



Instituto Geológico
y Minero de España

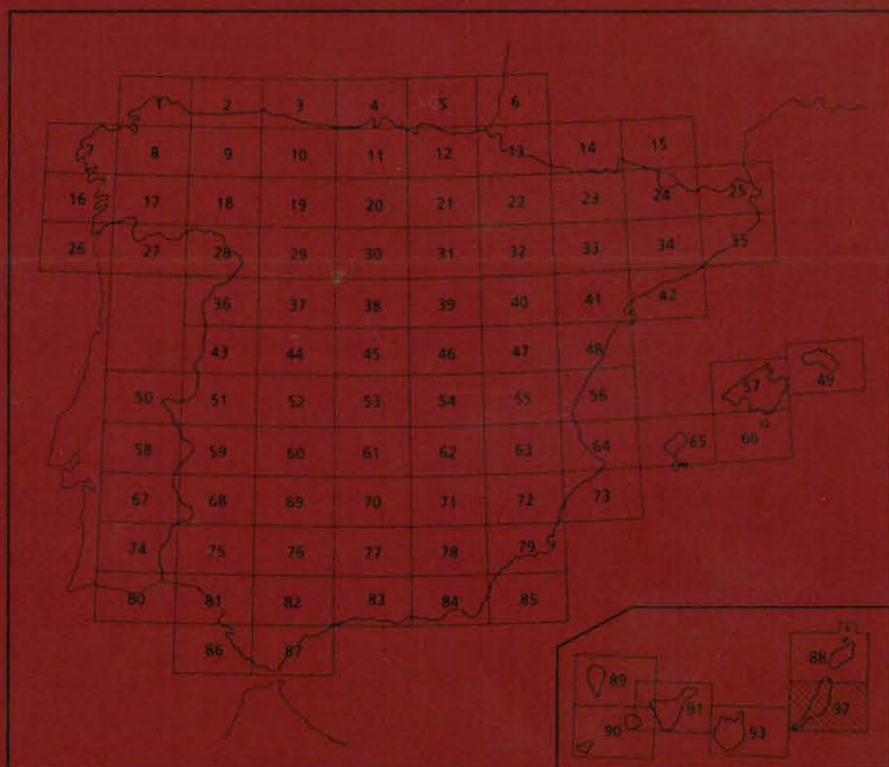
63227

92

12-10/11

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:100.000



Primera edición

FUERTEVENTURA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:100.000

ISLA DE FUENTEVENTURA

(Hojas Nº 23 / 24-19 / 20 , 23 / 24-20 / 21 , 22 / 23-21)

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-42347-2006
NIPO: 657-05-032-9
ISBN: 84-7840-643-3

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La presente hoja y memoria a escala 1:100.000, de la isla de Fuerteventura, ha sido realizada por GEOPRIN,S.A, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

Dirección y supervisión del ITGE

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

Realización de la cartografía

Equipo base:

Balcells Herrera, R.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.
Barrera Morate, J.L.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.
Gómez Sainz de Aja, J.A.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.
Ruiz García, M ^a T.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.Cartografía Geomorfológica.

Colaboradores:

Ancochea, E. (F. CC Geológicas, UCM) Dr. CC. Geológicas.

Redacción de la memoria

Equipo base:

Balcells Herrera, R.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.
Barrera Morate, J.L.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.
Gómez Sainz de Aja, J.A.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas.
Ruiz García M ^a T.	(GEOPRIN,S.A.) Lic. CC. Geológicas

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL	13
1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	14
1.4. METODOLOGÍA SEGUIDA	16
2. ESTRATIGRAFÍA	16
2.1. CICLOS VOLCÁNICOS, PLUTÓNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS	16
2.1.1. Geocronología	16
2.1.1.1. Antecedentes	16
2.1.1.2. Nuevas dataciones K-Ar	18
2.1.1.3. Estratigrafía geocronológica	20
2.2. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL	20
2.2.1. Sedimentos mesozoicos de fondo oceánico. (1)	20
2.2.2. Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina. (2)	22
2.2.3. Serie plutónica ultraalcalina. (3)	23
2.2.4. Serie plutónica alcalina indiferenciada. (4,5 y 6)	24
2.2.5. Macizo plutónico máfico-ultramáfico de Mézquez. (7)	25
2.2.6. Serie volcano-plutónica tardía	26
2.2.6.1. Edificio Morro Negro-Morro del Sol. (8)	26
2.2.6.2. Complejo circular Vega de Río Palmas. (9,10,11 y 12)	27
2.2.6.3. Edificio Betancuria. (13,14,15,16 y 17)	27
2.2.7. Complejo filoniano	28
2.3. DOMINIO POSTCOMPLEJO BASAL. (DOMINIO SUBAÉREO)	29
2.3.1. Fase miocena	29
2.3.1.1. Estratovolcán de Gran Tarajal	29
2.3.1.1.1. Tramo inferior	29
Coladas basálticas y centros de emisión. (18)	29
Brechas atravesadas por numerosos diques (Ugán-Viejo-Rey). (19)	31
Brechas tipo Ampuyenta y sedimentos aluviales. (20) y (21)	31
Intrusiones y coladas traquíticas (Morros de Pozo Negro y Cañadas del Hoyo o los Nortes). (22)	31
2.3.1.1.2. Tramo inferior-medio indiferenciado	31
Coladas y piroclastos basálticos. (23)	31
2.3.1.1.3. Tramo medio-superior	32
Coladas basálticas y centros de emisión. (24)	32
Intrusiones básicas. (25)	32
2.3.1.1.4. Red filoniana	32
2.3.1.1.5. Episodios tardíos	32
Brechas y sedimentos. (26)	32
Coladas basálticas y basaníticas. (27)	33
2.3.1.2. Estratovolcán de Jandía	33
2.3.1.2.1. Tramo inferior	33
Coladas basálticas, brechas y centros de emisión. (28)	33
Domos y tobas sálicas. (Montaña Azufrá, R. del Moro e Islote de Cofete). (29)	33
Brechas, intrusivos y red de diques (Area de Mña Azufrá). (30)	34
Sedimentos y brechas. (31)	34
2.3.1.2.2. Tramo medio-superior	34
Coladas basálticas y centros de emisión. (32)	34
Intrusión sálica (Cuchillo del Palo). (33)	34
Intrusivos básicos. (34)	35

2.3.1.2.3. Red filoniana.	35
2.3.1.2.4. Episodios tardíos.	35
Coladas basálticas, basaníticas y nefeliníticas. (35).....	35
2.3.1.3. Estratovolcán de Tetir.	35
2.3.1.3.1. Tramo inferior.	36
Coladas basálticas. (36).....	36
Intrusiones y coladas sálicas. (37).....	36
2.3.1.3.2. Grupo Ampuyenta.	36
Brechas, sedimentos y coladas basálticas subordinadas. (38, 39 y 40).....	36
2.3.1.3.3. Tramo medio-superior.	37
Coladas basálticas y centros de emisión. (41).....	37
2.3.1.3.4. Red filoniana.	37
2.3.1.3.5. Episodios tardíos.	37
Coladas basálticas. (42).....	37
2.3.2. Fase pliocena.	37
2.3.2.1. Episodios sedimentarios.	38
2.3.2.1.1. Rasa marina (entre + 10 y 55 m). Arenas y conglomerados. (43).	38
2.3.2.1.2. Sedimentos aluviales. (44).	38
2.3.2.2. Episodios volcánicos. (45, 46 y 47).	40
2.3.3. Volcanismo cuaternario.	41
2.3.3.1. Fase pleistocena inferior. Episodios volcánicos. (52 y 53).....	41
2.3.3.2. Fase pleistocena inferior. Episodios sedimentarios.....	43
2.3.3.2.1. Depósitos de caliche. (48).	43
2.3.3.2.2. Glacis y glacis-cono. (49).	43
2.3.3.2.3. Arenas eólicas plio-pleistocenas. (50).	43
2.3.3.2.4. Depósitos aluviales y coluviales plio-pleistocenos (51).	44
2.3.3.3. Fase pleistocena media-holocena. Episodios sedimentarios.....	44
Rasa marina jandiense (entre +1 y +5 m). Arenas y conglomerados. (54).....	44
2.3.3.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios volcánicos.(55 y 56).....	44
2.3.4. Formaciones sedimentarias recientes.	47
2.3.4.1. Rasa marina erbanense (entre + 0.5 y 1.5 m). Arenas y conglomerados. (54).	47
2.3.4.2. Depósitos aluvial-coluvial. (57).	47
2.3.4.3. Depósitos cuaternarios indiferenciados. (58).	47
2.3.4.4. Coluviones. (59).	47
2.3.4.5. Depósitos aluviales y fondos de barranco. (60).....	47
2.3.4.6. Depósitos de deslizamientos gravitacionales (61).....	47
2.3.4.7. Arenas eólicas holocenas (campo de dunas). (62).....	48
2.3.4.8. Depósitos de playas. (63).	48
3. TECTÓNICA.	48
3.1. ESTRUCTURAS DEL DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL.....	49
3.2. ESTRUCTURAS DEL DOMINIO SUBAÉREO.....	50
3.2.1. La fisura miocena NNE-SSO. Estructura de los tres estratovolcanes.	50
3.2.2. Las fisuras eruptivas pliocuaternarias.....	54
Alineaciones pliocenas.....	54
Alineaciones cuaternarias.....	54
3.3. MOVIMIENTOS EN LA VERTICAL.	57
4. GEOMORFOLOGÍA.	57
4.1. MATERIALES.	57
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.	58
4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES.	59
4.3.1. Formas volcánicas.	59
4.3.1.1. Superficies de colada.	59
4.3.1.2. Conos volcánicos.	59
4.3.2. Formas marinas.	60
4.3.2.1. Rasas o plataformas de abrasión.	60
4.3.2.2. Acantilados.	60
4.3.2.3. Playas.	60
4.3.3. Formas eólicas.	60
4.3.3.1. Campos de dunas.	60
4.3.4. Formas fluviales o torrenciales.	60
4.3.4.1. Valles y barrancos de origen fluvio-torrencial.	60
4.3.4.2. Terrazas fluviales y fondos de barranco.....	61
4.3.5. Formas continentales degradativas.	61
4.3.5.1. Relieves y superficies residuales.	61
4.3.5.2. Glacis erosivos.	61

4.3.6. Formas continentales agradativas.....	61
4.3.6.1. Conos de vertiente y abanicos de piedemonte.....	61
4.3.6.2. Glacis de acumulación.....	61
4.3.7. Formas de origen incierto.....	61
4.3.7.1. Depósitos areno-arcillosos rellenando depresiones.....	61
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	61
5.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL.....	62
5.1.1. Sedimentos mesozoicos de fondo oceánico.....	62
5.1.2. Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina.....	62
5.1.3. Serie plutónica ultraalcalina.....	63
5.1.4. Serie plutónica alcalina indiferenciada.....	63
5.1.5. Macizo plutónico máfico-ultramáfico de Mézquez.....	64
5.1.5.1. Metamorfismo de contacto.....	64
5.1.6. Serie volcano-plutónica tardía.....	65
5.1.6.1. Edificio Morro Negro-Morro del Sol.....	65
5.1.6.2. Complejo Circular Vega de Río Palmas.....	65
5.1.6.3. Edificio Betancuria.....	65
5.1.7. Complejo filoniano.....	66
5.1.8. Geoquímica de los materiales del Complejo Basal.....	66
5.2. DOMINIO POSTCOMPLEJO BASAL. (DOMINIO SUBAÉREO).....	68
5.2.1. Fase miocena. Petrología.....	68
5.2.1.1. Estratovolcán de Gran Tarajal.....	68
Tramo inferior.....	68
Tramo medio-superior.....	69
Red filoniana.....	69
Episodios tardíos.....	69
5.2.1.2. Estratovolcán de Jandía.....	69
Tramo inferior.....	69
Tramo medio-superior.....	70
Red filoniana.....	70
Episodios tardíos.....	70
5.2.1.3. Estratovolcán de Tetir.....	70
Tramo inferior.....	70
Grupo Ampuyenta.....	70
Tramo medio-superior.....	70
Red filoniana.....	71
Episodios tardíos.....	71
5.2.2. Fase miocena. Geoquímica.....	71
5.2.3. Fase pliocena. Petrología.....	71
5.2.4. Fase pliocena. Geoquímica.....	71
5.2.5. Fase pleistocena inferior. Petrología.....	71
5.2.6. Fase pleistocena inferior. Geoquímica.....	74
5.2.7. Fase pleistocena media-holocena. Petrología.....	74
5.2.8. Fase pleistocena media-holocena. Geoquímica.....	75
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	75
6.1. EL COMIENZO SUBMARINO EN EL FONDO OCEÁNICO.....	75
6.2. EL PAROXISMO DEL VOLCANISMO SUBMARINO Y LA INYECCIÓN FILONIANA. LA FASE DE ASCENSO Y CRECIMIENTO.....	75
6.3. EL PLUTONISMO PALEÓGENO CONTEMPORÁNEO CON LA DEFORMACIÓN ALPINA.....	75
6.4. EL PLUTONISMO MIOCENO TARDÍO CON RESPECTO A LA DEFORMACIÓN ALPINA.....	75
6.5. EL VOLCANISMO MIOCENO. LOS EDIFICIOS GRAN TARAJAL, JANDÍA Y TETIR.....	76
6.6. LA EROSIÓN Y ARRASAMIENTO MIOPLIOCENA.....	76
6.7. EL VOLCANISMO PLIOCUATERNARIO.....	76
7. HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA.....	77
7.1. HIDROLOGIA SUPERFICIAL.....	77
7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS: NIVELES ACUÍFEROS.....	78
7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior.....	78
7.2.2. Nivel acuífero superficial.....	83
7.3. PIEZOMETRIA.....	83
7.4. UTILIZACIÓN DE LOS RECURSOS HIDRAÚLICOS.....	83
7.5. RECURSOS HIDRAÚLICOS NO CONVENCIONALES.....	85
7.6. HIDROGEOQUÍMICA.....	85
7.7. CONSUMOS DEL AGUA.....	85

8. GEOTÉCNIA.....	88
8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LAS ZONAS.	88
8.1.1. Area I. Materiales del Complejo Basal.....	88
8.1.2. Area II. Materiales volcánicos miocenos.....	88
8.1.2.1. Zona II ₁ : Coladas basálticas.....	88
8.1.2.2. Zona II ₂ : Brechas líticas.....	89
8.1.2.3. Zona II ₃ : Piroclastos básicos (lapillis).....	89
8.1.3. Area III. Materiales volcánicos plio-cuaternarios.....	90
8.1.3.1. Zona III ₁ : Coladas básicas del plioceno-pleistoceno inferior.....	90
8.1.3.2. Zona III ₂ : Malpaís de basaltos recientes del pleistoceno medio-holoceno.....	90
8.1.3.3. Zona III ₃ : Piroclastos básicos.....	90
8.1.4. Area IV. Sedimentos plio-cuaternarios.....	91
8.1.4.1. Zona IV ₁ : Depósitos aluviales.....	91
8.1.4.2. Zona IV ₂ : Depósitos de vertiente.....	91
8.1.4.3. Zona IV ₃ : Arenas eólicas.....	91
8.1.4.4. Zona IV ₄ : Cuencas arenoso-arcillosos.....	91
8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS.....	92
8.4. VALORACIÓN GEOTÉCNICA.....	92
8.3.1. Terrenos con características constructivas desfavorables.....	92
8.3.2. Terrenos con características constructivas aceptables	92
8.3.2. Terrenos con características constructivas favorables	92
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS.....	92
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	99
10.1. DESCRIPCIÓN DE LOS PIG.....	99
11. BIBLIOGRAFÍA.....	105

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS.

A escala 1:100.000, las hojas Puerto del Rosario (23/24-19-20), Gran Tarajal (23-24-20/21) y Cofete (22/23-21) correspondientes a la cartografía del Servicio Geográfico del Ejército conforman la isla de Fuerteventura, situada, junto con la de Lanzarote, en el sector oriental del archipiélago canario, Fig. 1.1.

Fuerteventura es la segunda isla en extensión del archipiélago, con una superficie de 1725 km², si bien es una de las más bajas en altura, alcanzando su máxima cota en los 807 m del Pico de la Zarza, en la península de Jandía.

Desde el punto de vista geográfico y administrativo pertenece a ella, también, el islote de Lobos, de 6 km² de superficie, situado en la parte noreste de la isla y separado de ella unos 2 km. Al mismo tiempo, es la isla más próxima al continente africano, del que dista menos de 100 km.

En la constitución geológica de Fuerteventura pueden distinguirse claramente dos dominios: uno mayoritariamente pre-

mioceno de lavas y brechas en parte submarinas y rocas plutónicas, representado por el Complejo Basal, y otro claramente subaéreo del Mioceno hasta la actualidad, el cual configura la mayor parte de la isla.

El Complejo Basal representa el período de construcción más antiguo de la isla. Está formado por un conjunto heterogéneo de materiales, entre los que aparecen una serie sedimentaria de edad cretácica, formada en ambiente oceánico profundo y constituida por turbiditas con intercalaciones calcáreas y silíceas. Toda la serie está deformada y plegada. Junto a ella y de manera interestratificada aparecen lavas y tobas basálticas y traquibasálticas submarinas, atravesadas por cuerpos plutónicos de carácter máfico y ultramáfico alcalinos, intruidos por una densa red de diques que siguen una orientación entre N10° y N45°E. El paso hacia el Dominio subaéreo se realiza a través de una discordancia erosiva, en algunos lugares, mientras que en otros, el tránsito es gradual e insensible, lo que indica que el emplazamiento en superficie del Complejo Basal fue casi sincrónico con las primeras fases constructivas de los edificios subaéreos.

El Dominio subaéreo comienza su formación a partir del Mioceno inferior, con la construcción de grandes edificios tipo

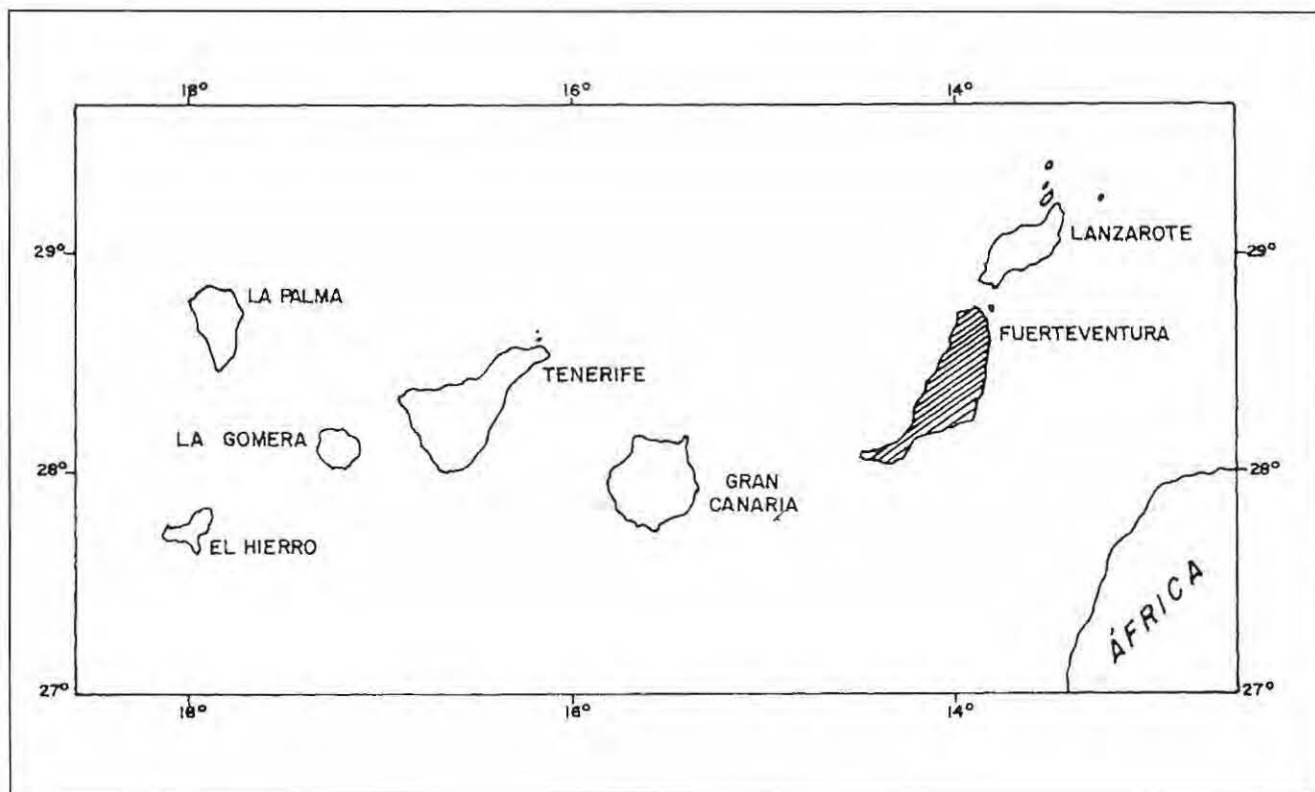


Fig. 1.1.- Esquema de situación geográfica de Fuerteventura en el archipiélago canario.

ESQUEMA REGIONAL



FORM SEDIMENTARIAS PLIOCENAS Y CUATERNARIAS

Depósitos detríticos | Cuaternarios
Pliocenos

Arenas eólicas

FORM VOLCÁNICAS PLIOCENAS Y CUATERNARIAS

Fase volcánica pleistocena media - holocena
(Episodios recientes)

Fase volcánica pleistocena inferior

Fase volcánica pliocena superior

Fase volcánica pliocena inferior

FORM VOLCÁNICAS MIOCENAS

Episodios tardíos

Edificio Tetir (norte)

Edificio Gran Tarajal (centro)

Edificio Jandía (sur)

DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL

Edificio Belancuria

Complejo Circular de Vega de Río Palmas

Macizos plutónicos de Morro Negro y Morro del Sol

Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez

Serie plutónica indiferenciada

Serie plutónica ultracalina

Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina

Sedimentos de fondo oceánico

• Centros de emisión

Mioceno

Paleógeno

Cretácico

Fig. 1.2.- Esquema geológico de la isla de Fuerteventura.(Ver figura coloreada en el mapa)

estratovolcán. Continúa con un volcanismo más atenuado durante el Plioceno y se extiende hasta el Holoceno, ya progresivamente con erupciones volcánicas de menor magnitud.

Aunque los materiales volcánicos son dominantes en la configuración de la isla, existen importantes episodios sedimentarios posteriores al Mioceno. Están representados por diverso tipo de depósitos detríticos continentales: depósitos de vertiente, depósitos aluviales y formaciones dunares (fósiles y actuales), así como por niveles marinos fosilíferos, que en conjunto aparecen interestratificados con las emisiones volcánicas. Este hecho permite definir, en algunos casos, una cierta estratigrafía relativa entre los episodios volcánicos y sedimentarios.

Un hecho bastante llamativo, son los encostramientos de caliche que afectan, en mayor o menor medida, a todas las formaciones anteriores al Pleistoceno medio. En la Fig. 1.2. se incluye un esquema geológico de la isla.

La isla de Fuerteventura presenta un contorno alargado, de orientación NO-SE, con más de 100 km de longitud por casi 30 km de máxima anchura, Fig. 1.3. En su extremo sur se estrecha, para formar la península de Jandía, separada del resto de la isla por un istmo arenoso de escasa altura. El relieve de la isla presenta aspectos muy diferentes según las zonas. Por un lado están las elevaciones alargadas y transversales al eje principal, en la mitad oriental de la isla, denominados "cuchillos", formados por apilamientos de lavas miocenas. Determinan amplios valles de perfil en U, sucediéndose de manera casi ininterrumpida, desde las proximidades del istmo de Jandía hasta el sector septentrional. Estos valles, modelados durante el Plioceno fueron aprovechados por las emisiones volcánicas de esa edad y posteriores, para extenderse desde sus centros de emisión hasta la costa.

El sector centro-oriental, donde aflora principalmente el Complejo Basal, se caracteriza por presentar formas alomadas, no muy elevadas, aunque si abruptas, al estar incididas por numerosos barrancos y barranqueras que definen una red muy ramificada y jerarquizada. La zona central de la isla está ocupada por una amplia depresión alargada según el eje longitudinal, conocido tradicionalmente como valle central, que separa el Dominio del Complejo Basal y el Dominio subaéreo mioceno.

El sector septentrional es mucho más moderno, formado casi enteramente a partir de emisiones volcánicas cuaternarias, que se extendieron por una suave plataforma hasta ganar terreno al mar.

La zona de orografía más pronunciada es la de Jandía. Está formada por apilamientos de lavas miocenas, seccionadas por un profundo escarpe abierto en forma de arco hacia el norte, producto de deslizamientos gravitacionales ocurridos durante parte del Mioceno y Plioceno y retocado posteriormente por la acción erosiva del mar. Hacia la vertiente meridional, por el contrario, las vertientes son más suaves, aunque determinan también una morfología abrupta, con amplios valles y barrancos.

Las costas de la isla de Fuerteventura son generalmente irregulares, con acantilados verticales, no demasiado elevados a lo largo de toda la zona occidental, y con escaso desarrollo de playas de arena o gravas, salvo en las desembocaduras de los barrancos mayores. Contrariamente, en el sector oriental, la costa es mucho más baja, si bien, en toda la mitad meridional, incluido Jandía, los cantiles son más pronunciados y, a veces, de gran altura. Además, en este sector, son abundantes las playas de arena dorada, casi paradisíacas, con gran desarrollo longitudinal, como las de Corralejo, en el norte, y las de la zona de Barlovento, desde el

istmo de Jandía hasta Morro Jable, en el sur, donde pueden alcanzar varios kilómetros de longitud.

El clima es de carácter desértico cálido, con marcada tendencia a la aridez. Las precipitaciones son muy escasas, no superando las medias anuales los 300 mm. La orientación de la isla y la escasez de alturas topográficas importantes con respecto a la trayectoria de los vientos alisios, son hechos poco favorables a la descarga de lluvias. La mayor pluviosidad ocurre en las zonas más elevadas, como Jandía, el macizo de Betancuria en la zona central, y en el área de Tetir, en el norte. La insolación es a menudo intensa, si bien a veces se ve atenuada por la presencia de nubosidad. Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18° y 25°, alcanzándose valores de 30°-40° en épocas estivales, aunque de manera esporádica y en períodos de corta duración.

Un hecho relevante en esta isla es la acción constante de los vientos del N-NE, a veces con intensidades fuertes. Igualmente son frecuentes, varias veces al año, las invasiones de aire sahariano que aportan polvo en suspensión y disminuye considerablemente la visibilidad.

Estas características climáticas, condicionan el tipo de vegetación existente. Los tipos dominantes son de carácter herbáceo, arbustivo y bajo porte, estando representados por plantas de carácter xérico, con numerosos endemismos locales y regionales. Así, cabe mencionar la presencia de cardones y tabaibas (*Euphorbia* sp), entre ellas la *Euphorbia jandiensis*, emblemática de esta isla, las formaciones omnipresentes de aulagas (*Launaea arborescens*), la barrilla (*Mesembrianthemum crystallinum*), tarajales (*Tamarix canariensis*) y comunidades psamófilas, como el balancón (*Traganum moquinii*), una de las más características. La presencia de palmeras es también bastante frecuente, a veces aisladas y otras formando palmerales muy llamativos.

La isla presenta una población estable relativamente reducida, que se ve notablemente incrementada por los numerosos turistas que la visitan. Los núcleos de población más importantes son: Puerto del Rosario (la capital), Antigua, Tiscamanita, Tuineje, Gran Tarajal, Pájara, Betancuria y Llanos de la Concepción. En la zona norte destacan Tetir y La Oliva. Núcleos importantes, por albergar los complejos turísticos de mayor relevancia, son Tarajalejo-Cañada del Río, Morro Jable y Corralejo, este último en el norte. La presión urbanística, al amparo de la industria turística, es muy fuerte y está creando graves problemas de carácter medioambiental, que degradan el paisaje y la calidad de vida, principalmente en las zonas más demandadas, como son las del litoral.

La red de carreteras asfaltadas existente permite un cómodo y rápido acceso de un extremo a otro de la isla. Las numerosas pistas de tierra que siguen los trazados de los principales valles, así como las que discurren por lomos y tableros complementan las anteriores y llevan a lugares apartados y de acceso más difícil.

La conjunción de los aspectos geológicos y geomorfológicos, junto con las características climáticas, la vegetación y el relativo bajo poblamiento de Fuerteventura, crean situaciones de alto valor estético y paisajístico, que hacen de esta isla una de las más bellas y diferentes del archipiélago.

Finalmente, hay que indicar que, gran parte de los topónimos que se citan en esta memoria aparecen indicados en la base topográfica del mapa geológico. Otros muchos, sin embargo, por razones de espacio, no figuran en ella, habiendo sido tomados de los mapas a escala 1:25.000.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL.

Las Islas Canarias constituyen un conjunto de siete islas volcánicas mayores, situadas en ámbito oceánico, en el sector noroccidental del margen continental africano, entre los paralelos 27°38'-29°25' de latitud norte y los meridianos 13°20'- 18°9' de longitud oeste.

Configuran un archipiélago oceánico de tipo intraplaca, alargado en dirección E-O, con una distancia entre sus extremos próxima a los 500 km, en el que cada isla es un dominio volcánico independiente (salvo Fuerteventura y Lanzarote), que se elevan desde el fondo marino a 3000 m de profundidad.

El sustrato sobre el que se asientan, al menos las islas más occidentales, es una típica corteza de tipo oceánico (con espesores del orden de 10 km), generada a partir de la fragmentación de la Pangea hace 180 m.a. Su edad entorno al archipiélago es del orden de 150 M.a. No está todavía muy claro que bajo las islas más orientales, Lanzarote, Fuerteventura y Gran Canaria, se mantenga este carácter oceánico cortical, pudiéndose tratar, por el contrario, de una corteza anómala o transicional, entre oceánica y continental. En este sector el espesor de la corteza es mayor que en el occidental, con espesores entre 13 y 15 km.

El magmatismo en el ámbito de las Islas Canarias tiene una relación biunívoca con los procesos tectónicos que han tenido lugar como consecuencia de la evolución dinámica de la placa afro-atlántica en este sector. Así, los rasgos volcanológicos subaéreos de las islas, su propia distribución e incluso la situación del archipiélago parece estar regida por directrices tectónicas que afectan a su basamento profundo, al mismo tiempo que condicionan la salida de los magmas hacia la superficie.

Esto determina la existencia de una red de fracturas que, además de condicionar el volcanismo propio de cada isla, tiene influencia a escala regional. Esta red de fracturas ha sido puesta de manifiesto a partir de métodos geofísicos, pero también geológicos y volcanológicos, como son la existencia de mallas de diques en los Complejos Basales de las islas donde afloran, alineación de centros de emisión, aspectos puramente morfológicos o topográficos, etc.

Las lineaciones estructurales dominantes o de incidencia regional se manifiestan en todas las islas (con mayor o menor importancia), estando relacionadas, por una parte, con la actividad orogénica en el Atlas africano, y por otra, con causas propias de la apertura del Atlántico, Fig. 1.4.

La historia magmática en el ámbito de estas islas ha sido muy dilatada en el tiempo, comenzando con un volcanismo submarino hace unos 60 m.a, es decir, en el Cretácico superior, continuando con repetidos procesos de inyección magmática, al mismo tiempo que se producía el levantamiento y emersión progresiva de los bloques insulares. El volcanismo ha venido sucediéndose desde entonces, con algunas interrupciones importantes, pero con momentos álgidos a lo largo de la primera mitad del Mioceno (Mioceno inferior y medio).

A lo largo de la evolución general de las islas pueden distinguirse dos etapas o fases constructivas: una etapa submarina preinsular, determinada por el Complejo Basal. La otra, constituye los edificios insulares después de su emersión y por tanto, las islas en sí.

Los Complejos Basales constituyen la unidad estructural más antigua de las islas, y aunque afloran sólo en tres islas

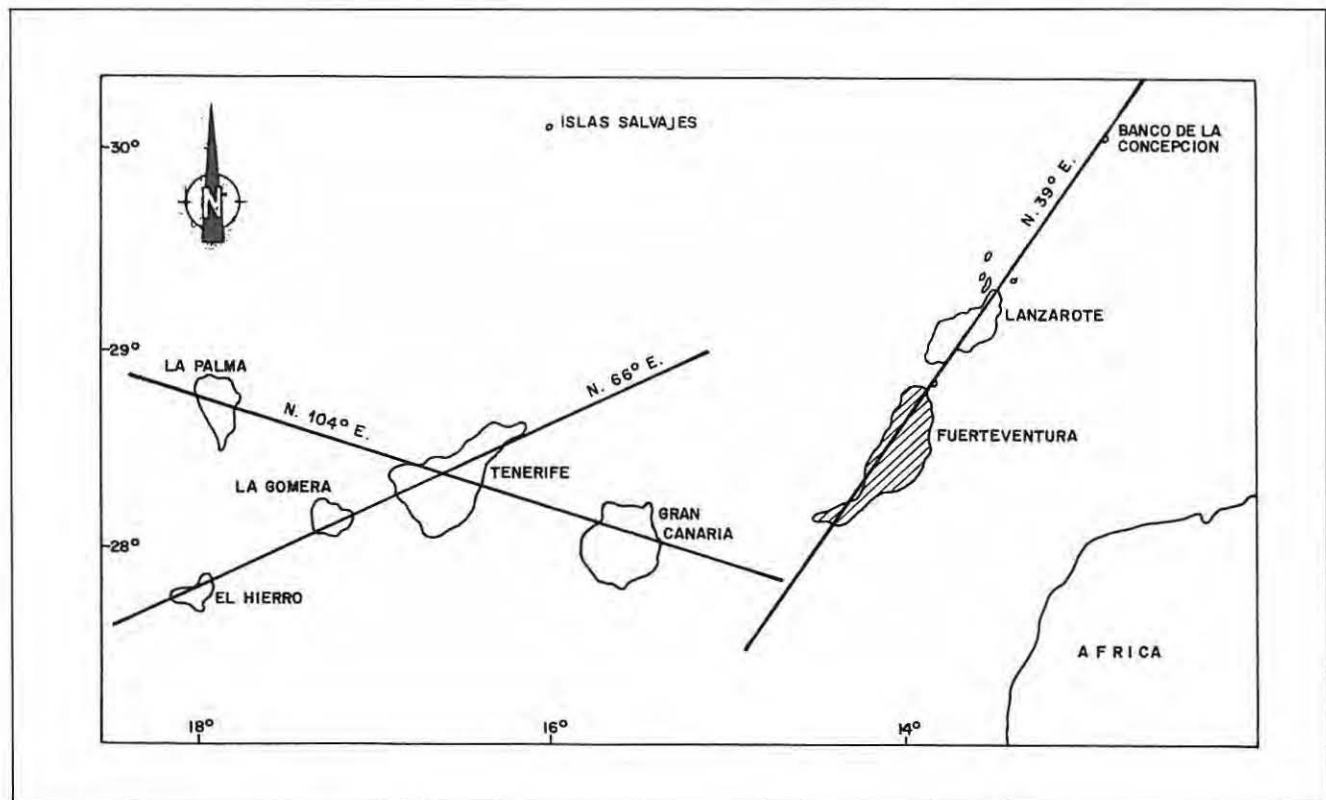


Fig. 1.4.- Principales alineaciones tectónicas en el archipiélago canario, según HERNANDEZ-PACHECO (1979).

(Fuerteventura, La Palma y La Gomera), se supone que deben existir debajo de la cobertera volcánica subaérea de las demás. En ellos están representados materiales sedimentarios mesozoicos, de origen oceánico profundo, interestratificados con lavas y tobas, también submarinas. Están inyectados por cuerpos plutónicos máficos y ultramáficos, de carácter alcalino e incluso ultracalcalino como en Fuerteventura (donde aparecen sienitas, carbonatitas, ijolitas y melteigitas), todos ellos atravesados, además por un complejo filoniano basáltico-traquibasáltico. La orientación de la malla de diques y la disposición de las intrusiones revela la actuación de un campo de esfuerzos tensional, controlado por la fracturación profunda del sustrato, la cual está relacionada con los procesos geodinámicos descritos.

Tras la emersión de las islas por procesos compresivos diferenciales, comienza la construcción de la parte subaérea, que se apoya sobre el Complejo Basal. Este período volcánico comienza en el Mioceno inferior y se prolonga hasta la actualidad, ya más atenuado, con varias erupciones históricas en los últimos 500 años, la última de ellas en 1971 (volcán Teneguía), en La Palma. Los primeros episodios son de carácter fisural y de composición basáltica mayoritariamente, dando lugar a edificios en escudo. A pesar de que este primer episodio es común a todas las islas, no es, sin embargo, sincrónico. Así, es mioceno en unas (entre ellas Fuerteventura), mio-plioceno en otras, y cuaternario en las más jóvenes, como por ejemplo en El Hierro.

La naturaleza geoquímica y petrológica de los materiales volcánicos del archipiélago canario se caracteriza por la presencia de asociaciones magmáticas alcalinas, propias de islas oceánicas. Los diferentes ciclos volcánicos muestran una tendencia alcalina progresiva, creciente en todas las islas, si bien es más acentuada en las islas centrales, Tenerife, Gran Canaria y La Palma, donde además, los términos diferenciados son más abundantes que en el resto. Existen también episodios de tendencia toleítica en varias fases volcánicas y en diferentes islas, si bien dentro de esa marcada pauta alcalina general.

1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.

El origen de partida de esta cartografía y memoria de síntesis lo constituyen las 18 hojas geológicas, que a escala 1:25.000 conforman la isla de Fuerteventura, Fig. 1.5, IGME. Fueron realizadas por GEOPRIN, S.A. durante los años 1989-92, bajo contratación, normas y dirección del IGME. Durante la realización de dicha cartografía se consultaron numerosas publicaciones de diferente índole, existentes en la bibliografía geológica de la isla.

Como monografías y estudios geológicos generales de la isla cabe destacar trabajos, como los de HARTUNG (1857), FRITSCH (1867), GAGEL (1910) y BOURCART y JEREMINE (1938), que aunque antiguos, resultan amenos e interesantes. Posterior a ellos es el trabajo de HAUSEN (1958), con descripciones y cortes geológicos, a veces muy detallados en determinadas formaciones, completadas con numerosos análisis químicos y petrográficos de diferentes tipos rocosos.

