la hoja. Se trata de La Montañeta, Alto de Matías, Montañeta de Tao, Horno Cercado Blanco y El Alto. Todos estos centros de emisión se corresponden con morfologías de volcanes en escudo, siendo a veces difíciles de reconocer. No conservan sus cráteres, están constituidos por acumulaciones de lavas vesiculares o escoriáceas, sin observarse lapilli ni material fragmentario y aparecen bastante degradados.

Por último, Montaña de Tirafé, situada en el centro de la hoja, participa de las mismas características de los anteriores, tratándose de un cono mal conservado, degradado y sin cráter visible. Éste, no obstante, está constituido por material piroclástico: lapilli, bombas y escorias.

4.3.1.2. Superficies de colada

Estas formas aparecen en una proporción significativa de la hoja. Están representadas en una amplia banda, al E de la hoja por las coladas del Valle Central, por las coladas del Morro Valdés al sur y oeste de la misma y con menor extensión por las coladas de Montaña de Tirafé al NO de la hoja. Todas ellas corresponden a los conos previamente citados de la Fase pliocena.

Aunque estas superficies aparecen bastante degradadas, debido a la alteración química, y han sido incididas por cauces fluviales postpliocenos, todavía conservan sus principales características como tal superficie, por lo que se incluyen en este apartado y no como formas residuales.

La alteración química ha sido muy importante, especialmente en amplias zonas del NE y SE de la hoja, donde se pueden llegar a encontrar costras duras de encalichamiento de hasta 1 m de espesor.

En algunos puntos la incisión fluvio-torrencial ha sido importante, llegando a dar escarpes verticalizados, como en el Barranco Robadero al NE de la hoja, Barranco del Tanquillo al E y Barranco de la Florida al SE. También ha sido significativo el desmantelamiento y erosión al sur de la hoja en las coladas de Morro Valdés. Estas coladas en las proximidades a la costa han sido fosilizadas por otro tipo de depósitos, como arenas eólicas, derrubios de ladera, depósitos aluviales o depósitos areno-arcillosos.

Estas coladas suelen ser de tipo "aa", pero hay puntos en las mismas que presentan una morfología de tipo "pahoe-hoe". En algunos casos se pueden reconocer en ellas inflexiones superficiales que corresponden a irregularidades en el sustrato recubierto por las mismas, más que a la actuación de procesos geodinámicos externos.

4.3.2. Formas exógenas

4.3.2.1. Formas continentales degradativas

Son las formas más antiguas de la hoja y han sido desarrolladas sobre materiales del Complejo Basal. Corresponden a un proceso de erosión lineal ligado a la circulación de aguas continentales. Este proceso erosivo ha dejado relictos del relieve inicial que pueden ser interpretados como niveles de cumbres locales.

Se han distinguido dentro de estos relieves tres formas: crestas y lomas agudas, crestas redondeadas y relieves residuales puntuales. Las más abundantes son las crestas o lomas redondeadas, que a veces continúan a lo largo de kilómetros, como es el caso de Morro Negro, Morro del Corralete, etc. Se ha distinguido algún relieve puntual, como el de la Montaña del Barranco o el Morro del Espejo.

Barrancos y valles de origen fluvio-torrencial. La red de barrancos en la hoja adquiere una gran relevancia. A partir de una línea imaginaria que iría de norte a sur por las grandes líneas de cumbres, existen dos orientaciones diferentes en la red de barrancos; en el caso del área occidental, las direcciones de los barrancos más importantes son E-O, mientras que en el área oriental son N-S. Gran parte de esta área oriental es la ocupada por las coladas pliocenas.

En el área occidental la red es muy densa, de carácter dendrítico, encajada, debido a la masividad de los materiales del Complejo Basal. Las laderas presentan pendientes entre 30 y 50%, rectilíneas y cóncavas, que enlazan los depósitos de vertiente que tapizan las mismas. Los barrancos son estrechos. Todo esto da como consecuencia no un relieve de grandes altitudes pero sí bastante abrupto.

En el área oriental los principales barrancos discurren por las coladas pliocenas, bien por el centro de las mismas o bien por el límite, entre dichas coladas y los relieves del Complejo Basal tapizados por abanicos. En estos terrenos, aunque los barrancos son menos profundos, son frecuentes los escarpes y las laderas verticalizadas. Los valles son asimismo más planos que en el área occidental.

4.3.2.2. Formas continentales agradativas

Formas de vertiente. Dentro de este tipo de formas se han distinguido, fundamentalmente, aparte de algunos conos de vertiente o coluviones, que tienen escasa representación cartográfica, abanicos de piedemonte y glacis de acumulación.

Los abanicos de piedemonte se desarrollan con amplitud a lo largo de la costa y también en la parte NE de la hoja, al borde de los relieves del Complejo Basal. Tienen buen reflejo geomorfológico y, por coalescencia, dan lugar a superficies de piedemonte relativamente extensas. Presentan formas convexas, con un relieve muy aplanado y alargado en el sentido de la pendiente. Aparecen incididos por la red de drenaje.

Los glacis de acumulación se sitúan en una posición similar a las formas anteriores, ocupando una menor extensión superficial; así, aparecen únicamente en la parte sur y norte de la costa.

Se trata de superficies planas de muy escasa pendiente, más antiguas que las anteriores y por tanto presentan una mayor incisión y degradación superficial.

Depósitos de terrazas y de fondos de barranco. No son formas muy significativas dentro de la hoja. Las más desarrolladas, sobre todo en el caso de las terrazas, aparecen en los barrancos más importantes, como los del Valle, Almácigo, de las Cuevas o Campo Viejo. Aparecen adosadas a los márgenes del curso fluvial e incididos por éste. En el caso del barranco del Valle también se observa la presencia de terrazas fósiles pliocenas fosilizadas por las coladas de Montaña de Tirafé.

Todos los cursos de agua presentan en el fondo una fina película de depósitos aluviales, aunque a nivel cartográfico sólo se representen los cursos más importantes.

4.3.2.3. *Formas marinas*

Acantilados. A lo largo de toda la costa, salvo en el extremo SO de la hoja, donde afloran las coladas pliocenas, tiene lugar un buen desarrollo de acantilados sobre materiales del Complejo Basal, sólo interrumpido por la salida de barrancos importantes, como el Barranco del Valle o el Barranco de los Mozos.

Son frecuentes a lo largo de la costa los valles colgados correspondientes a barrancos de menor envergadura, lo que parece indicar un retroceso rápido, en tiempos recientes, del frente costero.

La altura de los acantilados puede ir de 20 hasta 60 m.

Playas. Esta es una forma muy escasamente representada. Únicamente existe en la desembocadura de algunos barrancos, como la playa de los Mozos y la playa del Valle, y con muy escasa entidad. Están formadas por arenas finas en la zona de la orilla y por arenas y cantos en la parte trasera.

Rasas. A lo largo de todo el borde costero, durante el período de inactividad magmática que va del Mioceno medio a comienzos del Plioceno, tuvo lugar un largo período erosivo que dio como resultado una extensa plataforma marina de erosión que ahora aparece levantada entre 10 y 20 m sobre el nivel del mar.

Se trata de una superficie regular, de morfología plana, ligeramente inclinada hacia la costa. Estos restos de playa pliocena aparecen formados por arenas calcáreas con alto contenido fosilífero. Esta superficie aparece fosilizada por abanicos de depósitos detríticos y por las coladas pliocenas de Morro Valdés y Montaña Tirafé.

De la transgresión erbanense sólo han quedando restos de una antigua playa en la desembocadura del barranco del Valle y no se observan restos de dicha superficie a lo largo de la costa.

En la cartografía también se ha indicado la existencia de una plataforma actual, que asimismo discurre por todo el litoral.

4.3.2.4. Formas eólicas

Estas formas presentan escasa relevancia en la hoja, encontrándose solamente dos afloramientos de pequeña entidad de arenas eólicas algo encalichadas en las zonas de Morro del Junquillo y de los Pedregales. Se presentan con cierto grado de encalichamiento y adosadas a los relieves del Complejo Basal o sobre las lavas del edificio Morro Valdés.

4.3.2.5. Formas endorreicas

No son frecuentes. Se trata de depresiones de fondo aplanado que se han formado por obturación de la red de drenaje subactual por parte de coladas pliocenas. En ellas se depositan materiales arcillo-arenosos. Ejemplos de estas depresiones pueden ser la del Llano de Santa Catalina o la situada a las faldas del Alto Matías.

4.4. TOPÓNIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO O GEOLÓGICO.

Conos volcánicos: Morro Valdés, Montaña de Tirafé, La Montañeta, Alto de Matías; Horno Cercado Blanco.

Superficies de colada: Tablero de Golfete, Tablero de Galera.

Crestas redondeadas: Morro Negro, Morro del Corralete, Morro de Gramán, Cuchillo de Agua Dulce.

Relieve puntual: Montaña del Barranco, Morro del Espejo.

Glacis de acumulación: Tablero del Cantil, Tablero de la Peña Vieja, Tablero de la Herradura, Tablero de los Negros, Tablero de Janey.

Cuencas endorreicas: Llano de Santa Catalina.

Abanicos de piedemonte: Llanos de la Concepción, Llano de Gavias, Llano de López.

Otras formas: Lomos, degolladas, barrancos, morros, etc.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL. PETROLOGÍA

5.1.1. Sedimentos de fondo oceánico

El paquete sedimentario de lutitas y areniscas (2) presenta las siguientes composiciones petrográficas. Entre las areniscas predominan netamente los granos de cuarzo, encontrándose también fragmentos de cuarcita, feldespato potásico y plagioclasa. Los minerales pesados más frecuentes son la turmalina y el circón. La proporción de matriz arcillosa es bastante variable, sien-

do particularmente baja en las capas gruesas de areniscas, y oscila en un campo no muy amplio, pero que incluye grauvacas líticas, grauvacas feldespáticas, grauvacas cuarzosas e incluso protocuarzitas. Las mineralogías más frecuentes de la matriz son productos micáceo-arillosos y opacos. A veces epidota.

En la unidad de lutitas, margas y calizas (3), aparecen tanto lutitas oscuras, margas blancas, areniscas y calcarenitas, así como una serie de intercalaciones de materiales volcánicos submarinos de composiciones basálticas.

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

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

5.1.2. Lavas y piroclastos, en parte submarinos

En el sector occidental, las lavas son mayoritariamente de composiciones basálticas y traquibasálticas, destacando las particulares lavas básicas micáceo-anfibólicas.

En las primeras, las texturas son variables, y van desde microcristalinas o afaníticas, la mayoría, hasta tobáceas con fragmentos de igual naturaleza básica que la matriz. Es frecuente también la existencia de estructuras microporfídicas con fenocristales de clinopiroxeno, otros de restos de olivino con un alto grado de transformación, y plagioclasa, todos dentro de una matriz oscura, generalmente muy poco cristalina. En todos los casos, las rocas tienen frecuentes microfracturas, amígdalas y vacuolas, que en su mayoría están rellenas por minerales secundarios tipo albita, clorita, epidota, carbonato, \pm silice.

En las áreas extensas donde afloran "pillows" se observa una ligera variación de grano desde la parte interior (más cristalina) a la externa (afanítica o microcristalina), donde sólo aparecen cristales idiomorfos o subidiomorfos de apatito que no sufren la intensa transformación impuesta por los procesos de espilitización.

La mineralogía principal está compuesta por clinopiroxenos idiomorfos o subidiomorfos maclados, de tipo augita, que frecuentemente están alterados a clorita \pm opacos \pm anfíbol incoloro (tremolita). La plagioclasa se presenta en pequeños microlitos con textura afieltrada. Como minerales accesorios existen sulfuros, que a veces son abundantes, con formas idiomorfas, y apatito prismático con algunas inclusiones, que cuando se encuentra en los bordes de "pillows" muestra un hábito esquelético y hueco, debido al enfriamiento rápido.

También hay facies traquibasálticas muy vacuolares microporfídicas con matriz oscura afanítica, cuyas vacuolas se encuentran rellenas de clorita y carbonato.

El proceso de transformación hidrotermal de naturaleza espilitica es muy intenso, llegando en algunos casos a pseudomorfizar totalmente la paragénesis original, dando paso a otra secundaria de epidota incolora-amarillenta prismática y/o en agregados granobasálticos de pequeño tamaño, que crece preferentemente en las vacuolas y microfracturas; calcita; clorita; albita, \pm sílice; anfíbol incoloro fibroso o prismático asociado a los antiguos ferromagnesianos; \pm esfena y \pm feldespato potásico, en cantidades menores. Todos estos minerales se disponen más o menos concéntricamente dentro de las amígdalas y vacuolas, con proporciones relativas variables. Sobreimpuesta a esta paragénesis secundaria se desarrolla otra, caracterizada preferentemente por la aparición de granate subredondeado de pequeño y mediano tamaño, asociado estrechamente con la calcita y epidota. Se suele situar este material en disposiciones zonales dentro de las vacuolas o en su parte central.

También, junto al granate, pero de manera más minoritaria, aparece un anfíbol incoloro o marrón, y algo de biotita superpuesta a los otros minerales secundarios. Esto hace pensar en la existencia regionalizada de un metamorfismo de bajo grado, influencia probable del ascenso del domo térmico que acompaña a las intrusiones de gabros-werhlita y piroxenitas y su complejo de diques asociado, que afecta a toda la formación submarina en su conjunto.

Los fragmentos de rocas plutónicas que a veces se observan en las lavas son de composición diversa. Algunos de los tipos más característicos son:

- Gabros con texturas de grano grueso, medio y fino (microgabros), compuestos por plagioclasa maclada (a veces en grandes cristales), clinopiroxeno incoloro o tipo augita y cantidades variables de anfíbol marrón. Como minerales accesorios están la esfena, los opacos y el apatito prismático muy idiomorfo, a veces de gran tamaño (en ocasiones íntimamente ligados a los opacos) y otras veces con hábitos aciculares. Algunos de estos gabros están muy alterados, con intensa albitización de la plagioclasa, y desarrollo secundario de clorita, epidota, serpentina, a partir de los piroxenos.
- Los fragmentos de piroxenitas son todos de grano medio, con texturas cumulares y con poca transformación. Están compuestos por abundante clinopiroxeno incoloro, apatito y opacos de gran tamaño. De manera accidental pueden aparecer anfíbol marrón poiquilítico y biotita rojiza intersticial, de cristalización tardía.
- La sienitas son de grano medio-grueso, con tránsitos de granos más finos hacia términos traquiseníticos. Están compuestas mayoritariamente por feldespato potásico hipersolvus, con amplios desarrollos de pertitas albiticas y zonas de borde también albiticas. Como accesorios están pequeños opacos, biotita y circón. Como productos de transformación se encuentran epidotas, opacos y carbonatos.