Una revisión de todos los trabajos anteriores la lleva a cabo FÚSTER *et al.* (1968), en un amplio estudio sobre la geología insular, en el que definen y cartografían las diferentes unidades plutónicas y volcánicas presentes en la isla. El esquema por ellos establecido es el que se ha venido utilizando hasta ahora en los trabajos geológicos de diversa índole realizados en la isla. Aportan numerosos datos de campo (obtenidos durante la ejecución de la cartografía de toda la isla a escala 1:25.000 y

luego publicada a 1:50.000 por IGME-CSIC (1967,a-h)) y abundantes análisis químicos y petrográficos de dichas unidades. Junto con el trabajo presentan un mapa de síntesis a escala 1:100.000.

También desde el punto de vista cartográfico el IGME (1984, a-d) realizó la 1ª edición del Plan Magna a escala 1:25.000 de cuatro hojas: Pto. del Rosario, Antigua, Betancuria y Pájara.

Además de estos, existen también abundantes trabajos referidos a aspectos concretos de la geología insular, entre los que destacan, por su número, los que hacen alusión al Complejo Basal. Así, pueden citarse los de FÚSTER y AGUILAR (1965) y GASTESI (1969), quienes ponen de manifiesto algunas ideas sobre el carácter y origen de varias de sus unidades y ROTHE (1968), que trata diversos aspectos de los sedimentos presentes en él. MUÑOZ (1969) estudia las formaciones alcalinas de la isla en general y del Complejo Basal en particular, con mayor énfasis en los complejos circulares sieníticos de Vega de Río Palmas y Toto. Más recientes son los trabajos de STILLMAN *et al.* (1975), FÚSTER (1978), ROBERTSON y STILLMAN (1979) y STILLMAN (1987), que aportan nuevas observaciones e interpretaciones sobre el Complejo Basal respecto a su origen, estructura, relaciones intrusivas entre los distintos cuerpos plutónicos y fenómenos de metamorfismo de contacto. Este último tema fue tratado anteriormente por MUÑOZ y SAGREDO (1975) y, más recientemente, por MUÑOZ y SAGREDO (1989) y FÚSTER (1989). Trabajos de síntesis general del Complejo Basal, aunque más antiguos que alguno de los citados, se encuentran en FÚSTER (1981) y FÚSTER *et al.* (1980). Recientemente, CASILLAS *et al.* (1993) estudian la existencia de bandas de deformación de cizalla dúctil, que afectan a las rocas del complejo ultramáfico-carbonatítico de la zona de Amanay.

Un estudio sistemático de los edificios subaéreos miocenos de la isla lo llevan a cabo ANCOCHEA *et al.* (1991), CUBAS *et al.* (1992), ANCOCHEA *et al.* (1993) y HERNAN *et al.* (1993).

Sobre el tema específico de los intrusivos sálicos y rocas asociadas relacionadas con los edificios basálticos miocenos, está el trabajo de MUÑOZ (1969) y sobre todo, uno más reciente de CUBAS *et al.* (1988-89), quienes realizan un completo estudio morfológico, petrológico y geoquímico de los mismos.

El volcanismo cuaternario más reciente fue también objeto de un amplio estudio realizado por CENDRERO (1966), abordando sus características volcanológicas, petrológicas y geoquímicas.

Los aspectos geomorfológicos de la isla han sido tratados durante la realización de las hojas MAGNA, en las que se realizó la cartografía geomorfológica a escala 1:25.000. Una tesis doctoral sobre la evolución geomorfológica de Fuerteventura fue realizada por CRIADO (1988, 1989a, 1992) quien cartografió la isla en su conjunto a escala 1:50.000, tomando como base la geología de IGME-CSIC (1967a-h). El estudio geomorfológico y la dinámica de las formaciones dunares pliocenas y cuaternarias ha sido abordado por CRIADO (1987 a) y PETIT MAIRE *et al.* (1986). En este último trabajo se datan por C-14 algunos niveles de malacofauna presentes en estos depósitos.

Los diferentes depósitos marinos fosilíferos de edad pliocena y cuaternaria, son caracterizados desde el punto de vista bioestratigráfico y paleontológico por MECO (1975, 1977, 1981, 1982, 1983, 1988) y MECO y PETIT MAIRE (1989). Estos datos, junto con los obtenidos en el estudio de los depósitos arenosos eólicos, sirven, a estos autores, para sacar información sobre algunos aspectos paleoclimáticos, principalmente del

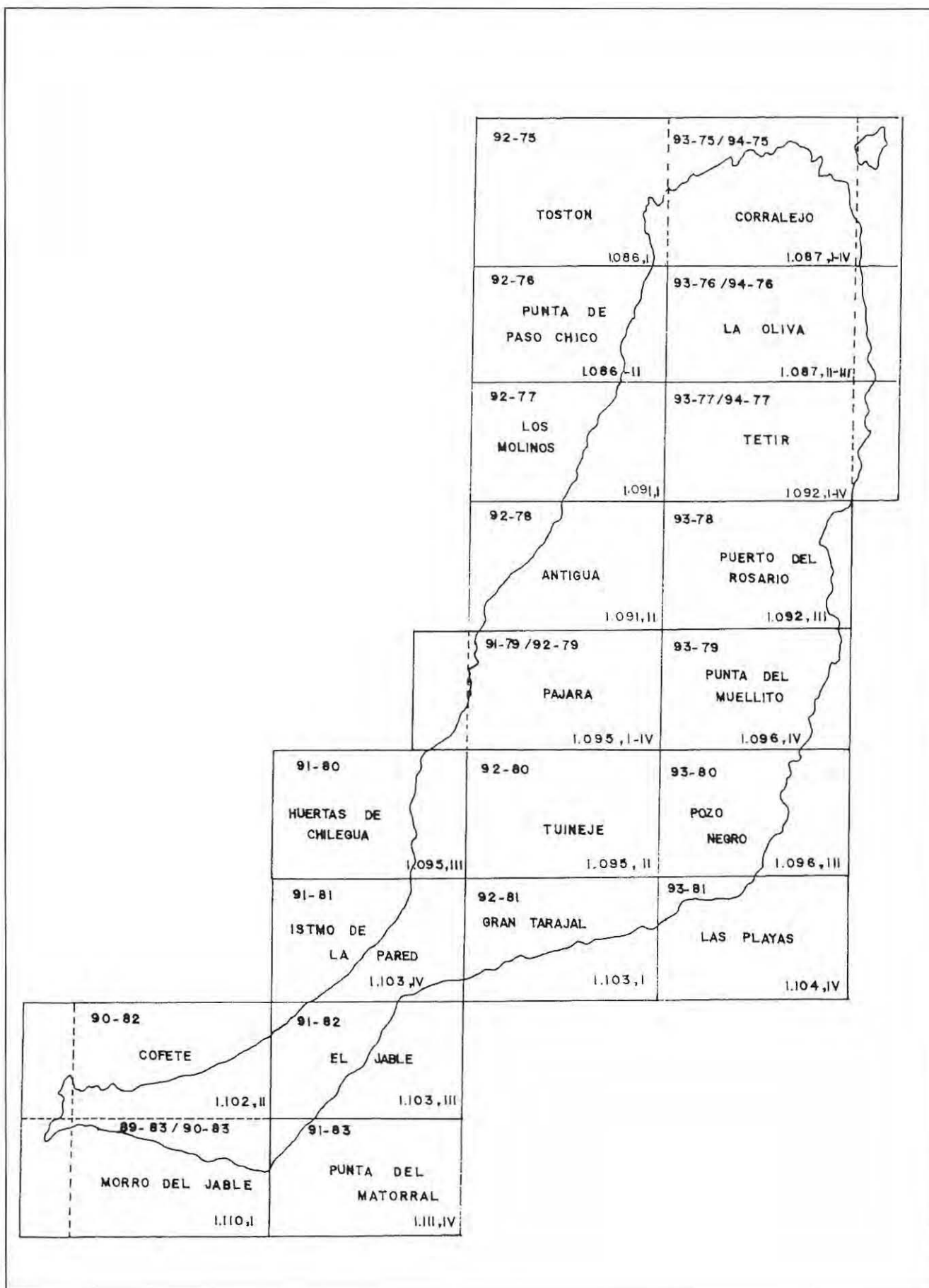


Fig. 1.5.- Esquema de distribución de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a E. 1:25.000 de la isla de Fuerteventura. (A efectos de cartografía geológica, se han unido las hojas de Tostón-Corralejo y Cofete-Morro del Jable).

Pleistoceno superior y Holoceno y establecer relaciones con otras islas orientales del archipiélago en esa época.

Los criterios cronoestratigráficos se han establecido a partir de dataciones radiométricas absolutas K/Ar, que cubren en mayor o menor amplitud casi todas las formaciones geológicas de la isla.

1.4. METODOLOGÍA SEGUIDA.

Al abordar la presente síntesis geológica de Fuerteventura se plantearon, primeramente, los problemas y dudas que quedaron sin resolver durante la cartografía de base, a escala 1:25.000. En la medida de lo posible, se revisaron en el campo algunas cuestiones que fueron surgiendo hacia el final de dicho trabajo, a medida que se iba avanzando en el conocimiento de la isla o a la luz de nuevas publicaciones de otros autores. Posteriormente, se redujeron a escala 1:100.000 las hojas geológicas de partida, componiéndose con ellas una sola hoja.

La representación cartográfica consistió en hacer un filtrado de la información disponible en las hojas, agrupando algunas unidades de una misma formación, que por razones de escala, no pudieron ser individualizadas o no tuvieran importancia geológica significativa en la historia evolutiva de la isla. Sí se resaltaron, por el contrario y, a pesar de su escala, aquellas unidades, cuya presencia supone un hecho fundamental en la historia geológica de Fuerteventura. Asimismo, se reconsideraron algunas edades de determinados afloramientos, según los nuevos datos y discusiones mantenidas en el campo durante la fase de revisión.

Para la redacción de la memoria se realizó un análisis de la información disponible de cada formación. Se tuvo en cuenta lo escrito en las memorias de las hojas MAGNA y los nuevos trabajos generados por otros autores u organismos, posteriormente a la realización de aquellas, sintetizándose y actualizándose los datos.

2. ESTRATIGRAFÍA.

2.1. CICLOS VOLCÁNICOS, PLUTÓNICOS Y ESPISODIOS SEDI-MENTARIOS.

En la isla se han distinguido, espacial y cronológicamente, dos grandes dominios: el Dominio del Complejo Basal, situado en la parte centro occidental, con los materiales más antiguos, y el Dominio volcánico subaéreo que comprende los eventos subaéreos desde el Mioceno hasta la actualidad.

Siguiendo criterios de campo, tales como grado de conservación de materiales y edificios, posiciones estratigráficas relativas, discordancias (angulares y paleosuelos) y, sobre todo, el importante número de dataciones geocronológicas K-Ar de que se dispone, se han establecido varias series y fases magnéticas en cada uno de los dominios.

En el Dominio del Complejo Basal se han distinguido los sedimentos mesozoicos del fondo oceánico, como primer evento geológico de la isla. Posteriormente, y de manera sucesiva, se fueron emitiendo la serie volcánica indiferenciada, en parte submarina, la serie plutónica ultraalcalina, la serie plutónica alcalina indiferenciada (algunas de sus unidades parecen ser sincrónicas o anteriores a la serie ultraalcalina), la serie plutónica de Mézquez (Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez) y la serie volcánico-plutónica tardía, que engloba los últimos eventos miocenos del dominio.

Por su parte, en el Dominio subaéreo (o Dominio postcomplejo basal) se han distinguido cinco fases volcánicas: Fase miocena, compuesta por los tres grandes edificios basálticos de la isla, Fase pliocena inferior, Fase pliocena superior, Fase pleistocena inferior y Fase pleistocena media-holocena. Realmente, las tres últimas fases son prácticamente continuas sin interrupciones importantes en los periodos de emisión. De forma sintética se las podría agrupar en una sola fase denominada Fase pliocuaternaria, tal y como se puede observar en los datos geocronológicos de la Tabla 2.3.

En la Tabla 2.1. se han establecido las correlaciones estratigráficas entre las series y fases distinguidas en este trabajo, y las definidas por otros autores anteriores.

2.1.1. Geocronología.

En este capítulo se recopilan todas las dataciones geocronológicas disponibles hasta la fecha, de los materiales ígneos, de la isla de Fuerteventura. Todas las dataciones se han realizado por el método K-Ar.

2.1.1.1. Antecedentes.

Desde el año 1970 se han ido sucediendo los trabajos geocronológicos en Fuerteventura, realizados por autores españoles y extranjeros. Unos son más completos que otros, o se centran sólo en una unidad geológica determinada. La denominación estratigráfica de las unidades datadas por los diversos autores, se ha reconvertido a las utilizadas en el Plan Magna. Las correlaciones entre ambas pueden verse en los capítulos de estratigrafía de la memoria de cada hoja 1:25.000.

RONA y NALWALK (1970) datan cuatro diques y un gabro del Complejo Basal en la desembocadura del barranco de Los Molinos. El afloramiento del gabro al que aluden los autores, no se sabe cual es, ya que en el lugar citado no hay rocas de ese tipo. Puede que sea un dique básico microgranudo.

ABDEL MONEM *et al.* (1971) datan tres rocas del Complejo Basal, cinco lavas de los edificios volcánicos miocenos, y dos lavas del ciclo volcánico pliocuaternario.

GRUNAU *et al.* (1975) datan dos diques del Complejo Basal y dos rocas plutónicas del Complejo Circular de Vega de Río Palmas y una volcanita no identificada.

Hasta 6 años más tarde no se vuelven a realizar dataciones. MECO y STEARNS (1981) datan dos lavas "intracanyon" del plioceno, en la costa oeste de la isla. Una de las coladas es la del volcán Montaña Bermeja, cuyos materiales se encauzaron por el barranco de los Molinos. Obtienen una edad de 2,7 M.a, contrapuesta a la de 4,25 obtenida por ABDEL MONEM *et al.* (*op.cit.*), y más coherente con los datos de campo.

FERAUD *et al.* (1985) datan 14 diques de diferentes unidades de la isla, varios en el Complejo Basal, y el resto de los edificios miocenos Gran Tarajal y Jandía.

LE BAS *et al.* (1985) datan tres diques del Complejo Basal, (dos de ellos recrystalizados y, por tanto, con resultados geocronológicos dudosos), una lava submarina del Complejo Basal, tres rocas plutónicas de la serie plutónica peralcalina, y la sienita circular del Complejo Circular de Vega de Río Palmas. Son los primeros autores que datan rocas de la serie plutónica ultraalcalina del norte de la isla. La edad que obtienen es más moderna

TABLA 2.1.- Correlación Estratigráfica Volcano-Plutónica de la isla de Fuerteventura.

FÜSTER et al. (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-92)
SERIE BASÁLTICA IV <i>Volcanes con conos de cinder</i>	SERIE VOLCÁNICA IV	FASE PLEISTOCENA MEDIA-HOLOCENA: <i>Episodios recientes</i>
SERIE BASÁLTICA III <i>Volcanes con conos de cinder</i>	SERIE VOLCÁNICA III	
SERIE BASÁLTICA II <i>Volcanes con conos de cinder</i> <i>Volcanes en escudo</i>	SERIE VOLCÁNICA II	FASE PLEISTOCENA INFERIOR
		FASE PLEISTOCENA SUPERIOR
SERIE BASÁLTICA I <i>Basaltos fisurales</i>	SERIE VOLCÁNICA I	FASE PLEISTOCENA INFERIOR
		FASE MIOCENA <i>(Estratovolcanes de Tetir, Gran Tarajal y Jandía)</i>
<i>Complejos sieníticos circulares</i> <i>Tobas y aglomerados subaéreos</i> <i>Rocas volcánicas submarinas</i> <i>Sedimentos silíceos</i> <i>Complejo básico estratiforme</i>	<u>COMPLEJO BASAL</u> <i>Form. sálicas recientes</i> <i>Basaltos plagioclásicos</i> <i>Serie plutónica IV (Vega R. Palmas)</i>	FORMACIÓN DE TRANSICIÓN
		<u>DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL</u> <i>Serie volcano-plutónica tardía</i> <i>(Edificio Morro Negro)</i> <i>(Edificio Betancuria)</i> <i>(Edificio Vega de Río Palmas)</i>
	<i>Serie Plutónica III (C. de Pájara)</i>	<i>Serie plutónica de Mézquez</i>
	<i>Serie plutónica II</i>	<i>Serie plutónica alcalina indiferenciada</i>
	<i>Serie plutónica I</i>	<i>Serie plutónica ultraalcalina</i>
	<i>Form. tobas y brechas sálicas</i> <i>Form. volcánica submarina</i>	<i>Serie volcánica indiferenciada, en parte de origen submarino</i>
	<i>Sedimentos mesozoicos</i>	<i>Sedimentos de fondo oceánico</i>

de lo que cabría esperar, a tenor de que unidades plutónicas de gabros están intruyéndola, y de que las rocas similares de los macizos del sur son más antiguas.

CASQUET *et al.* (1989) avanzan datos sobre materiales de las emisiones subaéreas que, posteriormente, junto con nuevas dataciones, son interpretadas por COELLO *et al.* (1992).

IBARROLA *et al.* (1989) datan cuatro biotitas de las inclusiones holocristalinas ricas en biotita (acumulados magmáticos singenéticos) de lavas y tobas submarinas en la zona de la costa al sur del barranco de Los Molinos.

COELLO *et al.* (1992) hacen un completo estudio geocronológico de los episodios subaéreos de la isla. Datan ocho coladas y un intrusivo sálico (Montaña Tindaya) del Edificio mioceno de Tetir, seis coladas del Edificio mioceno de Gran Tarajal, una colada de los Episodios tardíos (Tablero del Saladillo), cuatro coladas y dos intrusivos sálicos (Mña Azufrá y dique) del Edificio mioceno de Jandía, y diez lavas del ciclo pliocuaternario.

Por último, BALCELLS *et al.* (1994) realizan once nuevas dataciones K-Ar, de los tres edificios subaéreos miocenos de la isla, a saber: una colada del Edificio Tetir, seis (una de ellas traquítica) del de Gran Tarajal y cuatro del de Jandía Tabla 2.2. Con ellas, complementaron los vacíos geocronológicos de varios tramos miocenos.

El conjunto total de dataciones disponibles es bastante representativo de los acontecimientos volcano-plutónicos ocurridos en la isla. A excepción de unas pocas dataciones, el resto son bastante coherentes, no sólo con los datos aportados por los autores, sino respecto a lo que puede esperarse de los datos de campo. Solamente faltarían aún dataciones más precisas de varias unidades del Complejo Basal, pero el grado de alteración que presentan es la causa de las limitaciones e imprecisiones del método de datación y de los resultados obtenidos.

2.1.1.2. Nuevas dataciones K-Ar.

Durante la ejecución de la cartografía del Plan Magna en el periodo 1990-92, se han realizado nuevas dataciones en las formaciones volcánicas de la isla Tabla 2.2. Los resultados de las mismas se han publicado por BALCELLS *et al.* (1994), interpretándose conjuntamente con los obtenidos por otros auto-

res anteriores en las mismas unidades.

Se dataron un total de once coladas básicas (basaltos, nefelinitas) y sálicas (traquitas) correspondientes a los tres edificios principales de la Fase miocena. La datación se realizó por el método K-Ar, sobre roca total de muestras frescas. En la medida de lo posible, se evitaron las rocas vacuolares con rellenos secundarios o las coladas con xenocristales frecuentes. Los criterios de localización han sido de índole geográfico-estratigráficos. Se han muestreado aquellos tramos y lugares que no se habían hecho por autores anteriores. En BALCELLS *et al.* (*op.cit.*) se encuentra la localización geográfica exacta (coordenadas) de cada una de las muestras.

Para la datación se ha utilizado un espectrómetro de masa VG, MS-600 del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la UCM, duplicándose algunos de los análisis de K y Ar, en otro espectrómetro de masa modificado MS-10 de la Universidad Blaise Pascal-CNRS de Clermont Ferrand (Francia).

En la Tabla 2.2. se puede observar la comparación de los resultados obtenidos entre ellos, en la que se aprecia la ausencia de diferencias significativas.

Del Edificio Tetir se dató en 20,3 M.a una colada del techo del tramo inferior, ya que era del que menos información se tenía, por encima de niveles brechoides de la "Formación Ampuyenta". La edad parece algo más antigua de lo esperado, lo que, unido a su ligero grado de alteración, hace que se tenga que interpretar con reservas.

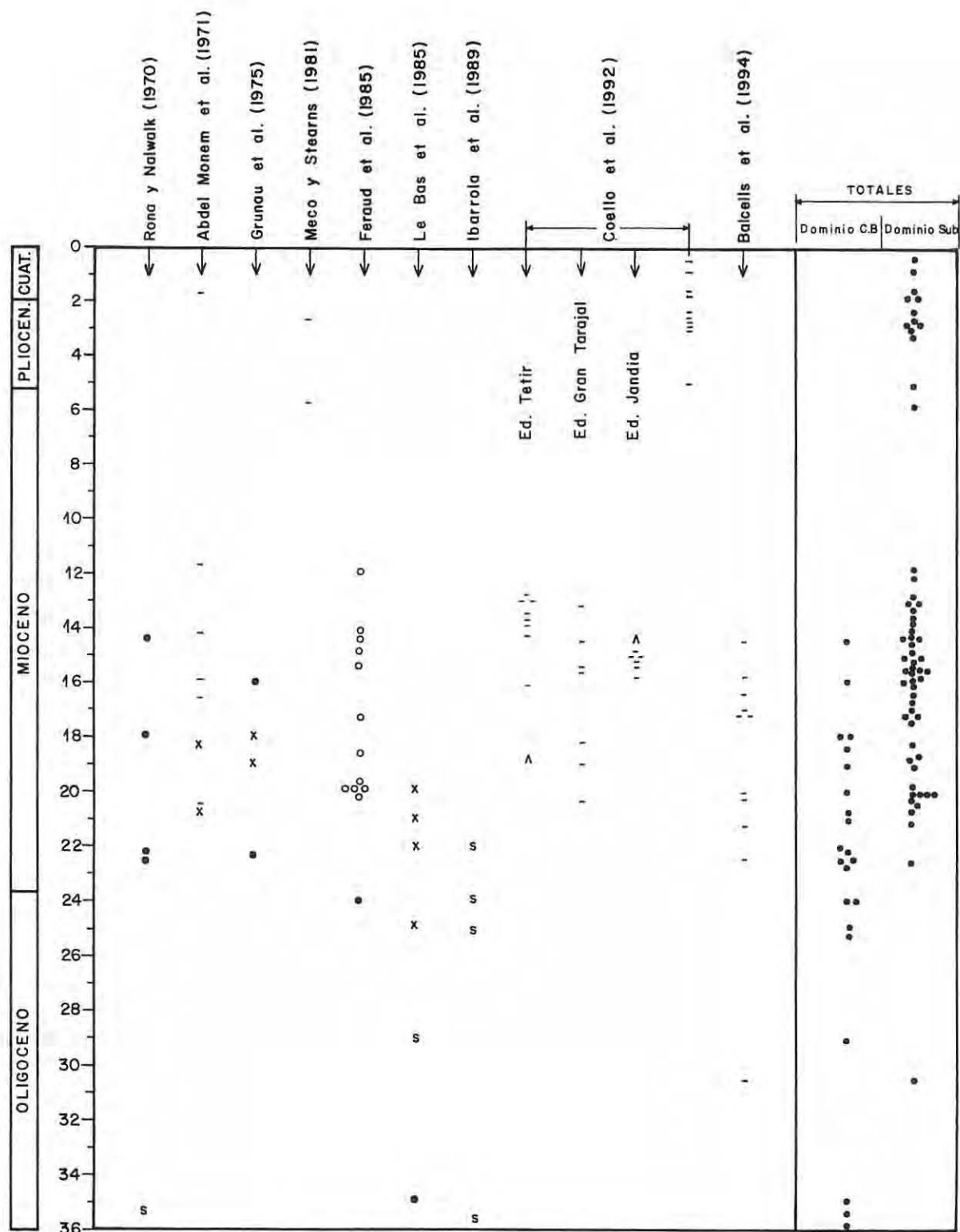
Del Edificio Gran Tarajal se ha datado principalmente el tramo inferior, que era del que menos información se tenía, obteniéndose un lapso de tiempo entre 30,47 y 22,49 M.a. La primera edad parece algo elevada, sobre todo viendo que el resto de edades del tramo se concentran entre 22,49 y 20,03 M.a. O bien la datación es errónea debido a la ligera alteración que presenta la muestra, o lo que se ha datado es otro nivel aún más bajo, posible transición hacia unidades del Complejo Basal.

De los tramos medio y superior, se obtienen edades de 17,18 M.a (colada traquítica) y 16,45 M.a, respectivamente. Estos datos concuerdan con los datos aportados por otros autores anteriores.

En el Edificio Jandía se dató una colada basáltica del techo

TABLA 2.2.- NUEVAS DATACIONES GEOCRONOLÓGICAS DE BALCELLS *et al.* (1994).

Edificio	Tramo	Muestra	Edad (M.a)	Laboratorio	Material
Tetir	Inferior (techo)	F-4	20,27 ± 1,41	UCM	Col.basáltica
Gran Tarajal	Inferior	F-9	30,47 ± 1,47	UCM	Col.basáltica
Gran Tarajal	Inferior	F-10	21,12 ± 1,05	UCM	Col.basáltica
			20,03 ± 0,04	U.Cler.Fd.	
Gran Tarajal	Inferior	F-12	21,07 ± 1,04	UCM	Col.basáltica
			21,70 ± 0,50	U.Cler.Fd.	
Gran Tarajal	Inferior	F-14	22,49 ± 0,79	UCM	Col.basáltica
Gran Tarajal	Medio	F-6	17,18 ± 0,49	UCM	Col.traquítica
Gran Tarajal	Superior	F-13	16,45 ± 0,72	UCM	Col.basáltica
Jandía	Inferior (techo)	F-19	16,99 ± 0,83	UCM	Col.basáltica
Jandía	Medio (base)	J-10	17,20 ± 0,75	UCM	Col.basáltica
Jandía	Medio	F-17	16,02 ± 1,02	UCM	Col.basáltica
			15,80 ± 0,80	U.Cler.Fd.	
Jandía	Superior	F-16	14,50 ± 0,40	U.Cler.Fd.	Col.nefelinitica



SIMBOLOGIA

Dominio Complejo Basal

- Diques
- x R. Plutónicas
- s Lavas

Dominio Subaereo

- Diques
- Lavas
- A Intrusivos salicos

Totales

- Total de rocas

Tabla 2.3.- Relación de dataciones geocronológicas de la isla.

del tramo inferior, en la zona de Siete Fuentes, dando una edad de 16,99 M.a que, en parte, coincide con la edad de la base del tramo medio. Una colada de la base del tramo medio (muestra J-10) da una edad de 17,20 M.a, mientras que otra colada más alta del mismo tramo (muestra F-17) presenta una edad de 15,9 M.a, concordante con la edad media, dada por otros autores para este tramo.

Por su parte, la colada de nefelinitas (F-16) de aspecto tardío del Cotillo, en la punta norte de la península de Jandía, da una edad de 14,50 M.a, que concuerda con las edades obtenidas para las coladas del tramo superior del edificio.

Como conclusión general de las nuevas edades aportadas sobre la Fase miocena subaérea puede decirse lo siguiente:

- La actividad subaérea se inicia al menos a los 22 M.a, estando claramente representada en el Edificio Gran Tarajal y siendo posible la existencia de actividad en esa época en el Edificio Jandía (dique de 20,7 M.a, datado por FERAUD *et al.* (1985)).
- La base del tramo intermedio del Edificio Jandía tiene una edad en torno a los 17 M.a, siendo posiblemente coetánea con el tramo superior del Edificio Gran Tarajal. Por su parte, cuando se emite el tramo superior del Edificio Jandía (15,2-14,2 M.a.) ya no hay actividad importante en el Edificio Gran Tarajal.
- El Edificio Tetir parece tener una historia independiente, con unos tramos inferiores difíciles de correlacionar temporalmente, por ahora, con los otros edificios. Presenta una actividad muy importante entre los 14 y 12 M.a, cuando la actividad en los otros dos edificios ha cesado o es de carácter residual (Episodios Tardíos).

2.1.1.3. Estratigrafía geocronológica.

En la Tabla 2.3. se han representado de manera gráfica las edades obtenidas hasta ahora por los autores que han realizado dataciones geocronológicas. Del conjunto de edades disponibles se han obviado para su representación aquellas dudosas, bien por no identificarse correctamente la unidad datada, o por tener contenidos en Ar anómalos debido a fenómenos de recristalización o alteración.

En las dos columnas de la derecha se han acumulado los datos por separado del Dominio del Complejo Basal y del Dominio subaéreo.

Las emisiones en el Complejo Basal comienzan, según estos datos, en el Eoceno-Oligoceno (35,5 M.a.) con extrusión de lavas básicas e intrusión de diques de igual composición. Los macizos de rocas plutónicas se van sucediendo en el tiempo desde el final del Oligoceno hasta el Mioceno inferior (desde los 25 M.a. a los 18 M.a.), perteneciendo las edades más modernas a la intrusión del Complejo Circular de Vega de Río Palmas. Las tres dataciones más recientes registradas en este dominio corresponden a tres diques, intruidos en un lapso de tiempo que va de los 18 a los 14,6 M.a, es decir, durante el Mioceno inferior a medio. A la vista de que estas edades coinciden con las de las emisiones subaéreas miocenas, hay que pensar que son diques de los enjambres filonianos de dichas emisiones, sin conexión con las unidades ígneas más propias del Complejo Basal.

Por su parte, en el Dominio subaéreo se producen tres ciclos volcánicos importantes. Se aprecia una gran actividad en el Mioceno inferior y medio (entre los 21 y 12 M.a.) con la cons-

trucción de los tres grandes edificios: Gran Tarajal, Jandía y Tetir.

Como se puede apreciar, este período de construcción subaérea se superpone con el de las últimas intrusiones plutónicas del Complejo Basal (Complejo Circular de Vega de Río Palmas, entre otros). Esto evidencia la conexión temporal entre ambos dominios y, muy probablemente, la correspondencia entre facies plutónicas, subvolcánicas y volcánicas de ellos.

Desde los 12 a los 5,8 M.a. se registra un importante período de pausa en las emisiones volcánicas, durante el cual se modelan los principales relieves actuales.

En el Plioceno inferior surge otro ciclo volcánico que queda nuevamente interrumpido por otro lapso de 2 M.a. Tiene un período de duración pequeño, pues no llega posiblemente, ni al millón de años.

A los 3 M.a. (Plioceno superior) comienza el que va a ser el último ciclo presente en la isla. Este ciclo pliocuaternario dura prácticamente hasta la actualidad, aunque sin haberse producido emisiones históricas. Las últimas erupciones se fechan en menos de 20.000 años.

2.2. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL.

Se define como tal, el sector oeste de la isla, con forma alargada según la dirección NNE-SSO, y compuesto por el magmatismo más antiguo de todo el área insular, Fig. 2.1. Está integrado por un conjunto de rocas volcánicas, en parte submarinas, plutónicas y subvolcánicas, que se suceden en el tiempo desde el final del Eoceno hasta el Mioceno inferior. Un intenso enjambre de diques paralelos, la mayoría básicos, atraviesan a casi todas las facies ígneas representadas. Este entramado formado por los diques ha permitido conservar morfológicamente gran parte de las rocas existentes, configurando un relieve alomado muy característico que destaca en el paisaje general de la isla.

La sucesión de manifestaciones ígneas se han agrupado en series volcánicas o plutónicas, distinguiéndose de manera sintética un total de cuatro. Previamente a cualquiera de estas series, restos de sedimentos de fondo oceánico han quedado atrapados por las emisiones magmáticas posteriores.

2.2.1. Sedimentos mesozoicos de fondo oceánico. (1).

Lo constituyen una secuencia de rocas turbidíticas que representa la formación de mayor antigüedad del Archipiélago Canario. Aflora, desde el sur del barranco de Ajui (hoja de Pájara), hasta algo al norte de la Caleta de la Peña Vieja (hoja de Antigua). Por el sur, que es donde aparecen los tramos más bajos de la serie, las rocas sedimentarias están intruídas, metamorfizadas y fenitizadas, junto con las rocas volcánicas submarinas, por las intrusiones plutónicas posteriores. Por el este y por el norte aparecen recubiertas, y, en parte, interestratificadas, por la formación volcánica submarina posterior.

Esta formación, que fue mencionada por primera vez por HARTUNG (1857), VON FRITSH (1867), y GAGEL (1910), ha sido objeto de varias publicaciones a partir de los trabajos de FÜSTER y AGUILAR (1965) y FÜSTER *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 Mesozóica de la formación. MITCHELL-THOME (1974) sintetiza todas estas publicaciones. Más tarde, FÜSTER

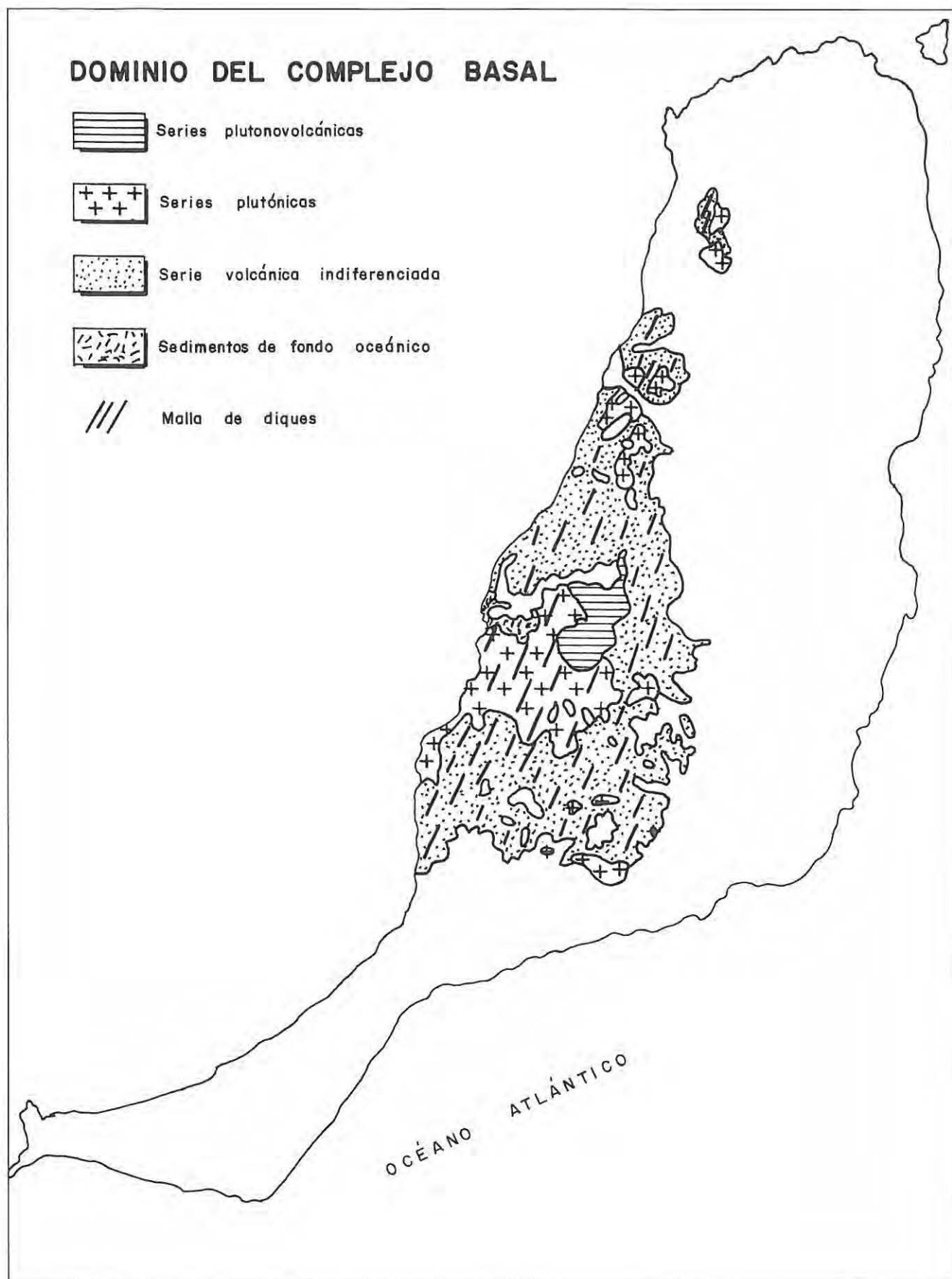


Fig. 2.1.- Afloramientos del Complejo Basal.

(1978), ROBERTSON y STILLMAN (1979 a) y ROBERTSON y BERNOULLI (1982), aportan nuevos datos sedimentarios y paleontológicos así como una nueva interpretación de la posición invertida que tiene la serie.

En la nueva edición del Plan Magna (ITGE (en prensa)) y, consecuentemente en esta síntesis, se ha utilizado la división secuencial establecida por YEBENES (1980), descrita esquemáticamente en el trabajo de FUSTER et al. (1980), en donde se diferencian tres unidades principales, cada una de ellas dividida en varios tramos.

El espesor total de la serie es de unos 1600 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°.

La **unidad inferior** está constituida por ritmitas, lutitas, areniscas y calizas.

Posee un espesor total superior a 600 m cuya base no es visible por estar cortada por intrusiones posteriores. Está formada por turbiditas ferrígenas y cálcicas mixtas. Los mejores afloramientos pueden observarse a lo largo de la costa, entre el Puerto de la Peña y la desembocadura del barranco de la Peña.

Desde un punto de vista litológico, en esta unidad, es posible distinguir hasta cinco tramos.

Petrográficamente entre las areniscas predominan las grauvacas con cuarzo. Las calizas se encuentran normalmente recristalizadas, aunque en los términos calcareníticos se pueden observar restos de equinodermos, bivalvos y briozos e incluso algunos granos detríticos de dolomita.

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

No se han encontrado restos paleontológicos que permitan la datación, pero por su posición estratigráfica esta unidad puede ser considerada anterior al Hauteriviense-Valanginiense, sin poder descartar incluso que en los tramos más bajos esté representado el Titónico.

La **unidad intermedia** posee una potencia que debe rondar los 800 m y está integrada por turbiditas exclusivamente terrígenas.

Desde un punto de vista litológico es posible distinguir cinco tramos. El tránsito con la unidad infrayacente es bastante brusco y ello hace pensar en la posibilidad de que el contacto entre ambas esté tectonizado. Los mejores afloramientos pueden observarse a lo largo de la costa entre la Punta de las Ánimas y la Caleta de la Peña Vieja.

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

El análisis sedimentológico de la unidad indica que la deposi-

ción de estos materiales se ha llevado a cabo por la acción de corrientes de turbidez en un abanico submarino de aguas profundas, 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.).

La **unidad superior** está compuesta por lutitas, margas y calizas, cuya potencia sobrepasa los 250 m. Desde el punto de vista litológico es posible distinguir tres tramos. 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.

Como microfacies más representativa de esta unidad se puede 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 se observan en la columna.

2.2.2.- Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina. (2).

El conjunto de estos materiales constituyen los eventos volcánicos del momento del nacimiento submarino de la isla (fase de sea-mount), y todos los posteriores que configuran la potente serie previa a la intrusión de los plutones.

Sus materiales son los que aparecen más ampliamente extendidos dentro del Dominio del Complejo Basal. Afloran desde el barranco de Esquinzo al norte (hoja de: Punta del Paso Chico-La Oliva), hasta el barranco de Ugán al sur (hojas de Istmo de La Pared-Huertas de Chilegua) en una franja NNE-SSO de casi 40 km de longitud.

Hay una gran variedad de rocas y composiciones aunque, debido a la intensa intrusión filoniana, el grado de observación es, en muchas ocasiones, pequeño. Se encuentran lavas masivas (con o sin estructuras "pillow"), brechas, tobas, hialoclastitas, todas de composición mayoritariamente basáltica, emitidas de manera secuencial durante el Paleógeno. Se aprecian de manera más escasa composiciones traquibasálticas y sálicas. Geoquímicamente, todos ellos presentan tendencias claramente alcalinas.

El conjunto está intensamente intruido por una red de familias de diques básicos subparalelos, de orientación preferente N10°-45°E, que en numerosos puntos suponen un 75% o más del volumen de los afloramientos. Esto hace que en muchos casos las rocas encajantes queden reducidas a esquirlas u ojales entre los diques, siendo difícil su identificación clara, al no existir tampoco contrastes litológicos marcados entre ambos.

El muro de esta formación se puede apreciar en el sector costero del norte de la hoja de Pájara y sur de la de Antigua. La primera actividad volcánica submarina detectada se refiere a areniscas volcanoclásticas. En este sentido, en algunos puntos del

barranco de Ajuí se observan hialoclastitas basálticas con calizas senonenses intercaladas, indicativo de que las emisiones submarinas alcalinas comenzaron en tiempos del Cretácico superior.

Cuando es posible observar la roca encajante, se ven materiales lávicos y fragmentarios afectados por intensos procesos de espilitización y epidotización, que modifican su aspecto original. La intrusión de los cuerpos plutónicos produce en ellos, también, fenómenos de metamorfismo de contacto.

En el sector costero, desde el barranco de Los Molinos hasta el área de Ugán, son frecuentes las unidades fragmentarias y lávicas 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 "sillstone" volcanoclasticas 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 haber sido arrancados de cámaras magmáticas profundas pues las rocas plutónicas que asoman en superficie 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).

Las lavas son frecuentemente de carácter afanítico y, en ocasiones, porfídicas, con abundantes fenocristales de piroxeno. Son coladas delgadas, de coloración violácea y oscuras, vesiculares, a veces con límites ondulados e irregulares debido a su adaptación a otras inferiores. Tienen bordes afaníticos, a veces vítreos y oxidados, así como un grado de espilitización acusado. En general muestran caracteres que recuerdan a lavas submarinas:

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 básicas. Estos agregados son bien visibles en el barranco del Valle, barranco de Los Mozos (parte baja), en el área entre los barrancos de Janey y Los Negros (todos en la hoja de Antigua), y Playa de Los Muertos (hoja de Pájara).

Los afloramientos de este sector costero más occidental, junto a muchos de los diques que los atraviesan, están afectados por un metamorfismo en facies de esquistos verdes. Los minerales de origen ígneo (olivinos, piroxenos, feldespatos) han sido casi enteramente reemplazados por una asociación mineral de epidota, clorita y albita, aunque permaneciendo visible la textura ígnea general. Todos los minerales secundarios también rellenan vacuolas y microfisuras. Estas transformaciones dan un color verde oscuro muy característico a la roca, que se hace muy visible a lo largo de toda la costa del Complejo Basal. Al conjunto de las rocas les falta una esquistosidad penetrativa, lo que hace definir a este metamorfismo como similar al de fondo oceánico.

En el sector oriental de la serie, generalmente, tanto las cola-

das 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.

2.2.3. Serie plutónica ultraalcalina. (3).

Los episodios plutónicos de carácter ultracalino, compuestos por un amplio espectro litológico de rocas genéticamente relacionadas entre sí, constituyen uno de los episodios intrusivos más antiguos y particulares del Complejo Basal de Fuerteventura. Representan cuerpos plutónicos emplazados en condiciones subvolcánicas e hipoabisales, a lo largo de la costa occidental de la isla, desde el barranco de Esquinzo (hoja de Punta de Paso Chico) hasta la Cueva de Lobos (hoja de Huertas de Chilegua).

Aflora en dos grandes macizos separados espacialmente, al norte y en la costa central del Complejo Basal. El del norte lo hace desde la desembocadura del barranco Esquinzo hasta la playa del Tebeto. Con menor extensión aparece también en el curso medio del barranco Esquinzo a partir de donde se prolonga y enlaza ya, de manera más o menos continua, con los macizos ultracalinos de Las Montañetas, Los Jablitos, etc. (hoja de la Oliva).

Estos afloramientos han sido interpretados por BARRERA *et al.* (1981) como facies apicales de plutones mayores existentes en profundidad. Es probable, por tanto, que se prolonguen hacia el sur por debajo de la colada pliocena de La Ventosilla, e incluso algo más al este, bajo la cobertera de caliche y materiales postComplejo Basal que los circundan.

El segundo macizo ultracalino aflora a lo largo de la costa entre Punta de La Nao, al norte, y la Punta Jurado de Garcey, al sur. Hacia el interior se extiende entre 1 y 2 km., según la zona, comprendiendo los cerros cercanos a la costa: Morrete Comisiones, Tierra Mala, Morros del Jablito y Morro del Recogedero. Después de una pequeña interrupción, se sigue extendiendo hacia el sur, hasta la Cueva de Lobos (hoja de Huertas de Chilegua).

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

Antecedentes sobre el estudio de estos materiales son los trabajos de BARRERA *et al.* (1981), para el macizo del norte, de AHIJADO y HERNÁNDEZ-PACHECO (1990), y AHIJADO y PALACIO (1991) en los macizos del sur.

Litológicamente esta serie plutónica está constituida por rocas de carácter ultracalino, del tipo piroxenita alcalina, ijolita-melteigita, con términos sálicos de tipo sienítico, fonolita y, como diferenciados finales, venas de carbonatita. El conjunto aparece íntimamente relacionado entre sí, revelando una estrecha conexión genética y evolutiva entre los distintos tipos de rocas,

con la presencia de tipos híbridos o mixtos que, en general, hacen difícil su separación cartográfica. Desde el punto de vista cronológico, las sienitas son posteriores a las ijolitas, a las cuales atraviesan en forma de venas y diquecillos, siendo las carbonatitas las últimas fases magmáticas.

Además de estas facies, se encuentran también otras unidades particulares como son los intrusivos sálicos indiferenciados y el Macizo sienítico del Recogedero.

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

Las características generales de estas facies son las siguientes:

Piroxenitas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas.-

Es la unidad rocosa más espectacular y abundante de esta serie. El mejor lugar de exposición y, por tanto, de observación, es toda la rasa costera. Resulta bastante difícil la separación cartográfica entre cada uno de los tipos definidos, porque se encuentran íntimamente mezclados materiales básicos (melteigitas) con los más diferenciados (ijolita, sienitas). Los primeros representan fracciones magmáticas más tempranas o acumulados magmáticos que son intruidos por sienitas y sienitas nefelínicas, las cuales se infiltran de forma difusa entre las rocas básicas formando rocas híbridas. Otras veces, las sienitas forman verdaderas brechas ígneas con fragmentos angulosos de rocas básicas.

Las ijolitas presentan un tamaño de grano variable con desarrollos mayores de biotitas en algunas zonas puntuales, producto de la alcalinización póstuma de los líquidos feldespáticos y de la alta presión de volátiles. Son rocas masivas, coherentes, de color verdoso oscuro o de tonos violáceos, con abundantes cristales de augita y nefelina, en menor proporción. Tienen texturas heterogranulares, de grano medio a grueso, predominantemente, existiendo, a menudo, facies microcristalinas y otras de carácter pegmatóide, con grandes cristales de augita (2-4 cm).

A menudo aparecen brechificadas, con carácter cataclástico acusado. En ocasiones aparecen facies anfibólicas, con texturas poiquilíticas.

Los términos melteigíticos asociados son más escasos y aparecen de forma irregular en la masa ijolítica principal, con tránsitos difusos e insensibles entre ellos. Son también rocas oscuras, densas, de grano medio-fino y con un brillo más acusado debido a la cantidad de biotita que tienen.

Las sienitas nunca afloran en masas grandes, lo que evidencia su carácter de producto diferenciado final de la serie ultraalcalina. Configuran una maraña de venas y diquecillos de dimensiones centimétricas, decimétricas y más escasamente, métricas definiendo un stock o "net work" feldespático, como lo denominan AHIJADO y HERNÁNDEZ-PACHECO (1990). Son rocas de grano medio-grueso y por su color grisclaro destacan enormemente sobre la roca básica oscura.

Dentro de este conjunto rocoso, las carbonatitas son las manifestaciones más tardías. Se localizan en varios puntos de la rasa costera. De norte a sur los afloramientos se localizan en: barrancos de Esquinzo y Encantados, Punta de la Nao, Punta del Viento y Punta del Peñón Blanco. Afloran como diques y venas muy irregulares, que raramente alcanzan dimensiones métricas, cortando a todos los tipos de rocas anteriores. Tienen colores claros, blanco marfil cremoso, con

texturas granulares finas brillantes. Sus estructuras son bastante espectaculares, pues, en ocasiones, exhiben geometrías con micropliegues ptigmáticos de carácter fluidal y, en general, una estructura "migmatítica" bastante marcada. Son rocas de grano medio-grueso, que corresponden a términos soviéticos.

Toda la serie ultraalcalina se encuentra profundamente fracturada y atravesada por una densa red filoniana de orientación N30°-40°E, propia de las orientaciones de la inyección masiva de diques del Complejo Basal. La densidad de inyección en ella es del orden del 40%-60%, según las zonas.

Un proceso posterior de transformaciones de bajo grado (espilitización) reemplaza profundamente todo el conjunto, con paragénesis de tipo epidota, clorita, albita, etc, modificando parcialmente las texturas originales.

Intrusivos sálicos indiferenciados (traquitas, fonolitas y otros apuntamientos de sienitas).- Corresponden a las rocas aflorantes en una franja costera paralela a la de la unidad granuda anterior y que configuran los Cerros de Morrete Comisiones, Tierra Mala y Morros del Jablito, todos en la hoja de Pájara.

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

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

También podrían citarse como pertenecientes a estas unidades los diques de nefelinitas que cortan a todos los tipos del macizo del norte. Estos diques de anchuras cercanas al metro, presentan una textura porfídica con microfenocristales cuadráticos o rectangulares de nefelina de tamaños milimétricos, pero también de 1 a 5 cm.

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

Las rocas dominantes son sienitas alcalinas de grano fino a medio con multitud de pequeñas inclusiones de rocas gabroideas o filonianas básicas. La sienita parece hacer autointrusión sobre una facies brechoide con abundantes xenolitos de rocas gabroides alcalinas de distinta composición, estructura y tamaño de grano. Como consecuencia de esa hibridación, la masa sienítica se transforma a una roca más oscura, de composición melasienítica o leucogabro.

2.2.4. Serie plutónica alcalina indiferenciada. (4,5 y 6).

Esta serie está compuesta por un conjunto de intrusiones pluri-faciales y en parte diacrónicas, que suponen un porcentaje relativamente alto de las rocas plutónicas del Complejo Basal.

Algunas de ellas pueden ser, incluso, anteriores en el tiempo a la intrusión de la serie plutónica ultraalcalina. Todo el resto es claramente anterior al emplazamiento del Macizo de Mézquez y a la serie volcano-plutónica tardía. Se podría considerar, por tanto, como el "el resto" de lo que no es ni una serie ni otra.

El conjunto está constituido por secuencias intrusivas progresivas, que comienzan con facies piroxeníticas y gabroideas, para terminar con diferenciados sieníticos y traquisieníticos.

La serie se compone, principalmente, de una extensa superficie de gabros de diferentes texturas y composiciones; que deben formar, se supone, unidades intrusivas distintas.

Es probable que algunos afloramientos tengan edades anteriores a la serie ultraalcalina, como pueden ser los gabros de Montaña Blanca (en la hoja de Pájara), pero no resulta fácil separar estas supuestas intrusiones antiguas, de las otras más recientes.

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

Wehrlitas y piroxenitas.- Se localizan preferentemente al sur de la hoja de Pájara.

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

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

Gabros s.l.- Es, con mucho, el tipo petrológico mejor representado del conjunto. Son los que ocupan mayor extensión superficial dentro de los materiales plutónicos, haciendo abstracción del espacio ocupado por los diques que los atraviesan, que superan por término medio el 50% del volumen.

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

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

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

En la zona suroeste de Tuineje los afloramientos aparecen aislados y desconectados entre sí, como cerros o superficies alomadas, sin contrastar con el área circundante. Superficialmente tienen en recubrimiento detrítico poco potente y sufren cierto encostramiento de caliche. Las mejores exposiciones se tienen en los cortes de barranqueras y barrancos, gracias al lavado de las aguas superficiales.

Intrusivos sálicos (traquitas, sienitas y diques sálicos).-

Dentro de las extensas superficies anteriores de gabros y piroxenitas se encuentran varios cuerpos intrusivos sálicos que constituyen, se supone, los diferenciados finales de la serie. Sin duda, no son todos de la misma edad, aunque sí se consideran incluidos en el período que aquí se describe.

Casi todos los afloramientos dan relieves positivos en forma de cerros alargados norteados, concordantes con la directriz tectónica regional. Los afloramientos más significativos se encuentran en la zona de Pájara, y son: El Cuchillo de la Rosa, Las Calderetas y Toto-Lomo del Herrero.

Las facies sieníticas tienen una textura granuda heterogranular desde grano fino a grueso, bastante masivas. Hay facies traquisieníticas subvolcánicas en tránsito hacia los intrusivos traquíticos. Los pasos entre estos tipos rocosos es siempre gradual, dando la sensación de que se pasa de las zonas internas de la intrusión hacia las facies de borde e, incluso, extrusivas.

Las facies traquíticas son de textura fluidal porfidica. Suelen tener un color blanquecino-rosado, producto de la alteración. Realmente se tratan de intrusiones subvolcánicas que, puntualmente presentan texturas brechificadas.

Ambas facies principales (en general, todos los afloramientos de esta naturaleza), están atravesadas por frecuentes diques traquíticos y traquibasálticos de anchuras variables (entre 1 y 4 m) con direcciones preferentes N5°-15°E, en posición subvertical. El porcentaje de diques suele ser del orden del 30%, pero puede llegar hasta el 50%, y se considera que pertenecen a la intrusión filoniana tardía.

Brechas sálicas compactas.- El afloramiento más importante se localiza en las laderas SO del Morro de Gregorio (600 m al NO de Toto, en la hoja de Pájara).

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

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

Está compuesta de fragmentos angulosos y subangulosos, heterométricos (hasta 40 cm), mayoritariamente sálicos (diques traquíticos, sienitas) y algunos de gabros. Todos estos tipos, de los que se pasa de uno a otro gradualmente, están cortados por frecuentes diques traquíticos y traquibasálticos, dominando los primeros.

2.2.5. Macizo plutónico máfico-ultramáfico de Mézquez. (7).

Este macizo es el mismo que el que se llamaba del vértice Mesquer en la base topográfica utilizada en la edición Magna de la hoja de Pájara de 1984 (IGME, 1984,c).

Es una masa plutónica con menos intrusión de diques que el resto de áreas gabroideas de la serie plutónica indiferenciada y, sobre todo, su contorno está perfectamente delimitado por el efecto térmico que provoca su intrusión. Este metamorfismo de contacto se extiende hasta casi 1 km, con la presencia de corneanas oscuras muy recrystalizadas.

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

Sin duda, este gran cuerpo intrusivo, compuesto por dos tipos de rocas (gabros y peridotitas), tiene que representar el conducto de salida de los edificios volcánicos habidos posteriormente en la isla.

Está intruido por diques, también orientados en la misma dirección nortada que los del resto del Complejo Basal. Dos diques recrystalizados de la zona de Majadas Negras, se han datado por LE BAS *et al.* (1986,b). Las edades resultantes son de 48 ± 2 m.a. y 39 ± 2 m.a. que, sin duda, resultan dudosas. FERAUD *et al.* (1985) data un tercer dique del mismo área, del mismo aspecto y de situación geológica similar, en 20,3 m.a. Haciendo los cálculos de reajustes, concluyen que la masa plutónica de Mézquez puede tener una edad entre 22 y 26 m.a.

El mecanismo de emplazamiento parece ser diapírico a altas temperaturas, a tenor de las estructuras que la rodean. La presencia de texturas anatécitas y la deformación de la roca caja (sobre todo en el contacto oeste) sugiere un emplazamiento forzado.

Hay dos facies litológicas principales:

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

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

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

Gabros (s.l.).- Se alternan en bandas, más o menos concordantes, con las rocas ultramáficas anteriores, constituyendo los términos diferenciados de ellas.

Son rocas de color más claro con resaltes morfológicos más acusados que las wehrlitas y piroxenitas.

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

El porcentaje de diques que la atraviesan es siempre menor del 35%, similar al que intruyen en las rocas ultramáficas. El enjambre de diques es de composición básica, y se distribuye según pasillos de mayor concentración, lo que ocasiona una

distribución irregular en cuanto a su densidad. La dirección de estos diques sigue siendo nortada concordante con la pauta general de la zona.

2.2.6. Serie volcano-plutónica tardía.

Dentro del Complejo Basal, se han distinguido tres áreas volcano-plutónicas de edades miocenas, que constituyen las manifestaciones plutónicas más tardías del dominio: el Complejo Circular de Vega de Río Palmas, el Edificio Betancuria y el área de Morro Negro-Morro del Sol. En el norte del Complejo Basal, en el área del barranco Esquinzo-Montaña Blanca, se encuentran otros cerros de rocas gabroideas, en los que es posible que algunas facies puedan ser también tardías, pues tienen pocos diques atravesándolas.

Todos los afloramientos de este conjunto tardío se alinean según una fisura N30°E sincrónica con varios de los episodios volcánicos de los estratovolcanes basálticos miocenos.

En dos de las tres áreas mencionadas hay claramente episodios subvolcánicos y subaéreos, lo que evidencia su carácter póstu-mo, una vez que gran parte del Complejo Basal se encontraba ya emplazado en superficie.

2.2.6.1. Edificio Morro Negro-Morro del Sol. (8).

El plutón de Morro Negro tiene una forma ovalada, ligeramente elongada al norte, con un diámetro mayor de 700 m por otro menor de 600 m.

Ambos están compuestos por una unidad principal de gabros plurifaciales, leuco y melanocráticos, rodeada parcialmente por una brecha litica, en el caso de Morro Negro, asociada al fenómeno de emplazamiento.

Una descripción somera de las facies litológicas más características es:

Brechas liticas de extrusión.- Aflora exclusivamente alrededor del macizo de Morro Negro. Rodea a la masa de gabros, conformando una aureola con una anchura variable entre 100-250 m.

Se trata de una brecha polimíctica heterométrica (desde 3 a 40 cm), 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, como diques básicos y hasta de facies enfriadas del gabro (micro-gabros). 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.

Melonogabros y leucogabros.- En el plutón de Morro Negro los gabros son plurifaciales, tanto en composición como en textura. Varían desde facies melanocráticas hasta leucocráticas, con tamaños de grano entre medio y grueso. En las zonas de borde se aprecia un bandeado magmático subvertical, buzando ligeramente hacia el interior del plutón, lo que podría sugerir una intrusión de tipo diapírico, con una estructura concéntrica.

"De visu" son rocas oscuras con piroxeno y, en menor cantidad, olivino.

Se aprecian efectos térmicos (corneanas) en las rocas encajantes próximas a algunos contactos.

El porcentaje de diques que atraviesan a este plutón de Morro Negro es realmente bajo, pues no suelen pasar del 10-15%.

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. Composicionalmente son gabros olivínicos algo deformados con una orientación variable entre N5°E y N5°O.

Está atravesado también por pocos diques (menos del 15%), siendo los más frecuentes de basaltos afaníticos y basaltos plagioclásicos.

2.2.6.2. Complejo circular de Vega de Río Palmas. (9, 10, 11 y 12).

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

El complejo está compuesto de una intrusión múltiple de rocas básicas y sálicas, en sus variedades plutónicas y subvolcánicas. La intrusión principal consiste en un "stock" de gabros sobre el que intruye un potente dique circular sienítico.

Haciendo una media de los valores geocronológicos más fiables dados por ABDEL-MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975) y LE BAS *et al.* (1986,b) puede considerarse que el emplazamiento del dique circular sienítico del complejo se realizó hace 20,5 m.a. Esto supone que el conjunto global del macizo, presenta una edad sincrónica con la de algunos edificios basálticos miocenos de la isla (Jandía y Gran Tarajal).

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

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

La facies principal son unos leucogabros de grano medio-grueso muy homogéneos, en los que lo más llamativo es la estructura bandeada que presentan. Existe una disposición zonal de bandas concéntricas de diferentes texturas (de grano medio, grueso, poiquilíticas, etc.) y tipos gabroides, así como un bandeado y laminación ígnea, muy evidente en algunas de las facies. Esta disposición concéntrica tiene una geometría concordante con los contactos intrusivos del "stock", buzando hasta 450 hacia el interior las diferentes bandas que las integran.

Sienita circular de La Peña.- Es, sin duda, la unidad intrusiva más representativa del carácter circular del complejo. Se trata de

un potente dique acampanado ("ring dike") con forma de semiluna, de unos 700 m. de anchura máxima.

Está compuesto por rocas sieníticas saturadas o ligeramente sobresaturadas, siendo el tamaño de grano más común el medio.

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

El afloramiento global sienítico está atravesado por diques basálticos y traquibasálticos estrechos, en posición subvertical, así como por traquitas afaníticas alteradas a colores blanco-amarillentos. La proporción de diques es baja (<10%).

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

Están también atravesadas por diques basálticos y traquibasálticos estrechos, con direcciones NNE-SSO y buzamiento subvertical.

Tobas e intrusivos traquíticos (dique circular de La Muda y núcleo central de El Sargento).- El dique circular de La Muda constituye el relieve más alto de todo el complejo circular (625 m).

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

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

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

Depósitos piroclásticos (brechas y tobas sálicas compactadas).- Son depósitos que se consideran relacionados genética y sincrónicamente con los intrusivos sálicos circulares del complejo. Presentan contactos claramente discordantes sobre todas las unidades en que se apoyan.

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

2.2.6.3. Edificio Betancuria. (13, 14, 15, 16 y 17).

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

entre todos los tipos rocosos existentes. 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.

La planta es de forma ovalada según la dirección N-S, con unas dimensiones de 4x3 km.

Las facies ígneas más características son:

Piroxenitas y gabros.- No está claro si estas facies participan como una unidad genética del propio edificio, o estaban ya emplazadas cuando intruyó-extruyó el gran paroxismo sálico de sienitas-traquitas.

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.

Está formado fundamentalmente por leucogabros en los que a veces se observa un bandeado 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.

Coladas de basaltos plagioclásicos.- Son lavas microporfídicas y/o afaníticas, algo vacuolares, en las que destacan fenocristales prismáticos de plagioclasa que, en ocasiones, marcan un flujo magmático muy definido. La matriz es prácticamente afanítica, de color negro.

Estas lavas están atravesadas por un bajo porcentaje de diques, entre el 5 y el 15%. La mayoría de ellos son de la misma composición basáltica que las coladas que atraviesan, y se consideran sincrónicos con la emisión lávica.

Piroclastos (tobas y brechas sálicas y básicas).- Son productos de explosión muy frecuentes en todo el edificio.

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

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

Los piroclastos sálicos son mucho más abundantes. Son depósitos muy compactados, que forman planchones más o menos extensos por todo el edificio. Presentan 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 eutácticas (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.

Sienitas.- Hay dos cuerpos diferentes de esta facies. Uno ligado a los gabros-piroxenitas, y otro, de mayor tamaño, constituyendo la cámara

magmática principal de las facies subaéreas del edificio. El primero aflora 1 km al norte del pueblo de Betancuria, en pleno cauce del barranco del Convento. 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.

El segundo cuerpo está formado por 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, (desde pocos cm hasta 40 cm) 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.

Intrusivos sálicos.- Son los múltiples salideros por donde se han emitido las grandes cantidades de material fragmentario. Constituye, por tanto, intrusivos subvolcánicos que han dado origen a otras morfológicas 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 afaníticas y las microporfídicas (con fenocristales de feldespato potásico).

Asociados con estos intrusivos sálicos están los enjambres filonianos traquíticos, en los que parecen apreciarse varias familias.

2.2.7. Complejo filoniano.

El enjambre de diques que atraviesa prácticamente todas las unidades del Complejo Basal, no es una unidad con significado estratigráfico definido.

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.

La dirección estructural dominante de la inyección es NNE-SSO.

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 mesozóica.

Dentro de la zona de dilatación, los diques se emplazaron por un mecanismo de inyección múltiple, a través de fisuras paralelas subverticales (o con buzamientos medio-altos), no mayores de unos pocos kilómetros de largo. A lo largo de la costa, se pueden seguir algunos de los diques individualmente, comprobándose que su longitud total raramente excede de 1 km; más frecuentemente son sólo de unos pocos hectómetros. Las etapas de inyección masiva de diques se relacionan con etapas de distensión lineal, condicionadas por un régimen de esfuerzos corticales que son los que determinan las emisiones del Complejo Basal.

El período de mayor penetración filoniana debió coincidir con las emisiones volcánicas submarinas, pero se prolongó atenuado progresivamente con la intrusión posterior de las formaciones plutónicas. Algunos diques en la formación submarina tienen terminaciones desflecadas que se fragmentan entre las brechas submarinas e hialoclásticas adyacentes, lo cual indica la penetración del magma en materiales aún no completamente solidificados, siendo sincrónicos con respecto a la emisión submarina que, en general, parece poseer una proporción total de diques superior a la que existe en los sedimentos mesozoicos más antiguos.

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 de la mitad occidental del Complejo Basal, se encuentran intensamente espilitizados.

En general los diques individuales tienen espesores variables entre 50 cm y 2 m.

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

En algunos casos, dentro de la masa de diques destacan algunos de basaltos (frescos) y traquitas que cortan a los demás e incluso dan resalte topográfico. Corresponden a estadios ya finales del complejo filoniano, relacionados con macizos subvolcánicos tardíos, o incluso con los estratovolcanes basálticos miocenos que se erigieron después de emplazado el Complejo Basal.

2.3. DOMINIO POSTCOMPLEJO BASAL.(DOMINIO SUBAÉREO).

2.3.1. Fase miocena.

Constituye el primer episodio subaéreo que tiene lugar tras el emplazamiento del Complejo Basal. En la Fig. 2.2 se indica la extensión actual de esta fase volcánica. Se trata de una fase de intensa actividad volcánica durante la cual se constituye el esqueleto principal de la isla mediante la construcción de tres edificios estratovolcánicos (norte o Tetir, centro o Gran Tarajal y sur o Jandía), que se asocian con una fisura de dirección NNE-SSO. Esta fisura es de gran magnitud y se prolonga hacia el norte en la isla de Lanzarote y Banco de Concepción. Concretamente, en la isla de Lanzarote se desarrollan dos grandes edificios: Ajaches (al sur), y Famara (al norte).

Recientemente han sido estudiados por ANCOCHEA *et al.* (1991), CUBAS *et al.* (1992), ANCOCHEA *et al.* (1993) y HERMAN *et al.* (1993). Tradicionalmente estos materiales fueron denominados como Serie I por FÜSTER *et al.* (1968).

Presentan relieves muy característicos formando estrechos y largos crestones, conocidos con el nombre local de "cuchillos". Posteriormente, estos cuchillos han quedado como relieves aislados al haberse encauzado por los valles las lavas pliocenas y cuaternarias.

2.3.1.1. Estratovolcán de Gran Tarajal.

De los tres grandes edificios miocenos, este es el que ocupa mayor extensión superficial y aparece mejor definido. Se encuentra situado en una posición central con respecto a los otros dos restantes y parece que es el más antiguo de ellos. En la realización de la cartografía MAGNA a E. 1:25.000 ITGE (en prensa), así como, durante la campaña de dataciones absolutas

efectuadas, se prestó especial atención a la datación de la actividad inicial de este edificio. Se recogieron cuatro muestras pertenecientes al tramo inferior. Tres de ellas muestran valores muy homogéneos con edades comprendidas entre 22,5 y 20 M.a. Sin embargo, la cuarta, tomada en niveles estratigráficos semejantes a alguna de las anteriores, arrojó una edad de 30,5 M.a. Esta edad parece demasiado antigua y puede explicarse por problemas de alteración en la muestra.

En general, la separación cartográfica entre los tramos inferior y medio no presenta problemas, ya que suelen existir niveles de sedimentos aluviales y/o brechas que marcan la discordancia erosiva entre ambos. Solamente en el extremo norte del edificio (Hoja de Punta del Muellito), en la zona de tránsito al edificio Tetir, se ha cartografiado conjuntamente el tramo inferior y medio. En esta misma hoja, en el barranco de la Torre se ha muestreado una colada traquítica intercalada en el tramo medio, datándose en 17,2 M.a. (BALCELLS *et al.* (1994)). La individualización del tramo superior es más problemática, ya que no existe una discordancia patente con el tramo medio.

Por este motivo se han cartografiado conjuntamente ambos tramos. De esta unidad (tramo medio-superior) se ha datado una colada en el sector occidental del edificio (Istmo de la Pared) en 16,5 M.a. Las edades de COELLO *et al.* (1992) pertenecen a niveles algo más altos del tramo (15,6; 15,4 y 14,5 M.a.). Como se observa, del estudio de estos datos geocronológicos, este tramo medio-superior debió emitirse entre 17,5 y 14,5 M.a. aproximadamente.

Después de la construcción del edificio volcánico se debieron producir fenómenos tectovolcánicos que produjeron inestabilidades en las laderas del estratovolcán con el consiguiente desarrollo de una depresión en el sector central del mismo. En esta zona se producen fenómenos de resurgencia que dan lugar a la emisión de los episodios tardíos. Los centros de emisión de estas coladas tardías no se han localizado pero debían situarse en esta zona central. Actualmente el edificio aparece muy bien expuesto en todo el arco NE-SO, pero sin embargo no se reconocen las partes septentrionales y noroccidentales del mismo, bien por erosión bien por deslizamientos u otras causas.

2.3.1.1.1. Tramo inferior.

En general, ocupa zonas topográficamente poco elevadas salvo en las inmediaciones de Las Playas. En este sector, aparecen acantilados de más de 150 m de altura.

Mayoritariamente, este tramo, está constituido por coladas basálticas alteradas, intensamente atravesadas por diques. Con carácter local aparecen unas brechas en parte relacionadas con el corredor tectónico de Ugán-Viejo Rey. En la parte alta del tramo se sitúan niveles de brechas tipo "Ampuyenta" y pasadas de sedimentos aluviales que marcan la discordancia con el tramo medio-superior.

Coladas basálticas y centros de emisión. (18).- En general ocupan las partes de los barrancos que de forma subradial surcan el estratovolcán. También afloran en la depresión central que queda situada en el frente de los "cuchillos".

Mayoritariamente constituyen una sucesión monótona de coladas "pahoe-hoe", vesiculares y alteradas con escasas intercalaciones piroclásticas, en las cuales resulta complicado reconocer las estructuras de colada. Están intensamente atravesadas por

FASE VOLCÁNICA MIOCENA

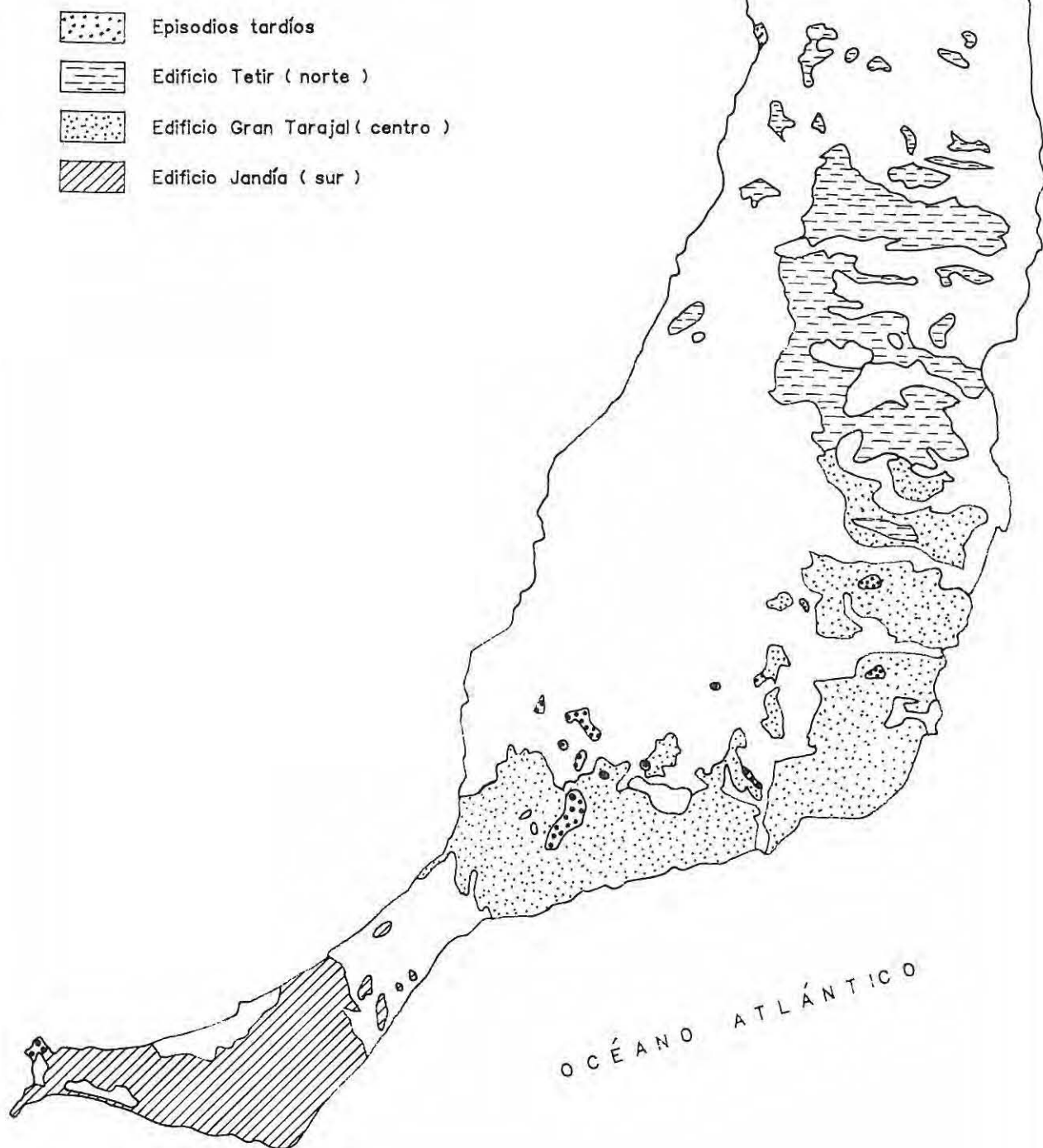


Fig. 2.2.- Afloramientos de la Fase volcánica miocena.

diques y "sills" basálticos y presentan buzamientos periclinales muy acusados y variables de 8°-20° hacia el exterior. Composicionalmente predominan las coladas basálticas olivíno-piroxénicas.

Debido al intenso grado de alteración que presentan, es difícil medir los espesores individuales de las mismas, si bien éstas suelen ser poco potentes.

Los centros de emisión son muy escasos. Se han señalado dos conos piroclásticos estrombolianos en la zona de Los Boquetes y Playa del Pajarito. Están constituidos por lapillis, escorias y escasas bombas de composición basáltica.

Brechas atravesadas por numerosos diques (Ugán-Viejo Rey). (19).- Esta unidad se localiza fundamentalmente en el sector comprendido entre el barranco de Ugán y el Istmo de la Pared. Constituye la zona de contacto con el Dominio del Complejo Basal y es un corredor tectónico en el que en muchas ocasiones resulta complicado reconocer la naturaleza de la roca, debido a su intensa fracturación. Además, están intensamente atravesadas por diques de dirección NNE-SSO.

Su situación estratigráfica con respecto a las coladas de este tramo es algo confusa, ya que parecen situarse topográficamente por debajo de ellas, pero por otra parte hay que pensar que estas brechas proceden de coladas que ya estaban formadas y que han sufrido un proceso de rotura o brechificación. En cualquier caso, esta unidad pertenece al tramo inferior del edificio, ya que en algunos afloramientos se observa que estas brechas y coladas rotas estaban ya atravesadas por unos diques que más tarde se han "roto" y quedan individualizados con formas prismáticas. En algunos puntos la brecha es muy polimítica y exhibe fragmentos angulosos de colores verdosos, caquis y rojizos.

Brechas tipo Ampuyenta y sedimentos aluviales. (20 y 21).- Se han agrupado en esta unidad (a efectos cartográficos) los depósitos de brechas líticas tipo Ampuyenta que corresponden a la destrucción parcial de las unidades lávicas del tramo inferior, y unos niveles de sedimentos aluviales que marcan la interrupción sedimentaria existente en la base del tramo medio-superior. Son propiamente los depósitos sedimentarios los que se sitúan al techo de las brechas y los que realmente marcan la interrupción sedimentaria. Además, en muchos casos, estos depósitos detríticos son resultado tanto de la erosión de los materiales lávicos del tramo inferior como del retra-bajamiento de los depósitos brechoideos.

Se trata de depósitos sedimentarios de tipo aluvial, que ocasionalmente pueden rellenar paleocanales desarrollados en las coladas del tramo inferior. Los mejores ejemplos de este tipo son los existentes en la hoja de Pozo Negro, en las inmediaciones del Cuchillo de Juanicón. Es asimismo en este sector costero donde se alcanzan las mayores potencias, con un máximo de 90 m, en el afloramiento de la Playa de la Cueva. Estos sedimentos están constituidos por niveles de conglomerados con pasadas arenosas. En general presentan estructuración interna, con orientación de cantos, estratificación difusa y, a veces granoselección positiva.