Ligadas con estas rocas se encuentran también otras rocas sálicas fuertemente albitizadas, lo que produce términos albiticos, en los que todavía se conservan las texturas traquíticas de flujos. Otras veces hay fenocristales de feldespato K en una matriz criptocristalina de albita, y más raramente, texturas eutaxíticas con fragmentos de rocas sálicas y algunos de basaltos vacuolares intensamente cloritizados. De la mineralogía original, todavía son visibles apatito, esfena idiomorfa y abundante que suele desarrollar un borde oscuro de oxidación, algo de biotita y plagioclasa muy albitizada con epidota y carbonato. Como minerales secundarios hay cloritas, epidotas y óxidos, productos de antiguos ferromagnesianos.

Todos estos fragmentos parecen corresponder a facies de la serie plutónica ultracalina y plutónica indiferenciada.

La facies de lavas básicas micaceo-anfibólicas presenta texturas muy parecidas a las de las facies anteriores, pero aquí los signos de deformación que sufren las coladas quedan también reflejados en ligeras deformaciones de las biotitas.

Composicionalmente, se diferencian poco de las anteriores, con la excepción de un menor contenido en plagioclasa y la presencia constante de biotita y/o anfíbol, las cuales destacan habitualmente como fenocristales. La biotita es muy rojiza e idiomorfa y suele presentar ligera zonación en los bordes. El anfíbol idiomorfo o subidiomorfo es marrón intenso, con zonación y maclado; en ocasiones tiene opacos incluidos en disposiciones geométricas rectilíneas. Además de estos dos minerales, son visibles algo de olivino, que suele estar alterado a clorita-serpentina; clinopiroxeno incoloro o con núcleos ligeramente verdosos, con hábitos idiomorfos-subidiomorfos, zonado, y a veces alterado a clorita y anfíbol verdoso pálido. La plagioclasa se presenta muy pocas veces, bien como fenocristales zonados o como microlitos en la matriz. Minerales accesorios son opacos pequeños, apatito y esfena (muy abundantes e idiomorfos ambos) y circón subordinado.

Los procesos de espilitización son intensos, así como la albitización que desestabiliza totalmente la biotita, no dejando nada más que pseudomorfos de opacos y materiales micáceos tipo cloritas. También aparece un granate semejante al descrito en la otra facies, que se asocia al carbonato y epidota secundario.

Los nódulos micáceos anfibólicos que acompañan a esta serie tienen una composición mayoritaria de anfíbol marrón zonado y maclado, que ocasionalmente se altera en su borde a anfíbol verdoso y biotita rojiza, igual que la que se encuentra fuera de ellos en las tobas. Hay además clinopiroxeno más o menos transformado a agregados de clorita-epidota, y de manera accesorio, apatito a veces hueco, opacos, esfenas y, menos frecuente, circón. La textura es de tipo acumulado y a veces se presenta como roca granuda.

Suelen tener una intensa alteración de carbonatación que transforma la biotita en un microagregado de opacos y un residuo blanco incoloro de difícil identificación. Además aparecen también epidotas y opacos acompañantes del proceso.

Por su parte, los materiales aflorantes en la otra mitad oriental del Complejo Basal presentan las siguientes características.

Las lavas tienen una composición monomítica basáltica-traquibasáltica, en ocasiones con textura vacuolar. Hay otras zonas donde afloran tobas y brechas polimíticas con fragmentos sieníticos, traquisieníticos y traquitas.

Las zonas de coladas masivas se caracterizan por basaltos porfídicos y microporfídicos con fenocristales de plagioclasa y, más raramente, de clinopiroxenos. En la matriz son distinguibles microlitos de plagioclasa con texturas de flujo y gran cantidad de vacuolas con formas esféricas, elipsoidales, más o menos unidas entre sí, con deformaciones de aplastamiento y plegamiento, impuestas por el flujo viscoso de las coladas. Más frecuentemente, toda la matriz es microcristalina o afanítica de color negro.

Como minerales accesorios sólo son visibles opacos de pequeño tamaño en cantidades variables. Los minerales secundarios son clorita, calcita, sílice \pm albita, que se sitúan preferentemente dentro de las vacuolas.

En las facies tobáceas, los fragmentos de basaltos son bastante afaníticos con matriz negruzca, donde destacan algunos fenocristales de plagioclasa, con ausencia casi siempre de clinopiroxenos y olivino, lo que define una composición traquibasáltica. Algunos fragmentos de basaltos tienen vacuolas rellenas de calcita, albita, clorita, epidota y granate, que evidencian su posible pertenencia a las lavas submarinas más espilitizadas. Otras tienen texturas afaníticas, en las que destacan microlitos de plagioclasa esquelética que deben representar bordes de "pillows" o coladas enfriadas bruscamente. Lo más frecuente son los fragmentos de traquibasaltos muy plagioclásicos sin minerales ferromagnesianos, con textura fluidal marcada, en donde sólo destacan las plagioclasas, generalmente anubarradas. Hay muy pocos restos de clinopiroxenos y olivinos, y los pocos que aparecen están totalmente pseudomorfizados a clorita, serpentina y/o carbonatizados.

El grado de transformación secundaria, tanto de coladas masivas como de las tobas, es menor que el de las lavas del sector occidental. La transformación se produce intersticialmente y sobre los cristales de plagioclasa. Por su parte, las vacuolas están rellenas de clorita, calcita y sílice, con disposiciones concéntricas zonadas del borde al centro.

5.1.3. Edificio Betancuria

5.1.3.1. Gabros y piroxenitas

Esta intrusión en las proximidades de Betancuria está constituida fundamentalmente por gabros olivínicos, aunque también se encuentran gabros sin olivino. La gama composicional varía desde leucogabros hasta melanogabros. La textura suele ser granuda intergranular de grano medio o grano grueso; también se han observado texturas poiquilíticas. Los minerales principales son plagioclasa, augita titanada, olivino, minerales opacos y anfíbol castaño, pudiendo variar sus proporciones según el tipo de gabro, faltar algún componente o pasar a mineral accesorio, como sucede en ocasiones con el anfíbol y los minerales opacos. Como minerales accesorios son habituales la biotita y el apatito. Estas rocas muestran un grado de alteración prácticamente inexistente, conservándose muy frescas.

La plagioclasa, cuando es abundante, presenta cristales bien desarrollados, prismáticos, idiomorfos o subidiomorfos, con maclado polisintético (albita, periclina, karlsbad) y en ocasiones con zonado concéntrico. En estos casos rodeado engloba a los demás minerales. Si es poco abundante, actúa como mineral incluido en otros o se dispone intersticialmente.

La augita, también en función de su abundancia, puede aparecer en cristales muy desarrollados, idiomorfos o subidiomorfos, actuando de mineral huésped (por ejemplo de olivino). También se presenta en cristales de menor tamaño, con formas subidiomorfos o alotriomorfos, englobando a minerales opacos y transformándose por sus bordes a anfíbol.

El olivino, con cristales en ocasiones muy desarrollados, idiomorfos, de bordes redondeados y normalmente incluidos en otros.

El anfíbol procede de la transformación de la augita, siendo más o menos abundante. Los minerales opacos, también de abundancia variable, muestran formas irregulares de pequeño tamaño. El apatito es en estas rocas relativamente abundante.

5.1.3.2. *Sienitas*

Los cuerpos y venas sieníticas del edificio de Betancuria están constituidos por porcentajes muy elevados de feldespato alcalino. Sus texturas van desde granudas hipidiomorfas de grano medio, pasando por granudas inequigranulares, hasta porfídicas con una matriz de grano fino o microcristalina. También pueden aparecer como minerales principales biotita y minerales opacos. Cuarzo, esfena, apatito y circón se encuentran como minerales accesorios. Existe un grado de alteración que varía de medio a alto, consistente en la sericitización de la plagioclasa y parcial carbonatación.

Los cristales de plagioclasa se presentan bien desarrollados, con formas prismáticas subidiomorfas, con granulaciones en sus bordes relativamente frecuentes, con extinción ondulante y maclado bajo la ley de la albita y de karlsbad; raramente se encuentran cristales zonados. En algunos casos también hay otros cristales de plagioclasa de menor tamaño o facies porfídicas, que se describirán más adelante.

El resto de los minerales ocupa, según su abundancia, posiciones más o menos intersticiales con respecto a los cristales de plagioclasa.

La biotita presenta cristales bien desarrollados, tabulares en unos casos. En otros, son finos cristallitos asociados a minerales opacos que parecen indicar su procedencia por desestabilización de otro mineral máfico. Los minerales opacos son de pequeño tamaño, equidimensionales, agrupados en zonas intersticiales, junto a biotita y apatito.

El cuarzo, cuando se encuentra, se adapta a las formas intersticiales, sugiriendo una recristalización póstuma.

Básicamente, la composición de estas rocas es similar a la de la otra intrusión sienítica de la hoja (barranco de El Convento).

Existen algunos pequeños cuerpos dentro de estas sienitas, con tránsitos graduales, que se caracterizan por la presencia de enclaves plagioclásicos. Estos llegan a producir en la roca una verdadera hibridación, pues se encuentran en todas las fases de "digestión" con respecto a la roca sálica englobante: desde enclaves perfectamente asilados y definidos, hasta cristales ferromagnesianos sueltos que aparecen como xenocristales en la sienita, dándole a la misma un carácter máfico. Así, estas sienitas pueden ser clasificadas como sienitas máficas. Suelen presentar una textura porfídica con una matriz de grano fino o microcristalina.

Los fenocristales significan el 25-30% de la roca, siendo en su gran mayoría de plagioclasa maclada, bastante alterada a sercita y saussurita, que se podrían confundir con los fenocristales (más frescos y más básicos) de los enclaves plagioclásicos. Éstos están constituidos por los fenocristales de plagioclasa y por una matriz microcristalina de plagioclasa, augita, anfíbol y minerales opacos. El resto de los fenocristales, en escasa proporción, son de biotita, minerales opacos y augita.

La matriz está formada por pequeños cristales alotriomorfos de plagioclasa, abundantes micro-litos equidimensionales de minerales opacos y biotita casi acicular, fundamentalmente. También, de manera muy accesoria, existen cristales de cuarzo, anfíbol castaño, augita egirínica, apatito y circón.

5.1.4. Edificios Morro Negro-Morro del Sol

5.1.4.1. Brechas líticas

Las muestras tomadas en esta formación presentan composiciones basálticas-traquibasálticas. Estas a su vez están formadas por abundantísimos fragmentos líticos y escasa matriz.

Los fragmentos en lámina delgada presentan tamaños desde 1 cm hasta confundirse con la matriz. Sus bordes son angulosos-subanguloso-subredondeados. Los más abundantes, con diferencia, son los de traquibasalto, pero también son frecuentes los de microgabro-basalto plagioclásico, sienita y traquita máfica. En algunos casos los fragmentos cristalinos pueden ser relativamente importantes, siendo éstos de plagioclasa y minerales opacos, presentando un tamaño muy inferior a los fragmentos líticos.

La matriz está constituida por material pulverulento vítreo y fragmentos cristalinos, siendo éstos de plagioclasa y minerales opacos, como en el caso anterior.

Los fragmentos de estas brechas presentan un grado variable de epidotización y carbonatación que en algunos casos llega a ser muy elevado.

5.1.4.2. Melanogabros y leucogabros

Las rocas básicas que constituyen el plutón de Morro Negro son en su mayoría gabros olivínicos, aunque también se encuentran gabros piroxénicos o leucogabros. Sus texturas son generalmente intergranulares, de grano medio o medio-grueso. El grado de alteración de todas las muestras es bastante bajo, apareciendo estas rocas por tanto bastante frescas.

Sus minerales principales son plagioclasa, augita titanada, anfíbol castaño, olivino y minerales opacos, pudiendo faltar alguno de ellos según el tipo de roca de que se trate.

Como minerales accesorios aparecen biotita, apatito y raramente augita egirínica.

En cuanto a los minerales secundarios, aunque son escasos, aparece saussurita, sericita, minerales opacos, iddingsita, serpentina, prehenita, epidota, biotita verde y clorita.

La plagioclasa se presenta en formas prismáticas alargadas, a veces como listones que, según su abundancia, pueden rodear total o parcialmente al resto de los minerales o pasar a ocupar sus intersticios. Muestran maclado polisintético y ocasionalmente zonación concéntrica.

La augita titanada aparece en cristales más o menos desarrollados, idiomorfos o subidiomorfos, según su abundancia relativa. Raramente se encuentra cristales maclados y/o zonados.

El anfíbol, procedente de la transformación del clinopiroxeno, se puede presentar orlando a cristales de éste o también rodeando a minerales opacos.

El olivino, si está presente, muestra cristales idiomorfos o subidiomorfos con sus bordes redondeados y tamaños muy variables. El apatito aparece en secciones hexagonales o aciculares, en cantidades relativamente abundantes. La biotita, si aparece, lo hace sustituyendo al anfíbol.

Los minerales opacos forman cristales idiomorfos o hábito esquelético.

Los gabros que forman el plutón de Morro del Sol pueden ser piroxénicos, olivínicos o también leucogabros con texturas granudas hipidiomorfos o panidiomorfos, de grano fino a medio-grueso y con tendencia intergranular.

Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol castaño, augita titanada y olivino. La plagioclasa puede ser más o menos abundante, en función de que sea leucogabro o no, y el olivino puede estar ausente. Como minerales accesorios se encuentran invariablemente biotita y apatito. Como minerales secundarios, están en unos casos únicamente saussurita y en otros, en los que la alteración es más alta aparecen en proporción importante epidota, clorita y carbonato.

La plagioclasa siempre muestra formas prismáticas alargadas, con maclado polisintético y zonado concéntrico. Los cristales aparecen muy agrietados, con algunos más desarrollados que otros, y con extinción ondulante. Pueden disponerse en forma de entramado, cuyos intersticios están ocupados por los otros minerales.

La augita titanada, dependiendo de su abundancia, puede formar cristales bien desarrollados, idiomorfos, más grandes que el resto, o formas irregulares de menor tamaño, ocupando intersticios. Los más desarrollados pueden englobar otros minerales como plagioclasa u olivino. Generalmente apaceren maclados y zonados. A menudo se observa la transformación por sus bordes a anfíbol muy castaño; si la transformación es más avanzada, aparecen pequeños cristales de minerales opacos y anfíbol.

En algunos casos el anfíbol ha sustituido totalmente a la augita, y a su vez, es transformado en biotita y clorita.

Los minerales opacos presentan formas idiomorfos equidimensionales, en ocasiones con hábito esquelético.

Los cristales de olivino, cuando aparecen, son asimismo idiomorfos con formas equidimensionales.