En el edificio Gran Tarajal las brechas son volumétricamente mucho menos importantes que en el edificio Tetir, sin embargo presentan características análogas a aquellas. Es un depósito brechoide relativamente consolidado constituido por cantos subangulosos con tamaños variables desde 1-2 cm hasta bloques que superan los 50 cm. Estos últimos son relativamente

escasos, situándose la mayoría entre 4-12 cm. No presentan ninguna estratificación ni ordenación interna. La naturaleza de los fragmentos es mayoritariamente basáltica, siendo los más frecuentes los basaltos olivínico-piroxénicos. Estos fragmentos aparecen envueltos en una matriz arenoso-arcillosa de colores variables (beiges, pardos y rojizos). Los mayores espesores observados corresponden al área del Resbaladero Chico (100 m).

Intrusiones y coladas traquíticas (Morros de Pozo Negro y Cañadas del Hoyo o los Nortes). (22).- La más importante de todas ellas es la de los "Morros de Pozo Negro" situada a unos 4 km al E de la localidad de Tuineje. A unos 6 km al SO de esta localidad, en el paraje de Cañadas del Hoyo, se localiza otro cuerpo intrusivo de menor entidad que es conocido también como "Los Nortes" por CUBAS *et al.* (1988-89).

La intrusión de Morros de Pozo Negro es un cuerpo alargado en dirección NO-SE que intruye tanto en las coladas basálticas del tramo inferior como en los materiales del Complejo Basal. No está claro si esta intrusión llegó a extruir o no en superficie, pero la existencia de coladas traquíticas en el Valle de Pozo Negro, sugiere que puede haber funcionado como centro de emisión de las mismas.

Estas coladas son rocas traquíticas de color verdoso, con un lajeado muy característico y diaclasado intenso. Su potencia es de unos 10-12 m y se encuentran situadas a unos 7-8 km al E de los Morros.

El afloramiento de "Los Nortes" o "Cañadas del Hoyo" es un estrecho cuerpo alargado en dirección N-S de menores dimensiones que el de los Morros de composición traquítica que se caracteriza por sus colores de alteración blancuzcos.

Diseminados por el edificio aparecen otros pequeños afloramientos traquíticos que no son cartografiables a la escala del mapa. En el afloramiento del barranco de la Torre se recolectó una muestra para datación radiométrica obteniendo una edad de 17,2 M.a, BALCELLS *et al.* (1994).

2.3.1.1.2. Tramo inferior-medio indiferenciado.

Esta supraunidad indiferenciada, sólo se ha empleado en el sector norte del edificio. En esta zona las series son algo diferentes al resto de las observadas en el edificio Gran Tarajal, debido a que en este sector se produce el tránsito entre los edificios miocenos de Tetir y Gran Tarajal. Este hecho queda puesto de manifiesto por la gran abundancia de intercalaciones sedimentarias que existen entre las coladas.

Coladas y piroclastos basálticos. (23).- Aparece representada fundamentalmente entre los barrancos de Antigua y del Negrito, predominando las coladas basálticas olivínico-piroxénicas. Los mejores cortes se observan en las laderas del Cuchillito de Buenavista, Cuchillito del Manadero y Majada de la Cantera, siendo las potencias máximas de 100 a 150 m.

En las partes inferiores predominan las coladas alteradas de color gris con bases escoriáceas. Sobre ellas se observa un tramo de coladas más masivas con disyunción columnar entre las que se intercalan varios niveles de sedimentos aluviales. En la parte superior aparecen coladas masivas de basaltos olivínico-piroxénicos.

En esta zona son relativamente abundantes los centros de emisión estrombolianos, constituidos por lapillis, escorias, bombas y bloques lávicos.

2.3.1.1.3. Tramo medio-superior.

Estas emisiones debieron sucederse de forma bastante continua sin que existieran grandes períodos de inactividad volcánica. Las dataciones efectuadas por BALCELLS *et al.* (1994) y por COELLO *et al.* (1992) señalan que el período de emisión de este tramo se debió prolongar desde los 18 M.a. hasta los 14 M.a. (aproximadamente).

Coladas basálticas y centros de emisión. (24).- Esta unidad alcanza un gran desarrollo areal, apareciendo siempre en las partes medias y superiores de los relieves miocenos de este sector de la isla.

Está constituida por apilamientos de coladas basálticas, con escasas intercalaciones piroclásticas, que buzan de forma periclinal hacia la costa, con valores comprendidos entre 3° y 12°. En conjunto presentan una morfología característica tabular y escalonada, debido al apilamiento sucesivo de unidades lávicas. Las coladas son masivas y compactas, a menudo con disyunción columnar, y bases de cascajo bien desarrolladas. Los espesores individuales oscilan entre 2 y 6,5 m, llegando en conjunto a medir potencias de hasta 250 m en el corte de la Atalaya del Caracol. Predominan de forma mayoritaria los términos basálticos, existiendo tipos olivínicos, olivino-piroxénicos, olivínico-piroxénicos-plagioclásicos y afaníticos.

Las intercalaciones piroclásticas (conos enterrados y capas) son muy escasas y difícilmente cartografiables a escala 1:100.000. En general están constituidos por lapillis, escorias y escasas bombas de composición basáltica. Todos ellos corresponden a mecanismos de emisión de tipo estromboliano.

Intrusiones básicas. (25).- Aparecen representados en pequeños afloramientos dispersos (casi incartografiables) que intruyen en las coladas básicas.

En general, están constituidos por rocas masivas y coherentes de composición basáltica con marcada disyunción columnar. Los contactos no siempre son nítidos, ya que muchos de ellos pueden haber intruido a favor de planos subparalelos a los de las coladas. En otros casos, sin embargo, se observa la zona de raíz del cuerpo intrusivo, con diques que se alabea y enraizan, constituyendo el conjunto una especie de salidero. En algunos afloramientos existen texturas microgranudas de tipo subvolcánico y venas pegmatoides.

2.3.1.1.4. Red filoniana.

En el edificio mioceno de Gran Tarajal se observa una red filoniana de carácter radial que afecta fundamentalmente al tramo inferior del edificio. Esta red no es completamente radial ya que falta todo el arco NO del edificio. De este modo se observa todo un abanico de direcciones desde N100°E hasta N210°. La distribución de los diques no es totalmente homogénea sino que se concentran en "pasillos" o "ramas estructurales" que tienden a adoptar una pauta triple. Estos diques son mayoritariamente de composición basáltica, existiendo tanto tipos porfídicos como afaníticos. También se han observado algunos diques afaníticos, de color gris y tendencia traquibasáltica. Excepcionalmente se ha localizado un dique de basanita, en las proximidades de Las Playitas. Este dique puede corresponder a episodios más tardíos de la Fase miocena, y relacionarse con coladas de esta composición que se sitúan de forma claramente discordante con respecto al edificio.

Tienen recorridos largos, en ocasiones varios kilómetros, y su

espesor varía de 0,5 - 2,5 m. En general son verticales o sub-verticales, con contactos rectilíneos y en algunos se observan texturas de borde de enfriamiento.

Además de esta red radial existe otra familia de diques con orientaciones entre N90°E y N120°E que afecta fundamentalmente al tramo medio-superior en el sector sur del edificio. Estos diques presentan formas algo curvadas que podrían representar estadios tardíos de relajación y de descompresión, en las laderas del edificio. Esto sería aprovechado por el magma para acceder a la superficie a través de estas fracturas de descompresión. Tienen recorridos largos con espesores variables de 0,5-1,5 m.

Intercalados entre el apilamiento de coladas del tramo inferior se han observado algunos "sills" básicos de composición basáltica.

Por último, cabe señalar la existencia de algunos diques relacionados con centros de emisión puntuales. Composicionalmente son basálticos y se caracterizan por presentar direcciones variables (sin pauta definida) y escaso recorrido.

2.3.1.1.5. Episodios tardíos.

Se describen en este apartado una serie de emisiones volcánicas que, aunque de edad miocena, aparecen claramente discordantes con la estructura general del edificio Gran Tarajal. Su emisión se ha producido, en muchos casos, con posterioridad al desarrollo de la red de drenaje en el edificio citado. Por tanto, la individualización cartográfica de estas coladas se efectúa, más bien, siguiendo criterios geomorfológicos y cartográficos y no los puramente petrológicos y geoquímicos. COELLO *et al.* (1992) han datado estas emisiones en 13,2 M.a. en el Tablero del Saladillo. En general, estos episodios se corresponden con las unidades de: Melindraga, Cardones, Tamacite y Los Morros de ANCOCHEA *et al.* (1991). En la cartografía geológica se han distinguido, además de la unidad de coladas basálticas, una unidad de sedimentos y brechas caóticas que aparecen en la base de estas coladas.

Brechas y sedimentos. (26).- Estos materiales afloran fundamentalmente en el sector comprendido entre los barrancos de Fayagua y Tesejerague, localizándose siempre de forma discordante sobre las unidades del Complejo Basal.

Entre otros afloramientos, cabe señalar los localizados en: la carretera Pájara-La Pared (en la base de El Cantil), y en las laderas de Montaña Melindraga, Montaña Redonda, Montaña Hendida y Morro de la Leña.

Hacia el techo estos materiales brechoides pueden sufrir cierto retrabajamiento y ordenación interna que permiten clasificarlos como sedimentos continentales.

En general las brechas se caracterizan por sus colores verdosos debido a que sus componentes mayoritarios proceden de rocas del Complejo Basal que han sufrido una intensa epidotización. El tamaño de los fragmentos varía entre 5 y 20 cm, si bien ocasionalmente puede aparecer alguno de casi 40-50 cm.

En algunos puntos estas brechas presentan características de "mud-flow" ya que se observan grandes fragmentos "flotando" en una matriz de tipo arenoso. Los sedimentos están constituidos por cantos basálticos con tamaños variables desde unos milímetros hasta 4-10 cm. Presentan cierta orientación de

cantos en una matriz arenosa y granoselección positiva. El espesor de conjunto de estos materiales es muy variable, y en general inferior a 50 m.

Coladas basálticas y basaníticas. (27).- Estas coladas se han emitido después de que el edificio mioceno de Gran Tarajal estuviera medianamente erosionado, ya que en muchas ocasiones se han canalizado a través de barrancos abiertos en el edificio. Ejemplos de este tipo se han observado, entre otros, en el barranco de Tarajalejo (Morretes Negros), barranco de los Cuchillos (Cuevas Labradas), barranco de La Florida (Llano de Sebastián Díaz), y en el Valle de La Lajita (Morretes de Lucas). En general, las coladas constituyen pequeñas hombreras de poco espesor, que aparecen a modo "intracanyon" en los valles. Analizando las direcciones de flujo de estas coladas, sus buzamientos, y sus espesores, puede inferirse que sus centros de emisión debían localizarse al norte de Melindruga, en una zona situada entre las localidades de Pájara y Tuineje. Este hecho concuerda con el estudio de la red filoniana principal del edificio Gran Tarajal, que, en conjunto parece converger hacia la zona de Pájara-Tuineje-Tesejerague. Según esto, podría sugerirse que estas coladas constituyen resurgencias puntuales ligadas a la actividad póstuma del estratovolcán, localizadas en la zona intracrática del mismo.

En general, estas coladas suelen dar lugar a superficies más o menos planas y alargadas tipo "cuchillos o tableros". En otras ocasiones constituyen relieves residuales de forma circular como en Montaña Tirba y Tamacite.

Los mayores espesores se han medido en las laderas de Cuchillo Negro y Montaña Melindruga en las cuales se superan los 100 m de espesor. Sin embargo, en la mayoría de los afloramientos la potencia se reduce considerablemente. Las coladas son de color gris-negrusco, relativamente potentes (2-4 m) y suelen presentar una morfología escalonada característica. Composicionalmente predominan los tipos basálticos olivínico-piroxénicos de matriz negruzca y afanítica. Excepcionalmente existen términos basaníticos localizados en la zona de Montaña Negra.

2.3.1.2. Estratovolcán de Jandía.

Este edificio constituye la Península de Jandía y se sitúa en el extremo sur de la alineación de los tres grandes edificios miocenos que dieron lugar a la isla de Fuerteventura. Mientras que los edificios de Tetir y Gran Tarajal se asientan claramente sobre el Complejo Basal, en éste no se ha observado su muro. No obstante, según las observaciones de campo realizadas, se ha comprobado que las primeras emisiones de este sector son puntuales y están constituidas por edificios independientes de tipo hidromagmático. La construcción propiamente del edificio estratovolcánico se realiza con la emisión del tramo medio-superior.

Según se ha comprobado por el estudio de campo y de la red filoniana, los centros de emisión de este edificio se situaban de forma alineada a varios kilómetros mar adentro de la línea de costa de Cofete. Esto sugiere que las dimensiones del edificio eran mucho mayores que las actuales. El mecanismo de destrucción ha sido muy discutido, pues mientras unos autores sugieren una simple erosión (marina y continental), otros se inclinan por movimientos tectónicos, que bascularían la parte norte del edificio.

Los primeros eventos de actividad volcánica en Jandía son difíciles de datar debido al intenso grado de alteración que presentan los materiales del tramo inferior. No obstante, la edad de un dique de 20,7 M.a. datado por FERAUD *et al.* (1985) corres-

pondería probablemente con este tramo. Diversos autores (ABDEL MONEM *et al.* (1971), COELLO *et al.* (1992) y BALCELLS *et al.* (1994) han datado las primeras coladas del tramo medio en torno a 17-17,2 M.a., lo cual implicaría que el tramo inferior se emitió con anterioridad a esta época. Además, la separación entre los tramos inferior y medio es muy nítida no ofreciendo dudas su cartografía. Sin embargo la individualización del tramo superior es más problemática, ya que la discordancia no es tan patente. Por este motivo en esta cartografía a E. 1:100.000 se han tratado conjuntamente ambos tramos (medio y superior). Las edades absolutas muestran, asimismo, una progresión bastante continua entre estos dos últimos tramos. Durante la realización del Plan MAGNA se dataron coladas del tramo medio en 17,2; 16 y 15,8 M.a., y COELLO *et al.* (1992) dató tres coladas del tramo superior en 15'2, 15 y 14'9 M.a.

2.3.1.2.1. Tramo inferior.

Este tramo aparece representado fundamentalmente en la vertiente norte del edificio (Escarpe de Barlovento) y en afloramientos aislados del sector sur y sureste que constituyen paleorrelieves residuales probablemente controlados por causas tectónicas. Ejemplos de ello son los relieves de Morro Mungia-Siete Fuentes y Mña Aguda. También aparece en el fondo de algunos de los barrancos principales de este sector (Canarios, Mal Nombre, Gran Valle y Tras del Lomo).

Una de las características principales del tramo inferior del Edificio Jandía es la existencia de varios edificios hidromagmáticos de diverso tamaño.

Coladas basálticas, brechas y centros de emisión. (28).- Esta unidad es la que constituye mayoritariamente el tramo inferior del edificio.

Muchos de los centros de emisión de este tramo son hidromagmáticos y/o mixtos apareciendo situados al nivel del mar y en la zona costera. Esto pone de manifiesto la fase inicial de construcción de la isla, en la cual, el magma interacciona con el agua en los comienzos subaéreos del edificio. Las coladas basálticas están alteradas y es frecuente que no se reconozcan las estructuras originales de las mismas, con lo cual resulta muy problemático calcular los espesores individuales. No obstante, se estima que la potencia total es de unos 120 m. En los sectores de Mungia-Siete Fuentes y Mña Aguda se ha observado que esta unidad está constituida por una apilamiento de coladas "pahohoe", entre las que se intercalan hacia el techo algunas coladas "aa". Composicionalmente predominan los basaltos piroxénicos y olivínico-piroxénicos.

Las brechas aparecen fundamentalmente en los escarpes de barlovento y suelen estar constituidas por fragmentos angulosos y subangulosos de naturaleza basáltica. Los fragmentos presentan tamaños muy variables desde 2 cm hasta 30 cm.

Domos y tobas sálicas (Montaña Azufrá, Roque del Moro e Islote de Cofete). (29).- De los tres edificios miocenos señalados, es en el de Jandía donde afloran un mayor número de intrusivos sálicos. Estos tres domos marcan una alineación N60°E, la cual coincide con la morfología costera de Cofete, y han sido estudiados en detalle por CUBAS *et al.* (1988-89).

El Islote de Cofete es una especie de tómbolo que marca la separación entre las playas de Cofete y Barlovento. Presenta una forma alargada en sentido NNE-SSO y un techo aplanado por la acción del oleaje. En muestra de mano es una roca traquítica microgranuda clasificada como cuarzotraquita. En las proximidades del Roque del Moro hay un pequeño intru-

sivo constituido por una roca traquítica de color gris muy alterada. Este cuerpo está intruyendo a las coladas basálticas del tramo inferior que aparecen, a su vez, intensamente inyectadas por diques.

Por último, en el extremo suroccidental de la alineación descrita se sitúa el domo de Mña Azufrá. Se caracteriza por su planta semicircular, con morfología arqueada, abierta hacia el oeste. En muestra de mano, es una traquita gris-verdosa con lajeado muy característico que recuerda a las fonolitas. Ha sido clasificado por CUBAS *et al.* (1988-89) como un cúmulo-domo de crecimiento endógeno. En los alrededores de este domo se observa un anillo de tobas sálicas que corresponde con las fases explosivas del mismo. Estas tobas no están afectadas por la densa red de diques que atraviesa el tramo inferior, y se sitúan justamente a su techo, marcando la discordancia con el tramo medio. Según esto, puede interpretarse que estos intrusivos constituyen los diferenciados sálicos (finales) del tramo inferior.

Las tobas están constituidas por abundantes líticos y cristales de feldespato. Estos líticos se caracterizan por sus colores blanquecinos y composición sálica, si bien, hay algunos "accidentales" de composición basáltica, con tamaños que pueden llegar a 25-30 cm. Intercalados aparecen niveles cineríticos de tonos amarillo-marrón-verdoso.

Brechas, intrusivos y red de diques (Area de Montaña Azufrá). (30).- En los alrededores de la intrusión sálica de Montaña Azufrá, aparecen un conjunto de materiales brechoídes y depósitos piroclásticos fragmentados y atravesados por numerosos diques e intrusivos básicos. En conjunto toda la zona parece estar afectada por una intensa actividad tectónica y volcanismo resurgente.

En la parte inferior se observan depósitos piroclásticos mixtos en la cual alternan capas de lapilli con niveles de "fall" hidromagmático. A techo afloran brechas con fragmentos angulosos de composición mayoritariamente basáltica. Son muy heterométricas, con fragmentos desde 1 cm hasta más de 20 cm. La parte superior está constituida por dos tipos de brechas sálicas relacionadas respectivamente con colapsos de domos y "debris-avalanche".

Sedimentos y brechas. (31).- Se agrupan en esta unidad (a efectos cartográficos) unos delgados niveles de sedimentos aluviales que marcan la interrupción sedimentaria existente en la base del tramo medio-superior, y unos depósitos de brechas líticas de tipo "debris-avalanche" que corresponden a la destrucción parcial de las unidades lávicas del tramo inferior.

Los sedimentos están constituidos por niveles conglomeráticos con pasadas arenosas.

Las brechas ocupan una extensión areal muy escasa. Están constituidas por una acumulación de cantos subangulosos con tamaños variables desde 1-2 cm hasta bloques de 40-60 cm, si bien, los tamaños más abundantes se sitúan entre 3-12 cm. Los fragmentos son mayoritariamente basálticos. La matriz es de aspecto arenoso-arcilloso y no está compactada. Las potencias son muy variables, pero en ningún caso superan los 50 m.

2.3.1.2.2. Tramo medio-superior.

Del conjunto, esta unidad es la que aparece más ampliamente representada en la Península de Jandía y la que configura realmente el edificio volcánico.

Debido a la escala de trabajo, se ha considerado conveniente unificar en una sola unidad de leyenda los tramos medio y superior. Además, las discordancias existentes entre los diferentes tramos del edificio mioceno no siempre tienen la misma continuidad lateral. Según las dataciones absolutas disponibles, la emisión debió sucederse de forma bastante continua; ya que, la base ha sido datada en 17,2 M.a. y hay dataciones sucesivas hasta los 14,9-14 M.a en las últimas coladas del Pico de la Zarza por COELLO *et al.* (1992).

Coladas basálticas y centros de emisión. (32).- Mayoritariamente son emisiones muy efusivas que dan lugar a un potente apilamiento de coladas basálticas que constituyen los relieves más importantes de la isla (Pico de la Zarza, Pico de Mocán, Pico de la Matanza, Morro del Cavadero, Fraile, Morro del Jorao, Pico de la Camella y Morro de la Burra, entre otros). Estos relieves han sido incididos, posteriormente, desarrollándose una red de drenaje subradial, hacia la vertiente S y SE. El escarpe norte (Barlovento) está muy verticalizado y obedece a otras causas, probablemente deslizamientos controlados por actividad tectónica y volcánica.

Intercalados entre el apilamiento de coladas aparecen localmente algunos conos piroclásticos enterrados y niveles de almagre de poco espesor. Todos ellos están constituidos por lapilli, escorias y escasas bombas de composición basáltica y diversa granulometría.

En conjunto, esta unidad presenta buzamientos periclinales hacia el S, SE, y ESE, con valores comprendidos entre 3° y 10°. El espesor máximo se estima que es superior a 580 m. Mayoritariamente son coladas masivas y potentes, coherentes y con pocas intercalaciones piroclásticas. Sus espesores individuales varían entre 0,8 m y 5 m, siendo en general más potentes las coladas de la parte alta del apilamiento. Aunque predominan las coladas de tipo "aa", localmente se han observado algunas coladas "pahoehoe" con estructuras cordadas y lavas en tripas.

Composicionalmente, predominan los tipos basálticos, siendo más frecuentes las coladas porfídicas con matriz afanítica y fenocristales de olivino y piroxeno.

Se dató la base de esta unidad en el Morro de Siete Fuentes, obteniéndose una edad de 17,2 M.a. (BALCELLS *et al.* (1994)). Este dato concuerda con las edades obtenidas por ABDEL MONEM *et al.* (1971) en la pista de bajada a Cofete. Por otra parte, COELLO *et al.* (1992) han realizado varias dataciones de esta secuencia (15,8; 14,4; 15,2; 15 y 14,9 M.a.). Esta última datación corresponde a las últimas coladas del apilamiento en el Pico de la Zarza. Como se desprende del estudio de todos estos datos, no existen lapsus importantes en la actividad volcánica, sino que ésta se prolongó de forma bastante continuada desde los 17,2 M.a hasta 14,9 M.a.

Intrusión sálica (Cuchillo del Palo). (33).- Se trata de la única intrusión sálica que atraviesa el tramo medio-superior del Edificio Jandía. Se encuentra localizada al sur del Pico de la Camella, en la parte alta de la ladera occidental del barranco de los Escobones. La intrusión presenta una orientación general N-S (N 5°E), observándose que el conducto de alimentación de este domo es un dique subvertical de 1,5-3,5 m de potencia. En la zona central se ha abierto a modo de cresta, cubriendo en discordancia a las coladas del tramo medio-superior. Ha sido clasificado por CUBAS *et al.* (1988-89) como un cúmulo-domo de crecimiento endógeno. COELLO *et al.* (1992) lo datan en 15,2 M.a; edad que resulta algo más antigua de lo que cabría

esperar, ya que estos mismos autores han datado el techo del tramo superior en 14,9-15 M.a. Esta variación en edad puede ser justificada por los problemas que suelen presentar los cuerpos intrusivos sálicos para su datación, debido a las emanaciones gaseosas que modifican las composiciones isotópicas de determinados elementos.

Intrusivos básicos. (34).

Debido a la escala del mapa, se han suprimido muchos afloramientos de los existentes (ver Hoja 1:25.000 de Cofete-Morro Jable). Solamente se han representado unos pequeños cuerpos intrusivos que aparecen en el área de Mña Azufrá, en el extremo occidental de la Península de Jandía. Se trata de rocas masivas y densas, de color oscuro y composición basáltica que intruyen tanto a las coladas como a los materiales fragmentarios de la fase miocena. Composicionalmente predominan los basaltos olivínicos, aunque también se han muestreado basaltos olivínico-piroxénicos y basaltos olivínico-piroxénico-plagioclásicos.

2.3.1.2.3. Red filoniana.

En el edificio Jandía se ha cartografiado un sistema de diques radial, observándose que convergen en cinco puntos teóricos alineados según una dirección N-50°E. Esta alineación parece corresponder con una fisura eruptiva localizada a unos 2 km mar adentro. Este esquema radial queda también puesto de manifiesto por varios ejes estructurales.

La distribución de los diques no es homogénea sino que obedece a pautas triples con pasillos donde se concentran una mayoría de ellos. Así, en el sector de barlovento, próximo al Istmo de la Pared, presentan orientaciones N-35°E; en Montaña Aguda N-135°E; En el Morro de Siete Fuentes-Degollada de Mungía N-S; por último, en el extremo occidental de la Península de Jandía N-50°E. Composicionalmente predominan los tipos basálticos, tanto afaníticos como pordíficos, con potencias en general bajas de 0,3-1,8 m. Algunos de estos diques han sido datados por FERAUD *et al.* (1985) obteniendo edades muy variables desde 12 M.a para uno de los diques de la Punta de Jandía hasta 20,7 M.a en el sector de Mña Aguda. Otros diques datados, por estos autores, en la Degollada de Agua Oveja arrojan edades de 15,4; 14,9 y 14,2 M.a.

Además, de esta estructura principal que afecta fundamentalmente al tramo inferior, y en menor medida al medio, se ha observado una red de diques más tardía de dirección N-105-110°E relacionada fundamentalmente con el tramo superior del edificio. Estos diques podrían representar la fracturación anular, característica del episodio póstumo de "hinchamiento" del edificio, debido al continuo ascenso de la cámara magmática. Su área de afloramiento se localiza en el sector centro-meridional del edificio, en el arco comprendido entre la Sierra de Licanejo y el Morro del Cavadero.

En la zona de Montaña Azufrá hay una gran densidad de diques y apuntamientos intrusivos que en conjunto definen dos orientaciones preferentes conjugadas (NE-SO y SE-NO).

Por último, inmediatamente al este de esta zona (Sierra de Los Valluelos) hay un grupo de diques que describen una trayectoria curva, buzante hacia el interior. En conjunto se asemejan a un pequeño "cone-sheet", aunque, debido a la poca continuidad de los mismos, no se puede definir claramente esta estructura.

2.3.1.2.4. Episodios tardíos.

Se asignan a esta unidad una serie de coladas localizadas en el extremo noroccidental de la Península de Jandía que parecen adaptarse al paleorrelieve del estratovolcán mioceno, y muestran morfologías avanzadas en la línea de costa (Punta Pesebre, Punta Cutillo, Punta del Mal Rayo y Punta Junquillo). También se han asignado a estos episodios las brechas líticas del cono litoral de la Caleta de la Madera.

Coladas basálticas, basaníticas y nefeliníticas. (35).- Son coladas masivas y potentes, con fuerte disyunción columnar y color oscuro. De "visu" son rocas básicas, muy densas, con abundantes fenocristales de olivino. La edad de estas coladas es algo problemática, ya que según las muestras datadas por BALCELLS *et al.* (1994), presentan una edad de 14,5 M.a. Sin embargo, su posición en campo, adaptándose al paleorrelieve del estratovolcán mioceno, sugiere una edad algo más joven; ya que según las dataciones de ABDEL MONEM *et al.* (1971), FERAUD *et al.* (1985) y COELLO *et al.* (1992) el tramo medio-superior de este edificio se debió emitir entre 17 y 14,2 M.a. Estas coladas tardías no están afectadas por la red filoniana y, por tanto, se esperaba que su edad fuera algo más reciente.

2.3.1.3. Estratovolcán de Tetir.

El edificio Tetir se sitúa en el extremo norte de la alineación de los tres edificios miocenos definidos en la isla y ha sido también denominado como Edificio Norte por HERNAN *et al.* (1993). Este edificio es el peor definido de los tres, y se caracteriza por la presencia muy frecuente de unos depósitos brechoides que cubren extensas áreas del mismo. Estos materiales constituyen una de las unidades más características de la isla de Fuerteventura y ya fueron descritos por ROTHE (1966) y FUSTER *et al.* (1968), como "Aglomerados de Casillas del Angel y "Aglomerado Ampuyenta", respectivamente. En este trabajo se ha preferido la denominación de "Brecha Ampuyenta", ya que el término aglomerado, alude más bien a un origen puramente volcánico y, en el caso, de la Brecha Ampuyenta no se han encontrado fragmentos juveniles, sino que más bien parece tratarse de un "debris avalanche".

A la vista de los resultados obtenidos en los otros edificios y de acuerdo con HERNAN *et al.* (1993), para este trabajo se ha modificado la división del edificio Tetir. Se ha separado, un tramo inferior que agrupa a las coladas que aparecen debajo de la Brecha Ampuyenta y a algunas de las "formaciones de transición" distinguidas en la cartografía 1:25.000. El Grupo Ampuyenta se mantiene como una unidad eminentemente brechoide con algunas coladas y sedimentos intercalados. A techo de esta unidad y separada por una discordancia erosiva patente aparece el tramo medio-superior, constituido por un monótono apilamiento de coladas basálticas. Esta unidad da lugar a los relieves de los cuchillos que son los que en cierto modo definen parcialmente el edificio.

Durante la campaña de dataciones del Plan Magna se intentaron datar las coladas intercaladas en la brecha Ampuyenta, pero el grado de alteración de las mismas, impidió obtener muestras. COELLO *et al.* (op.cit.) han datado diversas coladas del tramo medio-superior obteniendo una seriación de edades de 14,3 a 12,8 M.a. Estos datos concuerdan bastante bien con la edad de ABDEL MONEM *et al.* (op.cit.) de 12,1 M.a. (para este tramo). Por tanto, como resumen, puede indicarse que mientras los tramos inferiores de los tres edificios (aunque con reservas) se sitúan en torno a los 20 M.a. de antigüedad, los tramos medio-superiores son sustancialmente más jóvenes en

el edificio Tetir (Norte). Este hecho se confirma con las observaciones de campo, ya que en la zona de interferencia entre este edificio y el de Gran Tarajal se observa como las coladas del edificio Tetir se sitúan de forma discordante sobre las de Gran Tarajal y parecen rellenar paleorrelieves. Ejemplos de ellos se observan en los relieves de Montañetas de María Hernández, Montañeta del Burgado, Cuchillote del Manadero y Cuchillote de Buenavista.

2.3.1.3.1. Tramo inferior.

Este tramo aparece fundamentalmente representado en el sector occidental y noroccidental del edificio. En esta cartografía las formaciones de transición (aflorantes en la zona de Mña Prieta y Mña de Mazacote) se han asignado, a estos efectos, al tramo inferior del edificio.

Existen pocos datos fiables de dataciones absolutas de este tramo. ABDEL MONEM *et al.* (1971) dataron las coladas aflorantes en las proximidades de Tostón en 21,2 M.a., edad que puede ser coherente si se tiene en cuenta que la intrusión de Tindaya (que perfora esta serie) fue datada por COELLO *et al.* (1992) en 18,7 M.a. Sin embargo, estos últimos autores han datado coladas de este tramo, intensamente atravesadas por diques, en la costa de Paso Chico, en 13,7 M.a. Esta edad hay que considerarla con precaución pues no encaja con la estratigrafía general del edificio. Se sugiere la posibilidad de que se trate de un "sill" que aparezca enmascarado entre los diques, o bien que sea una muestra algo alterada que modifica el resultado de la datación.

Coladas basálticas. (36).- Estas coladas constituyen las primeras emisiones subaéreas de la fase miocena, situándose, en muchos casos, en la zona de transición al Dominio del Complejo Basal. Aparecen en el acantilado costero, al sur del Puerto de Tostón; en pequeños afloramientos en la zona de Mña Prieta y Mña de Mazacote, y en áreas "arrasadas" de poco relieve en las inmediaciones de La Oliva.

En general, son coladas que se caracterizan por el intenso grado de alteración lo cual dificulta la observación de las estructuras originales de colada. Además, presentan frecuentes rellenos secundarios de ceolitas y/o carbonatos. Predominan las coladas "pahoe-hoe" de basaltos olivínico-piroxénicos de carácter porfídico.

La red filoniana que atraviesa estas coladas es muy intensa, sobre todo en los afloramientos del sector costero y en los de Mña Prieta y Mña Mazacote. En esta última zona se han observado dos familias de diques basálticos, (N30°-40°E y N60°-70°E). La primera de ellas coincide con la orientación estructural de los diques del Complejo Basal. Sin embargo, la segunda puede corresponder a la pauta radial del edificio Tetir. Esta es una de las razones por las que se han asignado estos materiales al tramo inferior del edificio Tetir.

Intrusiones y coladas sálicas. (37).- Dentro del edificio mioceno de Tetir el único cuerpo intrusivo sálico es el domo de Montaña Tindaya. CUBAS *et al.* (1988-89) lo consideran como un domo colada, siendo el domo propiamente dicho Mña Tindaya y correspondiendo las coladas a los afloramientos de Llanos de Tindaya y Montañetas del Tebeto. En la cartografía geológica del Plan MAGNA (Hoja de La Oliva) se ha sugerido la hipótesis de que se trate de prolongaciones subvolcánicas a modo de "sills" del domo de Mña Tindaya. No obstante no hay criterios claros para inclinarse por una hipótesis u otra.

Composicionalmente es una cuarzotraquita de color gris-beige claro, masiva y coherente, con lajeado o disyunción subhorizontal. Esta roca ha sido tradicionalmente muy empleada como revestimiento de fachadas debido a sus vistosos colores de alteración superficial anaranjados y rojizos.

En los afloramientos de Montañetas de Tebeto y Llanos de Tindaya se observa que estas traquitas truncan a la red de diques que atraviesan las coladas basálticas miocenas y presentan una base plana muy nítida. Las muestras son muy similares a las observadas en el domo, con colores de alteración beige y grises claros. Posteriormente han sido recubiertas por las coladas basálticas pliocenas del volcán de La Ventosilla.

2.3.1.3.2. Grupo Ampuyenta.

En el edificio Tetir se ha individualizado esta supraunidad para designar a un conjunto de materiales, constituido fundamentalmente por brechas, entre las que aparecen algunas intercalaciones lávicas y niveles de sedimentos aluviales. COELLO *et al.* (1992) han datado las coladas situadas inmediatamente sobre las brechas en la localidad de Ampuyenta en 13 M.a. Por otra parte, estos autores dataron la intrusión traquítica de Mña Tindaya en 18,7 M.a. según lo cual, el período de emisión del Grupo Ampuyenta quedaría comprendido en este lapso de edad (18,7-13 M.a.).

Brechas, sedimentos y coladas basálticas subordinadas. (38, 39 y 40).- A efectos cartográficos, se han asignado también a esta unidad las brechas de Salinas que aparecen en el Dominio del Complejo Basal.

Estos materiales ocupan una considerable extensión, aflorando desde las proximidades de La Oliva (al norte) hasta Triquivijate (al sur). En general, se sitúan en la parte media-baja del escarpe de los cuchillos que afloran en el Valle Central. Al otro lado del valle, en el Dominio del Complejo Basal aparecen varios afloramientos en la zona de El Cuchillote, barranco de las Tenerías y en los relieves de Salinas-Atalayas de Risco Blanco y Risco Negro.

Las brechas están constituidas por una acumulación caótica de cantos subangulosos a subredondeados con tamaños variables desde unos centímetros hasta bloques de 40-60 cm. La naturaleza de los cantos es eminentemente basáltica, existiendo tipos olivínicos, olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y afaníticos. Estos últimos son relativamente abundantes y parecen corresponder a trozos de diques. También se han encontrado algunos fragmentos de rocas plutónicas (gabros y sienitas). La matriz es arenoso-arcillosa y presenta colores rojizos, pardos y ocre. En ningún caso se han observado cineritas ni estructuras que indiquen que se trata de una brecha volcánica en "S.S" sino que parece una "brecha lítica de colapso". En el afloramiento de Salinas estos materiales aparecen limitados por sendas bandas de fractura que se orientan paralelamente a las estructuras del Complejo Basal (N20°E).

En algunos afloramientos se han observado distintos tipos de facies brechoides. Así, en la ladera este de Mña de Tao aparecen unos planchones con formas de erosión superficial algo redondeadas y aspecto "panzudo" que parecen corresponder a coladas autoclásticas o domos colapsados. Asimismo, en el sector norte de Mña de Tao hay zonas caóticas de brechas deslizadas con masas de werhilitas.

Estos hechos parecen indicar que el origen de muchas de las brechas que constituyen la formación Ampuyenta puede ser

consecuencia de un gran "debris-avalanche".

Intercaladas entre los paquetes de brechas se han observado coladas basálticas, siendo los mejores ejemplos los existentes al norte de la Mña de Tao y en la falda SO del Pico de la Fortaleza. Son coladas basálticas olivínico-piroxénicas masivas de color oscuro, bastante alteradas.

En conjunto los mayores espesores de brechas se han medido en las proximidades de la localidad de Ampuyenta en que superan los 150 m.

2.3.1.3.3. Tramo medio-superior.

Este tramo está constituido por una monótona sucesión de coladas basálticas con suaves buzamientos periclinales al NE, E y SE. Forma una unidad continua en la que sólo existen almárges y paleosuelos locales que impiden separarlo cartográficamente. Así, HERNAN *et al.* (1993) consideran que este tramo es más correcto denominarlo como tramo superior. La discordancia entre este tramo y el Grupo Ampuyenta es muy nítida, ya que existe un claro contraste litológico entre estos materiales lávicos y los depósitos brechoides y sedimentarios de Ampuyenta. Además, en muchos puntos, se observa una clara discordancia erosiva con paleorrelieve marcada por los sedimentos aluviales que aparecen al techo del Grupo Ampuyenta.

En conjunto se puede estimar que la potencia de este tramo supera los 330 m, medidos en las laderas occidentales de los relieves de La Muda y Aceitunal.

Coladas basálticas y centros de emisión. (41).- Esta unidad es la que aflora más ampliamente en el edificio Tetir. Sus afloramientos están asociados con los relieves más importantes del sector.

Las características principales de estos materiales son:

- Escasez de intercalaciones piroclásticas.
- Menor proporción de diques que en el tramo inferior, y que en tramos equivalentes de otros edificios.
- Buena estructuración de las coladas.
- Menor grado de alteración y/o de rellenos de minerales secundarios (ceolitas, carbonatos).

Estructuralmente, esta unidad está constituida por un monótono apilamiento de coladas basálticas, horizontales o subhorizontales, con suaves buzamientos periclinales hacia el ENE, E y SE. Los valores oscilan entre 3° y 9°. La parte baja suele estar constituida por coladas algo más alteradas de composición basáltica olivínico-piroxénica y carácter porfídico. Sucesivamente comienzan a aparecer coladas "pahoe-hoe", vacuolares de basaltos olivínicos-plagioclásicos que hacia arriba son menos vesiculares y más potentes. Aunque mantienen la misma composición, tienen fenocristales de plagioclasa mayores y dan lugar a formas pseudoalmohadilladas. Los tramos más altos de los apilamientos están constituidos por coladas "aa" más masivas y potentes, con disyunción columnar, y bases de cascabo bien desarrolladas. Suelen tener matriz fina y composicionalmente existen basaltos olivínico-piroxénicos, olivínico-piroxénicos-plagioclásicos y olivínicos.

Otra de las características del edificio Tetir es la existencia de coladas de basaltos con grandes fenocristales de plagioclasa (1-2 cm). Estas coladas fueron tradicionalmente individualizadas en la cartografía de FUSTER *et al.* (1968).

2.3.1.3.4. Red filoniana.

En general, la densidad de diques existente en este edificio es menor que la observada en los edificios de Gran Tarajal y Jandía. No obstante, prolongando supuestamente todos ellos, se observa una cierta convergencia hacia la zona de Mña Blanca (Hoja de Los Molinos). Así, mientras en los afloramientos septentrionales aparecen diques NE-SO, a medida que se avanza hacia el sector central del edificio (Cuchillo de Vallebrón-Aceitunal) éstos, comienzan a girar y adoptan direcciones N60°-N90°E. Por último, más al sur, en Mña de Tao-Ampuyenta, los diques presentan direcciones NO-SE.

Mayoritariamente son de composición basáltica, predominando los tipos porfídicos, con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. También se han observado tipos afaníticos de color gris con tendencia traquibasáltica. Más escasos son los sálicos, habiéndose cartografiado algunos en el extremo norte del edificio.

Los espesores varían entre 0,5 y 1,5 m, si bien, la mayoría se sitúan entre 0,7 y 1 m. En general son verticales o subverticales y presentan contactos rectilíneos con bordes de enfriamiento y texturas características. Muchos de estos diques parece que son salideros de las coladas suprayacentes y muestran una composición casi idéntica a algunas de las coladas "pahoe-hoe".

Por último, hay que señalar la existencia de algunos "sills" que se intercalan en el apilamiento lávico, y entre los paquetes de brechas. Tienen potencias variables de 0,4-1,2 m y composición basáltica.

2.3.1.3.5. Episodios tardíos.

Coladas basálticas. (42).- Se han asignado a estos episodios unas coladas basálticas que afloran en la costa oeste, en las proximidades del Puerto de Tostón, que parecen estar rellenando un paleorrelieve en el edificio mioceno.

Se trata realmente de una colada masiva y potente (20 m) con disyunción columnar. Se caracteriza por su escasa alteración y color negruzco. Composicionalmente es un basalto afanítico con fenocristales escasos de olivino iddignitizados.

Aunque no se ha encontrado su centro de emisión puede sugerirse que éste se situaría, probablemente al E o SE del afloramiento (hojas de Tostón-Corralejo o La Oliva), emplazado sobre el Complejo Basal o sobre los propios relieves miocenos previos.

Además de esta colada, en la cartografía MAGNA se consideraron como "tardías" las coladas de la parte alta de la Mña de La Oliva. En esta síntesis se ha optado por asignar estos materiales al tramo medio-superior ya que no hay suficientes datos para considerarlas como tardías. Morfológicamente constituyen un relieve acusado sobre los materiales del tramo inferior, y no parece que estén rellenando un paleorrelieve, como las coladas del Puerto de Tostón.

2.3.2. Fase pliocena.

Desde las últimas emisiones que dieron lugar a los tres grandes edificios estratovolcánicos durante el Mioceno, hace unos 12 M.a, cesa ya toda actividad volcánica en la isla hasta comienzos del Plioceno. Durante este largo intervalo de tiempo de casi 7 M.a, dominan los procesos erosivos de desmantela-

miento de las estructuras recién formadas, modificándose profundamente la morfología y estableciéndose las líneas generales del relieve actual de Fuerteventura. A lo largo de la costa se produce un fuerte arrasamiento que genera una extensa plataforma de abrasión, hoy levantada a alturas que oscilan entre 10 y 50 m, y se instalan amplios campos de dunas litorales. En el interior se forman también depósitos detríticos aluviales que rellenan valles y relieves previos, indicando, en algunos casos, un juego tectónico importante en el bloque insular.

En el Plioceno inferior se reanuda la actividad magmática, extendiéndose prácticamente a lo largo de este periodo, con interrupciones más o menos cortas. Las emisiones son menos masivas y muestran un carácter más puntual, estando condicionadas por un régimen fisural de fracturas profundas que siguen direcciones predeterminadas en el basamento insular. Se localizan a partir de la mitad septentrional de la isla, Fig.2.3.

Este grupo de erupciones se corresponde sólo parcialmente con las dos subseries establecidas dentro de la Serie Basáltica II de FÜSTER *et al.* (1968), pues los nuevos datos geocronológicos han introducido variaciones en la sucesión relativa de los distintos episodios.

2.3.2.1. Episodios sedimentarios.

2.3.2.1.1 Rasa marina (entre + 10 y 55 m). Arenas y conglomerados. (43).

Los numerosos depósitos marinos que existen a diferentes alturas a lo largo del litoral de la isla, ponen de manifiesto la existencia de movimientos verticales respecto al nivel del mar, desde el Mioceno hasta el Holoceno tardío. Uno de los ejemplos más espectaculares de estas variaciones iso-eustáticas ha quedado reflejado a lo largo de la costa occidental de Fuerteventura, desde Tostón-Cotillo, en el norte, sin prácticamente interrupción, hasta la Punta de Jandía, en el sur, continuándose por la costa meridional de barlovento hasta Costa Calma o Costa Esmeralda. El reflejo morfológico de estos movimientos es la existencia, a lo largo de toda esa zona, de una amplia rasa marina, tallada en el Complejo Basal y en los materiales basálticos miocenos, que actualmente queda a alturas que oscilan entre + 10 y + 55 m sobre el nivel del mar. Representa una superficie erosiva horizontal, en algunos casos suavemente basculada hacia la costa.

La edad de esta discordancia está bien determinada por la caracterización paleontológica de los depósitos marinos fosilíferos, así como por las dataciones radiométricas de coladas de lava que la recubren. El contenido paleontológico indica que corresponden al Plioceno inferior, o al tránsito Mioceno-Plioceno, MECO (1975, 1977, 1981, 1982, 1983). Por otro lado, las dataciones radiométricas K-Ar de MECO y STEARNS (1981) y COELLO *et al.* (1992), confirman, igualmente, esta edad al datar en 5,8 y 5,0 M.a, respectivamente, las lavas del edificio Morro Valdés, que se apoyan sobre dichos sedimentos.

Hacia el interior los depósitos marinos suelen ir asociados a formaciones dunares, a veces de gran espesor, formadas durante la siguiente regresión marina (postmesiniense) y en algún caso también a sedimentos aluviales de tipo continental. En las zonas más deshabitadas de la costa (al sur de Cotillo, Los Molinos, Puerto de la Peña, Playa de los Mozos, etc.) es donde aparecen debajo de coladas basálticas y presentan una mejor exposición. En Jandía aparecen debajo de depósitos detríticos, si bien en este sector su degradación es acusada en algunos puntos.

Los sedimentos marinos del Plioceno inferior están constituidos por areniscas bastante compactadas, son de color claro y engloban abundante fauna. En la base suelen presentar un nivel de cantos redondeados, de composición básica. La potencia del conjunto oscila entre 1 y 2 m, si bien, a menudo es inferior.

Ya eran conocidos desde antiguamente, apareciendo citados numerosas veces en la bibliografía geológica-paleontológica de la isla. Así, cabe citar las referencias hechas por ROTHPLETZ y SIMONELLI (1880), quienes mencionan algunos fósiles terciarios procedentes de Fuerteventura, como *Strombus coronatus* y *Nerita plutonis*, pero sin especificar la localidad. HAUSEN (1958), CROFTS (1967), LECOINTRE *et al.* (1967) y KLUG (1968) describen también fósiles marinos de la costa oeste de Fuerteventura y de Jandía, aunque los consideran como cuaternarios, si bien, en un trabajo posterior, HAUSEN (1967) plantea su posible mayor antigüedad. Finalmente, las determinaciones paleontológicas de MECO (*op.cit.*) y las dataciones radiométricas mencionadas, los asignan, definitivamente, al Plioceno inferior.

El contenido paleontológico es muy rico, siendo los fósiles más característicos y abundantes: *Gryphaea virleti* (Deshayes), *Nerita emiliana*, Mayer, *Strombus coronatus*, Defrance, *Ancilla glandiformis* Lamarck, *Lucina Leonina* Basterot, *Rothpletzia rudista* (Simonelli), *Patella ambroggii*, *Hinnites ercolaniana*, *Chlamys pesfelis* y *Gigantopecten latissimus*. Otros fósiles presentes en cantidades más o menos variables son *Nucella plessisi* (Lecointre), *Conus pelagicus* Brocchi, *Mitralaria semicanalis* Bronn, *Theridium sp.*, *Conus mercati* Brocchi, *Arca tetragona* Poli, *Barbatia barbata* (Linné), *Glycymeris violacescens* (Lamarck), *Pecten benedictus* Lamarck, *Spondylus gaederopus* Linné, *Hyotissa hyotis* (Linné), *Ostrea lamellosa* (Brocchi), *Cardita ajar* Bruguiere, *Linga columbella* (Lamarck), *Ctena eburnea* (Gmelin), *Chama gryphina* Lamarck, *Laevicardium oblongum* (Chemnitz), *Tellina strigosa* Gmelin, el coral *Trochocyathus cuculliformis* Simonelli y dientes palatinos de peces *Chrysophrys sp.* Además, aparecen grandes cantidades de algas calcáreas y grandes moldes de *Haliotis sp.*

Esta fauna fósil, en la que existen géneros de aguas intertropicales, indica un carácter cálido de las aguas que bañaban el litoral de Fuerteventura en el Plioceno inferior.




2.3.2.1.2. Sedimentos aluviales. (44)

Corresponden a abanicos aluviales y fondos de valle que funcionaron durante el Plioceno, mayoritariamente en la mitad sur de la isla, desaguando hacia la vertiente meridional. Donde mayor representación adquieren es a lo largo de los márgenes de grandes barrancos, donde aparecen ya profundamente incididos por el encajamiento posterior de éstos. En su desembocadura presentan una disposición típica de abanico, al quedar a ambos lados del barranco.

Los afloramientos más representativos son los de Costa Calma, barrancos de Pecenescal, Los Canarios, Salmo, Esquinzo, Butihondo, la Cal, etc. A menudo están cortados por el trazado de la carretera general del sur (Puerto del Rosario-Morro del Jable), donde se observan cortes de excelente calidad. Otros afloramientos importantes son los que se encuentran en los barrancos de Amanay y de los Mozos (este último no representado).

Se sitúan discordantemente sobre el Complejo Basal o sobre coladas basálticas miocenas, estratigráficamente por encima del nivel de arrasamiento plioceno. Topográficamente, quedan situados a alturas que varían entre 1 y 30 metros sobre el nivel del mar, cortados por el acantilado costero.

FASE VOLCÁNICA PLIOCENA Y PLEISTOCENA INFERIOR

-  Fase pleistocena inferior
-  Fase pliocena superior
-  Fase pliocena inferior
- Centro de emisión

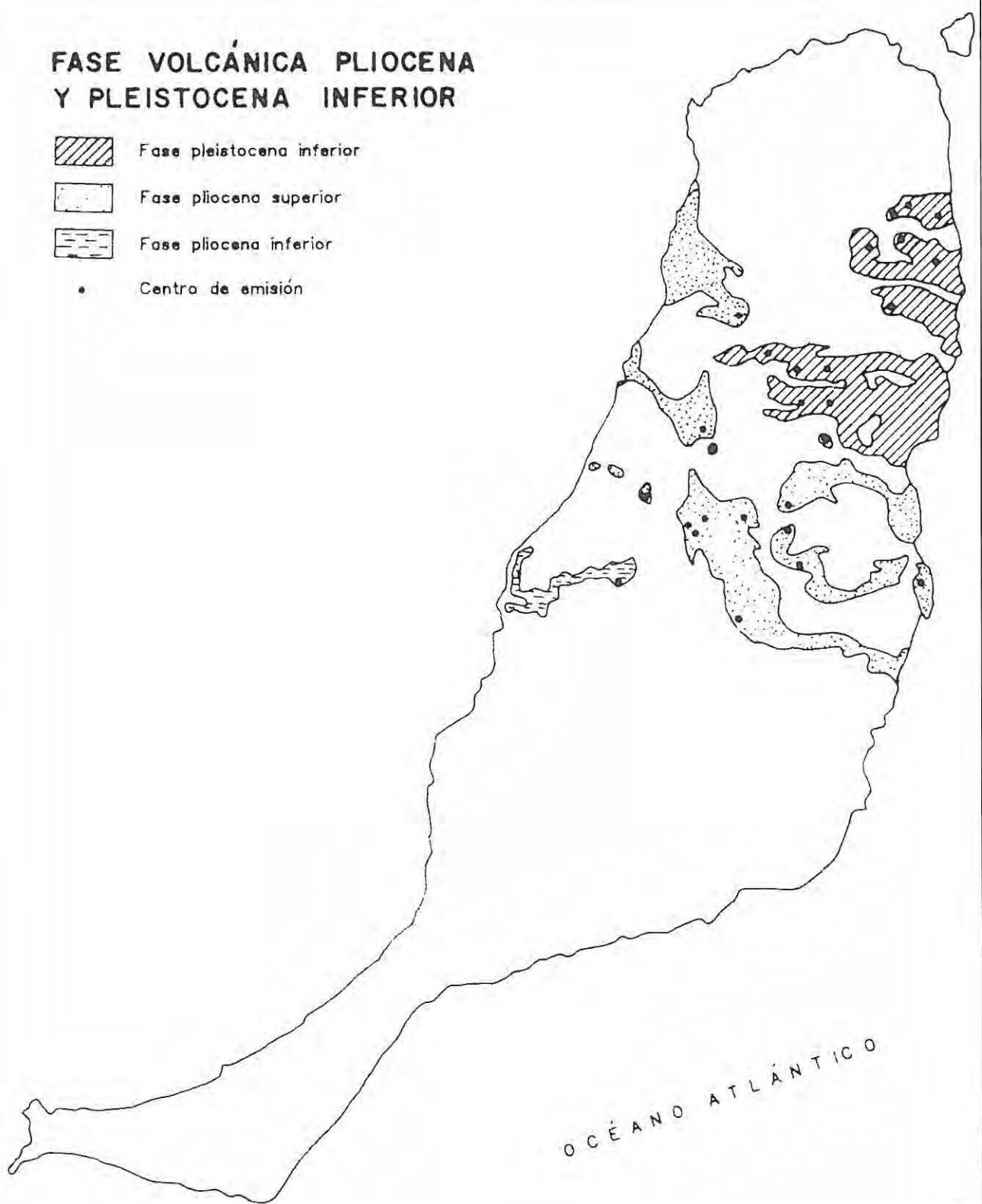


Fig. 2.3.- Afloramientos de la Fase volcánica pliocena y pleistocena inferior.

Son depósitos sedimentarios conglomeráticos muy groseros, constituidos por una matriz arenosa de grano medio-fino que engloba cantos y bolos redondeados y subredondeados, altamente heterométricos. Adoptan una posición casi horizontal y su potencia media oscila entre 2 y 30 metros. Sus litologías son basálticas, propias de la Fase miocena. En afloramientos próximos al Complejo Basal existe una gran proporción de fragmentos propios de rocas de esta formación. Los tamaños medios oscilan entre 8 y 50 cm, pudiendo encontrarse, aunque más escasamente, tamaños de hasta un metro de diámetro. En general, no presentan ordenación interna ni selección buena, pero en algún afloramiento se aprecia cierta ordenación granulométrica en la vertical. La matriz arenosa varía cuantitativamente de un afloramiento a otro, pudiendo llegar a ser muy abundante. Es frecuente, la presencia de fragmentos de yeso fibroso entre sus componentes, así como de nódulos de rocas ultramáficas.

El afloramiento del barranco de Amanay representa una cuenca de extensión limitada hacia la vertiente septentrional de la isla. Sus componentes son mayoritariamente rocas del Complejo Basal, unidad sobre la que se apoyan discordantemente. La superficie de depósito corresponde también al nivel de rasa pliocena y buza suavemente hacia el mar. A menudo se observan importantes acumulaciones de arenas eólicas finas, con estratificación cruzada y con cicatrices erosivas a techo, como consecuencia de la avenida de arroyadas de materiales conglomeráticos procedentes del interior.

2.3.2.2. Episodios volcánicos. (45, 46 y 47).

La actividad volcánica durante este período se manifiesta inicialmente durante el Plioceno inferior, con una única erupción. Más tarde, en el Plioceno superior, se reanuda con mayor intensidad, apareciendo numerosos centros de emisión Fig. 2.3. En general, son erupciones muy puntuales con formación de edificios piroclásticos de carácter estromboliano y volcanes en escudo, que emiten gran cantidad de lavas. A menudo estos volcanes están alineados según directrices fisurales que exhiben claramente la orientación extensional NNE-SSO, de carácter regional, activa ya desde la formación del Complejo Basal, si bien, en ocasiones, la orientación es más irregular y menos precisa.

En el Plioceno inferior la actividad volcánica está representada por el edificio Morro Valdés, emplazado directamente sobre el Complejo Basal, al oeste de Betancuría. Es un edificio de tipo escudo, ya bastante dismantelado, formado por escorias oxidadas y lavas basálticas vesiculares, de carácter pahoehoe, muy delgadas.

Sus emisiones se canalizan hacia el este por un amplio valle existente en el Complejo Basal, que actualmente tiene como ejes principales los barrancos de la Peña y Ajuy, llegando a la costa, tras un recorrido de unos 9 km. Ocuparon la rasa marina, parcialmente sumergida, abriéndose en abanico a lo largo de la franja costera y fosilizando los depósitos marinos fosilíferos. En su base se desarrollaron estructuras de tipo "pillow-lava" y tobas hialoclastíticas, quedando bien visibles hoy (por ejemplo en el barranco de la Peña, Ajuy, Playa de los Muertos, etc), al estar las coladas levantadas entre 15 y 50 m por encima del nivel del mar. Son lavas basálticas olivínicas, muy potentes, de espesores medios entre 2 y 5 m, pudiendo llegar a formar apilamientos de varias unidades, que alcanzan en conjunto 60 ó 70 m.

Las dataciones radiométricas realizadas en las coladas de lava de Morro Valdés, le asignan una edad de 5,8 M.a, MECO y STE-

ARNS (1981). Posteriormente COELLO *et al.* (1992) obtienen una edad de 5,0 M.a.

El segundo momento de actividad tiene lugar durante el Plioceno superior, entre los 2,9 y 2,4 M.a, según las dataciones radiométricas disponibles. Los centros de emisión son volcanes en escudo y edificios de tefra estrombolianos. Estos últimos están generalmente mal conservados, destacando entre ellos los siguientes.

Edificio Mña Tirafé. Está situado al NO del Valle de Santa Inés y emplazado sobre los materiales del Complejo Basal. Sus emisiones se canalizan a través de dos ramales, uno hacia el SE, alcanzando escaso recorrido y otro más largo, que se dirigió hacia el NE, hasta la costa occidental, ocupando la plataforma costera del Plioceno inferior, en la zona de Punta del Golfete. Son coladas de carácter basáltico, muy masivas y con espesores del orden de 15 a 20 m. COELLO *et al.* (1992) determinan en estas lavas una edad de 2,85 M.a.

Edificio Mña Bermeja. Es un cono de piroclastos mal conservado, situado a unos dos kilómetros al sur del pueblo de Tefía, en el valle central de la isla. Emitió gran cantidad de lavas basálticas que fluyeron hacia la costa occidental, apoyándose sobre las distintas unidades del Complejo Basal, hasta entrar en el mar. Ocuparon y fosilizaron, también, la plataforma de abrasión del Plioceno inferior. Originaron una extensa planicie, cuya superficie está actualmente recubierta por costras de caliche, que impiden su observación. Son varias coladas basálticas masivas, apiladas unas sobre otras, con espesores individuales de 2 a 3 m, llegando a alcanzar una potencia total de unos 20-30 m.

Su edad fue establecida inicialmente por ABDEL MONEM *et al.* (1971) en 4,25 M.a. Posteriormente MECO y STEARNS (1981) obtuvieron una edad más joven, 2,7 M.a, confirmada recientemente por COELLO *et al.* (1992) en 2,9 M.a.

Edificio La Ventosilla. Es el edificio plioceno más septentrional de la isla, situado en las proximidades de Tindaya. Surgió sobre los relieves dismantelados del edificio mioceno norte de Fuerteventura, hace 2,4 M.a, según las dataciones de COELLO *et al.* (1992). Es un volcán en escudo bastante erosionado, formado por coladas de lavas basálticas y escorias. Las coladas emitidas cubrieron los relieves del Complejo Basal, hasta llegar a la costa occidental, donde forman una extensa planicie, hoy en gran medida cubierta por costras de caliche.

Las coladas son muy masivas, de composición basáltica olivínica, tienen carácter porfídico y suelen estar alteradas, mostrando abundantes ceolitas y carbonatos. Sus espesores individuales oscilan entre 2 y 4 m, alcanzando una potencia global de 10 a 30 m, tal y como se observa a lo largo de todo el acantilado costero.

Al sureste de Tetir, aparece otro pequeño edificio de tefra, denominado Majada de Higuera adosado a la ladera meridional del cuchillo de la Sargentita.

Edificios del valle central y valles orientales.- Entre los pueblos de Antigua, Triquivijate y la Ampuyenta existe un importante campo de volcanes emplazado sobre el valle central, discordante sobre el Complejo Basal y los relieves miocenos subaéreos. De estos volcanes solamente se dispone una edad de 2,6 M.a, COELLO *et al.* (1992), obtenida en una colada del barranco de Antigua, pero puede considerarse como representativa del conjunto eruptivo.

Gran parte de los centros de emisión son volcanes en escudo, con morfologías aplanadas o abombadas y escaso resalte topográfico, tal que a veces su reconocimiento es difícil. Entre ellos cabe destacar Montaña de Tao, La Montañeta, Alto de Matías, Horno Cercado Blanco, El Alto, volcán de Casa Blanca y Montañeta de Estarde, todos ellos constituidos por lavas vesiculares delgadas muy escoriáceas, de tipo pahoehoe, siendo en ellas baja la proporción de material piroclástico. Otro edificio es el volcán de la Morra, situado cerca de La Ampuyenta, algo más alto que los anteriores y también bastante desmantelado.

Algunos de estos centros de emisión construyeron también edificios de tefra característicos, si bien no muy grandes, como el volcán de la Rosa de Taro (al suroeste del vértice topográfico) y el de Morro El Castillejo. Son edificios de escorias, lapilli grueso, bloques y bombas de composición basáltica, siempre oxidadas y apelmazadas. En otros casos los edificios son de carácter mixto, como Montaña del Dinero y Loma de Escaque. En el caso de Montaña del Dinero, es probable que sea un centro de emisión algo más reciente que el resto, pero no se dispone de dataciones absolutas que puedan asegurarlo.

Alejados del valle central, hacia el este, aparecen otros centros de emisión, surgidos en los valles excavados en los materiales miocenos, o en sus interfluvios, tales como Llanos del Morrito, Montaña Bermeja, Montañeta Bermeja y Cercado Viejo, siendo, asimismo de constitución mixta.

De todos estos centros de emisión, algunos funcionando de manera más o menos simultánea, surgieron coladas de lava que se iban superponiendo unas a otras, canalizándose en diferentes ramales por los valles hasta alcanzar la costa oriental, a varios kilómetros de sus puntos de salida. En la costa se abrieron en abanico, originando amplias plataformas como ocurre en la zona del aeropuerto. Son rocas de composición basáltica, generalmente porfídica, con abundantes fenocristales de olivino y poco vesiculares, excepto en los tipos pahoehoe. A menudo están muy alteradas, presentando rellenos vacuolares de minerales secundarios (carbonatos y ceolitas).

2.3.3. Volcanismo cuaternario.

El lapso erosivo o de inactividad volcánica entre las últimas emisiones pliocenas y el comienzo de la fase siguiente, ya en el Pleistoceno inferior, fue relativamente corto. Teniendo en cuenta las posibles lagunas existentes en el conocimiento geocronológico de la isla y que las emisiones más antiguas del Cuaternario han sido datadas en 1,8 M.a, COELLO *et al.* (1992), se puede considerar que desde el Plioceno hasta las últimas erupciones habidas, la actividad magmática ha sido prácticamente continua, con interrupciones de corta duración.

El volcanismo cuaternario de Fuerteventura se distribuye en dos sectores claramente diferenciados: el septentrional, donde las erupciones son más importantes y tienen lugar a lo largo de todo el Pleistoceno, y el sector centro-meridional, con erupciones más escasas y únicamente durante el Pleistoceno superior, Fig. 2.3 y Fig. 2.4.

Un rasgo importante de estas erupciones es su distribución espacial, reflejada, principalmente, en la alineación de los centros de emisión. Esto pone de manifiesto la existencia de fisuras o directrices estructurales, en este caso, de orientación dominante NNE-SSO, que actúan como vías preferentes de inyección magmática hacia la superficie. Esta orientación coincide con la de la red filoniana del Complejo Basal, observándose

se, así, una repetición y funcionalidad, hasta el Cuaternario, de un régimen cortical de esfuerzos distensivos, cuya orientación principal quedó ya establecida en el Oligoceno.

Desde el punto de vista composicional, es un volcanismo eminentemente básico, con términos basálticos y basaníticos, tratándose, por tanto, de magmas muy poco diferenciados y primitivos.

2.3.3.1. Fase pleistocena inferior. Episodios volcánicos. (52 y 53).

Pertenecen a esta fase volcánica edificios como Montaña Escanfraga, Montaña Blanca, Llanos del Palo y La Calderetilla, que están directamente emplazados sobre los "cuchillos" miocenos o en sus laderas, Fig. 2.3. Del mismo grupo es también Montaña Caima y otro centro de emisión más pequeño y muy desmantelado localizado junto al barranco del Lomo Cumplido. Son edificios estrombolianos generalmente de grandes dimensiones (salvo el de Llanos del Palo), constituidos por lapilli, escorias y bombas. El grado de conservación de todos ellos suele ser bajo, si bien, en la mayoría de los casos conservan aún su morfología original.

El edificio Llanos del Palo, situado al SE de La Oliva, en el Valle de Juan Pablo, es un edificio pequeño y está muy degradado, mostrando tan escaso contraste morfológico con su entorno, que casi pasa desapercibido.

La Calderetilla es un edificio de cráter completamente circular, que está también bastante erosionado. Su emplazamiento ocasionó el cierre del barranco de Vallebrón, hoy nuevamente abierto. Junto a él, aguas arriba de dicho barranco, la depresión cerrada se colmató posteriormente con depósitos de tipo arcilloso.

Las emisiones lávicas de todos estos volcanes caen primeramente en cascada desde los relieves elevados, como ocurre en Montaña Escanfraga, La Calderetilla y Llanos del Palo, canalizándose después por los valles hasta llegar a la costa donde forma una extensa plataforma subhorizontal. Son lavas pahoehoe, cuando están próximas a los focos eruptivos (Escanfraga, La Calderetilla, por ejemplo) que pasan a lavas de tipo aa, escoriáceas, poco vesiculares y potentes (2 a 4 m) cuando se alejan de ellos. Su composición es basáltica olivínica y suele ser habitual en ellas, (aunque también en los piroclastos de los edificios) la presencia de enclaves de tipo dunita, lherzolita, etc, SAGREDO (1969). Estas lavas fueron datadas en la costa (zona de El Veril de Santiago) en 1,7 M.a, COELLO *et al.* (1992).

Otro centro de emisión en este sector es Montaña Roja, que surgió próximo a la línea de costa. Esta proximidad al mar hace suponer que sus primeros episodios o fases constructivas fueran de tipo hidromagmático, tal como parece desprenderse de algunas características en sus piroclastos, observadas en determinados puntos del edificio. En su esquina SE aparece un pequeño edificio de "spatter", de carácter adventicio, denominado Calderetilla de Roja. Las coladas emitidas son también basálticas y están cubiertas, en gran medida, por las arenas eólicas del jable del barranco de las Pilas y las emisiones de volcanes más recientes.

Conjunto volcánico Tetir-La Matilla.- Estos centros de emisión surgieron sobre la parte superior de los relieves miocenos. Forman, cuatro de ellos, los vértices de un hipotético polígono cuadrangular, separados por el valle de Tetir o barranco de la Herradura, de orientación E-O. Otro edificio denominado Montaña de la Caldera aparece aislado más hacia el oeste.

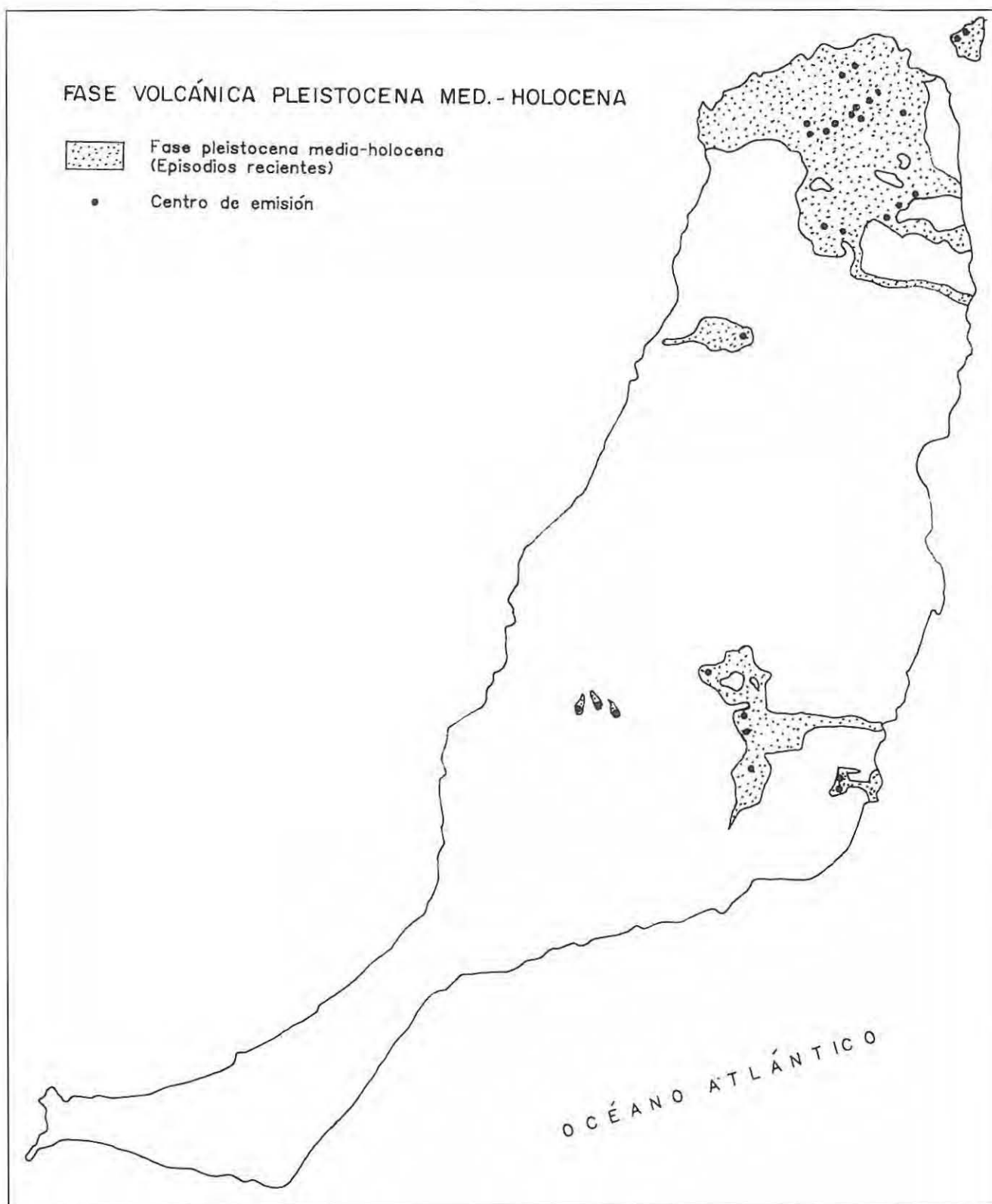


Fig. 2.4.- Afloramientos del volcanismo cuaternario, representado por la Fase volcánica pleistoceno medio-holocena.

Pertenecen al primer grupo Montaña Piedra Sal, Temejereque, Montaña San Andrés y La Caldereta, además del pequeño centro adventicio de Rincón de Morales, situado al oeste de Montaña Piedra Sal. Entre ellos no se observan criterios claros para establecer un orden cronológico de emisión, si bien, lo más probable es que fueran más o menos simultáneos, solapándose unos con otros. Son edificios de grandes dimensiones, contruidos a partir de erupciones estrombolianas, al menos en sus episodios finales. Están constituidos por escorias, lapilli y bombas de composición basáltica olivínica, ya muy oxidados y en gran medida degradados.

Sus emisiones cubrieron los relieves de edad miocena sobre los que se emplazaron, desbordándolos a lo largo de su recorrido y cayendo en cascada hacia los valles inferiores encajados en ellos. La dirección principal de flujo fue hacia el este, a través de los valles de la Herradura, Valhondo o sus interfluvios, constituidos por apilamientos de basaltos miocenos. Ocuparon, en conjunto, una extensa superficie, próxima a los 54 km², suavemente inclinada hacia el este que se extiende hasta más al sur de la ciudad de Puerto del Rosario. Son también coladas basálticas pahoehoe (próximas a los centros de emisión) y de tipo aa, masivas, con disyunción columnar en el interior. Sus espesores individuales oscilan entre 10 y 20 m, pudiendo alcanzar sus apilamientos potencias próximas a los 100 m. Al contrario que las del grupo de Escanfraga, Caima, etc, éstas coladas no presentan enclaves de rocas ultramáficas o estos son mucho más escasos.

Toda la superficie lávica originada está actualmente degradada y homogeneizada, encontrándose parcialmente recubierta por encostramientos calcáreos y depósitos detríticos diversos, generalmente de escaso espesor.

En las proximidades de la costa, cubrieron los campos de dunas que jalonaban todo el litoral. Estos pueden observarse hoy, bajo las coladas en algunas excavaciones urbanas en la ciudad de Puerto del Rosario y en algún punto de su avenida marítima; también en el barranco de la Monja (al norte de dicha ciudad) y otros puntos de la costa.

Separado de estos cuatro volcanes está el edificio La Caldera, localizado junto al pueblo de La Matilla. Es un volcán típicamente estromboliano mejor conservado que los anteriores, por lo que puede corresponder a un episodio algo más tardío que aquellos. Emitió lavas basálticas que discurrieron hacia el oeste, alcanzando un recorrido del orden de 3,5 km.

Existen otros dos edificios, también algo más recientes, como son la Calderetilla de Fimápire y Piedras Caídas. El primero está situado en el valle de Fenimoy, al SE de La Oliva y fue rodeado por las coladas que procedían de Montaña Los Saltos. El edificio Piedras Caídas está más desmantelado y sobre él está el edificio Montaña Pajarita.

2.3.3.2. Fase pleistocena inferior. Episodios sedimentarios.

2.3.3.2.1. Depósitos de caliche (48).

Las costras de caliche o encostramientos calcáreos son bastante frecuentes en la superficie de la isla, afectando, en mayor o menor medida, a diferentes materiales, volcánicos y sedimentarios, de edades anteriores al Pleistoceno superior.

Donde mayor desarrollo alcanzan es sobre los del Complejo Basal y sobre los materiales de las fases volcánicas miocenas y pliocenas (zonas de La Oliva-Lajares, Valle Central, etc). Forman también encostramientos importantes sobre depósitos sedi-

mentarios, como arenas eólicas y glaci (área de Tuineje, costa occidental, jable de Las Salinas, Vigocho, istmo de Jandía, etc).

Generalmente, estos depósitos rellenan grietas y fisuras en los materiales volcánicos, pero con frecuencia forman características costras horizontales de espesor considerable (1-3 m), como se observa a menudo en los acantilados de la costa occidental, donde son habituales las solapas o aleros de caliche sobre depósitos detríticos o sobre el Complejo Basal. Son materiales de color claro crema, muy duros y afaníticos, destacando en ellos escasos fragmentos líticos y restos de gasterópodos.

Su formación parece estar en relación con alternancias de clima árido-seco y húmedo, ocurridos desde el Plioceno, concentrándose las sales carbonatadas en los niveles superficiales.

2.3.3.2.2. Glacis y glacis-cono (49).

Las superficies de glacis tienen amplio desarrollo en la isla, pudiéndose distinguir, a grandes rasgos, dos tipos de acuerdo con la posición topográfica que ocupan: glacis y glacis-cono.

Los depósitos de glacis ocupan una amplia extensión en las proximidades de Tuineje y Tesejerague, siempre en superficies llanas y subhorizontales, de pendientes inferiores a 10°, localmente denominadas tableros. Estas superficies aparecen recortadas y digitadas, elevadas varios metros por encima del nivel de los cauces actuales. Superficialmente tienen un encostramiento calcáreo, a veces de espesor considerable, aunque internamente el depósito está también encalichado, adquiriendo mayor cohesión. Aparecen apoyados sobre el Complejo Basal o las coladas basálticas de la Fase miocena.

Son depósitos de carácter detrítico, constituidos por conglomerados y arenas de grano medio-fino, con cantos redondeados de litologías predominantemente basálticas, pertenecientes en su mayoría a fragmentos de diques verdosos del Complejo Basal.

Como glacis-cono se consideran aquellos depósitos similares a conos de deyección que aparecen en las vertientes de los relieves prominentes ("cuchillos") y a lo largo de la costra occidental, recubriendo los materiales del Complejo Basal. Presentan pendientes más acusadas que los anteriores, si bien en zonas distales se horizontalizan notablemente, como ocurre, por ejemplo, cuando se apoyan sobre la rasa pliocena.

Internamente están constituidos por arenas y cantos heterométricos subangulosos, mal clasificados, aunque a veces presentan un grado de redondeamiento importante. En la costa de barlovento, sobre la rasa pliocena, es frecuente la intercalación de arenas eólicas con estos depósitos aluviales de carácter torrencial.

2.3.3.2.3. Arenas eólicas plio-pleistocenas. (50).

A efectos cartográficos se han agrupado las arenas eólicas del Plioceno y Pleistoceno en una única unidad. Estos materiales afloran fundamentalmente en dos sectores: Lajares (al norte) e Istmo de la Pared (al sur). Además aparecen afloramientos en la zona de Jandía, Vigocho y Ugán. En el sector occidental de la isla y en la costa norte de Jandía es frecuente la existencia de estos depósitos intercalados entre derrubios de ladera y coluviones.