El apatito, relativamente abundante, aparece en secciones hexagonales o aciculares bastante desarrolladas.

Estas rocas composicionalmente son similares a los gabros de Morro Negro, aunque quizá en éstos la proporción de tipos olivínicos es superior.

5.1.5. Complejo filoniano

Dentro de la red filoniana que atraviesa el Complejo Basal, son los diques básicos los de mayor abundancia, ocupando los sálicos un papel subordinado.

Dentro de los diques básicos existen dos grupos claramente diferenciados: basaltos y microgabros-diabasas. Estos últimos son también muy abundantes y característicos, llegando a confundirse en ocasiones con rocas encajantes microgabroideas.

Entre los basaltos se encuentran a su vez basaltos olivínico-piroxénicos, basaltos plagioclásicos y basaltos piroxénico-anfibólicos.

Los basaltos olivínico-piroxénicos son los más frecuentes. La textura más habitual es la porfídica seriada intergranular, en la que los fenocristales son de olivino y augita titanada en proporciones variables, aunque predominan los tamaños seriados, que van desde 1 mm hasta confundirse con la matriz.

Los fenocristales son idiomorfos, estando los de olivino totalmente alterados a minerales serpentítico-micáceos. La matriz está constituida por pequeños listoncillos de plagioclasa maclada, formando un entramado, entre cuyos intersticios se disponen los demás minerales. Éstos son generalmente de augita, minerales opacos, anfíbol castaño (kaersutita), biotita y apatito.

Puede ser frecuente la presencia de carbonatos y ceolitas relleno de vacuolas e intersticios.

Los basaltos plagioclásicos se caracterizan por la presencia de fenocristales de plagioclasa, que pueden alcanzar hasta el 30% de la roca, siendo a veces acompañados por fenocristales de augita titanada, pero en una proporción muy inferior. Los fenocristales de plagioclasa son prismáticos alargados, con maclado polisintético, agrupándose en ocasiones entre sí (glomérulos). Generalmente aparecen muy agrietados, comenzando su alteración a saussurita por dichas grietas.

La matriz está formada por finos microlitos de plagioclasa maclada, augita y por muy abundantes gránulos equidimensionales y aciculares de minerales opacos.

Los basaltos piroxénicos-anfibólicos son menos abundantes y su característica principal es la presencia de anfíbol castaño, tanto entre los fenocristales como en la matriz.

Los diques de microgabros-diabasas están formados por rocas de textura granuda de grano fino o en ocasiones medio, de tipo intergranular o intersticial.

Generalmente, los minerales mayoritarios son plagioclasa, augita titanada y minerales opacos. Como minerales accesorios siempre aparecen anfíbol castaño y apatito y en algún caso biotita.

La proporción de minerales secundarios de origen hidrotermal a veces es muy elevada, ocupando un espacio superior al de los minerales primarios. Estos minerales son saussurita, clorita, carbonato, epidota y prehenita. De ellos la clorita y el carbonato son a menudo los más abundantes.

La plagioclasa muestra cristales prismáticos alargados idiomorfos, muy alterados, que normalmente rodean al resto de los minerales, ya sean primarios o secundarios.

La augita aparece en cristales, unas veces muy desarrollados y otras de menor tamaño, a menudo zonados y maclados.

Los minerales opacos suelen ser de mucho menor tamaño que los descritos, idiomorfos equidimensionales y en ocasiones con hábito esquelético.

En cuanto a los diques sálicos, éstos están formados por rocas de composición traquítica o traquita máfica, con variaciones texturales que van desde porfídicas traquíticas hasta granudas aunque la más característica es la porfídica microcristalina, que corresponde a rocas que podrían denominarse traquita-microsienita.

Los fenocristales son en general muy escasos, a veces casi inexistentes; como máximo alcanzan el 10-12% del total de la roca. La mayoría de ellos son exclusivamente de feldespato alcalino, y cuando aparecen otros minerales, éstos lo hacen en muy escasa proporción. El feldespato es anortoclasa-plagioclase o menos frecuentemente sanidina-anortoclase; aparece en cristales prismáticos (cortos o alargados), maclados y generalmente muy alterados a sericita. Sus tamaños no sobrepasan los tamaños de 1 -1,5 mm. Los otros fenocristales pueden ser de anfíbol, biotita o minerales opacos, siempre son de menor tamaño que los de feldespato. Los de anfíbol normalmente aparecen desestabilizados a minerales opacos, los de biotita son tabulares y a veces también se alteran a clorita. Por último, los de minerales opacos se presentan como micro-fenocristales idiomorfos.

La matriz la constituyen muy abundantes listones entrecruzados de feldespato alcalino o anortoclase-plagioclase maclada, entre cuyos intersticios se disponen pequeños cristales irregulares de minerales opacos, cuarzo intersticial, anfíbol (en ocasiones), apatito y circón, también ocasionalmente. Algunas veces se observa la presencia de augita egirínica.

Los productos de alternación pueden llegar a ser abundantes y el grado de carbonatación también puede ser elevado.

5.1.6. Intrusivos traquíticos individualizados. Diques y sills traquíticos

El muestreo más representativo se ha hecho en el intrusivo de Morro de Fuente Laja.

Las traquitas son leucocráticas sin flujo traquítico, en las que destacan fenocristales de plagioclase con bordes de feldespato potásico. La matriz está compuesta igualmente por cantidades apreciables de plagioclase junto a feldespato potásico. Entre los minerales ferromagnesianos, muy poco abundantes, se encuentra biotita y egirina. Como accesorios están circón idiomorfo, opacos, tanto idiomorfos como alotromorfos de origen secundario, y apatitos. Estos últimos son prismas hexagonales que se asocian íntimamente con los opacos idiomorfos. De manera accidental se puede encontrar cuarzo intersticial, primario y secundario. La alteración que afecta a las traquitas es importante, apareciendo clorita, sericita y carbonatos, que rellenan cavidades y pseudomorfizan a los feldespatos.

5.1.7. Metamorfismo de contacto

Se presenta en las proximidades de contacto de las masas plutónicas básicas (gabros) de Morro Negro y Betancuria. También en el primero se produce una fuerte recristalización en restos de diques que quedan como enclaves dentro de los gabros.

De manera global, y en la mayor parte de los casos, se conserva la textura inicial, tanto en la roca encajante de carácter fragmentario como en los diques, aunque observándose distintos grados de transformación mineralógica según la proximidad a la intrusión plutónica.

En la roca de caja de carácter básico empieza recrystalizando biotita y/o algo de anfíbol. Cuando el anfíbol es ya bastante abundante suele aparecer también dióxido y plagioclasa, desapareciendo todos los minerales de transformación regional (espiritización). Este hecho aumenta considerablemente el grado de cristalinidad de la roca.

Si la roca intrusiva tiene carácter más sálico, suelen aparecer fenómenos de alcalinización, tales como presencia de feldespato potásico y clinopiroxeno con tendencia egrínica.

Sólo en las inmediaciones del contacto con la roca plutónica, o en los enclaves que se han encontrado en ella, la textura está totalmente obliterada, habiendo dado lugar a un agregado granoblástico homogéneo de piroxeno y plagioclasa. En algún caso se llega incluso a iniciar un bandeo metamórfico.

5.2. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL. GEOQUÍMICA

Se dispone de 13 análisis químicos pertenecientes a tres formaciones del Complejo Basal: diques básicos del enjambre general, serie plutónica tardía, e intrusivos traquíticos individualizados. En la Tabla 5.1 están listados los valores de elementos mayores, menores y norma CIPW de todos ellos.

Diques básicos. Hay tres análisis, con un espectro de variación en SiO_2 importante, ya que varían desde 39,4% hasta 46,8%. Esto se traduce igualmente en unos valores del ID muy amplios, desde 21,6 hasta 40,2. El primero de ellos tiene demasiada H_2O y CO_2 como para representarlo con fiabilidad en el diagrama de clasificación TAS. A pesar de ello, se ha hecho una aproximación a dicha clasificación; siguiendo el orden creciente de SiO_2 , la clasificación de las rocas resulta ser basanita, basalto y hawaíta.

En la Figura 5.1 se encuentran proyectados los contenidos de los elementos mayores en el diagrama binario óxidos/ SiO_2 , pudiendo observarse la variabilidad de sus valores.

De los resultados de la norma se desprende el carácter marcadamente alcalino de la basanita (14424) y menos de la hawaíta (14427). Por el contrario el dique basáltico (14417) presenta Hy normativa en vez de Ne, lo que le confiere un carácter más toleítico que alcalino. Los tres presentan Cc normativo, lo que unido a la presencia de CO_2 en el análisis, hace pensar en alteraciones carbonatadas de las muestras, sobre todo en la primera. De cualquier manera, la naturaleza de estos tres diques puede ser representativa de la amplia variabilidad que hay en las composiciones de los términos básicos del enjambre de diques, que se correlacionan con la también heterogeneidad de las series intrusivas con las que deben ir asociados.

Tabla 5.1. Complejo basal. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

	DIQUES			EDIFICIO BETANCURIA			
Muestra	14424	14417	14427	14462	BM-3269	BM-3267	14464
SiO ₂	39.40	43.60	46.80	43.50	46.54	56.51	57.45
Al ₂ O ₃	11.84	11.82	14.78	16.14	18.62	17.12	17.14
Fe ₂ O ₃	4.16	7.43	4.96	6.75	10.51	6.59	5.26
FeO	8.18	5.22	5.89	5.85			1.25
MgO	9.21	10.93	5.34	5.88	4.49	1.19	1.26
CaO	14.44	9.20	9.60	14.06	12.50	3.43	4.18
Na ₂ O	3.36	2.38	4.00	2.24	3.30	7.20	6.52
K ₂ O	.64	.90	1.37	.38	.44	2.65	3.15
MnO	.18	.18	.18	.13	.12	.17	.14
TiO ₂	3.23	3.29	3.08	3.38	2.24	.98	.86
P ₂ O ₅	1.32	.26	.68	.26	.18	.28	.31
H ₂ O	3.06	1.13	1.77	1.13	.46	3.70	.81
CO ₂	1.52	.44	.11	.44			1.80
Cr					90	32	
Nb					15	84	
Ni					44	<10	
Rb					11	61	
Sr					743	463	
V					276	15	
Y					12	27	
Zr					88	386	
Q							2.42
Or	3.78	5.32	8.10	2.25	2.60	15.66	18.62
Ab	4.29	20.14	30.15	18.82	20.50	52.96	55.17
An	14.89	18.91	18.33	32.86	34.70	6.57	7.34
Ne	13.54		2.01	.07	4.02	4.31	
Di	30.78	15.57	18.98	25.23	21.55	7.34	
Hy		8.97					3.14
Ol	10.63	7.08	3.92	10.63	7.70	4.75	
He		2.00					3.89
Mt	6.03	7.88	8.64	9.48	2.32	1.46	1.99
Il	6.13	6.25	5.85	6.42	4.25	1.86	1.63
Ap	3.06	1.25	1.58	.60	.42	.65	.72
Cc	3.45	.23	.25	1.00			4.09
C							.31
ID	21.61	25.46	40.25	21.14	27.12	72.94	76.21
FEMG	.18	.00	.06	.00	.40	.65	.00
IP		.28	.55	.25	.32	.86	.82

- 14424** Basanita. Dique cerca de la desembocadura del barranco del Valle [LÓPEZ RUIZ (1970)].
14417 Basalto. Dique en el barranco de los Mozos, cerca del cruce con el barranco Negro [LÓPEZ RUIZ (1970)]
14427 Hawaiita. Dique en la desembocadura del barranco del Valle [LÓPEZ RUIZ (1970)].
14462 Gabro. Barranco del Convento. [FUSTER *et al.* (1968)].
BM-3269 Gabro. Cantera en Betancuria; cota 390 m [MAGNA].
BM-3267 Sienita. Trinchera de la ctra. de Morro de la Cruz a Betancuria; cota 500 m [MAGNA].
14464 Gabro. Risco del Cochino; cota 510 m [FUSTER *et al.* (1968)].

Tabla 5.1. Continuación

	EDIFICIO MORRO NEGRO					TRAQUISIENTITA
Muestra	14491	BM-3256	14486	14465	14487	14895
SiO ₂	44.00	45.16	46.50	48.70	51.20	64.80
Al ₂ O ₃	11.92	16.96	18.49	18.61	24.24	17.86
Fe ₂ O ₃	3.25	10.58	3.98	3.13	1.18	2.02
Fe O	9.96		4.38	3.93	2.15	.39
MgO	12.92	5.72	5.86	5.94	1.63	.26
CaO	12.28	11.58	13.69	13.32	10.32	.34
Na ₂ O	1.80	3.57	2.64	3.96	4.60	6.80
K ₂ O	.32	.92	.60	.70	1.18	5.78
MnO	.16	.14	.09	.08	.04	.03
TiO ₂	2.25	3.43	1.94	1.27	.86	.47
P ₂ O ₅	.49	.38	.26	.24	.14	.06
H ₂ O	.76	1.43	1.43	.56	1.72	1.00
CO ₂					.25	
Cr		97				
Nb		36				
Ni		54				
Rb		21				
Sr		789				
V		312				
Y		14				
Zr		154				
Q						2.21
Or	1.89	5.44	3.55	4.14	6.97	34.16
Ab	12.56	17.09	19.41	20.09	34.61	57.54
An	23.50	27.54	36.83	31.39	42.01	1.14
Ne	1.45	7.11	1.59	6.81	2.34	
Di	27.48	22.29	23.15	26.24	5.39	.11
Hy						.59
Ol	22.08	8.35	3.85	3.60	2.23	2.62
He						
Mt	4.71	2.33	5.77	4.54	1.71	
Il	4.84	6.51	3.68	2.41	1.63	.89
Tm						.01
Ap	1.14	.88	.60	.56	.32	.14
Cc						.57
C						
ID	15.90	29.63	24.54			93.91
FEMG	.22	.30	.08			.00
IP		.40	.27			.98

14491 Werhlita. Majada Larga [FUSTER *et al.* (1968)].
 BM-3256 Gabro. Morro de las Piedras; cota 310 m [MAGNA].
 14486 Gabro. Collado de Majada Larga [FUSTER *et al.* (1968)].
 14465 Gabro olivínico. Majada Larga [FUSTER *et al.* (1968)].
 14487 Gabro plagioclásico. Majada Larga [FUSTER *et al.* (1968)].
 14895 Traquisienita. Risco Blanco [FUSTER *et al.* (1968)].

De la fase plutónica tardía se tienen análisis de varias facies de los dos edificios aflorantes en la hoja:

Edificio Betancuria. Se dispone de cuatro análisis correspondientes a dos gabros y a dos sienitas. Hay que señalar que la muestra 14464, procedente de FUSTER *et al.* (1968), figura en la bibliografía como un gabro (y así hemos mantenido la denominación en la tabla), aunque realmente, como puede apreciarse en los valores analíticos y en los diagramas, corresponde a una típica sienita.

Las facies grabroideas son términos alcalinos, siendo la muestra 14462 un melanogabro con cantidades de Di, Ol, Mt e Il normativo mayores que las de la muestra BM-3269, que resulta ser un gabro más leucocrático. Por su parte, las sienitas son prácticamente similares, muy ricas en Na_2O (Ab normativa alta), aunque presentan una diferencia significativa. La BM-3267 es una sienita ligeramente alcalina (Ne normativa), mientras que la 14464 tiene cuarzo normativo, lo que se refleja también en un mayor índice de diferenciación. Debido a la cantidad apreciable de CO_2 que presenta esta última "cuarzosienita", cabe pensar que un proceso de alteración póstumo de tipo hidrotermal haya modificado la composición original. Observándose los valores de la norma, se aprecia igualmente estas diferencias en el Di, Hy, Ol, He y en la presencia de corindón. Comparando estas facies con las otras facies sieníticas del edificio que afloran al sur, en la hoja de Pájara, se aprecia que son mucho menos evolucionadas y con menos álcalis. A tenor de estas diferencias puede hablarse de dos pulsos sálicos diferentes dentro de lo que se ha llamado Edificio Betancuria.

En la Figura 5.1. se han proyectado los cuatro análisis de este edificio en el diagrama de óxidos/ SiO_2 . Se observa claramente la separación entre gabros y sienitas, incluso en los primeros se percibe el carácter más melanocrático de la muestra 14462 por sus mayores contenidos en algunos elementos. (Fe_{total} , Mg y Ca).

En la Figura 5.2 de clasificación $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (COX *et al.* 1979) se puede observar igualmente como las facies grabroideas se proyectan en su campo correspondiente, mientras que las dos sienitas lo hacen perfectamente en el suyo.

Edificio Morro Negro. Los cinco análisis de que se dispone, reflejan una secuencia de variación mayor en los términos básicos que los gabros del Edificio Betancuria. Los rangos de variación van desde 44% en SiO_2 (una werhlita modal) hasta 51,20% (un gabro plagioclásico). Las secuencias de variación elementales de estas cinco muestras frente a la SiO_2 , Fig. 5.1, denotan una clara tendencia a la diferenciación magmática en algunos de sus elementos más característicos: Fe_{total} , Mg, Ti, Al, K y Na. Normativamente todas presentan Ne, lo que las define como gabros alcalinos. Hay que destacar la gran cantidad de Ol que tiene la muestra 14491, como era de suponer dada su naturaleza werhlítica. Por su parte, el gabro plagioclásico (14487) ha debido sufrir alguna ligera alteración hidrotermal póstuma como parece deducirse del contenido en H_2O y sus pequeñas cantidades de CO_2 .

En la Figura 5.2, las cinco muestras se proyectan en los campos de los gabros, estando el gabro plagioclásico en el subcampo más diferenciado de ellos.

Por último, la muestra 14895 corresponde a una traquisienita representativa de los intrusivos sálicos finales del Complejo Basal, y que tan frecuentes son en esta hoja. Como puede obser-

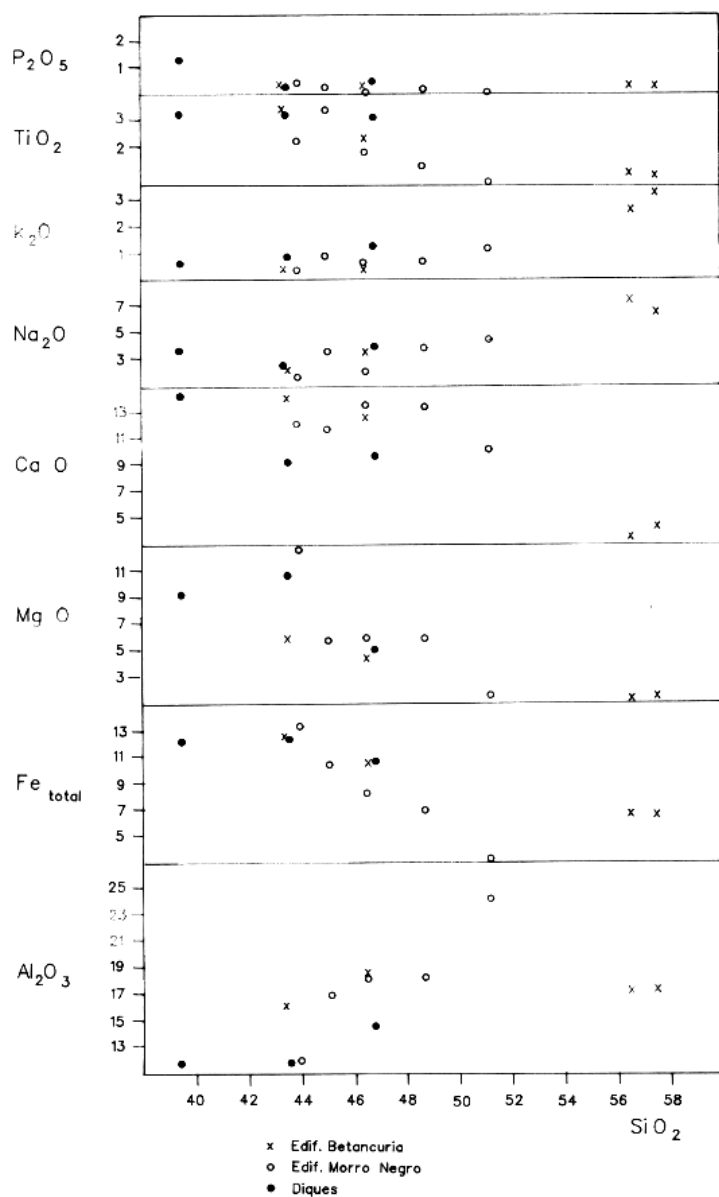


Fig. 5.1. Diagrama de variación de elementos mayores/ SiO_2

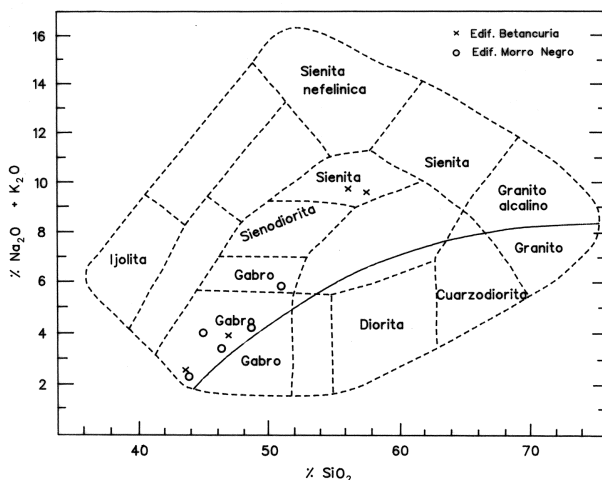


Fig. 5.2. Diagrama de clasificación $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, según COX et al. (1979).

varse por sus valores analíticos, es una roca muy diferenciada ($\text{ID}=93,9$) con presencia de Q normativo y un porcentaje de álcalis muy alto. Es, sin duda, el término más evolucionado de la serie alcalina de los episodios plutónico-volcánicos tardíos, y correlacionable, según sus valores analíticos, con las sienitas hibridizadas del Edificio Betancuria (véase hoja de Pájara).

5.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.3.1. Fase pliocena. Petrología

Las coladas de la serie pliocena tienen un conjunto de características comunes y muy uniformes, como son su carácter básico, textura, proporción y tamaño de fenocristales, etc. Composicionalmente, aunque se mueven en unos rangos de variación próximos, se puede afirmar que las coladas de Morro Valdés tienen mayor porcentaje de plagioclasa, las del Valle Central menor porcentaje, siendo todas ellas clasificadas como basaltos olivínicos. Las de Montaña Tirafé, en la mayoría de los casos, la proporción de plagioclasa es nula, siendo clasificadas como basanitas.

A continuación se describe cada edificio por separado.

5.3.1.1. Edificio Morro Valdés

Estas coladas están constituidas por basaltos olivínicos de textura porfídica seriada microcristalina, que en algún caso pueden ser vesiculares o amigdalares. Las vesículas pueden estar rellenas de carbonato.

Los fenocristales son siempre de olivino, en un porcentaje que puede oscilar del 7 al 20% del total de la roca, con tamaños seriados que van desde 1-2 mm hasta confundirse con la matriz. Son cristales idiomorfos, a menudo con golfos de corrosión y en algún caso hábito esquelético, que presentan finas coronas de alteración a iddingsita o serpentina que también se aparecen en las finas grietas de los cristales.

La matriz está constituida por listoncitos entrecruzados de plagioclasa maclada, entre cuyos intersticios se disponen a veces prismas de menor tamaño de augita titanada, apatito acicular, y secciones idiomorfas equidimensionales, casi pulverulentos, de minerales opacos. En ocasiones se aprecia un flujo magmático marcado por los microlitos de plagioclasa.

5.3.1.2. Edificios del Valle Central

Las coladas del Valle Central están formadas por basaltos olivínicos de tendencias basaníticas, con una textura porfídica seriada microcristalina, que en algún caso es vesicular.

Los fenocristales son todos ellos de olivino, en porcentajes que pueden ir del 7 al 18% del total de la roca y con tamaños seriados que van desde 1,5-2 mm hasta confundirse con la matriz. Presentan secciones idiomorfas con finas coronas de alteración a iddingsita y raramente con hábito esquelético.

La matriz está formada por abundantes microlitos prismáticos de augita titanada, muy abundantes; también microlitos idiomorfos equidimensionales, a veces casi pulverulentos, de minerales opacos y finas pajuelas de plagioclasa maclada, que ocupan posiciones intersticiales.

Cuando existen vesículas, éstas pueden aparecer rellenas por carbonato. Se han observado también en alguna muestra finas vetillas de adularia y ceolitas.

5.3.1.3. Edificio Montaña Tirafé

Estas coladas están constituidas por basanitas que muestran una textura porfídica seriada microcristalina.

Los fenocristales presentan una proporción que oscila entre el 8 y el 20% de augita. Son de pequeño tamaño, pudiendo aparecer maclados y zonados.

La matriz está formada por abundante augita en microlitos prismáticos alargados y microlitos más pequeños, en secciones idiomorfas equidimensionales, de minerales opacos.

Pueden encontrarse vetillas o intersticios rellenos por adularia o carbonato.

5.3.2. Fase pliocena. Geoquímica

Se dispone de seis análisis correspondientes a lavas de esta fase. Uno es del Plioceno inferior (Edificio Morro Valdés) y el resto de los edificios del Plioceno superior.

Tabla 5.2. Fase plisocena. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

	ED. TIRAFÉ	EDIFICIOS DEL VALLE CENTRAL				ED. MORRO VALDÉS
Muestra	BM-3277	16302	16215	16230	16136	AG-1537
SiO ₂	39.80	39.80	43.00	43.45	44.75	45.06
Al ₂ O ₃	10.79	11.55	12.35	12.13	13.01	12.98
Fe ₂ O ₃	13.33	6.02	7.18	4.84	2.69	12.76
FeO		7.63	6.07	7.69	10.27	
MgO	11.44	11.84	10.09	9.83	11.21	8.66
CaO	12.37	11.90	11.76	12.52	10.08	11.33
Na ₂ O	3.73	3.62	3.16	2.40	2.83	3.40
K ₂ O	.57	.73	1.30	1.30	.52	.80
MnO	.20	.19	.16	.15	.15	.18
TiO ₂	3.39	3.17	3.10	2.94	2.96	2.62
P ₂ O ₅	1.40	1.41	.75	.74	.37	.61
H ₂ O	2.25	1.90	.63	1.98	1.04	1.10
CO ₂		.11	.52	.33		
Cr	240					238.
Nb	122					43
Ni	191					143
Rb	5					19
Sr	1095					625
V	264					202
Y	29					19
Zr	315					211
Or	3.37	4.31	7.68	7.68	3.07	4.37
Ab	2.33	6.29	11.52	11.68	18.41	15.97
An	11.02	13.11	15.68	18.49	21.17	17.79
Ne	15.83	13.19	8.24	4.67	3.09	6.94
Di	33.20	28.44	29.45	29.19	21.31	27.98
Ol	17.51	14.36	8.31	11.54	21.43	14.70
Mt	2.94	8.73	10.41	7.02	3.90	2.83
Il	6.44	6.02	5.89	5.58	5.62	4.98
Ap	3.24	3.27	1.74	1.71	.86	1.41
Ac		.25		.75		
ID	21.54	23.79	27.45	24.04	24.57	27.63
FEMG	.24	.10	.01	.15	.25	.30
IP	.63	.58	.53	.44	.44	.50

BM-3277 Basanita. Colada del Edificio Montaña Tirafé, en el Cigarrón. (MAGNA).

16302 Foidita. Colada al NO de Antigua [FUSTER *et al.* (1968)].

16215 Basanita. Colada al O de la Ampuyenta [FUSTER *et al.* (1968)].

16230 Basanita. Colada en la zona del Cruce del barranco de Leme con la ctra. Casillas del Ángel a Llanos de la Concepción [FUSTER *et al.* (1968)].

16136 Basalto alcalino. Colada al O de la Ampuyenta [FUSTER *et al.* (1968)+.

AG-1537 Basalto alcalino. Colada del Edificio Morro Valdés, en Gran Barranco (Lomo de la Cerca); cota 320 m. (MAGNA)

En la Tabla 5.2 están representados los valores de elementos mayores, menores y norma CIPW de las seis muestras. Se pueden apreciar diferencias entre los distintos edificios muestreados. Así, el Edificio de Morro Valdés es una erupción basáltica alcalina, con el mayor grado de diferenciación de todo el conjunto. Por el contrario, el Edificio Tirafé y parte de los del Valle Central (todos de edad pliocena superior) son basaníticos (incluso hay uno foidítico), denotando, por parte, un grado de subsaturación menor y alcalinización mayor. Sólo la muestra 16136 resulta basáltica, aunque próxima al campo de las basanitas.

En la Figura 5.3 están proyectadas todas las muestras, dentro de los campos rocosos del diagrama TAS. Recuadrados figuran los seis análisis correspondientes a esta hoja, junto al resto de lavas pliocenas muestreadas en la isla. Como puede observarse, una mayoría de ellas son basanitas, mientras que la del Edificio Morro Valdés es claramente un basalto, con unos valores similares a los de otra muestra de estas coladas tomada en la hoja de Pájara. Según estos datos, cabe pensar en un cambio de régimen geoquímico entre las erupciones del Plioceno inferior y las del período superior. Según los datos disponibles, parece que con estas últimas debió iniciarse un nuevo ciclo geoquímico más alcalino, con la emisión de términos basaníticos (¿incluso foidíticos?), además de otros basálticos.