El proceso de formación de estos depósitos se inicia en tiempos pliocenos ya que muchos de ellos se sitúan inmediatamente

encima de la rasa marina pliocena, y están afectados por la etapa de encalichamiento generalizada. Durante el Pleistoceno debieron existir varias etapas de eolización coincidentes con sucesivos períodos climáticos áridos. Esta alternancia de períodos secos y lluviosos ha quedado registrada por la existencia de varios paleosuelos. Así, PETIT-MAIRE *et al.* (1986) y MECO y PETIT-MAIRE (1989), reconocen al menos cinco episodios dunares separados entre sí por niveles de gasterópodos que datan por radiocarbono. Un régimen climático caracterizado por la aridez que representan los episodios dunares quedaría interrumpido sucesivamente por intervalos más húmedos o lluviosos que favorecería el crecimiento y desarrollo de vegetación xerofítica con la consiguiente colonización de gasterópodos de tierra, de tipo *Hemicycla glasiana* (Shuttleworth), *Rumina decollata* (Linné), varias especies de *Helicella sp.* y la proliferación de avispa (nidos de *antophora*). Delatando estas pausas lluviosas en el régimen árido, han aparecido también en la terminación de las dunas, huevos de aves, probablemente de pardela, que según WALKER *et al.* (1990) está extinta y clasifican como *Puffinus holerj*, que aprovecharían el cese de los vientos para nidificar.

La edad de estas últimas dunas pleistocenas viene determinada por las dataciones radiométricas de C-14 de los niveles de gasterópodos, realizados por este grupo de autores. Así han obtenido una edad de 24.000 a 30.000 años para los niveles más bajos de Corralejo. En esta misma zona han datado los niveles intermedios en 15.000 ± 200 años. Por último, los niveles más recientes del Istmo de la Pared se han datado en 9.800 ± 140 años.

2.3.3.2.4. Depósitos aluviales y coluviales plio-pleistocenos. (51).

Estos materiales se localizan preferentemente en el sector costero occidental desde las proximidades de Mña Tebeto (al norte) hasta las inmediaciones del barranco de las Peñitas (al sur).

Esta unidad sedimentaria está constituida por depósitos de carácter aluvial con frecuentes intercalaciones de arenas eólicas que recubren la antigua plataforma de abrasión pliocena. En la parte alta se indentan y se enlazan con depósitos de ladera. Sus bases suelen ser planas, reflejando un sustrato ya topográficamente bastante homogéneo y regular. Las arenas eólicas son de color claro, con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo; entre ellas 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 mayoritariamente basálticas. En menor medida hay tipos plutónicos (gabros, piroxenitas, etc.) propios de las unidades 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.

Superficialmente, los depósitos tienen encostramientos de caliche que les proporcionan mayor consistencia. Las potencias medidas en esta formación son del orden de 15-25 m, observándose una disminución hacia el interior de la isla.

2.3.3.3. Fase pleistocena media-holocena. Episodios sedimentarios.

Como ya venía sucediendo desde el Plioceno inferior, las variaciones eustáticas del nivel del mar han ido quedando registradas a lo largo del litoral de Fuerteventura, por la presencia de depósitos marinos situados a diferentes alturas. En el Cuaternario, se han diferenciado dos de estos niveles: uno en el Pleistoceno superior y otro en el Holoceno. Es posible, sin

embargo, que en ambos casos, al menos en el más antiguo, haya representados varios episodios.

Rasa marina jandiense (entre + 1 y + 5 m). Arenas y conglomerados. (54).- Los depósitos marinos del Pleistoceno superior fueron descritos por MECO (1975, 1977) y más tarde denominados Jandiense por MECO *et al.* (1987) y MECO (1988). Se distribuyen de manera discontinua a lo largo de todo el litoral de la isla, desde el norte hasta el sur, encontrándose situados a una altura que varía entre +1 y +5 m sobre el nivel actual del mar. Estas diferencias de altura deben explicarse probablemente por causas tectónicas. A veces aparecen formando parte del antiguo cordón litoral de máxima transgresión, encontrándose semicubiertos y fosilizados por coluviones o materiales detríticos continentales, que en gran medida los protegen. Otras veces forman parte del "beach rock" o están en bajíos actuales, aflorando en pequeñas cubetas, puestos al descubierto durante la bajamar.

Las localidades más características, en cuanto a su mejor estado de conservación, son: Matas Blancas, La Jaqueta y Las Playitas, siendo esta última la localidad tipo. En algún caso aparecen debajo de coladas basálticas, como ocurre en Cotillo, en donde las emisiones del Malpaís de Corralejo se apoyan sobre ellos. En Jandía se conservan también afloramientos en relativo buen estado, como en la playa de Juan Gómez, Bajo de Gran Valle, etc. Hay que decir, que en algunos de estos lugares, como por ejemplo, en la Jaqueta y Matas Blancas, la ocupación humana de las playas y las extracciones de arenas y gravas los han hecho desaparecer en parte, o han propiciado su degradación brutal, en tan sólo unos pocos años, a pesar de que la UNESCO recomendó su protección, MECO (1993). El yacimiento de Matas Blancas ha sido declarado Bien de Interés Natural.

Los depósitos jandienses están constituidos por areniscas biodetríticas calcáreas de color claro, algo grisáceas, que empastan a techo un conglomerado de cantos basálticos y engloban abundante fauna marina.

La fauna se caracteriza por la presencia de un grupo de origen ecuatorial africano no viviente en la actualidad en Canarias. Se trata de los *Strombus bubonius* Lamarck, *Conus testudinarius* Bruguiere, *Harpa rosea* Lamarck, *Murex saxatilis* Linné y el coral *Siderastrea radians* (Pallas). Esta arribada de fauna ecuatorial viene acompañada de una extraordinaria proliferación de lapas, del grupo *Patella ferruginea* Gmelin, de gran tamaño y morfología muy variada y también una mayor abundancia de *Thais haemastoma* (Linné). El restante y escaso dos por ciento de la población está constituida por una quincena de especies, entre las que figuran *Cymatium parthenopeaeum* (von Salis), *Charonia nodifera* (Lamarck), *Cantharus viverratus* (Kiener), *Conus papilionaceus* Bruguiere y *Spondylus gaederopus* Linné.

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

Las dataciones Th/U disponibles, realizadas en *Strombus bubonius* recolectados en Matas Blancas, MECO *et al.* (1992), dan edades de 106 ± 7 Ka y 112 ± 7 Ka, indicando una correspondencia con el estadio isotópico 5c, si bien no se descarta la posibilidad de que pertenezcan al 5e ó 5a, ZAZO *et al.* (1993).

2.3.3.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios volcánicos. (55 y 56).

El volcanismo del Pleistoceno medio-Holoceno de

Fuerteventura se desarrolló, mayoritariamente, en el sector más septentrional de la isla, si bien, en la zona central surgieron también varios centros de emisión, Fig.2.4.

Las edades radiométricas disponibles sitúan los episodios más antiguos de esta fase en 0,8 M.a, COELLO *et al.* (1992). Con respecto a los estudios previos, estas emisiones se corresponden con la Serie III-B, III-C y Serie IV de FUSTER *et al.* (1968).

El volcanismo está controlado también por un régimen fisural, que se manifiesta, igualmente, en la distribución espacial alineada de los centros de emisión. La menor dispersión de los edificios permite aquí una mayor apreciación de las alineaciones volcánicas que definen. La orientación principal de las fisuras eruptivas sigue la misma pauta general que las anteriores, es decir, la NE-SO, apareciendo nuevas fisuras, que en muchos casos son prolongaciones o reactivaciones de directrices tectónicas más antiguas.

Se trata, en general, de emisiones volcánicas de composición basáltica, con formación de típicos conos de tefra estrombolianos, y emisión de lavas escoriáceas que originan malpais o campos de lava relativamente extensos.

El orden cronológico o estratigráfico relativo entre todos ellos no es fácil de establecer, dado al carácter tan similar que presentan (igual composición petrológica, morfología, grado de conservación, etc.) lo que hace difícil, en algunos casos, su individualización cartográfica. El grado de conservación puede ser, en ocasiones, indicativo de mayor o menor antigüedad, si bien tampoco es un criterio decisivo.

En conjunto, este último período eruptivo o reciente de Fuerteventura fue estudiado con detalle por CENDRERO (1966), abarcando sus aspectos volcanológicos, petrológicos y geoquímicos. Sólo considera, sin embargo, como recientes aquellos edificios incluidos en la denominada Serie IV de IGME-CSIC (1967a-h) y FUSTER *et al.* (1968).

Conjunto volcánico de Mña Los Saltos, Mña Pajarita y Mña Negra.

Puede considerarse el episodio más antiguo de esta fase volcánica. IGME-CSIC (1967a-h) y FUSTER *et al.* (1968) lo consideran igualmente más antiguos que otros episodios recientes próximos, por lo que la incluyen en su Serie III-B. De entre ellos, Montaña Los Saltos es quizás algo más reciente, por lo que su malpais ha sido posible individualizarlo del resto, si bien, con cierta imprecisión.

El grupo está situado en las cercanías del pueblo de La Oliva, encontrándose alineados según una fisura de orientación N75°E. Son edificios de tefra constituidos por lapillis, escorias y bombas de composición basáltica, bien estratificados y de coloración oscura.

De los tres centros de emisión surgieron grandes cantidades de coladas basálticas de tipo "aa" y "pahoehoe" que corrieron principalmente hacia el norte y sureste, hasta llegar a la costa, en este sector. Las lavas formaron un extenso campo de lavas que rodea centros de emisión y relieves miocenos antiguos. Frente a Mña Pajarita se observa cómo sus lavas cayeron en cascada por estos relieves miocenos. Un ramal procedente de Mña Los Saltos se dirigió hacia el sur, alcanzando el valle de La Oliva, para canalizarse posteriormente por el Valle de Fenimoy, rodeando a la Calderetilla de Fimapaire y alcanzar finalmente la costa, tras un recorrido total de unos 10,5 km.

Conjunto volcánico de Mña Mal Nombre, Apartaderos y Mña La Arena.

Parece representar episodios algo más recientes que el conjunto anterior, si bien es difícil de precisar en todos ellos su estratigrafía relativa. Sus límites han sido cartografiados con respecto a aquellos, pues en algún caso, el mejor grado de conservación de sus malpaíses ha permitido seguir los contactos, aunque no sin ciertas dudas. Los dos primeros se alinean según una dirección N70°E y en todos los casos cubrieron las lavas de los episodios anteriores.

Edificio Mña Mal Nombre. Es un cono de tefra con cráter abierto hacia el norte. Emitió, hacia el este, potentes coladas basálticas, que alcanzaron escaso recorrido.

Edificio Mña Apartaderos. Es un edificio de cinder formado por varias bocas eruptivas superpuestas, a partir de las cuales salieron lavas basálticas escoriáceas de tipo aa, que alcanzaron la costa, cubriendo el campo dunar del barranco de Las Pilas.

Edificio Mña Quemada. Está situada al oeste de La Matilla, al pie de los escarpes miocenos occidentales del Pico de la Muda. Es un cono de tefra bastante bien conservado. De la base del edificio se emitieron coladas de lava de composición basanítica, que se extendieron hacia el oeste, hasta llegar cerca de la costa en las proximidades de la playa de Janubio. Son también lavas muy escoriáceas, de tipo aa, con potencias de hasta 20 m y disyunción columnar en sus partes internas.

La edad de esta erupción ha sido datada en 0,83 M.a. por COELLO *et al.* (1992), correspondiendo, por tanto, a los inicios del Pleistoceno medio.

Malpais de Corralejo e Isla de Lobos.

Ocupa prácticamente todo el extremo más septentrional de la isla, donde forma un extenso campo de lavas de cerca de 110 km² de superficie, con un volumen del orden de 1 km³.

Estas erupciones corresponden a un volcanismo fisural, con una orientación NE-SO, a lo largo de la cual se alinean numerosos centros de emisión que se van superponiendo unos a otros. El sentido de propagación aparente de la fractura, parece ser hacia el NE. En el extremo NE de la alineación principal se sitúa la isla de Lobos, a unos 2 km de distancia de Fuerteventura, surgida también durante este período eruptivo.

Los centros de emisión estrombolianos presentan, a menudo grandes dimensiones, con cráteres en herradura, abiertos en varias direcciones, o circulares y cerrados. Los principales centros de la alineación son Calderón Hondo, que se apoya sobre Mña Colorada; Caldera Encantada edificado, a su vez, sobre Caldera Rebanada y la Caldera, en cuyo cráter existen algunos hornitos y protuberancias de lava. Finalmente están Bayuyo y Mña San Rafael, que constituyen otros dos edificios imponentes, también superpuestos.

Al este de la alineación dominante existe otra paralela a ella, formada por los edificios Mña Lomo Blanco, La Raya y La Mancha, que quedan rodeados por las coladas que proceden de aquella, siendo, por tanto, edificios algo más antiguos.

Existen también edificios como Mña del Cuervo y otros más pequeños, que aparecen aparentemente aislados y rodeados por el malpais de lavas, siendo más difícil su asignación a una alineación determinada.

Las emisiones de lava configuran un malpaís, caracterizado por la presencia de coladas o morrenas de lava, superficialmente muy escoriáceas y caóticas, formadas por cascotes y bloques irregulares, a menudo sueltos o poco empastados unos con otros. Composicionalmente son lavas basálticas de carácter olivínico y textura porfídica.

En su recorrido radial a partir de las fisuras eruptivas, cubrieron paulatinamente los depósitos piroclásticos dispersados por el viento en los primeros estadios de la erupción, siendo hoy visibles, en algunos puntos, gracias a las canteras que los explotan, en la zona de Vallichuelo Alto. Próximos al litoral, las coladas cubrieron los campos de dunas que bordeaban la costa en este sector, entrando, finalmente, en el mar, ampliando el perímetro insular.

La edad de este conjunto volcánico ha de deducirse, por el momento, a partir de su posición relativa con respecto a formaciones sedimentarias, continentales o marinas, con las que entra en contacto. Así, se observa que se apoyan sobre los depósitos marinos de la rasa jandiense, en la costa occidental (Cotillo), pertenecientes al Pleistoceno superior y datados en unos 100.000 años. Asimismo, cubren arenas eólicas, en las que PETIT MAIRE *et al.* (1986) y MECO y PETIT MAIRE (1989) determinan, por C-14, a partir de gasterópodos presentes en ellos, una edad comprendida entre 15.000 y 30.000 años. CRIADO (1989b) asigna a este conjunto volcánico una edad superior a 26.000 años.

Por otro lado, en la costa norte se observan depósitos marinos de edad jandiense, apoyados sobre coladas que se han asignado este episodio eruptivo. De confirmarse realmente esta edad habría que asignar, por tanto, al conjunto volcánico una edad superior a 100.000 años, lo cual no parece probable. La existencia de episodios volcánicos más antiguos en esta zona (por ej. Mña La Raya, etc.) hace suponer, sin embargo, que pudieran existir también emisiones lávicas anteriores a las del Malpaís de Corralejo y, que sean precisamente esas lavas las que sirvan de sustrato de los depósitos marinos. La separación cartográfica de estas lavas y las más recientes no es fácil.

Isla de Lobos. Es una pequeña isla de 6 km² de superficie, formada enteramente por un malpaís de lavas basálticas idénticas a las de la zona de Corralejo. Aparecen, igualmente, algunos centros de emisión piroclásticos, como Mña Caldera de Lobos.

La isla surgió sobre una plataforma posiblemente cubierta de aguas someras, de tal manera que los primeros episodios constructivos debieron ser de origen hidromagmático.

Edificio Mña La Arena. Está situado en las inmediaciones del pueblo de La Oliva, habiendo sido considerado, tradicionalmente, como el volcán más reciente de Fuerteventura. Parece haber surgido en un amplio valle existente entre los relieves arrasados del Complejo Basal, al oeste, y los apilamientos lávicos miocenos, al este, que configuran las mayores elevaciones de este sector septentrional de la isla. El centro de emisión principal es un cono de cinder relativamente bien conservado, con varias bocas eruptivas próximas a él.

Sus emisiones cubrieron las lavas de Mña Los Saltos y rodearon algunos relieves miocenos que ahora quedan como islotes entre las lavas del volcán. Desde el punto de vista morfológico, el malpaís presenta las mismas características que las lavas del malpaís de Corralejo. Está constituido por "morrenas" de lavas basálticas de tipo aa, potentes y escoriáceas, siendo también frecuentes los tipos pahoe-hoe en las que se desarrollan estruc-

turas cordadas y formas lobulares, como se ve, por ejemplo, al sur de Lajares. Igualmente se desarrollan tubos volcánicos de cierta longitud, que, ocasionalmente, quedan al desubierto por el desplome de un tramo del techo.

El resto de erupciones volcánicas durante el Pleistoceno medio-Holoceno tuvieron lugar en el sector centro-meridional de la isla, donde los centros de emisión aparecen también alineados según direcciones fisurales bien definidas.

Volcanes del área de Pozo Negro.

En este área se localizan al menos cinco focos eruptivos principales, definidos por conos de tefra alineados según una fisura de orientación N150°E. Se trata de los edificios Caldera de Gairía (en el extremo norte de la alineación), Caldera de La Laguna, Caldera de Liría y Caldera de Arrabales (este último en el extremo sur). Hacia el este existe, además, otro centro de emisión aislado, el volcán de Jacomar, el cual no se enmarca claramente dentro de dicha alineación.

En todos ellos, sus características morfológicas y volcanológicas son exactamente iguales a las descritas para las erupciones anteriores.

Los centros de emisión son conos de tefra estrombolianos, formados a veces por la superposición de más de un edificio. Todos, excepto Caldera de Gairía y el volcán de Jacomar, surgieron en una zona relativamente amplia y llana, situada al oeste de los relieves del edificio mioceno Gran Tarajal.

Las emisiones de Caldera de Liría y Caldera de La Laguna formaron un extenso malpaís (conocido por Malpaís Grande) que se canalizó, preferentemente por el valle de Pozo Negro, hasta llegar a la costa. En la desembocadura del valle llegaron a cubrir las dunas litorales, cuya edad C-14 ha sido establecida por PETIT MAIRE *et al.* (1986, 1987) en 23.000 ± 550 años, lo que fija una edad inferior para esta erupción volcánica.

La Caldera de Arrabales emite, asimismo, lavas basálticas que se encauzan por el valle de Teguita, para finalmente, canalizarse hacia el valle de Gran Tarajal. En conjunto, la superficie abarcada por el malpaís de estos edificios es de unos 25 km².

La Caldera de Gairía es un edificio piroclástico de grandes dimensiones, emplazado sobre los relieves del Complejo Basal, en las inmediaciones del pueblo de Tiscamanita. La lava surgió a partir de fisuras en la base del cono y fluyó, principalmente, hacia el este, ocupando una zona llana al pie de los relieves miocenos. La superficie ocupada por estas lavas es de aproximadamente 10 km².

El Volcán de Jacomar (o volcán de Toneles) surgió sobre el Cuchillo de Los Olivos, conformando un edificio piroclástico de grandes dimensiones. Las lavas surgieron desde su base y cayendo por las laderas de los relieves miocenos se diversificaron en dos ramales que, canalizados entre los valles de Juanicón y de La Cueva, llegaron a la costa, tras un recorrido de unos 3 km. Al llegar a la desembocadura de ambos valles se abrieron en forma de delta, originando una morfología avanzada que prolonga la línea de costa mar adentro. El malpaís, también de lavas basálticas escoriáceas muy potentes, ocupa una superficie aproximada de unos 3,7 km².

Volcanes de Pájara.

Constituyen un grupo de tres edificios de pequeñas dimensio-

nes localizados en los alrededores del pueblo de Pájara, encontrándose alineados según una fisura de orientación aproximada E-O. Se trata del volcán del Cementerio o del barranco de la Cañada, volcán de Calderetas y volcán del barranco de los Barreros. Los tres emplazados sobre el Complejo Basal. Constituyen edificios de tefra de coloración oscura, algo oxidada y en general con un grado de conservación medio-bajo, siendo el del barranco de los Barreros el más degradado.

De los tres edificios se emitieron coladas basálticas escoriáceas, que se canalizaron por los barrancos más cercanos, hasta llegar, en el caso de los dos primeros edificios al barranco de Pájara. Próximos a los centros de emisión su morfología está aún relativamente bien preservada, mostrando las características típicas de este tipo de emisiones lávicas. La potencia media de las coladas varía entre 3 y 6 m.

2.3.4. Formaciones sedimentarias recientes.

2.3.4.1. *Rasa marina erbanense (entre + 0.5 y 1.5 m). Arenas y conglomerados. (54).*

Aflora a lo largo del litoral de la isla, salvo en el sector occidental. Constituye pequeños afloramientos que aparecen de forma discontinua a alturas de 0,5-1,5 m. Presenta problemas en cuanto a su separación de los depósitos jandienses, ya que, en muchas ocasiones, constituyen pequeñas cubetas excavadas en los propios conglomerados jandienses, en forma de "beach rock". Más raramente aparece el cordón de cantos que representa el máximo transgresivo. Este suele estar mal conservado debido a la acción antrópica y la erosión de los barrancos.

Esta unidad fue denominada Erbanense por MECO *et al.* (1987) y MECO (1988) de la voz Erbaní, antiguo nombre de Fuerteventura. Posteriormente ha sido definida por MECO (1991,b) en la playa de la Jaqueta (localidad tipo). En este paraje, próximo al Istmo de la Pared, ha encontrado abundante fauna semejante a la actual con numerosos *Theridium vulgatum* Brugiere, *Patella* de variada morfología semejantes a las jandienses y otras especies como *Columbella rustica* (Linné), *Linga columbella* (Lamarck), *Conus mediterraneus* (Brugiere), *Erosaria spurca* (Linné) y *Thais haemastoma* (Linné), *Luria lurida* (Linné), *Polinices ilacteus* (Guildin), *Cantharus viverratus* (Kiener), *Cerastoderma edule* (Linné), *Chlamys corallinoides* (d'Orbigny), etc., y además, verméticos y algas calcáreas.

El depósito está constituido por una arenisca de grano fino con abundante fauna (citada) y por un conglomerado de cantos basálticos. Además en el conglomerado pueden aparecer cantos de las areniscas jandienses (retrabajados).

Las dataciones radiocarbónicas han proporcionado edades en torno a 1.400 B.P. para el afloramiento de La Jaqueta y a 3.640 \pm 160 B.P. para los afloramientos de Corralejo (MECO *et al.* (1987) y MECO (1991,a)).

2.3.4.2. *Depósitos aluvial-coluvial. (57).*

Estos depósitos aparecen diseminados por diversas zonas de la isla siendo más abundantes en el sector centro-norte. Concretamente los mayores afloramientos se localizan en los alrededores de La Oliva y en el área de Tetir-La Matilla.

En general suelen ocupar morfologías planas, del tipo fondos de valle, pero en ocasiones también cubren sus laderas. Son depósitos de naturaleza arenosa-arcillosa y granulometría fina

que se caracterizan por sus colores marrón-anaranjados. Las potencias son bajas salvo en las zonas citadas en que se han llegado a medir hasta 5-7 m de potencia máxima. En estas zonas de Tetir-La Oliva aparecen frecuentes abarrancamientos con morfologías de cárcavas muy espectaculares. También se observan encharcamientos después de épocas lluviosas.

2.3.4.3. *Depósitos cuaternarios indiferenciados. (58).*

Bajo el término de "depósitos cuaternarios indiferenciados" se agrupan una serie de materiales de diferente origen y litología. En muchos casos se trata de depósitos de llanura de inundación que aparecen interrelacionados con materiales edáficos en zonas cercanas a la costa. Por otra parte, hay que señalar unos materiales areno-arcillosos, de origen mixto coluvial-aluvial, que cubren extensas áreas en el sector de La Oliva, Tetir y La Matilla. El depósito está constituido por arenas arcillosas con un fuerte color de alteración rojizo. Destacan por sus típicas formas de erosión superficial con desarrollo de acarcavamiento que da lugar a un paisaje tipo "bad-lands". En general corresponden a varios tipos de mecanismos de deposición: abanicos aluviales, aluviones y paleosuelos volcánicos con alteración en clima húmedo. Las potencias son bajas y, en general, inferiores a 4 m.

2.3.4.4. *Coluviones. (59).*

Los depósitos coluviales se localizan preferentemente en las laderas de los "cuchillos" de la fase miocena, llegando a indentarse con los depósitos de barranco. La edad de estos coluviones es algo imprecisa y variable de unos afloramientos a otros, ya que muchos comenzaron a funcionar al final del Mioceno y pueden haberse mantenido activos casi hasta la actualidad.

2.3.4.5. *Depósitos aluviales y fondos de barranco. (60).*

Los depósitos aluviales suelen relacionarse con los cauces de los barrancos principales de la isla y tienden a acumularse en las zonas próximas a la desembocadura. Estos materiales son arrastrados muy esporádicamente en forma de avenidas torrenciales, ya que los barrancos suelen estar secos y sólo funcionan en determinados momentos. Son depósitos detríticos poco potentes, constituidos por arenas oscuras y gravas heterométricas. Los tamaños de los cantos son muy variables, desde 1-2 cm los más pequeños, hasta bloques de 40-50 cm. de tamaño máximo. La naturaleza de los fragmentos es mayoritariamente basáltica, salvo en los barrancos que drenan el Dominio del Complejo Basal en que aparecen además rocas plutónicas (gabros, sienitas y piroxenitas) y rocas sálicas (traquitas). Las potencias, en general, son bajas con valores del orden de 1,5 - 4,5 m. Ocasionalmente se han observado encajamientos en la red de drenaje que dejan aislados pequeños afloramientos a modo de terrazas.

2.3.4.6. *Depósitos de deslizamientos gravitacionales. (61).*

Estos materiales ocupan una extensión areal relativamente pequeña, siendo en la Península de Jandía donde aparecen mejor expuestos. Además se localizan en pequeños afloramientos en la ladera sur de Mña Melindraga, en la zona de Las Hendiduras (al S de Amanay) y en ambas laderas de la Punta de la Galera. En Jandía aparecen indentados con pasadas eólicas y con depósitos de ladera. De hecho estos depósitos sirven para señalar en el "arco de Cofete" la posible "cicatriz" del deslizamiento.

En general, están constituidos por material detrítico de diversa granulometría sin que se observe ningún tipo de ordenación interna. Los fragmentos son muy angulosos y predominan los de composición basáltica. La edad de estos depósitos es incierta y muy variable de unos afloramientos a otros. Así, mientras en Jandía pueden presentar cierta antigüedad, en la Punta de la Galera y las Hendiduras son mucho más recientes e incluso, pueden seguir funcionando actualmente.

2.3.4.7. Arenas eólicas holocenas (campo de dunas). (62).

Los dos principales campos de dunas de la isla de Fuerteventura se localizan en el extremo norte (Corralejo), y en el istmo que separa la Península de Jandía del resto de la isla (Istmo de la Pared). Además hay otros afloramientos aislados, en la Isla de Lobos, Tostón y en las proximidades de Mña de la Mareta (para el sector norte), en Jandía (al sur) y en el sector occidental de la isla, al norte del vértice Vigocho (Jable de las Salinas).

Estas dunas proceden de la removilización de las arenas plio-pleistocenas. Después de un período de inactividad del viento durante el Holoceno inferior, en el Holoceno superior, vuelve a funcionar y removilizar los "Jables" antiguos. Ejemplos de ello se encuentran tanto en Corralejo como en el Istmo de la Pared en que se observa en las zonas interdunares una arena de color rosado o salmón, mucho más compacta, con fauna de gasterópodos y nidos de antophora.

Estas arenas holocenas son biodetríticas, similares a las plio-pleistocenas, y constituidas por diminutos caparzones de moluscos. Tienen color blanco-crema, estratificación cruzada y granulometría muy fina (entre 0,5 y 0,1 mm). Su contenido en carbonatos es muy elevado, superior al 80%, según las determinaciones de CRIADO (1987a) en el Jable de Corralejo. En algunos afloramientos (Corralejo e Istmo de la Pared) presentan las clásicas morfologías en media luna ("barjan"), a veces con formas coalescentes que complican su morfología. Según la disposición de las dunas se puede estimar la dirección de los vientos dominantes. En Corralejo indican una dirección dominante N y NE, sin embargo, en el Istmo de la Pared hay además una fuerte componente del NO. Además, el retrabajamiento de estas arenas alimenta a las playas arenosas de Sotavento, en donde una vez en el mar, son arrastradas por corrientes paralelas a la costa, formando una importante flecha. La realización de varias urbanizaciones en Cañada del Río obstruye esta circulación natural y en el futuro puede tener graves consecuencias para el equilibrio de estas playas.

2.3.4.8. Depósitos de playa.

Uno de los aspectos más característicos de Fuerteventura es el enorme desarrollo que alcanzan algunas de sus playas, sobre todo a lo largo de la costa oriental, en especial las de la zona de Corralejo y las del istmo de Jandía que se prolongan hasta Morro Jable. En este último caso, las playas se suceden de manera continua durante más de 20 km. En la costa occidental, por el contrario, la presencia de playas es más escasa y, además, las que existen son de pequeña entidad, a excepción de la de Cofete, en la costa norte de Jandía.

Las principales playas están constituidas por depósitos de arenas de color dorado, de granulometría fina y naturaleza biodegradable, en la que sus componentes son gravas de caparzones de fauna marina. En ocasiones, como en Jandía y Corralejo, los depósitos se extienden hacia el interior, pasando a formar campos de dunas de gran amplitud.

A lo largo de la isla es frecuente también la presencia de playas desarrolladas en la desembocadura de barrancos importantes y, en menor medida, al pie de acantilados. Estas playas tienen menor amplitud y están constituidas mayoritariamente por arenas y gravas, con cantos redondeados, y en cuya naturaleza predominan las litologías basálticas. Son las típicas de callaos (cantos redondeados) y de arena negra. Dentro de este grupo cabe destacar las playas de Los Molinos, Amanay, Pozo Negro, Las Playitas y la de Gran Tarajal.

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 mantélica. 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 volcanotectónico, la isla de Fuerteventura está dividida en dos grandes dominios: el Complejo Basal y los episodios volcánicos subaéreos (dominio subaéreo). En el primero, debido a su edad más antigua es donde mejor están representados los elementos volcano-tectónicos del campo de esfuerzos regional. Por contra, en el dominio subaéreo, aparecen propiamente aquellos elementos provocados por los esfuerzos compresivos locales o por una nueva dilatación lineal. Estos dos campos de esfuerzos que, en parte, se superponen en el tiempo y en el espacio, 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 miocenas ascendentes, provocando la aparición de sistemas de diques radiales. Esta orientación de diques parece evidente que está controlada por modelos de esfuerzos locales, y corresponde 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 las primeras, 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.

3.1. ESTRUCTURAS DEL DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL.

El deseo de hablar de fases de deformación concretas y cronológicas en Fuerteventura es tan atractivo como impreciso aún. Se requieren todavía análisis estructurales más detallados para determinarlas. A pesar de ello, episodios globales de deformación sí son apreciables, y son los tratados en este capítulo.

El elemento volcano-estructural más significativo de este dominio es, sin duda, el sistema filoniano lineal. Esta intrusión filoniana es fiel reflejo geométrico de los paleoesfuerzos regionales que dieron origen al emplazamiento del magma en superficie. También las formas geométricas de algunas masas plutónicas (Macizo de Mézquez, el "ring complex" de Vega de Río Palmas, etc.) son indicadores de la intensidad y relajación de esos esfuerzos.

Los elementos de deformación dúctil, fracturación frágil y deslizamientos, están bien representados en este dominio y, aunque algunos son de edad postcomplejo Basal, determinan distintos episodios deformativos que se suceden en el tiempo.

Hasta tiempos recientes, la deformación dúctil no se había analizado en los materiales del Complejo Basal. Las formaciones más afectadas por ella son la serie plutónica ultraalcalina y las primeras emisiones submarinas. Se aprecian estructuras miloníticas asociadas con fracturación que corresponden a las primeras fases tectónicas de la isla. Recientemente, CASILLAS *et al.* (1993) estudian en detalle otros elementos de deformación dúctil en estas unidades del Complejo Basal.

La evidencia más temprana de una tectónica frágil, bien visible a meso y microescala en casi todos los afloramientos, se encuentra en la serie ultraalcalina, todo a lo largo de la costa oeste de la isla. La malla de diques superpuesta no está prácticamente afectada por este fenómeno, por lo que la fracturación debe ir ligada con los inicios del emplazamiento tectónico del Complejo Basal, durante las primeras fases de ascenso. Esto refleja una larga historia de fracturación frágil que viene actuando desde el enfriamiento de estas rocas ultraalcalinas hasta su emplazamiento en superficie, ya en tiempos miocenos.

Una segunda fase de fracturación afecta ya a parte del enjambre de diques y unidades de gabros más tardíos. Dos importantes bandas paralelas de brechificación, de varias decenas de metros de anchura por varios km de recorrido, delimitan por ambos lados relieves tan significativos como los del vértice Salinas y El Cuchillete de la Morena (hoja de Los Molinos). Una cataclásis progresiva brechifica a dichas rocas, sin afectar a la colada "intracanyon" pliocena de Montaña Bermeja. Por tanto, se puede datar esta fase en una edad preMontaña Bermeja.

Otra fase posterior (o varias consecutivas) puede ser la causante de la fracturación generalizada en todo el Complejo Basal, con dirección N30°-40°E, concordante con la malla de diques. La zona de Ugán y Amanay son áreas intensamente afectadas por esta tectónica. Producto final de las reactivaciones sucesivas de

parte de estas fracturas, pueden ser algunos de los deslizamientos recientes, como el existente entre Punta de Las Goteras y Punta de Las Hendiduras (hoja de Huertas de Chilegua). Son dos cuñas semicirculares consecutivas que deslizaron, en parte, a favor de una componente N35°E (la misma que la malla filoniana). Como consecuencia se generó un "rockfall", depositándose los fragmentos rocosos en la base de la pendiente.

Sistema filoniano lineal. Se presenta según una dirección variable entre N30°-45°E (en la zona de Tuineje varía ligeramente a N20°-35°E) que, en gran parte, ha condicionado la forma alargada NNE-SSO que tiene la isla.

Su naturaleza y geometría sugieren una intrusión magmática a través de un gran número de fracturas paralelas. Multitud de fallas se fueron abriendo sobre el edificio submarino de Fuerteventura, ensanchándose progresivamente con la inyección de magma.

Mayoritariamente, los diques tienen una posición subvertical, buzando tanto al este como al oeste. En algunas zonas costeras (p.e. área del Janubio, etc.) es donde se han observado los menores buzamientos.

Hay variaciones en la intensidad intrusiva del enjambre, con zonas de mayor dilatación y, por tanto, de mayor concentración. Este área se dispone de manera alargada de un extremo a otro del Complejo Basal, flanqueada por dos zonas de menor intrusión filoniana. Considerado en su conjunto, el perfil perpendicular del enjambre de diques es el de una distribución no-gaussiana, en cuanto a su densidad de penetración. Se dibuja un pasillo central de anchura variable (entre 4-6 km) que recorre gran parte del complejo desde la zona de Huertas de Chilegua hasta la de Los Molinos-La Oliva.

Además del pasillo de mayor dilatación, se aprecia que la progresividad en el emplazamiento de las unidades plutónicas, va ligada a la intensidad y desarrollo del campo de esfuerzos regional (que actúa desde el Paleoceno superior) y, por tanto, con la cantidad de diques que lo acompañan.

Muchos de los diques se emplazaron sin deformar la roca caja, durante, varios millones de años. La intrusión de estos diques añadió pocos kilómetros de corteza al Atlántico (aprox. 30 km, según ROBERTSON y STILLMAN (1979)). Fue una inyección múltiple dentro de un número de fisuras paralelas de poca o media longitud (menos de unos pocos kilómetros), durante el Terciario medio. El magma se emplazó en niveles altos, a través de las fisuras, producido en un episodio de "rifting" extensional de la corteza oceánica. El régimen que produce dicha intrusión corresponde con un campo de esfuerzos regional de naturaleza extensional que actúa con una componente NNE-SSO desde los primeros tiempos miocenos, a lo largo de toda la isla, tal como puede apreciarse en todo el Complejo Basal.

Un estudio detallado del enjambre de diques se puede encontrar en STILLMAN (1987).

Emplazamiento de las masas plutónicas. De todas las series y masas plutónicas distinguidas, sólo las más tardías son las que permiten un análisis geométrico que, lógicamente, ha estado condicionado por el campo de esfuerzos regional.

La manera de intrusión de la serie plutónica ultraalcalina no se puede detectar claramente. Su emplazamiento actual en superficie se produjo tectónicamente, como se aprecia en la intensa fracturación y brechificación de sus rocas, que se traduce en estructuras de deformación dúctil y frágil.

En la serie plutónica alcalina indiferenciada se aprecia que, la mayoría de sus plutones sálicos (p.e. Toto, Las Calderetas, etc...) están elongados según la dirección regional de dilatación, lo que supone que su intrusión estuvo afectada aún por el campo de esfuerzos dominante.

Igual situación sufrió el emplazamiento de la gran masa básica-ultrabásica del Macizo de Mézquez. Toda su estructura interna bandeada se presenta elongada según una dirección N20°-30°E, concordante con la directriz de esfuerzos regional. Es evidente, por tanto, que su emplazamiento estuvo afectado por dicho esfuerzo.

La geometría que presentan ya los macizos de la serie plutónica tardía miocena, son indicativos del cambio de régimen. El momento del emplazamiento del Complejo circular de Vega de Río Palmas, del Edificio Betancuria, y del plutón de Morro Negro, marca ya la relajación del régimen de esfuerzos extensional inicial, y el inicio de los regímenes puntuales que se instalan en la isla durante el mioceno, cuando comienza la construcción masiva de la superestructura volcánica de Fuerteventura. Todos estos macizos tienen formas circulares, algunos con estructuras anulares muy marcadas (el caso del "ring complex" de Vega) y zonaciones internas acusadas.

3.2. ESTRUCTURAS DEL DOMINIO SUBAÉREO.

Dos importantes conjuntos de estructuras se generan durante la construcción subaérea de la isla, correspondientes a las dos fases eruptivas distinguidas de manera global; la fase miocena y la pliocuaternaria.