En la Figura 5.4 se pueden apreciar las ligeras tendencias evolutivas de la diferenciación magmática del conjunto de muestras de la Fase pliocena de esta hoja, respecto al total de análisis de la isla. Como se observa, entran dentro de la línea de variación normal que cabe esperar para este tipo de roca.

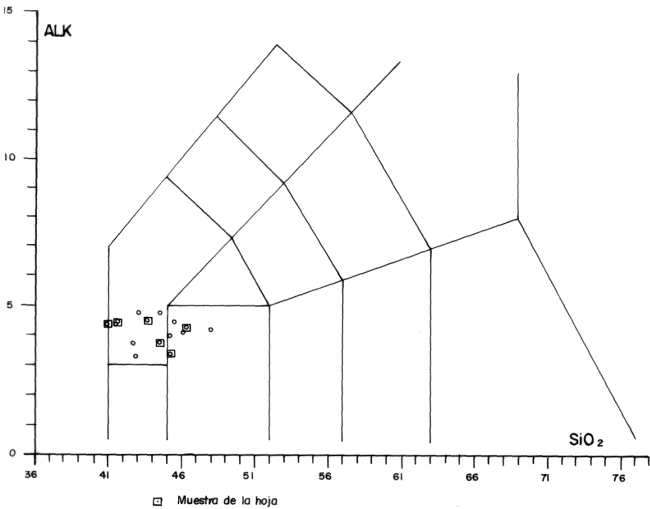


Fig. 5.3. Diagrama TAS de la Fase pliocena.

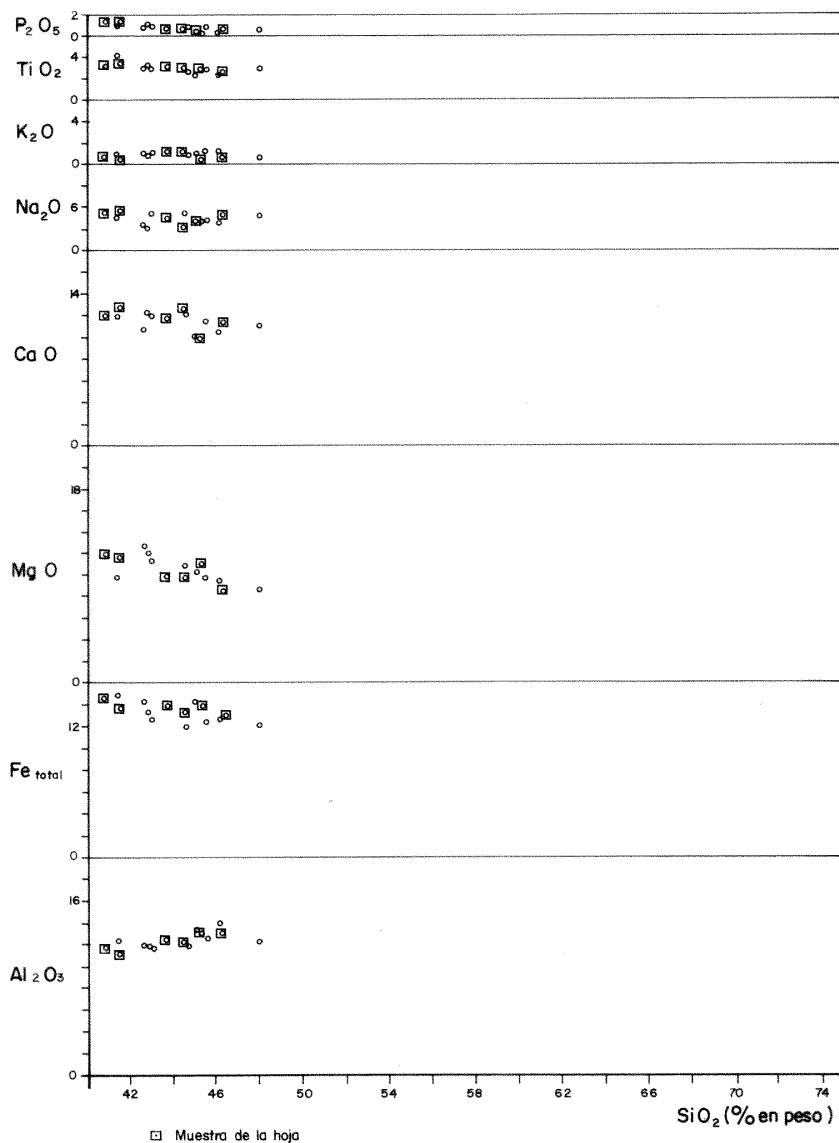


Fig. 5.4. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pliocena.

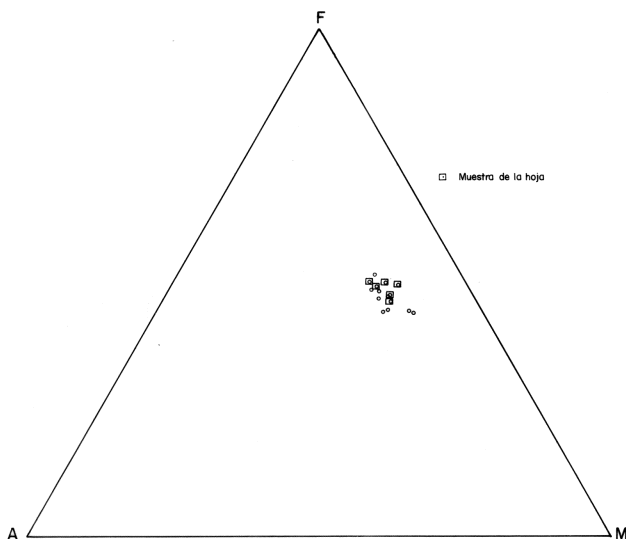


Fig. 5.5. Diagrama AFM de la Fase pliocena.

En la Figura 5.5. se representa la proyección AFM de las muestras, resultando un conjunto de puntos bastante concentrados, con muy poca dispersión, debido a la falta de términos diferenciados dentro de este período plioceno.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Aunque sin formar parte estrictamente de la historia volcanológica de la isla, Fuerteventura surge durante el Cretácico superior al pie del talud continental africano, donde se depositaban, mediante corrientes de turbidez, sedimentos clásticos terrígenos y carbonatados. Restos emergidos de estos depósitos sedimentarios, intercalados con las primeras secuencias volcánicas submarinas, han quedado registrados en los afloramientos mesozoicos de esta hoja.

Tras la sedimentación turbidítica (s.l.), se elevó el fondo oceánico por fenómenos tectónicos, con lo que fue posible la sedimentación de carbonatos pelágicos por encima del nivel de compensación del carbonato cálcico durante el Albense y, posiblemente, el Cenomanense inferior.

La existencia de algún terreno emergido, después de esta primera fase sedimentaria y volcánica, parece evidenciarse de una erosión activa en la isla, como lo demuestran los sedimentos bioclásticos y volcanoclásticos que tienen fragmentos gruesos y finos de rocas ígneas básicas similares a las del Complejo Basal. Dado que no hay ninguna potencial área fuente cercana con esas características, se deduce que tenían que existir ya algunos materiales ígneos aflorantes. Esta elevación del fondo marino supone una importante inestabilidad cortical, a la que puede achacarse el hiato sedimentario descrito por ROBERTSON y BERNOULLI (1982) entre el Alben-

se-Cenomanense y el Senonense, y el más amplio entre el Cretácico superior y los sedimentos oligocenos encontrados en la costa de Pájara-Antigua..

Por las fracturas eruptivas abiertas en el fondo oceánico se emitieron gran cantidad de lavas básicas acompañadas de coladas piroclásticas (materiales volcanoclásticos redepositados), que fueron acrecentando la fase de "seamounts" en esta parte de la isla. Sincrónicamente con la emisión de estas lavas submarinas, que en su mayor parte debieron emitirse durante el Oligoceno, comenzó la intrusión del enjambre de diques que acompaña progresivamente a estas manifestaciones ígneas, según la directriz tectónica regional NNE-SSO.

A las erupciones submarinas sucedieron las intrusiones progresivas del plutonismo básico, que en algunos puntos evolucionaron hasta términos sálicos traquítico-sieníticos.

Estas intrusiones masivas se suceden después, se orientan según un eje intrusivo NNE-SSO, que progresivamente se va distendiendo para dar paso al emplazamiento tarditectónico y, en cierto modo, circunscrito de los últimos edificios plutónico-volcánicos (Edificio Betancuria y Macizos de Morro Negro y Morro del Sol).

El primer fenómeno plutónico de la hoja corresponde a la intrusión-extrusión del Edificio Betancuria. No hay dataciones claras de ninguna de sus facies, pero parece probable que su emplazamiento es inmediatamente posterior al Complejo Circular de Vega. Ambos son miocenos y por tanto sincrónicos con los primeros episodios del volcanismo subaéreo mioceno, que en esta hoja de Antigua está muy poco representado.

Muy probablemente de manera simultánea, se produce el emplazamiento de los macizos de Morro Negro y Morro del Sol, al pertenecer a la alineación de intrusión tardía que recorre gran parte del Complejo Basal. El plutón de Morro Negro lo hace provocando una intensa brechificación en su entorno, como pocas veces se puede ver en las islas Canarias.

Como productos finales de la diferenciación magmática, una abundante intrusión-extrusión de magma sálico recorre la hoja, dando como resultado una profusión de afloramientos puntuales que perforan todos los materiales de las formaciones plutono-volcánicas anteriores.

Hacia el final del Mioceno otro, amplio proceso erosivo abre definitivamente los valles, casi como los conocemos hoy en día, y se establece la red fluvial. Producto de ese proceso son los depósitos detríticos anteriores al volcanismo plioceno que rellenan algunas de estas depresiones.

Durante el Plioceno inferior (5,0 m.a.), un intenso arrasamiento marino afecta a toda la isla. Se generan importantes depósitos de arenas marinas fosilíferas, con niveles de arenas eólicas que se instalan en el interior, intercalándose progresivamente con los depósitos de vertiente provenientes de la denudación del relieve.

Emergido totalmente el Complejo Basal, las erupciones subaéreas del volcán de Morro Valdes corrieron durante el Plioceno más bajo, por lo que hoy se conoce como barranco de la Peña y Gran Barranco, hasta apoyarse en la plataforma costera sobre una rasa de abrasión marina, y sobre depósitos detríticos marinos fosilíferos de la misma edad. Posteriormente, durante el Plioceno más avanzado, continúa el período de erosión y depósito en clima árido, responsable de formaciones detríticas locales en cuencas de valle. Se generan los depósitos aluviales del barranco del Valle, sobre los que corrió una nueva erupción pliocena: el Edificio Tirafé. Simultá-

neamente, en el Valle Central se abren fisuras eruptivas por las que extruyen varios conos en escudo y lavas abundantes que rellenan la depresión central de la isla.

Durante el Cuaternario no hay ninguna nueva manifestación volcánica en la hoja. Sólo actúan de forma continuada los procesos erosivos propios de un clima árido, generando principalmente costras calcáreas (caliche) y depósitos de vertiente.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se va a efectuar el estudio de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de la hoja de Antigua, considerando tanto aspectos generales de la isla como condiciones particulares de dicha área. Para ello se tendrán en cuenta observaciones realizadas durante la ejecución de la cartografía, así como el reciente estudio hidrogeológico de la isla realizado por el Instituto Geológico y Mínero de España IGME (1990)].

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

Los rasgos climáticos de este sector no difieren significativamente de los del resto de la isla, que se caracteriza por un clima desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25^o, 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, si bien puede ser atenuada por la presencia de abundantes nubes y calimas relativamente frecuentes.

La humedad relativa del aire se hace elevada en proximidad de la costa, sufriendo variaciones acusadas a lo largo del día [MARZOL (*op.cit.*)].

El área conoce la acción constante e intensa de vientos de componentes N-NE, que contribuyen en gran medida a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

El total de lluvias sobre el conjunto de la isla de Fuerteventura se ha calculado en 183,69 hm³/año [IGME (1991)] los cuales, distribuidos sobre toda su superficie, vienen a representar una pluviometría anual de 111 l/m². De toda esta lluvia, 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 hm³/año, que pueden llegar a un máximo de 19,11 hm³/año, representando, respectivamente, el 6,93 y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentía superficial puede oscilar, 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 hm³/año y 14,34 hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

En general, se observa una relación entre el relieve y el nivel de precipitaciones, según se desprende del esquema de la Figura 7.1 traduciéndose, en el ámbito particular de esta hoja, en unas precipitaciones claramente superiores a la media de la isla, donde se alcanzan valores por encima de la isoyeta de 200 mm, en el área de Morro de la Cruz.

Las escasas precipitaciones hacen que la totalidad de los barrancos de la zona, como sucede en toda la isla, estén secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros. En épocas, de lluvias intensas pueden producirse bruscas avenidas de gran virulencia, en régimen torrencial, como suele ser característico de climas semidesérticos, con escasas precipitaciones y mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica de la hoja tiene una densidad media, exceptuando la zona costera entre Caletones Mansos y la Ensenada de La Herradura, en la que se vuelve algo más tupida. Consta de una serie de barrancos principales de gran recorrido y trayectoria sinuosa, generalmente con fondo plano, junto a un sistema de cauces subsidiarios de mayor desarrollo y pendientes más acusadas, formando, en conjunto, una red hidrográfica de tipo dendrítico (Fig. 7.2).

Toda esta red se halla enclavada en su totalidad en la cuenca occidental de la isla, drenando aguas que desembocan en su costa oeste.

Como cauces de alguna entidad en la hoja, se pueden destacar el barranco de Los Mozos, del Valle y de Janey, así como la cabecera de los barrancos de Betancuria y de la Peña, que se prolongan y desembocan fuera de los límites de esta área.

Mayoritariamente, este sistema hidrográfico se encuentra encajado en materiales del Complejo Basal y, en menor medida, en materiales pliocenos.

No existen importantes obras de ingeniería hidráulica en el ámbito de la hoja, exceptuando la presa situada en el barranco del Convento, cerca de Betancuria, aunque es de escasa entidad. Por lo demás, únicamente se pueden citar construcciones particulares, tales como pequeñas balsas y presas de tierra, generalmente en proximidad de los cauces de los barrancos, construidas aprovechando desniveles del terreno y zonas de mayor impermeabilidad. El agua embalsada está destinada a uso agrícola y favorece, por sus infiltraciones, cierta recarga parcial de los acuíferos subterráneos.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja, definidas por su litología, edad, etc., determinan ya de por sí unidades hidrogeológicas. Dentro de ellas existen, no obstante, zonas de comportamiento diferente, debido a factores como fracturación, porosidad, régimen de precipitaciones, topografía, etc., que provocan variaciones en los parámetros hidráulicos. Tales uni-

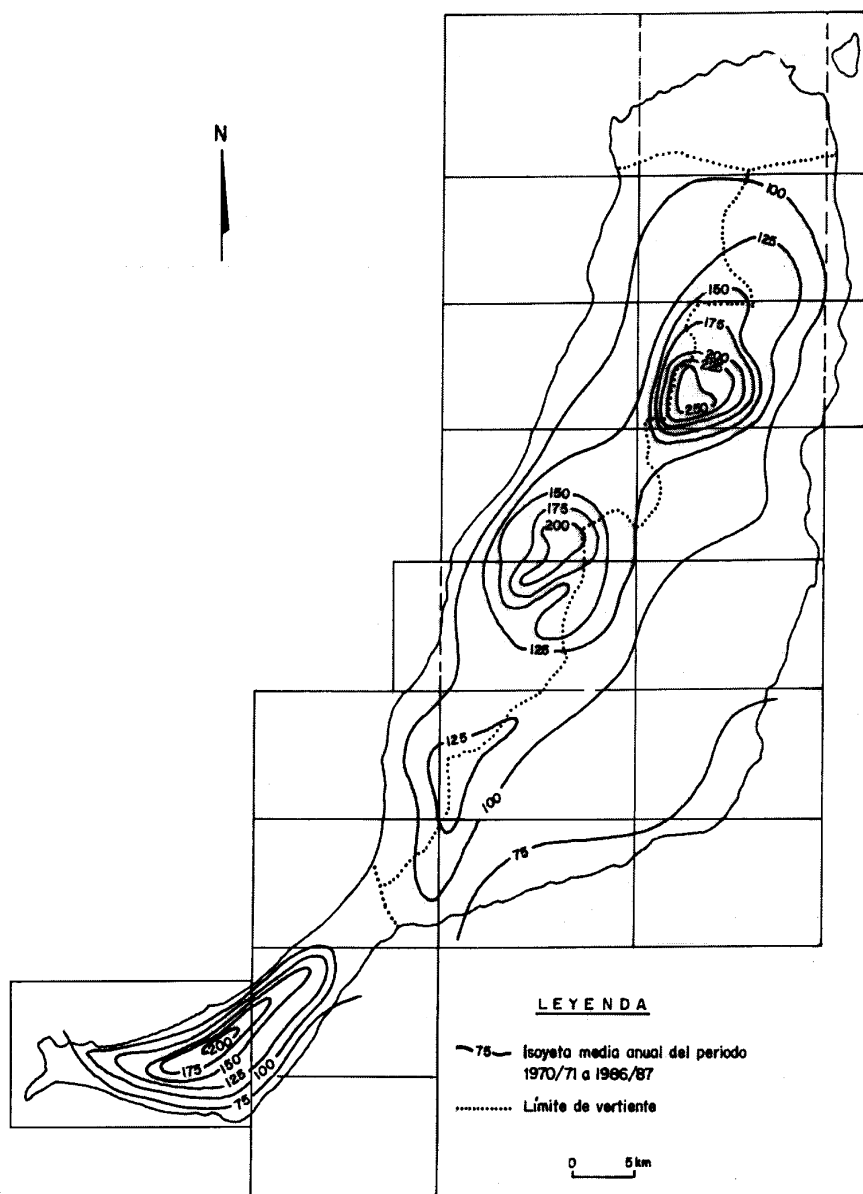


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1:25.000.

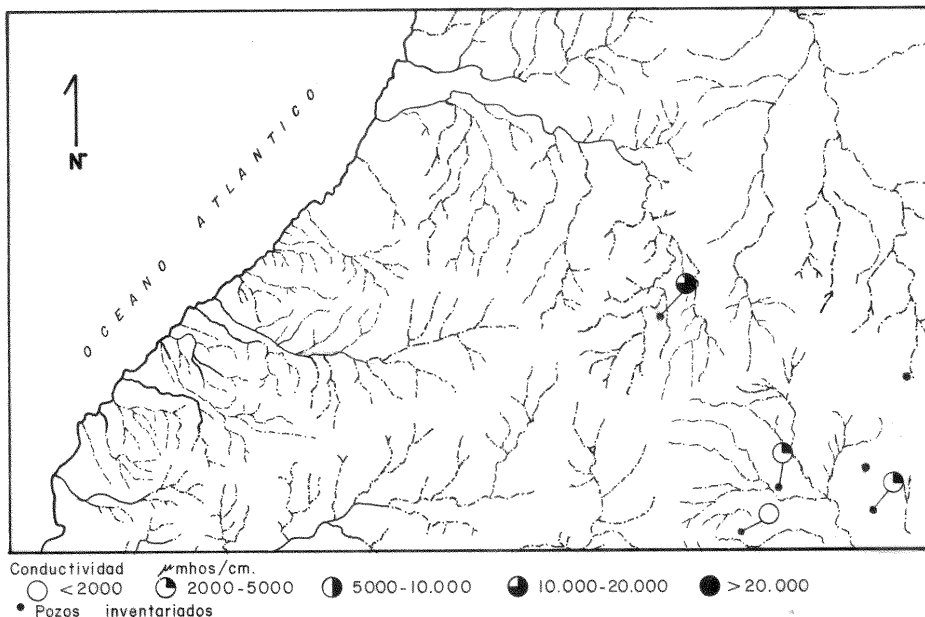


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

dades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

De manera general, la permeabilidad por fracturación y/o por porosidad intersticial de los materiales volcánicos van asociadas a los tramos escoriáceos de las coladas de lava, a la mayor o menor conexión entre vesículas y a los tramos fisurados por disyunción columnar. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almogres, tobas, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. El desplazamiento horizontal del agua se verá alterado por la presencia de diques y cuerpos intrusivos de carácter masivo o coherente, que actúan como barreras. Si están fisurados pueden ser permeables. Estas características generales pueden, no obstante, verse modificadas por los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren las rocas, cambiando el comportamiento hidrogeológico original.

Dentro del sistema acuífero número 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, el ITGE (1990) distingue los siguientes acuíferos:

— Uno basal o inferior y de extensión regional, constituido por el Complejo Basal y la Fase subaérea miocena. Es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad, siendo el más explotado en la actualidad.

— Otro superficial (intermedio y superior) y de extensión sectorial, asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

A nivel insular, son pocos los pozos o sondeos en los que se poseen datos de bombeos de ensayo que permitan conocer con cierta precisión los parámetros hidráulicos del acuífero basal.

Según ITGE (1990), con respecto al Complejo Basal, aunque sólo de manera aproximada, se puede considerar que su transmisividad es del orden de $100 \text{ m}^2/\text{día}$, con un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} . En los basaltos miocenos los valores medios obtenidos apuntan a una transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$. Estos datos, no obstante, no pueden ser tomados como representativos de todo el acuífero.

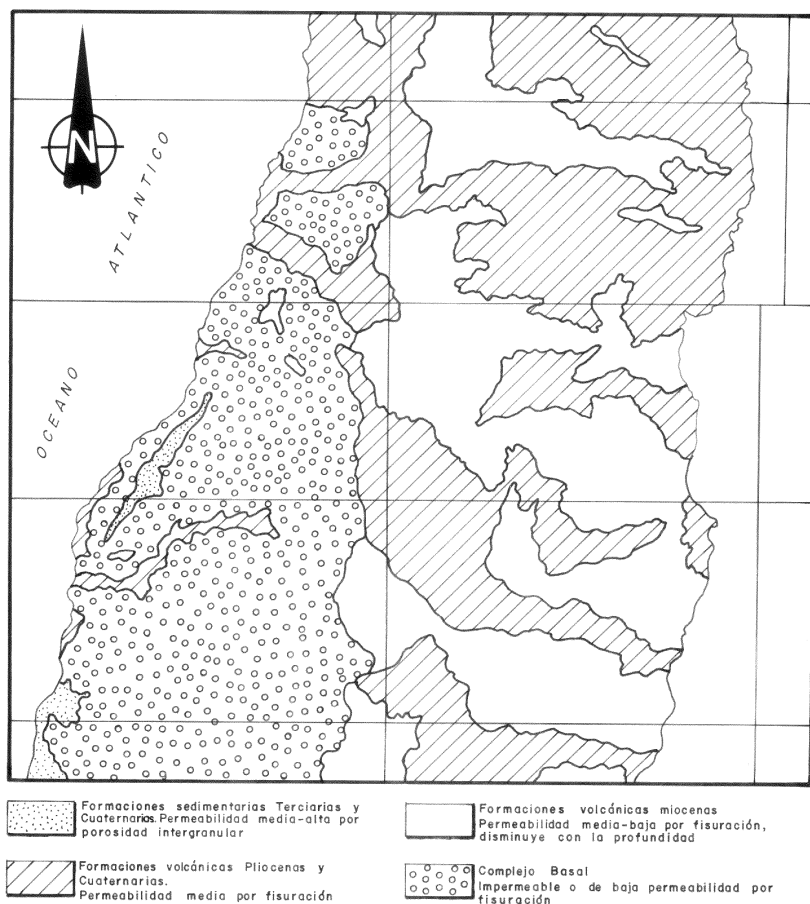


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector central de la isla de Fuerteventura.

Las unidades hidrogeológicas establecidas en la hoja (Fig. 7.3) y sus características son las siguientes.

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior

En esta hoja está formado principalmente por el Complejo Basal, al estar casi ausente la Fase miocena.

Complejo Basal. Abarca la mayor parte de la superficie de la hoja, por lo que se constituye en el principal acuífero de la misma. Dentro del Complejo Basal hay materiales de muy diversa naturaleza, que como regla general se pueden considerar que son de carácter impermeable o de permeabilidad muy baja, si bien la intensa intrusión filoniana y la fisuración que ésta conlleva facilitan cierta permeabilidad vertical secundaria.

En general se puede considerar que los materiales sedimentarios o metasedimentarios (lutitas, areniscas, calizas, etc.) presentan un comportamiento hidrogeológico impermeable. Las formaciones volcánicas (brechas, tobas, lavas, etc.) constituyen los tramos más permeables y las formaciones plutónicas (gabros, sienitas, etc.) son prácticamente impermeables, salvo en zonas de intensa fracturación interconectada.

Todas las obras de captación de aguas subterráneas en la hoja (pozos) se hallan enclavadas en las inmediaciones de la población de Antigua y extraen agua de este nivel acuífero. En algunos casos están emboquillados sobre coladas basálticas del Valle Central de edad pliocena, debiendo profundizar varios metros hasta alcanzar los niveles saturados de esta unidad.

No existen suficientes datos, ni incluso a nivel insular, que permitan caracterizar adecuadamente el comportamiento hidrodinámico del acuífero basal. Las medidas realizadas en algunos ensayos de bombeo en diferentes áreas proporcionan valores de transmisividad de $100 \text{ m}^2/\text{día}$ y un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} . Estos datos, aunque no pueden considerarse como extensibles a todo el acuífero, indican que en ciertas zonas se comporta como confinado y que sus posibilidades de explotación son escasas, dando caudales de agua reducidos.

La calidad del agua es en general baja, dado el alto contenido en sales que presenta el agua, limitando sus posibilidades para consumo humano. Son aguas con cantidades importantes de iones Cl^- , así como de cationes Na^+ , clasificándose como de facies clorurado-sódicos y, en cierta medida, sulfatado-sódicas.

Las medidas de conductividades, a nivel general, dan valores elevados y con un rango de variación amplio, como se observa en la Figura 7.2, donde se han representado las medidas tomadas en algunos pozos de la hoja, según el Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)], situándose éstas entre <2.000 y $20.000 \text{ } \mu\text{mhos/cm}$.

Aunque en dicha figura no quede patente, a nivel global se observa una disminución de la conductividad desde las zonas costeras hacia las zonas centrales y más elevadas de la isla, mejorando, por tanto, en ese sentido la calidad del agua.

Con todo, y a grandes rasgos, el agua suele tener mejor calidad que sus equivalentes extraídas en los basaltos de la Fase miocena.

En cuanto al empleo del agua extraída, es principalmente para actividades de tipo agrícola y determinados servicios.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formaciones basálticas pliocenas. Generalmente estos materiales poseen mayor permeabilidad que los anteriores, debido al intenso diaclasado columnar que los caracteriza, por lo que favorecen la infiltración vertical del agua hacia acuíferos más profundos, permitiendo la recarga de éstos. Es por ello que si bien se encuentran en la isla pozos emboquillados en estas formaciones, por lo general deben profundizar hasta niveles más antiguos para extraer agua, como ocurre en esta área.

Pueden contener, no obstante, pequeños niveles saturados colgados, pero siempre de importancia considerablemente inferior a la del acuífero basal. La calidad del agua de estas formaciones es muy baja, presentando contenidos en sales considerables.

Formaciones sedimentarias. Comprenden los depósitos detríticos de fondos de barrancos y de recubrimiento de laderas, así como las arenas eólicas. En general tienen buenas condiciones hidrogeológicas, por su buena permeabilidad por porosidad intersticial, pero en la zona tienen escasa representación y su importancia es pequeña.

La proximidad de algunas de estas formaciones a la costa, su baja altura sobre el nivel del mar, los escasos aportes pluviométricos propios de la isla, así como la insuficiente potencia que tienen, hacen difícil la existencia de niveles saturados en ellos. En los lugares más favorables constituyen zonas de recarga hacia niveles acuíferos más profundos.

No existe en la actualidad, en la hoja, pozos inventariados sobre estas formaciones.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura [ITGE (1990)] se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. En la Figura 7.4, se ha representado el sector central del plano de niveles piezométricos obtenidos para el acuífero basal de la isla, sobre el que se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas del mapa topográfico.

El trazado de las isopiezas presenta una disposición concéntrica, con carácter descendente desde las zonas altas del interior hacia el borde costero, coincidiendo el eje con la divisoria de las aguas superficiales entre las vertientes este y oeste.

El flujo del agua subterránea se produce de manera radial, con un gradiente de la superficie piezométrica menor hacia la costa oriental que hacia la costa occidental, en gran parte debido a la existencia de formaciones más permeables en el sector oriental, que favorecen una mayor recarga. La mayoría de las isopiezas próximas a la costa oeste, correspondiendo en gran medida al Complejo Basal, son supuestas, dada la falta de puntos de medida, lo que origina un trazado de las mismas no siempre fácil de interpretar.