3.2.1. La fisura miocena NNE-SSO. Estructura de los tres estratovolcanes.

Situando en planta los centros hipotéticos de emisión de los tres grandes edificios miocenos (Tetir, Gran Tarajal y Jandía), éstos se encuentran alineados según una dirección NNE-SSO, concordante con la del campo de esfuerzos regional que gobernó el magmatismo del Complejo Basal en tiempos pre-miocenos, Fig. 3.1. Parece ser una dirección remanente del campo de esfuerzos extensional regional propia de la banda de dilatación lineal del enjambre de diques del Complejo Basal. Esta idea está apoyada, igualmente, por la presencia de una dirección similar en una familia de diques paralelos y lineales en la costa de Cofete (península de Jandía), con una densidad entre el 10-20%, que sólo atraviesa el tramo inferior del Edificio Jandía y que, únicamente, se sitúa en el sector NE del mismo (zona costera norte de la hoja de El Jable, y fondo de los barrancos de Los Canarios y Pecenesca, en la misma hoja). Este enjambre lineal es claramente la continuación del que proviene del sector de Huertas de Chilegua e Istmo de la Pared, atravesando los tramos más bajos de estratovolcán de Gran Tarajal. Por tanto, y según lo expuesto, este régimen tectónico es aún el regional, sobre el que se va a superponer la compresión puntual vertical del ascenso de las cámaras magmáticas de los edificios miocenos. Esta superposición de campos de esfuerzos refleja un cambio en las propias condiciones de tensión, que da paso a las familias de diques radiales y circulares que cortan los tramos inferiores y medios de la superestructura, ya emergida.

Esta fisura o pasillo eruptivo permaneció activa durante un largo período de tiempo, desde los primeros episodios del Edificio Gran Tarajal (cerca de 23 M.a.) hasta el final de la erupción del Edificio Tetir (12 M.a.). Durante ese período, todo el inmenso volumen de magma basáltico se canalizó a través de los tres centros eruptivos instalados sobre la fisura. Durante el

ascenso magmático se manifestaron esfuerzos compresivos que afectaron a las paredes rocosas de las cámaras ascendentes.

El Edificio de Gran Tarajal, exhibe una intensa red filoniana, sobre todo en sus tramos inferiores, que dibuja un modelo radial de fisuración, el cual se constituye en el elemento estructural más importante del mismo. El centro hipotético de emergencia se situaría hacia la zona norte de la hoja de Tuineje y sur de Pájara.

Previamente, parece existir un sistema filoniano lineal que afecta a los niveles de brechas y lavas del tramo inferior, en la zona de Ugán, y todo a lo largo de la costa, hasta bien entrada la hoja de El Jable. Este sistema es similar al de la red filoniana del Complejo Basal, lo que sugiere una continuación en el régimen de esfuerzos extensional según la dirección ONO-ESE. Esto significa que durante los comienzos de emisión del edificio subaéreo (probablemente en los niveles más bajos del mismo, representados por las brechas de la zona costera y alguna colada asociada), todavía actuaba el campo de esfuerzos regional y no el puntual del propio estratovolcán. Durante las sucesivas emisiones de lavas del tramo inferior suprayacentes a las brechas, es posible que empiece a manifestarse el régimen puntual superpuesto con el anterior, representando en la misma zona de Ugán por otros diques de dirección N40°-45°E, algo distinta a la anterior, aflorantes en la zona media y alta del barranco de las Hermosas. Estos diques pueden formar parte ya del sistema filoniano radial del edificio, que tan extensa representación tiene en Pozo Negro, Las Playas y Gran Tarajal. La dirección que presentan en la zona del Istmo de la Pared concuerda perfectamente con la que deberían tener en este sector del arco del edificio.

En el esquema de fisuración radial, los diques van girando según las agujas del reloj, desde la dirección N60°-90° en la zona de Punta del Muellito, hasta la N40°-45°E de Istmo de la Pared.

El conjunto mayoritario de estos diques se encuentra en posición subvertical, y son el reflejo claro de la estructura profunda interior del edificio. La zona de máxima inyección está en Las Playas, donde un intenso pasillo de diques paralelos orientados a N140°E, parecen constituir uno de los tres ejes estructurales principales que, a veces, se presentan en este tipo de macroedificios.

En los tramos siguientes, medio y alto, la fisuración e inyección filoniana es bastante menor, como suele corresponder a las partes superiores de las superestructuras subaéreas.

Hay una familia de diques basálticos subverticales, que atraviesan hasta los tramos altos del edificio y, por tanto, parecen más modernos que el anterior enjambre de diques radiales. Tienden a concentrarse preferentemente en las lomas limitadas entre el barranco de Tarajal de Sancho (La Lajita) y el barranco de Tarajalejo. Su disposición perpendicular, generalmente, a los diques del tramo inferior, y su geometría de tipo circular, en algunos casos, parece indicar la existencia de un nuevo episodio de compresión en el edificio, que produce una fracturación circular o (anular) local, por la que se inyecta nuevo magma durante los últimos momentos de la erupción.

Las lavas se disponen periclinalmente respecto al centro del edificio, buzando ligeramente 10°-15° hacia el mar. Algunas de las superficies planas inclinadas más altas del apilamiento, presentan variaciones en cuanto a la intensidad y dirección del buzamiento, rompiendo la unidad y constancia de la ladera global

FASE VOLCÁNICA MIOCENA

-  Episodios tardíos
-  Edificio Tetir (norte)
-  Edificio Gran Tarajal (centro)
-  Edificio Jandía (sur)
-  Régimen de fisuración cortical miocena
-  Áreas supuestas de emisión
-  Fracturas supuestas
-  Fracturas

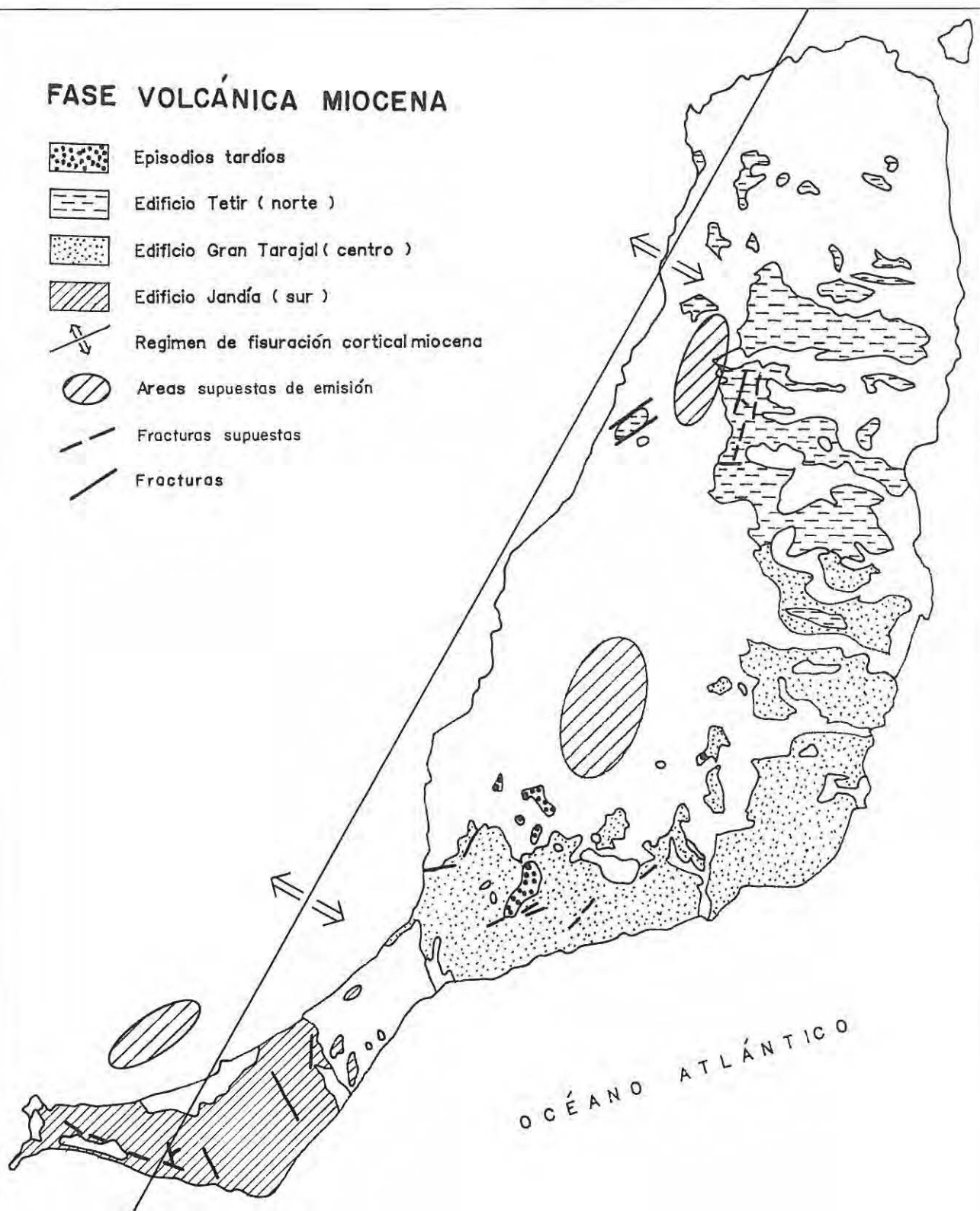


Fig. 3.1.- Esquema volcanoestructural de la Fase volcánica miocena.

del macroedificio. Estas pequeñas variaciones son detectables en la zona del Istmo de La Pared, lugar de una intensa actividad tectónica reciente, y sugieren la probable existencia de basculamientos en algunos de los relieves residuales.

Asociado con este edificio aparecen otros elementos producidos por una tectónica frágil que se suponen originados, en parte, por el relajamiento gravitacional posteruptivo. Son todos ellos fracturas, algunas de ellas visibles, como en el caso anterior, en el área del Istmo de la Pared, en la zona de Las Hermosas y Rincón de Las Hermosas.

También en estas áreas, y sin conexión probable con la fase de relajamiento posteruptiva, se desarrolla una intensa fracturación que debe estar asociada, desde tiempos miocenos, con el emplazamiento tectónico en superficie del Complejo Basal. Se suceden los movimientos tectónicos de fracturación (acompañados, en ocasiones con desprendimientos) según una directriz principal N30°-45°E. No resulta casual que la dirección preferente de la costa en la zona del istmo tenga esa componente, pues, muy probablemente, está condicionada por la actividad tectónica, que origina fracturas de largo recorrido.

Son frecuentes las zonas de brechificación cataclástica puntuales, entre las que cabe destacar la que aflora en el borde sur del curso medio del barranco de Las Hermosas, al pie de la ladera del Morro del Resbaladero Grande. Estas brechas desarrolladas sobre las lavas del tramo inferior, son el resultado de una intensa fracturación ocurrida a través de un pasillo de dirección N45°E, concordante con la directriz tectónica principal de la zona.

El Edificio mioceno de Jandía es el que se emite superpuesta e inmediatamente sobre el de Gran Tarajal. Lo hace también a través de la fisura NNE-SSO. Considerando los datos batimétricos del norte de la península de Jandía, en donde el límite de la plataforma continental (curva de 40 m) dibuja un semicírculo abierto hacia el norte, la forma arqueada de la península, también abierta en el mismo sentido, y la disposición radial de muchos de los diques del edificio, que igualmente tienden a converger hacia el norte, sugiere que la actual península es sólo un retazo de un macroedificio poligénico cuya zona central ha desaparecido y está ocupada actualmente por el mar. El elemento estructural más característico de este edificio es su red filoniana.

Después de los primeros episodios subaéreos puntuales (en gran parte hidromagmáticos), comienza el gran desarrollo como un único edificio, vertebrándose según tres ejes o pasillos de diques, dos de los cuales son bastante claros y evidentes: la prominencia de la península del faro de Jandía, y el barranco del Ciervo. Esto hace que la planta del edificio tenga una forma triangular con un vértice hacia el sur muy marcado, representado por la Punta del Matorral, coincidente, en cierta medida, con el eje del barranco del Ciervo. Puede que este eje, esté ligeramente desplazado hacia el oeste, y representado por el pasillo de diques de la zona del Morro de Siete Fuentes. El tercer eje está peor definido, pero pudiera ser la zona costera de Butihondo-Boca de Esquinzo, en donde aflora una profusión de diques paralelos según la orientación del supuesto eje potencial. El centro de intersección de los tres ejes queda en el mar, pues no solamente su prolongación geométrica así lo indica, sino que los apilamientos lávicos presentan un buzamiento periclinal hacia el sur que, al estar cortados bruscamente por el escarpe vertical del arco de Cofete, supone uno (o varios) centros de emisión en esa zona.

La familia principal y más llamativa de diques es la de pauta radial, que van girando progresivamente su dirección de este a oeste. La mayoría de ellos no cortan a los tramos superiores de la serie basáltica, por lo que se supone que son sus salideros. Este modelo radial no se extiende completamente todo a lo largo de la península de Jandía, pues es casi inexistente en el tercio oriental del edificio. Observada en detalle la distribución geométrica de los mismos, se aprecia que puede haber varias subfamilias dentro del grupo, cada una de ellas apuntando a centros hipotéticos que, aunque cercanos, pueden ser diferentes. Así, se han podido definir hasta "cinco centros" teóricos de convergencia, alineados según una dirección N50°E. Parece lógico pensar que esta alineación supone una fractura eruptiva (tal vez propagante en sentido NNE, ya que bastantes de los diques que atraviesan el tramo superior tienden a converger hacia el sector más NE de la fisura), por la que se emitió gran parte del magma basáltico. En esta fisura, que se encuentra entre los 2 y 3,5 km mar adentro, no parece que sea casual su paralelismo con la línea de costa de Cofete, ni con la dirección estructural preferente que definen los diques lineales del sector del istmo y del Complejo Basal, ya que supone la misma orientación que la generada en la banda de dilatación lineal del Complejo Basal, y la de la alineación de los tres estratovolcanes miocenos de la isla.

Considerando la posición geográfica de esta fisura eruptiva en relación con los datos batimétricos, se observa que la misma se encuentra, casi en su totalidad, en zonas donde la profundidad es mayor de 50 m. Según esto, y teniendo en cuenta que por debajo de esta cota, parece que no hay ningún sustrato original de isla oceánica, hay que buscar una explicación a los datos estructurales que, en este caso, indican que sí lo hubo. La respuesta puede estar en admitir, a tenor de la forma circular que dibujan las líneas batimétricas en ese sector de la fisura, que ha existido un colapso tectónico de la parte central del estratovolcán. La coincidencia entre el más extremo de los centros de convergencia de la alineación, con el centro del sector circular batimétrico, así parecen indicarlo. Este colapso de la parte alta del edificio debió producirse al terminar la emisión del tramo superior, es decir, hacia los 14 M.a. Causas tectónicas o sísmicas debieron ser los detonantes del colapso, que bien pudo consistir en un conjunto de cuñas de deslizamiento hacia el norte, con la consiguiente destrucción del edificio.

El resto de diques de pauta radial que parecen "no converger" en puntos de esta fractura, han quedado distribuidos en tres pasillos, según los tres hipotéticos ejes estructurales del edificio. Estos pasillos están definidos por afloramientos en donde el enjambre de diques básicos es paralelo y mucho más denso que en los otros sectores. Un pasillo tiene la dirección N50°E, y está representado por el enjambre de diques de la Punta de Jandía y zona de Talahijas. Un segundo pasillo, también muy denso de diques, puede estar representado por parte de los diques aflorantes en el tramo inferior de Montaña Aguda (hoja de Punta del Matorral) y de la playa del Roque del Moro (hoja de Cofete). Por último, un tercer pasillo, igualmente con muchos diques, corresponde con la zona del Morro de Siete Fuentes-Barranco del Ciervo.

Otra segunda e importante familia de diques son los que presentan una cierta tendencia circular respecto al gran esquema radial, con orientación próxima a N100°E. Muchos de ellos cortan a las coladas del tramo superior, por lo que cabe pensar que representan la última fase intrusiva de inyección filoniana. La geometría de este tipo de diques, al igual que ocurría en el edificio de Gran Tarajal con su disposición cruzada, a veces claramente perpendicular respecto al enjambre radial anterior, pare-

ce indicar la existencia de una fracturación anular propia del episodio de "hinchamiento" en el edificio (consecuencia del progresivo ascenso de la cámara magmática).

Otro grupo particular de diques, aunque minoritario y puntual, es el formado por los de traza curva y corto recorrido, que tienden a concentrarse en la zona de la Sierra Valluelos (hoja de Cofete). Son diques que configuran un conjunto circular buzante hacia el interior, de modo que asemeja a un "cone-sheet" incipiente.

Los intrusivos sálicos de Montaña Azufrá, El Roque del Moro y el Islote de Cofete, se alinean según una fisura N60oE coincidente con la traza de la costa y, de alguna manera, seudoparalela a la familia de diques lineal del NE de Jandía. A tenor de esto, podría afirmarse que el régimen tectónico que produce dicha fisura corresponde al campo de esfuerzos extensional que actúa con dirección ONO-ESE y que, según se deduce de los otros elementos estructurales, debió de funcionar aún durante los estadios de emisión del tramo inferior del edificio Jandía. Sin embargo, el otro intrusivo sálico (Cuchillo del Palo) que es más tardío, pues atraviesa el tramo superior, ha surgido según una fractura de dirección N5°E, tal como indica el dique que lleva acompañante. Esta dirección corresponde ya con el régimen de compresión puntual local propia del estratovolcán, y se asocia con las geometrías de diques de pauta radial ya comentados anteriormente.

La estructura dibujada por los buzamientos de los apilamientos lávicos es la de una superficie plana, ligeramente cóncava en arco, inclinada suavemente hacia el sur. Esta inclinación suele estar entre 2° y 10°, de forma periclinial según la curvatura del arco de Cofete. Sin duda, este plano inclinado representa un sector de la ladera del estratovolcán de Jandía, hoy en día bastante erosionado, e incidido intensamente por la red hidrográfica.

La tectónica frágil de la península de Jandía, está representada por varias fracturas, algunas de gran recorrido. En general, parece existir una dirección preferente de fracturación paralela, a N130°-140°E, en el tercio occidental de la península. Son fracturas que van limitando los "cuchillos" miocenos en sus laderas sur y que, probablemente, han funcionado como fallas normales, con el labio hundido en la parte SO. Fallas de este tipo pueden ser la que va desde Montaña Azufrá al Morrito de los Descarbaderos, la del Tablero de Las Pilas, la de la ladera SO del Cuchillo del Palo, y una de las de Morro de Siete Fuentes. El movimiento de estas fracturas ha podido ocasionar la aparición de los depósitos brechoides y conglomeráticos que configuran los tableros de sotavento. El origen de esta fracturación, que en cierta medida suele ser perpendicular al buzamiento generalizado de los "cuchillos", puede estar en los reajustes gravitacionales que se producen en las laderas de un edificio poligénico como consecuencia de los desequilibrios de masas que se generan después de la erupción.

Dentro de la actividad tectónica más reciente, hay que destacar el deslizamiento/s que ha dado origen al actual arco de Cofete. Su edad es posterior a la rasa pliocena, ya que ésta ha sido también deslizada. Varios de los materiales brechoides caóticos que hay en la base del escarpe son producto de ese deslizamiento. Lo más probable es que no haya sido uno sólo y en el mismo tiempo, sino una sucesión progresiva de varias cuñas, cuyo resultado geométrico es el arco actual. Su origen parece bastante claro pues, al ser mucha la altura del edificio, éste se hizo inestable en una gran parte de su cima, colapsando algunas laderas. Este fenómeno ha debido estar funcionando desde

finales del mioceno ayudado por la erosión marina y, probablemente, favorecido por el sistema de diques lineal orientados a N45°E, en la zona oriental, y N90°-100°E, en la occidental. Es posible que también la infiltración del agua según las directrices estructurales indicadas, hayan influido en abrir planos de debilidad por los que han deslizado los materiales. Todo esto ha tenido como consecuencia que más de la mitad norte del estratovolcán haya desaparecido.

En el Edificio Tetir, las lavas basálticas del tramo inferior, así como la intrusión traquítica del Tindaya, se emiten bajo el régimen de esfuerzos extensional regional; así es como lo indican la dirección alargada NNE-SSO del afloramiento traquítico, y los diques basálticos que atraviesan, tanto a dicho cuerpo intrusivo como a las brechas y lavas basálticas. Sin embargo, en los afloramientos aislados de este edificio basáltico mioceno de la zona norte de la hoja, los diques tienen direcciones muy variables, entre las que predomina la regional N35°-40°E, junto a otras N100°-110°E, similares a las encontradas un poco más al norte en los afloramientos de la hoja Tostón-Corrales. La explicación a esta variabilidad de direcciones debería estar en la interferencia entre los campos de esfuerzo regional (más antigua) y el compresivo local (más moderno) del ascenso magmático del edificio.

En las áreas de la zona de Tetir, puede verse una profusión de diques que, con posiciones subverticales, atraviesan los materiales del Grupo Ampuyenta y parte del tramo medio del edificio. Sus direcciones son algo cambiantes pero, en su conjunto, parecen dibujar una cierta geometría radial, con un hipotético centro de convergencia en la zona del valle central, ya en la hoja de Los Molinos.

Las estructuras tectónicas frágiles que afectan al edificio corresponden a la frecuente fracturación (real/supuesta) que corre, con dirección norteada, a lo largo de la pared del valle central, en los frentes de los "cuchillos". Esta fracturación la componen fallas, las cuales afectan, principalmente, a las lavas y brechas del tramo inferior del estratovolcán.

La presencia de afloramientos de materiales del grupo Ampuyenta con intenso diaclasado y aspecto de estar fracturados por una tectónica frágil (zona del Lomo del Cordobés, Tablero de la Avutarda, Cañada de Martínez, todos en el valle central, en la base de los "cuchillos") supone la existencia de un "pasillo" tectónico a lo largo de la pared oriental del valle. Resulta evidente que este fenómeno ha tenido una gran influencia en la génesis morfológica de los frentes de los cuchillos, aunque no se conoce con exactitud el alcance cuantitativo de esta fracturación, así como la edad.

Algo más al sur, en la zona de Montaña de Tao se puede observar una tectonización clara también sobre los materiales del Grupo Ampuyenta. Todo el conjunto de brechas, lavas y diques, se encuentra fracturado, con el aspecto de haber sido afectado por el mismo "pasillo" tectónico de dirección N-S. Una falla con esta misma dirección N-S es la que corre por la Degollada de Jaífa, entre Montaña de Tesjuates y Montaña de Enmedio, y pudiera ser parte integrante de la familia de fallas norteadas de la región.

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

materiales del Grupo Ampuyenta. Parece probable que, el comienzo de esta actividad tectónica se produjo en tiempos miocenos y, de alguna manera, estuvo asociada con el ascenso tectónico del Complejo Basal.

3.2.2. Las fisuras eruptivas pliocuaternarias.

En tiempos pliocuaternarios nuevas dilataciones lineales NE-SO, afectaron a la mitad norte de la isla, y se continuaron a lo largo de la vecina isla de Lanzarote.

A excepción de la emisión pliocena de Morro Valdés, el resto del volcanismo tardío, siguió pautas fisurales claras, que dieron origen a alineaciones de conos estrombolianos, Fig.3.2 y Fig.3.3.

Desde el plioceno superior (2,8 M.a.) hasta el pleistoceno superior, se producen sucesivamente emisiones fisurales, de las que, las más importantes según un orden cronológico son:

Alineaciones pliocenas:

Fisura Montaña Bermeja-Conos de Antigua.- Tiene una dirección nordestada y se localiza en los límites occidentales del valle central. Este hecho, junto con la edad de 2,8 M.a, sugiere que debe estar relacionada con la transición (probablemente tectónica) entre los dominios del Complejo Basal y el subaéreo, a través del valle central. No se descarta que el volcán Mña Roja, al sur de Lanzarote, pertenezca a esta misma fisura, ya que su edad radiométrica es exactamente la de 2,8 M.a.

Alineaciones plioleistocenas:

Todas ellas se encuentran en el tercio superior de la isla, en las zonas de Tetir-La Oliva.

Fisura Montaña Pajarita I-Montaña de Blancas.- Tiene una dirección N65°E y está compuesta por dos conos, el primero sin cráter y el segundo, de mayor tamaño, con un cráter redondeado.

Fisura Montaña Escanfraga-Montaña Caima-Montaña Roja.- Tiene una dirección N50°E, subparalela a la anterior, y la componen tres grandes edificios subredondeados con cráter en su cumbre. El último de ellos presenta una pequeña caldera adventicia (Calderetilla de Roja) que define una fisura a N135°E casi ortogonal a la anterior.

Alineaciones cuaternarias.

Son abundantes las fisuras eruptivas cuaternarias. Muchos de los centros de emisión de esta edad, surgieron sobre estas fisuras, mientras que otros, no está clara la fisura de la que proceden.

Fisura de Montaña de los Apartaderos y hornitos asociados.- Conforman una pequeña fisura con dirección N75°E. El edificio principal es doble, con dos cráteres abiertos al NNE en la misma dirección por donde corrieron las coladas. Los hornitos se alinean en esta misma dirección dibujando perfectamente la fisura eruptiva.

Fisura Montaña del Mal Nombre-pequeño cono al sur de Montaña de Los Apartaderos. Realmente, está tan próxima a la alineación anterior que, prácticamente puede considerarse la misma, aunque aparezca ligeramente desplazada hacia el sur.

Fisura Montaña Negra-Montaña Pajarita II. Esta fractura parece una reactivación de la de Montaña Pajarita I-Montaña de Blancas, en tiempos más recientes. Sobre la Montaña Pajarita I ha surgido un nuevo volcán con un cráter doble, abiertos según una dirección N10°E. Por su parte, Montaña Negra es un cono subredondeado, con un pequeño cráter circular cerrado en su cumbre.

Conjunto de Montaña Arena-Los Roques-Montaña de Los Saltos. Constituye un conjunto de edificios distribuidos según tres fracturas subparalelas. la primera está constituida por un cráter principal doble y otro más pequeño adventicio en su ladera. Se alinean según una dirección N45°E. La segunda son dos pequeños conos sin cráter alineados a N30°E. La última está formada por un cráter principal redondo, y otro adventicio en su ladera NE, que dibujan una fisura N30°E.

Correspondientes a las últimas emisiones volcánicas de Fuerteventura, se encuentran tres áreas, con direcciones totalmente diferentes. Son los volcanes más al norte de la isla (el malpais de Corralejo), los del valle central en el área de Gairía, y los volcanes de Pájara.

Fisura Montaña Colorada-Morro del Perro (malpais de Corralejo). Está compuesta por siete conos principales, algunos de ellos mixtos, que se disponen según una dirección N40°-45°E. De oeste a este se presenta Montaña Colorada, sobre el que se emitió el cono de Calderón Hondo. Después hay un conjunto de tres edificios sucesivos en el tiempo y en el espacio, que comienza con la Caldera Rebanada, Caldera Encantada, y, por último, el edificio Las Calderas. La alineación se termina con los edificios de Montaña San Rafael, y el gran cono del Morro del Perro, en cuyo interior se observan seis conductos verticales alineados según la dirección general anterior. Esta gran fractura eruptiva, a tenor de la superposición relativa de edificios que se observa, parece que fue progresando de oeste a este.

Fisura de Montaña Lomo Blanco-Montaña de la Mancha. Es una fractura paralela a la anterior, pero de menor longitud. Está integrada por tres edificios redondeados. Al no haber superposición de los edificios no se puede apreciar el sentido del desplazamiento de la erupción, aunque lo que sí se observa es que las coladas de la gran alineación Montaña Colorada-Morro del Perro rodean a estos conos, por lo que la fractura eruptiva es anterior.

Fisura de la isla de Lobos. Está formada por un gran cráter en la Punta Salidero, seguido de los pequeños conos erosionados por el mar y, en el Faro de Lobos, por otro pequeño edificio sin cráter. El conjunto forma una fractura eruptiva con dirección N45°E que, probablemente, es una prolongación de la alineación Montaña Colorada-Morro del Perro.

Fisura de Caldera de Gairía-Caldera de los Arrables. Esta fractura eruptiva está formada por una sucesión de cinco conos de diverso tamaño (el primero de Gairía), con una dirección N160°E. En menor escala, también el cono del edificio Jacomar parece estar alineado con otro pequeño centro de emisión que tiene un poco más al NO, definiendo otra fractura eruptiva subparalela a la anterior.

Fisura de Pájara. Es una pequeña grieta de unos 2 km de largo, con una orientación N100°E, por la que surgieron tres pequeños conos, que emitieron cortas lenguas de lava. Es la única fisura eruptiva de esta época que se abre sobre el Complejo Basal.

FASE VOLCÁNICA PLIOCENA Y PLEISTOCENA INFERIOR

-  Fase pleistocena inferior
-  Fase pliocena superior
-  Fase pliocena inferior
-  Centro de emisión
-  Fisura eruptiva
-  Fisura supuesta

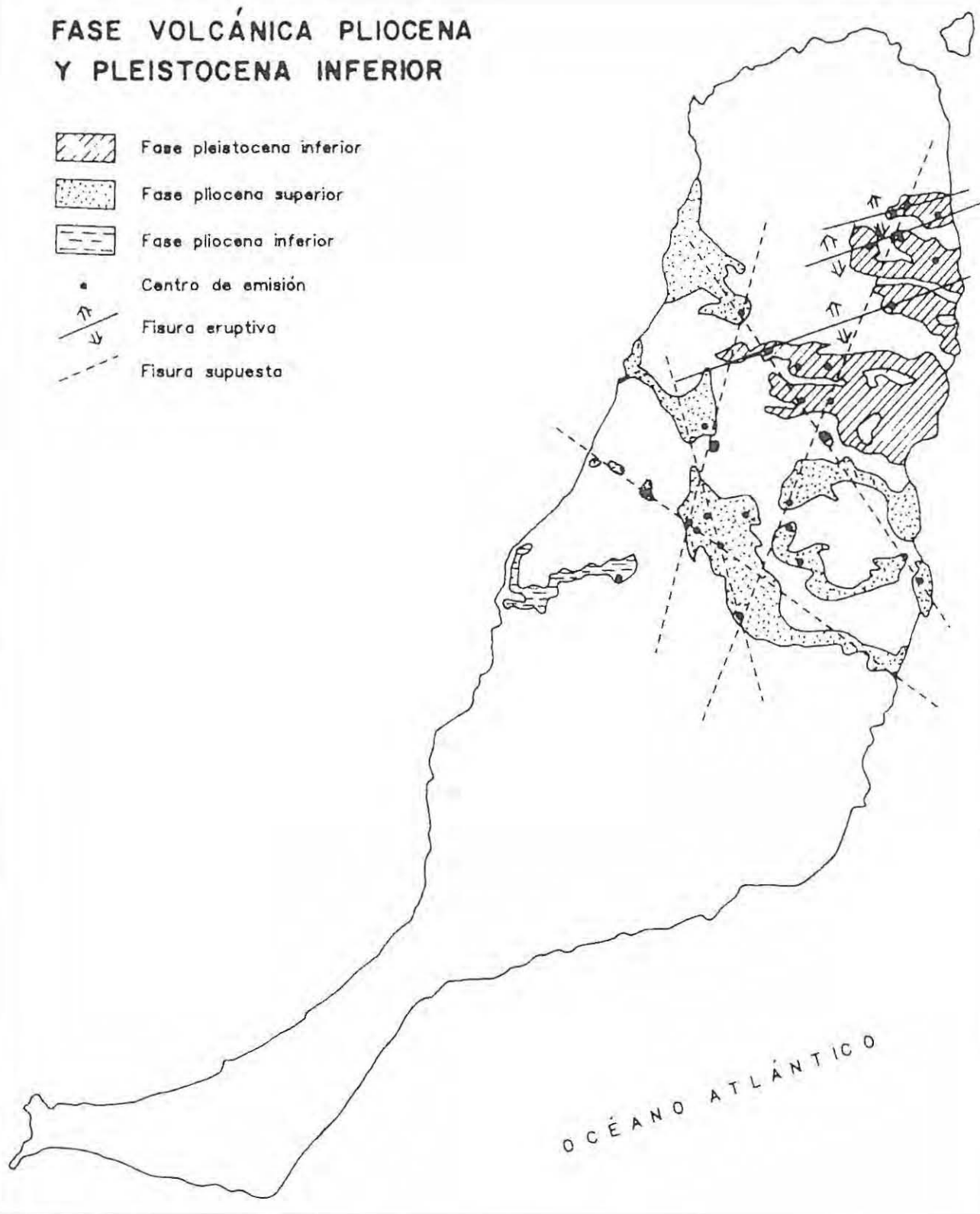





Fig. 3.2.-Esquema volcanoestructural de las Fases volcánicas pliocena y pleistocena inferior.

FASE VOLCÁNICA PLEISTOCENA MEDIA HOLOCENA

-  Fase pleistocena media-holocena (Episodios recientes)
-  Centro de emisión
-  Fisura eruptiva

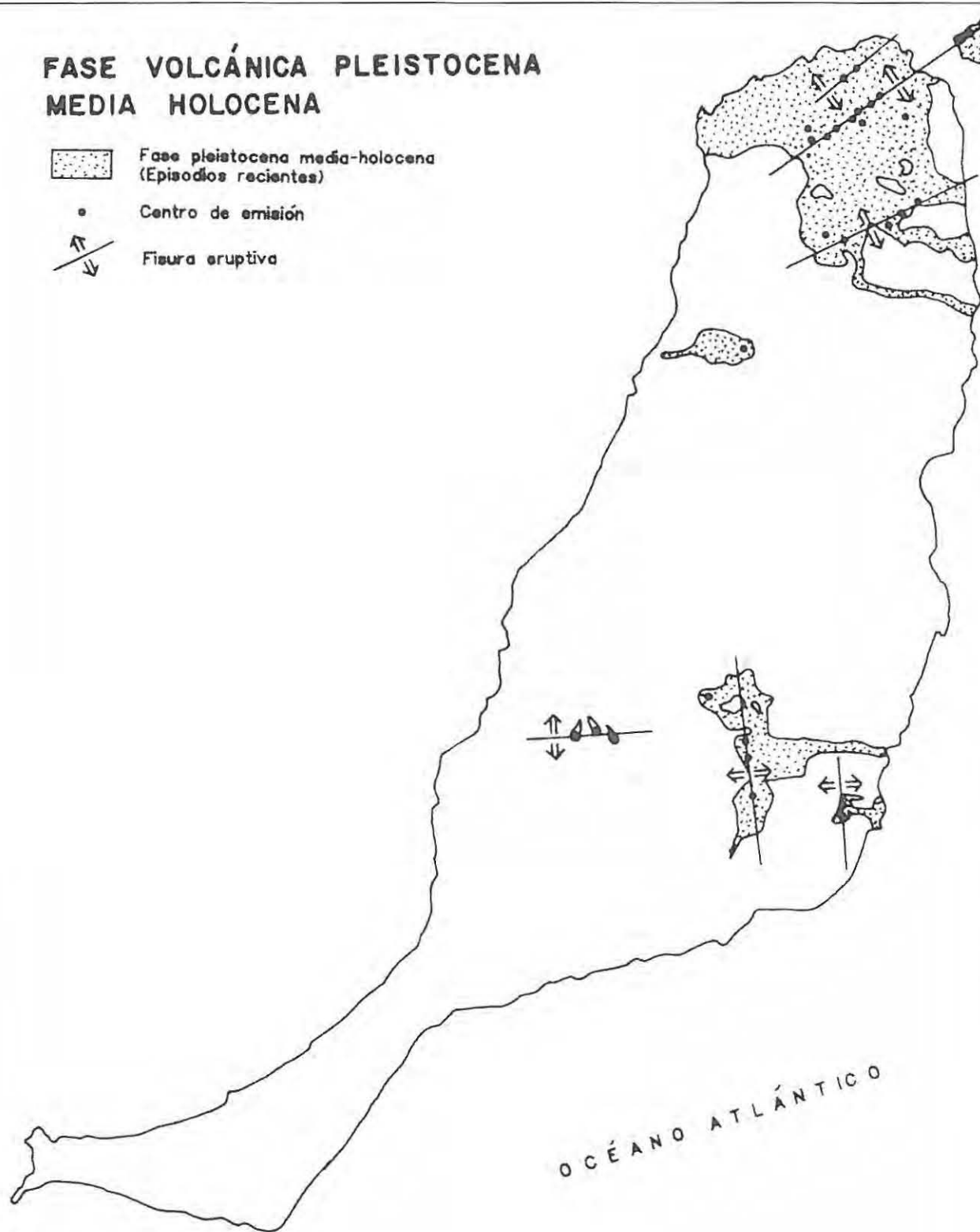


Fig. 3.3.-Esquema volcanoestructural de la Fase volcánica pleistocena media-holocena.

3.3. MOVIMIENTOS EN LA VERTICAL.

Por la presencia de tres niveles de arrasamiento marino conservados en la isla, se pueden detectar algunos de los movimientos en la vertical habidos en la línea de costa. Estas tres rasas corresponden al período plioceno (5 M.a.), al pleistoceno superior (rasa jandiense de ≈ 100.000 años) y al holoceno (rasa erbanense de ≈ 2000 años).

Los cambios sufridos por el nivel del mar, desde el mioceno hasta la actualidad, son bastantes más que los tres citados, pero no han quedado registros sedimentarios de ellos en la isla, o las superficies de arrasamiento se encuentran por debajo del nivel actual del agua.

La rasa pliocena presenta variaciones sustanciales en la cota de afloramiento según los diversos puntos donde se encuentra. En toda la costa occidental de la isla (excepto en la península de Jandía) se suele mantener constante entre los +10 a +15 m. Sin embargo, en la costa norte y en la oriental de Jandía, se aprecian cotas muy altas, a +35 y a +55 m. Estos cambios tan bruscos, nada tienen que ver con los movimientos relativos entre el nivel del mar y la línea de costa en su conjunto, sino con la actividad neotectónica de esta parte de Fuerteventura. Bloques importantes del estratovolcán mioceno de Jandía deben haberse movido por causa de fracturación postpliocenas.

Por su parte, las rasas jandiense y erbanense se encuentran a cotas constantes a lo largo de toda la costa. La primera entre +1,5 y 2 m por encima de pleamar, mientras que la erbanense entre +0,5 y +1 por encima también de pleamar. El movimiento vertical sufrido por el nivel del mar desde estas épocas ha sido pequeño.

4. GEOMORFOLOGÍA.

El presente estudio y el mapa geomorfológico adjunto a esta memoria, a escala 1:100.000, corresponden a la síntesis de la cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 realizada para las hojas geológicas del Plan MAGNA. En sus memorias correspondientes se pueden encontrar más detalles de los aspectos geomorfológicos de la isla.

4.1. MATERIALES.

Las variaciones litológicas de los materiales aflorantes en la isla van a condicionar de manera importante la morfología de la misma. Así, como se ha visto en capítulos anteriores el noventa por ciento, aproximadamente, del total de los materiales aflorantes corresponden a rocas de origen endógeno, y el resto a rocas de origen exógeno que derivan de la reelaboración por agentes externos de las anteriores.