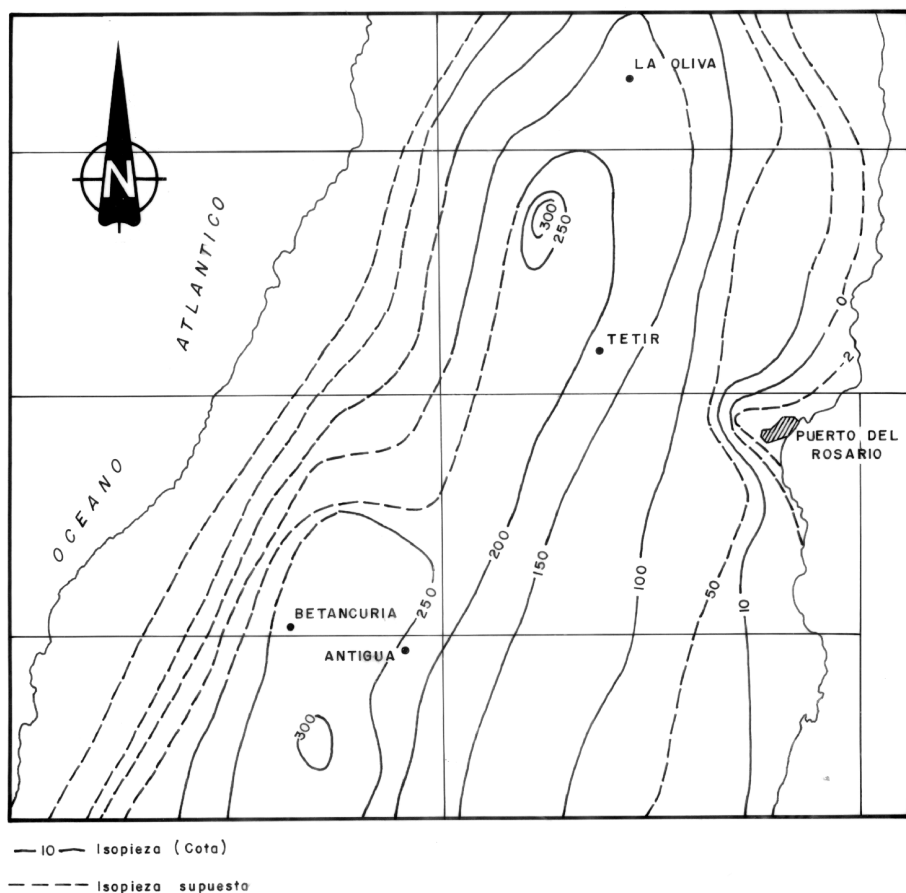


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector central de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

8. GEOTECNIA

Se analiza someramente el comportamiento mecánico de los diferentes materiales representados en la hoja, con el fin de hacer una aproximación a los problemas geotécnicos que pueden surgir ante acciones constructivas o causas naturales. Se hace también una breve descripción de los riesgos geológicos que pueden tener cierta incidencia en esta área.

No se han realizado ensayos ni otro tipo de pruebas geotécnicas que proporcionen datos reales o cuantitativos de las propiedades resistentes de los terrenos, por lo que su estimación es sólo cualitativa. Se trata, por tanto, de un estudio orientativo, siendo necesario realizar estudios más detallados cuando haya que proyectar obras de cierta importancia. De manera orientativa ha servido para la redacción del capítulo el mapa geotécnico general de la isla [IGME (1976a)].

8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

Atendiendo a criterios de tipo geológico, en los que se recogen aspectos principalmente litológicos y de edades de los materiales, criterios hidrogeológicos y geomorfológicos, se ha dividido la superficie cartografiada en áreas de comportamiento geotécnico diferente. A su vez, estas áreas se han subdividido en zonas que representan recintos relativamente homogéneos frente a características geotécnicas determinadas.

En la hoja se han distinguido dos áreas y cinco zonas, cuya correspondencia con las unidades cartografiadas se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Comprende enteramente los materiales del Complejo Basal, aunque se agrupan también en él los pequeños retazos de coladas basálticas de la Fase miocena, dada su escasa representación cuantitativa. Asimismo, no se considerarán los sedimentos de edad cretácica incluidos en esta unidad, debido a la reducida representación cartográfica que tienen.

Zona I₁

Es la que mayor extensión ocupa. Están constituidas por diversos tipos de materiales, de comportamiento geotécnico similar.

Características litológicas y estructurales. En esta zona se encuentra un conjunto heterogéneo de materiales, compuesto mayoritariamente por una intrusión masiva de diques básicos, de orientación principal N30°-40°E y buzamiento subvertical. Conforman entre el 80 y 90% del material aflorante, reduciendo la roca encajante, lavas y tobas basálticas, a ojales y esquirlas de dimensiones a lo sumo de un metro. En etapas posteriores a esa intrusión masiva de diques, intruyen pequeños macizos de gabros, que aparecen asociados a brechas de intrusión a su alrededor. Incluidos en la serie, existen asimismo diques y cuerpos intrusivos de composición traquítica, que atraviesan lo anterior, pero manteniendo la dirección principal de la red filoniana.

Características geomorfológicas. El relieve de esta unidad es bastante monótono y regular, sin grandes diferencias morfológicas de una zona a otra, debido a la intensa intrusión filoniana existente. Son características las formas alomadas y alargadas y una densa red de barrancos que con laderas de elevada pendiente, determinan una topografía compleja y abrupta.

Características hidrogeológicas. Son materiales originalmente impermeables, si bien la intensa fisuración y la presencia de diques hacen que la permeabilidad por fisuración sea elevada, favoreciéndose la infiltración.

ÁREA II

Comprende dos zonas, en las que se incluyen materiales volcánicos pliocenos y depósitos detríticos de diverso tipo, de edad pliocena y cuaternaria.

Zona II₁

En esta zona se incluyen las coladas y depósitos piroclásticos de las emisiones volcánicas-pliocenas (edificios Morro Valdés, Montaña Tirafé y edificios del Valle Central).

Características litológicas y estructurales. Se trata de coladas basálticas subverticales superpuestas una a otras, con espesores individuales de 1 a 3. Son rocas masivas y coherentes, poco vesiculares y, a menudo, con disyunción columnar y diaclasado subvertical. Suelen tener un grado de alteración moderado y a menudo están recubiertas por una costra de caliche, a veces de 1 m de espesor, como suele ocurrir en la zona del Valle Central. Los depósitos piroclastos están subordinados y restringidos al área del centro de emisión (Montaña Tirafé). Son materiales granulares y poco cohesivos.

Características geomorfológicas. Representan superficies planas y alargadas de escasa pendiente, salvo cuando son seccionados por barrancos en los que se hallan escarpes verticales. En el caso de Montaña Tirafé, la acumulación de piroclastos origina un edificio de laderas pronunciadas.

Zona II₂

Agrupar los depósitos detríticos presentes en la hoja, independientemente de su tipología y edad.

Características litológicas y estructurales. A lo largo de la franja costera aparecen depósitos sedimentarios compuestos por arenas, arenas eólicas y cantos basálticos, generalmente en posición horizontal y espesores del orden de 20 m, apoyados sobre materiales del Complejo Basal y determinadas coladas basálticas pliocenas. Predominan las arenas eólicas con estratificación cruzada, en las que se intercalan niveles de conglomerados de cantos, medianamente seleccionados, redondeados y litologías basálticas, con tamaños no superiores a 60 cm. Los depósitos de tipo coluvial tienen una constitución interna más caótica y están constituidos por arenas y cantos angulosos y subangulosos, de tamaños decimétricos y centimétricos. La potencia no suele sobrepasar los 2 m en los depósitos de mayor entidad. El grado de consolidación en todas ellas es bajo.

Características geomorfológicas. Los depósitos de carácter aluvial adoptan generalmente una disposición horizontal, con pendientes poco pronunciadas, salvo en los frentes del acantilado costero. En cuanto a las de tipo coluvial, adquieren mayores pendientes, al desarrollarse en laderas de relieves importantes. Tanto unas como otras suelen tener cierto encostramiento calcáreo en superficie.

Características hidrogeológicas. Son materiales generalmente de elevada permeabilidad.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁

Capacidad portante. La capacidad de carga de estos materiales varía entre media y alta, con asientos tolerables en algunos casos. El diaclasado y la alteración en algunos casos pueden reducir este parámetro.

Facilidad de excavación. Son materiales altamente competentes, por lo que requieren medios mecánicos de gran importancia para excavar en ellos.

Estabilidad de taludes. Los cortes naturales observados suelen mostrar una buena estabilidad, incluso ante ángulos elevados. Localmente, a lo largo del acantilado costero pueden producirse desprendimientos y caídas de bloques.

ÁREA II

Zona II₁

Capacidad portante. Presentan, generalmente, una elevada capacidad portante, con asientos despreciables o bajos, que pueden ser mayores si la roca está muy alterada. En los depósitos piroclásticos es baja.

Facilidad de excavación. Su excavación requiere el empleo de maquinaria de gran potencia, salvo los materiales piroclásticos que son ripables.

Estabilidad de taludes. El factor morfológico y la estabilidad natural que presentan los confiere a los taludes excavados una estabilidad alta, para taludes medios subverticales, tal y como se observa en las laderas de los barrancos que cortan las coladas pliocenas. Igual que en el caso anterior, pueden ocurrir desprendimientos locales, por individualización de bloques a partir del diaclasado columnar.

Zona II₂

Capacidad portante. La capacidad portante de carga en estos materiales es reducida, produciéndose asientos inadmisibles.

Facilidad de excavación. El bajo grado de consolidación que tienen permite su removilización y excavación con una retroexcavadora.

Estabilidad de taludes. La estabilidad es siempre precaria y requieren métodos de sostenimiento ante taludes de cierta importancia.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

No se detectan riesgos geológicos o peligrosos naturales que puedan suponer una amenaza a las poblaciones asentadas en el área o a las vías de comunicación existentes. Se mencionarán, no obstante, aquellos riesgos que, aunque bajos, puedan tener cierta consideración.

Riesgo de inestabilidades de laderas. Como ya se dijo, la estabilidad de las laderas a lo largo de toda la zona es elevada. En general pueden producirse, no obstante y de manera ocasional, desprendimientos y caídas de bloques de las partes altas de los relieves más pronunciados, si bien se trataría siempre de fenómenos esporádicos, después de lluvias de cierta intensidad.

Riesgo de erosión. La ausencia de vegetación y las elevadas pendientes en determinadas zonas favorece el proceso erosivo continuo. Por otro lado, en la costa, la acción constante del oleaje provoca la progresiva socavación de los cantiles, favoreciendo el desplome ocasional de partes del acantilado.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

Las características expuestas anteriormente permiten realizar una valoración geotécnica provisional de los materiales representados en la hoja, en cuanto a su idoneidad constructiva. En consecuencia, se han dividido todos los terrenos presentes en grupos, designados con el calificativo más apropiado según sus condiciones constructivas: favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Bajo este calificativo se incluyen aquellos materiales comprendidos en la Zona II₂, es decir, los depósitos de materiales detríticos.

Como problemas geotécnicos, cabe destacar su baja capacidad de carga, que lleva a que se produzcan asientos importantes e inadmisibles. Por otro lado la estabilidad de los taludes, bien naturales o artificiales, siempre es precaria, necesitándose una acción de sostenimiento ante cortes de cierta altura. No existen, sin embargo, problemas de tipo hidrogeológico de consideración.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

El conjunto de materiales representados en el Complejo Basal (Zona I₁) pueden considerarse como favorable ante condiciones constructivas diversas.

Las cargas de trabajo a aplicar no supondrán un problema excesivamente grave, dada la capacidad portante media-alta que tienen estos materiales. En cuanto al factor morfológico, será condicionante, dado lo abrupto del relieve y las elevadas pendientes. La estabilidad de los taludes será buena en general, incluso para alturas medias. Pueden plantearse algunas situaciones de especial consideración, en cuanto a las características hidrogeológicas.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Las coladas basálticas pliocenas se consideran en este apartado (Zona II₁).

La elevada estabilidad de los taludes y la capacidad portante alta generalmente en estas coladas se conjugan siempre de manera favorable, ante diversos tipos de acciones constructivas. La infiltración a través de diaclasas puede ocasionar algún problema ante obras subterráneas.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito geográfico de esta hoja no existen yacimientos minerales de importancia; sin embargo, se han explotado diversos tipos de materiales que han tenido aplicación como rocas industriales, siendo el sector de la construcción el principal destinatario de la producción de las mismas.

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.

Dada la reciente demanda de rocas industriales para las industrias de la construcción y otras, en el archipiélago canario, este mismo organismo realizó un estudio sobre el aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en esta isla [ITGE (1992)].

En el citado estudio se pretende analizar la información existente sobre este tipo de materiales, establecer nuevos afloramientos de potencial interés, analizar sus cualidades y propiedades que definan sus usos y consumos más apropiados, y finalmente, establecer la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Los materiales que han sido objeto de una mayor explotación en la hoja son la malla filoniana encajante en el dominio del Complejo Basal. Mayoritariamente son diques de composición basáltica y en menor medida traquibasáltica y de dirección preferente NNE-SSO. En general, los diques explotados son aquellos que presentan una anchura superior a 1,5-2 m.

Las explotaciones se han ubicado preferentemente próximas a la carretera que se dirige de Antigua a Betancuria, entre el Morro de la Cruz y la Degollada del Valle. También se ha extraído basalto en el paraje denominado Las Tabaibitas, al NO de la hoja, junto a la carretera que se dirige hacia el Tablero del Golfete y la costa.

Todas estas pequeñas explotaciones se encuentran actualmente inactivas, ya que las mismas abastecían obras de carácter local, abandonándose su explotación una vez finalizada la obra para la que fueron abiertas. El uso a que se ha destinado el basalto ha sido principalmente como gravas de machaqueo para la fabricación de hormigón, además de árido natural para firme de carreteras, rellenos, escolleras, etc.

Los afloramientos de gabros que han sido objeto de explotación se sitúan en el Edificio Betancuria. Se trata de un cuerpo intrusivo de unos 2 km de largo y 600 m de ancho, de dirección N-S, formado fundamentalmente por leucogabros y melanogabros, en menor proporción.

En una cantera actualmente inactiva, "Las Monjas", situada en el casco urbano de Betancuria, se extrajeron bloques de gabros que se utilizaron como roca ornamental. En este afloramiento existe buena canterabilidad, sin recubrimiento, permitiendo extraer bloques comerciales, aunque la situación del mismo hace difícil su explotación, ya que el pueblo de Betancuria ha sido declarado Conjunto Histórico. Además, todas las explotaciones de este material están ubicadas dentro de los límites del Parque Natural de Betancuria, y por tanto su actividad está regulada por la Ley de Espacios Naturales de Canarias.

En ITGE (1992) se seleccionó el área de Betancuria para realizar un estudio de detalle como zona de especial potencial en rocas ornamentales. En esta zona se realizó una cartografía de detalle, determinando aquellos afloramientos susceptibles de explotación y de los de mayor interés, se tomaron muestras para la realización de estudios petrográficos y tecnológicos, con el fin de constatar su utilidad y calidad como roca ornamental. En el estudio se delimitan varios afloramientos con reservas y canterabilidad suficiente como para poder abrir canteras de pequeñas dimensiones.

Otros materiales que han sido objeto de explotación son los caliches, que, de forma muy generalizada, cubren todas las formaciones antiguas. Se trata de costras carbonatadas calizas muy impuras, utilizadas como zahorras en obras próximas, en explotaciones muy localizadas. En esta hoja se ha extraído caliche en el barranco de El Almácigo, junto a la carretera que se dirige a Casillas del Ángel, y en Valle de Santa Inés, junto a la carretera que va a Llanos de La Concepción. En varios puntos de la hoja se han utilizado caliches para la fabricación de cales de manera artesanal, como lo atestigua la existencia de varios hornos diseminados en la misma.

También se ha extraído material piroclástico en la ladera este de Montaña de Tirafé. Asimismo, en ITGE (1992) se determinó un indicio de arcilla en la zona oriental de la hoja, próximo a La Ampuyenta. Se trata de un depósito arenoso-arcilloso, que corresponde a una cuenca endorreica con unos 50 cm de potencia y en el que se tomaron muestras que, tras los correspondientes análisis, resultaron aptas para utilizarse en productos cerámicos de baja temperatura y baja resistencia (ladrillería).

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El patrimonio cultural de un país está integrado, entre otros bienes, por sus elementos o recursos naturales que tienen o debieran tener igual importancia que aquellos otros, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico, puesto que proporciona una información fundamental para el conocimiento de la historia de la Tierra y la vida que en ella se ha desarrollado, poniendo de manifiesto además otros recursos naturales existentes en el planeta. Bajo estas consideraciones, un punto de interés geológico (PIG) se puede definir como un re-

curso no renovable en donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde la formación del planeta. Su deterioro o desaparición supone entonces un daño irreparable y a veces irreversible al patrimonio de la humanidad.

En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico que por su especial interés sean dignos de medidas de protección y aprovechamiento, con fines divulgativos, científicos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un PIG.

En la hoja de Antigua se ha seleccionado una serie de PIG cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para su selección son los establecidos por el IGME y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

A continuación se hará una breve descripción de los PIG indicando su situación, contenido, motivo de su interés geológico, posible utilización como recurso turístico, científico, didáctico o económico, y su influencia o nivel de significación a escala local, regional, nacional o internacional. En las "fichas resumen" diseñadas por el IGME y que forman parte de la información complementaria a esta memoria figura, asimismo, un resumen y características de PIG propuestos.

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

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG

La superficie de la hoja está ocupada, en su mayoría, por unidades y formaciones del Complejo Basal. Aspectos de interés en ellas son varios, aunque su representación es mejor en la hoja de Pájara. Por ello, aquí sólo destacaremos algunos puntos muy particulares que prácticamente sólo afloren en esta hoja.

Lavas y piroclastos, en parte submarinos. La malla de diques que atraviesa esta formación es tan densa que son pocos los lugares donde se pueden observar sus características. Sin duda, a lo largo de la costa y en el fondo de algunos barrancos es donde presentan mejor exposición. El curso bajo del barranco de los Mozos tiene un nivel de exposición muy bueno para observar el aspecto petrológico y estructural de las lavas submarinas espilitizadas.

También toda la línea de costa entre la Playa de los Mozos y el Tablero de Janey constituye un buen corte geológico en donde se aprecian claramente estos materiales. En este corte resulta muy interesante la presencia de lavas basálticas con grandes biotitas, en cristales aislados o en agregados nodulares, aún de difícil interpretación genética. El interés que presentan este tipo de lavas submarinas, y sobre todo las que llevan las biotitas, es puramente científico, pues es muy rara la emisión de lavas con estas características en el archipiélago canario.

El ámbito de influencia es regional e incluso, para el caso de las lavas biotíticas, nacional.

Malla de diques. La mayor exposición de la intensa intrusión filoniana que atraviesa a las coladas basálticas de las primeras emisiones se encuentra en aquellos mismos lugares citados anteriormente: barranco de Los Mozos, barranco del Valle y línea de costa. Son las zonas en donde la costra de caliche está ausente, por haber sido incidida o erosionada por la red de barrancos actuales y la acción marina.

Su interés es científico y su influencia es de ámbito internacional, ya que es la única isla oceánica en el mundo con una malla de diques tan densa y tan bien expuesta.

Brechas periféricas del Macizo plutónico de Morro Negro. Afloran alrededor del macizo gabroideo de Morro Negro, al norte del barranco del Valle. Son unas brechas líticas de grandes fragmentos, en su mayoría básicos, sin presencia de juveniles. La matriz es oscura, heterométrica y bastante consolidada. No es una brecha volcánica de explosión ni de origen "debris avalancha". Más bien parece una brecha de intrusión ligada al emplazamiento de las masas plutónicas de Morro Negro.

Su interés es científico, pues son muy escasos los lugares en donde se pueden observar este tipo de brechas.

La influencia geográfica de estas brechas trasciende el ámbito local para ser consideradas de interés regional.

Cuencas aluviales del Plioceno. Los depósitos sedimentarios de arenas y gravas aluviales de edad pliocena se encuentran bien expuestos a lo largo de los barrancos de Los Mozos y del Valle. Se encuentran preservados, gracias a que han sido fosilizados por coladas pliocenas "intracanyon" de Montaña Tirafé. Son arenas y conglomerados alternantes de origen aluvial, que configuran una cuenca lineal de relleno de valles antiguos excavados en el Complejo Basal.

El interés que presentan estas cuencas es paleogeográfico, pues su presencia marca la posición y extensión de la red de drenaje principal en tiempos del Plioceno inferior.

Estas cuencas son escasas a lo largo de la superficie del Complejo Basal, por lo que se impone un cierto grado de conservación. Sin duda, su explotación como áridos sería un perjuicio irreversible, ante la escasez de este tipo de depósitos.

Su ámbito de influencia es local. Sería deseable que se conservaran todas estas cuencas pliocenas. Su mayor enemigo pueden ser las redes de comunicación, pues casi siempre, éstas se trazan por los barrancos que desembocan en la costa, que son precisamente donde se localizan.

Rasa marina pliocena. Es prácticamente sincrónica con la generación de las cuencas aluviales anteriores. Se extiende a lo largo de la costa de barlovento en toda la isla de Fuerteventura. Está formada por un cordón litoral, prácticamente continuo, conservado a alturas entre 10 y 15 m.

Es esta hoja de Antigua aflora en toda la zona litoral de manera ininterrumpida. Los mejores sitios de exposición son los acantilados puntuales de la Playa del Valle y de la Playa de Los Mozos, pues en gran medida han quedado protegidos por la colada pliocena de Montaña de Tirafé. Ya en la parte baja de los barrancos del mismo nombre, se puede observar, en las paredes de los mismos, las características petrológicas y sedimentarias de esta rasa.

Está compuesta por arenas y cantos marinos, con una gran cantidad de fauna, que permite su datación bioestratigráfica correctamente.

El interés que presenta es científico. Su conservación permite la reconstrucción paleoclimática (a través del estudio de las conchas) y paleogeográfica (posición de la línea de costa) durante el Plioceno.

El ámbito de influencia es local y regional, pues en ninguna de las otras islas canarias occidentales se conserva con tanta extensión.

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.; CASTAÑÓN, AV COELLO, J.; CENDRERO A.; FUSTER, J. M.^a; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; LÓPEZ RUIZ, J., y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): Mapa Geológico a escala 1:100.000 de las Islas Canarias: *Fuerteventura*. Inst. Geol. Min. España-Inst. Lucas Mallada (CSIC).

BLUMENTHAL, M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, pp. 1-30.

BOURCART, J., y JEREMINE, E. (1937): "La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique". *Bull. Volcanol*, 2, pp. 3-77.

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.

COX, K.G.; BELL, J. D. and PANKHURST, R. J. (1979): "The Interpretation of Igneous Rocks". *London. George Allen and Unwin*.

CROFTS, R. (1967): "Raised Beaches & Chronology in North West Fuerteventura, Canary Island". *Quaternaria*, 9, pp. 247-260.

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

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

- FINCK, L. (1908): Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 60, pp. 76-80.
- FRITSCH, K. von (1867): "Reisebilder von den Kanarischen Inseln". *Petermanns Geogr. Mitt. (Gotha) Ergänzungsheft*, 5 (22), pp. 1-44.
- FUSTER, J. M.^a. (1978). "Geodinámica de Las Islas Canarias". *Urania*, 289-290, pp. 51-76.
- FUSTER, J. M.^a (1989): "Fenómenos de removilización y anatexia de contacto en las rocas sálicas de la serie plutónica I. Complejo basal de Fuerteventura". Abstract. En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote, Nov.-Dec. 1989*, pp. 109-110.
- FUSTER, J. M.^a, y AGUILAR, M. J. (1965): "Nota previa sobre la geología del macizo de Betancuria, Fuerteventura, (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 21, pp. 181-197.
- FUSTER, J. M.^a; CENDRERO, A, GASTESI, P.; IBARROLA, E., y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid*, 239 p.
- FUSTER, J. M.^a; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J., y YÉBENES, A. (1980): "Fuerteventura". Excursión 121 A+C del XXVI Congreso Geológico Internacional, París, a las Islas Canarias", *Bol. Geol. Min. de España*, Tomo 91 (2), pp. 351-390.
- GAGEL, C. (1910): "Die Mittelatlantischen Vulkaninseln". *Handbuch der Regionales Geologie*, 7 (10), pp. 1-31.
- GASTESI, P. (1969): "El complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): estudio petrológico". *Est., Geol.* 25 pp. 1-51.
- GRUNAU, H.; LEHNER, P.; CLEINTUAR, M.; ALLENBACH, P., y BAKKER, G. (1975): "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)". En *Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Netherl. Akad. Arts and Sci*, pp. 90-118.
- HARTUNG, G. (1857): "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessell. f.d. Gesam. Naturwiss*, 15/4. pp. 1-168.
- HAUSEN, H. (1958): "On the Geology of Fuerteventura (Canary Islands)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, 22 (1), 221 pp.
- IBARROLA, E.; CANTAGREL, J. M.; FUSTER, J. M.; COELLO, J., y JAMOND, E. (1988): "Geocronología de las series volcánicas neógenas de Lanzarote, Islas Canarias". *II Congreso Geológico de España, Granada*, Tomo Simp. de volcanismo, pp. 345-348.
- IGME (1976a): "Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".
- IGME (1976b): "Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".
- IGME (1984a): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.106 I, 1.107 IV. Puerto del Rosario".

- IGME (1984b): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria Nº 1.106-II, 1.107 III. *Antigua*".
- IGME (1984c): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria Nº 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 (1990): "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".
- ITGE (1992): "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las isla de Fuerteventura y La Gomera". *ITGE, Servicio Documentación*, 186 p.
- KLUG, H. (1968): "Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einen Vulkanischen Archipel." *Geographisch Institut, Universität Kiel Schriften*, 24/3, pp. 58.
- LE BAS, M. J.; 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. (1986,b): "The Early Magmatic Chronologie of Fuerteventura Canary Islands". *Geol. Mag*, 123, pp.287-298
- LECOINTRE, G.; TINKLER, K. J., y RICHARDS, H.G. (1967). "The Marine Quaternary of the Canary Islands". *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, 119, 8, pp. 325-344.
- 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 p.
- MECO, J. (1981): "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 27, pp. 601-615.
- MECO, J. (1982): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 28, pp. 65-125.
- MECO, J. (1983): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 29, pp. 579-595.
- MECO, J.; 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. (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., y PETIT-MAIRE, N. (1989): "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 351-356.
- MECO, J., y STEARNS, Ch. E. (1981): "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, 199-208.
- MITCHELL-THOME, R. (1974): "The sedimentary rocks of Macaronesia". *Geol. Rundschau*, 63, pp. 1176-1216.
- MUÑOZ, M., y SAGREDO, J. (1975): "Existencia de metamorfismos superpuestos en el Complejo Basal de Fuerteventura (Canarias)". *I Asambl. Nac. Geod. y Geof.* pp. 1287.
- MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1989): "Características del metamorfismo térmico producido por los eventos plutónicos intrusivos más recientes del Complejo Basal de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 104-108.
- ROBERTSON, A., y STILLMAN, C. (1979): "Submarine Volcanic and Associated Sedimentary Rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". *Geol. Mag.* 116 (3), pp. 203-214.
- ROBERTSON, A., y BERNOUILLI, D. (1982): "Stratigraphy facies and significance of late Mesozoic and early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands)" En *V. von Rad, K Hinz, M. Sarthin, E. Sielbold: Geology of the North West African Continental Margins Springer Verlag, Berlin*, pp. 498-529.
- RONA, P. y NALWALK, A. (1970): "Post Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, pp. 2117-2122.
- ROTHER, P. (1966): "Prävolkanische Sedimentgesteine auf Fuerteventura (Kanarische Inseln)". *Com. Phys. Math.* 31, 13, pp. 1-80.
- ROTHER, P. (1968): "Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura". *Geol. Rundschau*, 58, pp. 314-332.
- STILLMAN, C. (1987): "A Canary Islands Dyke Swarm: Implications for the Formation of Oceanic Islands by Extensional Fissural Volcanism". En *Mafic Dyke Swarm. Ed. Halls, h. c. and Fahrig, W. F. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, 34, pp. 243-255.
- STILLMAN, C. J.; FUSTER, J. M.; BENELL-BAKER, M. J.; MUÑOZ M, SMEWING, J. D. y SAGREDO, J. (1975): "Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an Oceanic Intrusive Complex with Rift-System Affinities". *Nature*, 257 (5526), pp. 469-471.
- STILLMAN, C. J.; ROBERTSON, A. H. F. (1977): "The dyke swarm of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". (Abstract). *Geological Society, London Newsletter*.
- YÉBENES, A. (1980). "Fuerteventura: Evolución sedimentológica de una isla volcánica". *IX Congreso Nacional de Sedimentología, Resúmenes y Comunicaciones. Ed. Universidad de Salamanca*, 1, pp. 98-99.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-504-6



9 788478 405046