Dentro de las rocas endógenas, el Complejo Basal, constituido por un conjunto de rocas plutónicas y volcánicas, es el de edad más antigua y ocupa gran parte de la zona centro-occidental de la isla.

Las formaciones volcánicas miocenas que extruyeron con posterioridad a los materiales del Complejo Basal, pertenecientes a los edificios de Tetir, Gran Tarajal y Jandía cubren la mayor superficie de la isla, ocupando todo el área este y sur de la misma.

Las formaciones volcánicas pliocenas, pleistocenas y holocenas se disponen fundamentalmente a lo largo de la costa este y

norte, ocupando un territorio importante los episodios recientes en la parte norte.

En cuanto a los depósitos sedimentarios los más significativos, desde el punto de vista de la superficie cubierta, son los de origen eólico, especialmente los que se encuentran en el área de El Jable y de Corralejo.

Además existen una serie de depósitos aluviales, coluviales, edáficos, etc. que se reparten a lo largo de toda la superficie de la isla. También en las costas se encuentran depósitos como son los pertenecientes a las playas o a las rasas.

El relieve de la isla está caracterizado por un conjunto de altitudes más o menos destacadas en el área este, representadas por los "cuchillos" de la serie miocena; el valle central, con una disposición aproximada N-S y altitudes considerablemente menores, y al oeste de la isla por los relieves del Complejo Basal.

En comparación con otras islas del archipiélago las alturas máximas son bastante reducidas. Las altitudes más acusadas corresponden en la parte norte a su vez la zona más septentrional del edificio Tetir de la serie miocena, con máximas altitudes como el pico de Muda de 689 m o Aceitunal de 686 m. En el área del Complejo Basal se encuentran altitudes como la de Betancuria, con 724 m o la de la Gran Montaña con 708 m. Hacia el sur, los mayores relieves se encuentran en el edificio Jandía de la serie miocena, con el pico Jandía de 807 m de altura, altitud máxima en toda la isla.

De todos los materiales que constituyen el Complejo Basal, los más abundantes 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 uno con el resto de los materiales, a efectos de su influencia en el relieve.

De este modo, estos materiales de carácter masivo se comportan de modo isótropo, dando lugar a una topografía accidentada, de relieves alomados redondeados, 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, pero únicamente donde existen depósitos sedimentarios recientes o poco cohesionados, se pueden alcanzar desarrollos casi verticales en las laderas de los barrancos. La red aparece tanto más encajada cuanto más en poniente se localice. Los barrancos más destacados se disponen con una dirección aproximada E-O.

Junto a los materiales del Complejo Basal, los otros materiales que condicionan de manera definitiva el relieve de la isla son los pertenecientes a las formaciones miocenas. Se trata de coladas basálticas, de elevada cohesión, en las que su estructura en coladas superpuestas, buzantes suavemente hacia el exterior de la isla, ejerce un control erosivo, dando lugar a profundas incisiones, de más de 250 m en algunos casos. Esta fuerte erosión provoca el retroceso de las vertientes laterales del valle y la formación de interfluvios de relieves residuales con áreas superficiales mínimas y de gran extensión longitudinal ("cuchillos"). Estos valles tienen una disposición radial de direcciones perpendiculares a las direcciones de las coladas de cada uno de los edificios miocenos.

Las coladas basálticas pliocenas se adaptan a un relieve previo, el cual sólo suavizan, sin apenas alterarlo. Suelen ocupar valles, en algunas ocasiones amplios como es el caso del Valle Central.

Las coladas generalmente se asocian a superficies de escaso contraste topográfico, y en las que la red de drenaje se va a encajar, dando lugar a cursos de paredes verticales o fuertemente inclinadas. En superficie la horizontalidad de estos depósitos, va a hacer que se asocien con frecuencia a zonas de encauchamiento.

Por tanto, lo más habitual en este tipo de materiales es su asociación con relieves isótopos (zonas llanas), con excepción de los centros de emisión de estos materiales, que conservan su morfología convexo-cónica.

Los materiales lávicos de edad pleistocena y holocena son de carácter basáltico y como en el caso anterior se adaptan a un relieve previo sin prácticamente modificarlo; de esta manera van rellenando las formas cóncavas pre-existentes. Únicamente en puntos donde la incisión posterior de la red de drenaje, por ejemplo, ha sido más enérgica, se observan escarpes verticalizados en estas coladas y aparecen protegiendo de la erosión a los materiales infrayacentes. Su aspecto morfológico es el típico de las superficies de "malpais", que en el caso de las no recientes aparecen más degradadas.

De los materiales sedimentarios que aparecen en la isla, los que ocupan mayor extensión superficial, como ya se ha indicado, son los de origen eólico. Su grado de consolidación es variable, hallándose en algunos casos fuertemente consolidados por encauchamiento, fosilizando el relieve previo sobre el que se apoyan, y suavizando sus formas por relleno de las depresiones. En otras ocasiones se encuentran bastante sueltos y pueden, incluso, ser removilizados, dando lugar a formas eólicas activas. Los depósitos más importantes tienen una edad plio-pleistocena.

Otros materiales de origen sedimentario muy abundantes en toda la isla son los depósitos de vertiente, que se asocian sobre todo a los relieves elaborados sobre el sustrato mioceno. Jalonando todas las zonas de cresta o cuchillos se pueden apreciar distintas generaciones de abanicos, conos de deyección y depósitos de vertiente que recubren las laderas y el fondo de los valles. La antigüedad de algunos de estos depósitos queda manifestada por encontrarse encauchados muchos de ellos y haber sido incididos posteriormente por la erosión.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.

Se puede establecer un paralelismo entre la génesis del relieve y el emplazamiento de los diferentes tipos de rocas antes mencionados.

Los materiales del Complejo Basal y las coladas basálticas de la Fase miocena que ocupan gran parte de la isla, 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.

En el área aflorante del Complejo Basal, tan sólo existen dos minúsculos afloramientos de coladas basálticas miocenas tardías, al borde de la costa, en la hoja de Pájara, que podrían dar un indicio de cual era el relieve finimioceno. Estas coladas son de tipo "intracanyon", lo cual parece indicar que el relieve ya se iba configurando en el mismo sentido en el que se creó después.

En otros lugares, la superposición de materiales de la Fase miocena sobre materiales del Complejo Basal es concordante y sin solución de continuidad.

Así, parece que la gran etapa de erosión y arrasamiento que

sigue a la de acreción de la serie miocena, durante la cual no hubo emisiones volcánicas y que duró desde los 12 M.a. hasta los 5,5 M.a, es la que va a configurar definitivamente el relieve de la isla, que luego ha sido únicamente retocado.

En todo este período finimioceno y previo a la extrusión de las coladas pliocenas tiene lugar la formación de valles y barrancos, producto de la erosión que en el área del Complejo Basal va a dejar numerosos relieves residuales en forma de crestas alomadas y raramente como crestas agudas, con un encauchamiento de la red de 400 m o más. En el área donde aflora la serie miocena, fundamentalmente en la parte oeste de la isla, va a tener lugar la formación de amplios valles de dirección E-O, en los que los interfluvios vienen representados por crestas agudas y alargadas, los denominados "cuchillos". Estos valles presentan fondo plano y perfil en "U", y en ellos, a veces, su cabecera ha sido destruida por la erosión remontante procedente del oeste de la isla (Valle Grande, La Matilla, ...), o está en trance de serlo (Morro de Don Diego, Degollada de Facay, ...). Este hecho, junto a las zonas más deprimidas topográficamente al oeste de los "cuchillos" y la red de drenaje mucho más desarrollada y jerarquizada en el lado este, hace suponer que la formación del gran Valle Central, con un dirección sensiblemente paralela a las principales direcciones tectónicas que funcionan en la isla, tiene una componente de carácter tectónico, a parte de la componente puramente erosiva.

En consecuencia, puede suponerse, al menos, la existencia de ese relieve finimioceno en todas las líneas de drenaje desarrolladas sobre materiales del Complejo Basal y materiales de la Fase miocena. En la zona del Complejo Basal, además, se han señalado una serie de superficies y glaciés de erosión, que irradian desde los bordes del relieve residual del Complejo Basal y que deben ser previos a la definición del Valle Central antes mencionado como finimioceno.

Durante esta etapa finimiocena-pliocena, tiene lugar una gran transgresión que origina depósitos, que luego en la etapa de regresión marina 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 oeste como en la parte oriental del Complejo Basal. Los abanicos presentan, en algunos lugares de sus partes altas, restos de superficies de glaciés de acumulación que han sido incididos y degradados con mayor intensidad, debido a su mayor antigüedad; los glaciés representan sistemas de colmatación aluvial.

Estos depósitos de glaciés y abanicos que comienzan a formarse a principios del Plioceno se solapan, en algunos casos, con la nueva fase de formación del relieve que corresponde a la extrusión de las coladas de la Fase pliocena. Así, por ejemplo, las coladas de Morro Valdés aparecen debajo de estos depósitos, mientras que las de Montaña Tirafé son posteriores.

A esta primera etapa de degradación erosiva va a suceder, en el Plioceno, una nueva fase de actividad volcánica, que aparece representada por coladas de basaltos que dan idea del relieve previo. Estas coladas pliocenas rellenan algunos valles y barrancos, siendo el más significativo el Valle Central, fosilizando, así, el relieve anterior. Por tanto, en esta etapa se reactiva en cierta medida el relieve de la isla que no es comparable, por supuesto, con la anterior etapa de formación del Complejo Basal y la Fase miocena.

Asimismo, durante este período plio-pleistoceno, tiene lugar una intensa actividad eólica que se traduce en amplios mantos eólicos, especialmente al NE de la isla y al sur, en la zona de El

LEYENDA

I. FORMAS DEBIDAS A PROCESOS ENDÓGENOS

A.- Formas debidas a volcanismo

- Superficie de coladas degradada (tablero)
- Cono volcánico con cráter
- Cono volcánico sin cráter
- Superficie de colada (tipo malpais)
- Malpais degradado y/o cubierto por arenas eólicas
- Campo de piroclastos
- Centro de emisión sin morfología asociada
- Colada volcánica lineal con indicación de flujo
- Escarpe interno o de límite de colada en malpais, con indicación de flujo

B.- Formas debidas a la tectónica

- Fallas y fracturas supuestas

II. FORMAS DEBIDAS A PROCESOS EXÓGENOS

A.- Formas debidas a la acción marina

- Rasa o plataforma de abrasión
- Escarpe de acantilado
- Playa de arenas
- Cresta de playa formada por cantos
- Yacimiento paleontológico de interés

B.- Formas de origen eólico

- Campo de arenas y/o dunas
- Campo de arenas y/o dunas parcialmente cubiertos por vegetación

C.- Formas de origen fluvial o torrencial

- Fondo de valle
- Escarpe de origen fluvial en roca
- "Ravines" o Abarrancamiento
- Inciisión lineal poco profunda
- Terraza fluvial
- Barranco colgado

D.- Formas debidas a denudación

- Límite de vertiente
- Crestas y lomas agudas
- Cresta rocosa ancha ("cuchillo") o crestas redondeadas en el C.B.
- Relieve residual:
 - puntual
 - cónico
 - cónico con superficie plana
 - alargado (loma)
- Superficie residual:
 - individualizada
 - adosada
- Glacis erosivo
- Escarpe de vertiente
- Collado (degollada)

E.- Formas constructivas debidas a denudación

- Cono de vertiente o depósitos de vertiente de geometría definida
- Abanico de piedemonte
- Glacis de acumulación

III. FORMAS DE ORIGEN INCIERTO

- Depósitos areno-arcillosos rellenando depresiones



Jable. Estas acumulaciones eólicas sepultan, en parte, los relieves residuales pliocenos, que aún son reconocibles, en algunos casos, bajo el manto de arenas, como ocurre con Lomo Negro, Montaña Rajada, Montaña Pelada, etc. Esta eolización, según MECO *et al.* (1987) se produciría a lo largo de distintas etapas interrumpidas por las coladas pleistocenas (CRIADO, 1987).

La tercera etapa de formación del relieve se produce durante el Pleistoceno, en la que la actividad volcánica se va desplazando hacia el norte de la isla, con extrusión de abundantes coladas tipo aa, y, sin embargo, hacia el centro y sur esta etapa es de denudación y deposición exógena, pues no existen en ese área nuevas aportaciones de rocas endógenas.

Durante el Pleistoceno medio, debido a las oscilaciones de las condiciones climáticas entre periodos húmedos y áridos, se desarrolla un importante encalichamiento que afecta a amplias zonas de la isla, tanto sobre materiales de origen exógeno como endógeno. Su mayor desarrollo se alcanza sobre las coladas del Valle Central, llegándose a formar costras potentes en algunas partes. Este fenómeno aún siendo muy importante, no lo es tanto desde el punto de vista geomorfológico, pues no modifica sustancialmente el paisaje.

Como consecuencia de la obturación de la red de drenaje en algunos puntos por las coladas pliocenas, se produce durante esta etapa el relleno de pequeñas cuencas endorreicas por materiales areno-arcillosos.

Asimismo vuelve a producirse una nueva incisión de la red de drenaje, pero de menor envergadura que en la fase finimiocena. En este caso las máximas alturas 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 depósitos de ladera, coluviones, terrazas, etc. Estos procesos en gran parte de la isla continúan funcionando hasta la actualidad, dado que no vuelven a extruir emisiones volcánicas que fosilicen los mimos.

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 que numerosos barrancos queden colgados, especialmente al O de la isla, 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 rasas jan-dienses o erbanenses que se observan en algunos puntos.

La existencia de etapas de eolización es bastante frecuente, así, hacia el final del Pleistoceno vuelve a producirse un nuevo periodo de eolización.

La última etapa importante de generación del relieve es la producida durante la Fase pleistocena media-holocena con una nueva emisión de materiales volcánicos. Esta actividad se ciñe al norte de la isla, con abundancia de característicos malpaisés. Estas coladas fosilizan los depósitos eólicos pleistocenos.

En este área de la isla con posterioridad a este último episodio volcánico se inicia una nueva etapa denudativa, que continúa en la actualidad, durante la cual, y como había sucedido en etapas anteriores, se acumula en el borde costero un importante conjunto eólico.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES.

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

4.3.1. Formas volcánicas.

4.3.1.1. Superficies de colada.

Ocupan extensiones importantes de la isla, que se concentran en el centro y norte de la misma.

Se aprecian tres tipos de superficies que difieren entre sí fundamentalmente debido al lapso de tiempo en que han estado expuestas a la intemperie. Son las superficies de edad plioceno, pleistoceno inferior y pleistoceno medio-holoceno. Los materiales de la Fase miocena han sufrido una degradación erosiva tan intensa que su aspecto actual difiere demasiado del inicial como para incluirlos en este apartado.

Las superficies más degradadas son las correspondientes al Pleistoceno, que conservan mal su morfología original. Las coladas del Valle Central o Morro Valdés por ejemplo, presentan una fuerte alteración química "in situ", con suelos encalichados que muestran costras de hasta 1 m de potencia. Aunque estas superficies están bastante degradadas debido a la alteración química y han sido incididas por cauces fluviales postpliocenos, todavía conservan sus principales características como tal superficie. En algunos puntos la incisión fluvio-torrencial ha sido importante, llegando a dar escarpes verticalizados, como p.e. el Bco Robadero o el del Tranquillo. En ocasiones se pueden reconocer en las coladas inflexiones superficiales que corresponden a irregularidades en el sustrato recubierto por las mismas, más que a la actuación de procesos geodinámicos externos.

También las superficies del Pleistoceno inferior se encuentran bastante degradadas.

Las superficies de colada del Pleistoceno medio-Holoceno aparecen bastante bien conservadas, preservándose todavía la morfología de "malpais". En algunos casos, como ocurre con las coladas de los últimos episodios, p.e. en Montaña Arena, al N de la isla, su grado de conservación es tan alto que se pueden observar en ellas tubos volcánicos, lavas cordadas, corredores de hundimiento, etc.

4.3.1.2. Conos volcánicos.

Como ocurre con las superficies de colada, los edificios volcánicos mejor conservados son los más recientes. Así, los conos volcánicos miocenos o han sido enterrados o han sido desmantelados. Los correspondientes a la fase pliocena aparecen bastante degradados, con una morfología achatada, sin cráter y a menudo presentándose como una acumulación de material piroclástico: lapillis, bombas y escorias.

El grado de conservación va siendo superior cuanto más recientes son los edificios. Los conos correspondientes a la etapa pleistocena inferior se hallan medianamente conservados en aquellos casos de mayor envergadura; en ellos las superficies exteriores de caída aparecen muy degradadas e incididas por acaravamientos, con depósitos de conos de deyección en su base que coalescen, en la mayoría de los casos, suavizando la morfología del cono.

Los conos mejor conservados son los correspondientes a la fase del Pleistoceno medio-Holoceno. Los cráteres y toda la morfología del cono es conservada así como las coladas asociadas. Estas formas aparecen fundamentalmente al N de la isla y en un pequeño área al E de la misma.

4.3.2. Formas marinas.

4.3.2.1. *Rasas o plataformas de abrasión.*

A lo largo de todo el borde costero occidental y también en la costa meridional se dispone una extensa plataforma marina de erosión resultado de un largo período de inactividad magmática, que ahora aparece levantada entre 10 y 55 m. Se encuentra en diferentes puntos a distintas alturas debido a movimientos eustáticos del nivel del mar combinados con movimientos en la vertical producidos por la actividad neotectónica.

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, ampliamente descritas en el capítulo 2. La superficie aparece fosilizada por abanicos de depósitos detríticos y por coladas pliocenas como p.e. las de Morro Valdés o Montaña Tirafé.

Desde el punto de vista geomorfológico la presencia de las rasas jandiense y erbanense carece casi de interés pues su presencia es muy puntual y no marcan un relieve diferenciado, como es el caso de la anterior. La posición de la rasa jandiense oscila entre 1 y 5 m sobre el nivel actual del mar y la de la erbanense entre 0,5 y 1 m. Ambas han sido también descritas en capítulos anteriores.

4.3.2.2. *Acantilados.*

Tanto los materiales del Complejo Basal y la serie miocena, como los de edad pliocena o más recientes dan lugar al desarrollo de estas formas marinas. Las mayores altitudes se alcanzan sobre los materiales más antiguos, así son notorios los acantilados que se desarrollan a lo largo de casi toda la costa occidental, a veces sólo interrumpidos por la salida de los barrancos, con alturas entre los 20 y los 60 m y más al sur en las áreas de El Jable y Las Playas donde las alturas alcanzan entre los 100 y los 200 m.

Son frecuentes los barrancos colgados, lo que parece revelar, al menos, un retroceso muy activo en tiempos recientes del frente costero.

Todos ellos se asocian en su base a una rasa de abrasión.

Las alturas de acantilados sobre materiales más recientes en la costa oriental o norte oscilan entre los 3 y los 20 m. Su presencia es más discontinua.

4.3.2.3. *Playas.*

En líneas generales y tomando la isla en su conjunto estas formas no son muy abundantes y se asocian a menudo a la desembocadura de los valles fluvio-torrenciales, no presentando características especiales y existiendo una zonación brusca desde el medio playero al torrencial.

Sin embargo al sur de la isla, en las áreas de Punta del Matorral, Cofete y El Jable sí existen abundantes acumulaciones arenosas.

En el caso del área de Cofete p.e. el origen de los materiales es el resultado del lavado de depósitos de vertiente y gravitacionales originados por la degradación de los altos relieves miocenos. En el área S de la hoja de El Jable las playas son el resultado de la degradación de las arenas eólicas plioleptocenas, debido a su posición a sotavento de los vientos dominantes en esta parte de la isla. Por último, las acumulaciones arenosas de Punta del Matorral, identificadas como un complejo barra-laguna hoy colmatado, se formaron por los aportes de los barrancos de Vinámar y del Ciervo.

Son de destacar en algunos puntos, tanto de la costa oriental como de la occidental la presencia de niveles continuos de playas consolidadas ("beach rock") (MECO, 1987) que van desde el límite de la marea alta, hasta debajo del nivel actual del mar, de edad erbanense (CRIADO, 1988).

4.3.3. Formas eólicas.

4.3.3.1. *Campos de dunas.*

Existen dos amplias zonas, una al norte de la isla y otra en la península de Jandía cubiertas por depósitos eólicos.

Al norte son fundamentalmente de edad reciente posteriores a las últimas coladas. Tanto la disposición de los cuerpos arenosos como la orientación de las crestas de las dunas sugieren su acumulación a favor de los vientos procedentes del NE (costa norte) y NNE (costa oeste). Se disponen en una franja a lo largo de la costa oeste, al sur de Corralejo, dando formas de tipo barjanoide.

En el área sur (Ismo de la Pared) no suelen dar formas definidas, salvo algunos barjanes. Son arenas holocenas que proceden de la reelaboración de las plio-pleistocenas. En esta zona, además de la componente N y NE en la dirección de los vientos existe otra fuerte con componente NO.

4.3.4. Formas fluviales o torrenciales.

4.3.4.1. *Valles y barrancos de origen fluvio-torrencial.*

Existe una importante red de barrancos de origen fluvio-torrencial a lo largo de toda la isla, tanto en su costa occidental como oriental e igualmente al sur de la isla.

Los más desarrollados y encajados van a ser los formados sobre materiales del Complejo Basal o sobre los de la serie Miocena.

De este modo en la costa occidental se encuentran numerosos barrancos de dirección E-O que se desarrollan sobre el Complejo Basal. Forman una red muy densa, de carácter dendrítico, encajada, debido a la masividad de los materiales. Las laderas presentan pendientes entre el 30 y 50%, rectilíneas y cóncavas, que enlazan con depósitos de vertiente que tapizan las mismas.

En el sur, sobre materiales miocenos se destaca un importante encajamiento en los tramos finales de los barrancos principales, alcanzando hasta los 200 m en los Bcos de Butihondo, Esquinzo y Vinámar. Éstos presentan vertientes abruptas recubiertas en su base por pequeñas acumulaciones de depósitos de gravedad.

También en el área de La Oliva se desarrollan sobre materiales miocenos valles de perfil en V y fondo plano, con gran cantidad de depósitos de vertiente asociados, en forma de conos de deyección, coluviones y abanicos de piedemonte. En algunos casos (Valle Chico, Llanos del Palo) el retroceso de vertientes

desde la costa O de la isla ha producido la desaparición por erosión de la cabecera de los valles que drenaban al E.

Los barrancos desarrollados sobre coladas pliocenas y pleistocenas son menos profundos (30-40 m máximo) pero los escarpes son frecuentes y las laderas verticalizadas. Los fondos pueden ser incluso más planos que los anteriores.

Sobre materiales recientes la incisión no es muy profunda.

4.3.4.2. *Terrazas fluviales y fondos de barranco.*

No son formas muy significativas en la isla, especialmente a la escala de trabajo. Las más desarrolladas, sobre todo en el caso de las terrazas aparecen adosadas al curso fluvial e incididas por éste. En algunos casos pueden encontrarse terrazas fósiles pliocenas fosilizadas por coladas posteriores.

En las desembocaduras de barrancos importantes, tanto al este como al oeste de la isla se observan depósitos de terraza.

4.3.5. Formas continentales degradativas.

4.3.5.1. *Relieves y superficies residuales.*

Estos relieves constituyen cualitativa y cuantitativamente uno de los más significativos de la isla. Se han elaborado sobre los materiales más antiguos como son los de la serie miocena y los del Complejo Basal.

Se trata de restos de superficies de coladas antiguas que aunque de origen volcánico, ya no se conserva ningún rasgo de dicha génesis en el momento actual. Se comportan ante la erosión de manera compacta y masiva. Han estado sujetas a procesos de degradación desde finales del Mioceno o principios del Plioceno.

Se distinguen distintas formas, según el grado de superficie expuesto. Así están las superficies residuales o tableros de mayor o menor dimensión que pueden derivar en glaciares erosivos y también de acumulación. Se encuentran también las crestas más o menos alomadas, según aparezcan en el Complejo Basal o en la serie miocena. En estos últimos materiales dan lugar a los típicos "cuchillos" que son formas muy características que aparecen en todo el área occidental de la isla y al sur de la misma, con direcciones E-O o radiales que significan crestas estrechas de superficie alomada (lomos), elevadas y separadas entre sí por profundos barrancos. Son los que dan las mayores elevaciones de la isla.

Otros tipos residuales adoptan formas cónicas o puntuales que pueden estar rodeadas por depósitos de piedemonte o por materiales volcánicos de edad pliocena o pleistocena.

4.3.5.2. *Glaciares erosivos.*

Se han cartografiado algunas superficies al sur de la isla (Punta del Matorral, Istmo de la Pared), sobre materiales de la serie miocena y en la costa oeste sobre materiales del Complejo Basal.

Son superficies aplanadas de pendiente muy suave, de origen erosivo, en las que han intervenido procesos continentales (aluviales y de vertiente) y a veces también marinos. En algún caso como en Istmo de la Pared se hallan fosilizados por coladas basálticas miocenas (Bco de los Cuchillos).

4.3.6. Formas continentales agradativas.

4.3.6.1. *Conos de vertiente y abanicos de piedemonte.*

Son formas muy extendidas en la isla. Los abanicos de piedemonte tienen un buen reflejo cartográfico, especialmente en los bordes de los relieves residuales del Complejo Basal y de la serie Miocena, en casi toda la costa occidental y en grandes áreas de la oriental, así como en el interior de la isla.

Estos abanicos son frecuentes en aquellos puntos con mayores diferencias de relieve o donde existen materiales fácilmente movilizables (como materiales eólicos). Dan lugar a formas suavemente convexas, con un relieve muy aplanado y alargado en la dirección de la pendiente. Pueden apoyarse sobre la antigua rasa de abrasión. Por coalescencia van a dar lugar a superficies de piedemonte de gran extensión.

Aparecen incididos por la red de drenaje.

En las partes bajas de las vertientes, la movilización de los depósitos coluviales puede dar lugar a acumulaciones diferenciadas morfológicamente, de materiales en cuerpos triangulares (conos de vertiente), alargados en el sentido de la pendiente, y que fundamentalmente han sido transportados por gravedad y flujos acuáticos débiles. Son bastante frecuentes.

4.3.6.2. *Glaciares de acumulación.*

Estas formas se sitúan en una posición muy similar a las formas anteriores, ocupando sin embargo mucha menor extensión superficial. Son de mayor antigüedad y aparecen sobre materiales del Complejo Basal y de la serie miocena, fundamentalmente en la costa occidental de la isla y al sur de la misma.

Se trata de superficies planas, de muy escasa pendiente, que han sido incididas y degradadas superficialmente en mayor medida que las formas anteriores. Se hallan recubiertas por sedimentos de diversa índole (aluviales, eólicos, de vertiente, edáficos).

4.3.7. Formas de origen incierto.

4.3.7.1. *Depósitos areno-arcillosos rellenando depresiones.*

No son formas muy frecuentes. Se trata de depresiones de fondo aplanado que se han formado por la obturación de la red de drenaje subactual por parte de coladas pliocenas o más recientes. Ello da lugar a un cierto endorreísmo, aunque poco evolucionado. En ellas se depositan materiales areno-arcillosos.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.

El estudio petrográfico está basado en la revisión de las láminas delgadas procedentes del muestreo llevado a cabo durante la ejecución de la cartografía MAGNA a escala 1:25.000, ITGE (en prensa).

La caracterización geoquímica de las unidades volcánicas y plutónicas está basada en la consideración de unos 230 análisis químicos cuyos resultados están publicados en las memorias de las hojas geológicas del MAGNA. Al proceder de varias fuentes bibliográficas, pueden existir diferencias significativas en los contenidos de algunos elementos de rocas similares, lo cual puede deberse a diferentes técnicas analíticas empleadas.

Además de los análisis realizados durante la ejecución de las hojas a escala 1:25.000, el resto procede de los trabajos

siguientes: HAUSEN (1958), CENDRERO (1966), MUÑOZ (1969), FÚSTER *et al.* (1968), IBARROLA (1969), SAGREDO (1969), LÓPEZ RUIZ (1970), BARRERA *et al.* (1981) y CUBAS *et al.* (1988-89).

Se han clasificado todas las rocas volcánicas mediante el diagrama TAS de la IUGS, LE BAS *et al.* (1986b), siguiendo las reglas establecidas por dicho organismo para su uso. Asimismo, en todas ellas se recalcularon los parámetros geoquímicos para obtener la norma CIPW, los índices de diferenciación y peralcalinidad, valores que también aparecen en las tablas de datos publicados con las memorias respectivas de aquellas hojas.

5.1. DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL.

5.1.1. Sedimentos mesozoicos de fondo oceánico.

Los tramos más bajos de la serie, integrados por lutitas, areniscas y calizas, está compuesta por alternancias milimétricas de niveles detríticos de granulometría variable. La mineralogía presente es, fundamentalmente, cuarzo fino, feldespatos y minerales arcillosos. La calcita aparece como mineral accesorio junto con esporádicos granos de epidota. Los niveles de areniscas son grauvaquicos ricos en cuarzo. Las calizas presentan un nivel de recristalización apreciable.

Los tramos intermedios de lutitas y areniscas están bien caracterizados por los niveles de areniscas, en las que predominan los granos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Hay también pequeños fragmentos de cuarcitas, junto con circón y turmalina como minerales pesados. La proporción de matriz arcillosa es bastante variable, si bien en las capas de mayor grosor, la composición suele oscilar entre grauvacas líticas, grauvacas cuarzosas, protocuarzitas y grauvacas feldespáticas.

En el tramo más alto de lutitas, margas y calizas, se encuentra una alternancia de niveles carbonatos 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 presentado, por el contrario, gran abundancia de augita y epidota xenomorfa.

5.1.2. Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina.

Mayoritariamente, las emisiones volcánicas de esta serie fueron eminentemente básicas, con composiciones basálticas-traquibasálticas. El material principal emitido fue lávico, con facies piroclásticas (brechoides y tobáceas) locales, producto de fragmentaciones (¿deslizamientos submarinos?) de diversa naturaleza.

Las lavas basálticas tienen texturas variables, 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 una matriz oscura, generalmente muy poco cristalina. En todos los casos, las rocas presentan microfracturas, amígdalas y vacuolas que, en su mayoría, están rellenas por minerales secundarios tipo albita, clorita, epidota, carbonato, \pm sílice.

En las áreas extensas donde afloran "pillows" difusas, 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.

La mineralogía principal está compuesta por olivinos, 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. Como minerales accesorios existen sulfuros, que a veces son abundantes, y apatito prismático con algunas inclusiones que, cuando se encuentra en los bordes de "pillows", muestra un hábito esquelético y hueco.

Según cual sea el mineral más abundante, hay basaltos de tipo plagioclásico, piroxénico y olivínico.

En la matriz son distinguibles microlitos de plagioclasa con texturas de flujo y, en ocasiones unidas entre sí. Más frecuentemente, 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.

Las lavas traquibasálticas son términos similares a los anteriores, pero con menos cantidades de olivino y piroxeno.

En la costa de la hoja de Antigua (en la zona de la playa de Los Mozos hacia el sur) aflora una facies basáltica muy particular y única en todo el Complejo Basal. Se trata de lavas basálticas micáceo-anfibólicas con texturas muy parecidas a las de las facies anteriores, aunque aquí los signos de deformación quedan 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. El anfíbol idiomorfo o subidiomorfo es marrón intenso.

Los nódulos micáceos anfibólicos que acompañan a esta lavas tienen una composición mayoritaria de anfíbol marrón zonado y maclado, igual que la que se encuentra fuera de ellos en las tobas. Hay además clinopiroxeno (acmita-egirina) más o menos transformado a agregados de clorita-epidota y, de manera accesorio, apatito a veces hueco, opacos, esfenas y, menos frecuente, circón y perowsquita. La textura es microgranuda de tipo acumulado.

Dada la composición tan particular de estas lavas y nódulos, y su ligera similitud mineralógica con la serie plutónica ultraalcalina próxima, no se descarta alguna conexión ¿genética? o hibridación entre ambas formaciones.

Las facies de tobas y brechas constituyen un grupo fragmentario con variedad de texturas y composiciones. En los tipos basálticos monomicticos y polimicticos 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. Otros tienen texturas afaníticas en las que destacan microlitos de plagioclasa esquelética que deben representar bordes de "pillows" o coladas enfriadas bruscamente.

Hay otras zonas donde afloran tobas y brechas polimicticas con fragmentos sieníticos, traquisieníticos y traquitas, de evidente tendencia sálica. La pasta que engloba a estos fragmentos es muy leucocrática, rica en feldespato alcalino.

Tanto las lavas como las facies fragmentarias piroclásticas, están afectadas por un fuerte proceso de transformación hidrotermal de tipo espilitico, que, de manera gradual, va aumentando en intensidad desde el valle central hasta la costa. Esta intensidad puede llegar a tal grado que la mineralogía secundaria generada puede pseudomorfizar totalmente a la paragénesis original, dando paso a otra de epidota incolora-amarillenta (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 también zonales dentro de las vacuolas, o en su parte central.

Igualmente, 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-verhli y piroxenitas y su complejo de diques asociado, que afecta a toda la formación submarina en su conjunto.

5.1.3. Serie plutónica ultraalcalina.

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

Texturalmente son rocas heterogranulares de grano medio a grueso.

Melteigitas. Se caracterizan por presentar texturas de tipo granudo hipidiomorfo, de grano entre medio y grueso. En cuanto a su composición mineralógica, la salita, AHUADO y HERNÁNDEZ-PACHECO (1990), es el componente más abundante. La biotita suele estar también en proporciones apreciables.

El anfíbol, kaersutita, AHUADO y HERNÁNDEZ-PACHECO (op. cit.), aparece en mucha proporción, caracterizándose por un pleocroismo verde-marrón intenso.

Como minerales accesorios se encuentran apatito diseminado por la roca (en ocasiones en cantidades muy abundantes) junto con circón y esfena en menores cantidades.

Ijolitas. Son rocas granudas de grano medio, texturalmente próximas a las melteigitas, formadas por clinopiroxeno (salita) entre idiomorfo y subidiomorfo, en ocasiones de gran tamaño (cristales mayores de 4 mm). Rodeando dicho piroxeno aparece nefelina xenomorfa, por lo general muy alterada a productos de tipo hidronefelinita-cancrinita.

Igualmente aparece biotita. En los casos en que es abundante no suele aparecer anfíbol.

Como minerales accesorios, si bien bastante abundantes en algunas ocasiones, aparecen apatito con frecuente anubarramiento de su núcleo por inclusiones de opacos, y esfena. Menos abundantes resultan la perowskita, el circón, granates de tipo melanito y piroxenos de tipo aegirina augita-aegirínica.

Sienitas. Fundamentalmente, a nivel composicional, se pueden distinguir dos grandes grupos:

- Sienitas alcalinas.
- Sienitas nefelinicas.

Texturalmente hay facies de grano más o menos grueso, pasando de sienitas a microsienitas.

Sienitas alcalinas: suelen estar compuestas por abundantes cristales subidiomorfos de feldespato alcalino, así como anfíbol (kaersutita) con pseudomorfización en bordes a otro anfíbol alcalino de color verde.

La esfena y el apatito pueden aparecer en grandes proporciones y en cristales bien desarrollados. Por el contrario, la biotita es siempre muy escasa, apareciendo únicamente de manera intersticial o incluida en opacos, con los que suele estar relacionada.

Sienitas nefelinicas: son rocas mucho más félsicas que las anteriores, presentando abundante feldespato alcalino, junto con nefelina entre subidiomorfa e idiomorfa, en ocasiones en forma de cristales cuadrados o subrectangulares, pero con alteración prácticamente total a productos de tipo cancrinita y/o hidronefelinita. Como minerales accesorios están anfíbol, biotita y piroxeno, esfena, apatito, circón y, ocasionalmente, granate (melanito).

Carbonatitas. Constituyen el episodio más tardío de la serie plutónica ultraalcalina. Mineralógicamente corresponden a términos sódicos. Son rocas de composición muy sencilla, al ser casi monominerales, con presencia de más de un 75% de calcita, entre xenomorfa e idiomorfa, de grano grueso. Engloba poiquilíticamente cristales xenomorfos de hornblenda con abundantes inclusiones, a su vez de aegirina, epidota (pistacita), biotita y opacos. El apatito suele ser el accesorio más abundante, apareciendo, además, ocasionales granates de color pardo de tipo melanito. Se encuentra feldespato potásico en cantidades variables y opacos idiomorfos, cristalizando en formas cuadradas-rectangulares. Como mineral accesorio, detectado mediante microsonda electrónica, AHUADO y PALACIOS (1991) citan la presencia de synchysita, un flúor-carbonato de tierras raras (La, Ce). Ocasionalmente se ha encontrado baritina.

5.1.4. Serie plutónica alcalina indiferenciada.

Petrográficamente, se encuentran términos plurifaciales desde rocas ultramáficas (piroxenitas) hasta sálicas (traquitas, sienitas), propias de una secuencia evolutiva de tendencia alcalina.

Piroxenitas y gabros s.l.- Las piroxenitas son rocas en general de grano muy grueso, formadas fundamentalmente por piroxeno y pequeñas proporciones plagioclasa con carácter intersticial, anfíbol con características análogas a las descritas en los gabros y, algunas veces, biotita. Los minerales opacos aunque considerados accesorios, son muy abundantes, llegando a alcanzar en algún caso el 10% del total de la roca. Menos frecuentes que las anteriores aparecen también verhli-

tas que se diferencian de ellas por la presencia de olivino y, en general, por un tamaño de grano no tan grueso.

Los gabros presentan una gran homogeneidad tanto textural como mineralógica. Tienen una textura granuda hipidiomorfa de grano medio-medio-grueso, con algunas texturas microgabroideas en ciertas facies de borde. Las facies más comunes son: gabros olivínicos, gabros piroxénicos y gabros anfibólicos. Los primeros son los más escasos, presentando olivino desde accesorio a muy abundante, en detrimento de la cantidad de plagioclasa, llegando a rocas algo más básicas, por disminución progresiva de la plagioclasa. Tienen augita y plagioclasa en proporciones relativamente variables, pasándose de gabros muy plagioclásicos a gabros eminentemente piroxénicos. Aparece escaso anfíbol de tipo riebeckita y, biotita tabular.

Los gabros con clinopiroxeno son rocas formadas casi exclusivamente por plagioclasa y piroxeno en proporciones variables y pequeñas cantidades de anfíbol y biotita, además de numerosos óxidos metálicos (que en algún caso llegan al 20% modal) y apatito.

Los gabros anfibólicos (\pm biotita) son frecuentes. Se trata de rocas bastante leucocráticas con abundante plagioclasa de tendencia idiomorfa tabular. La augita suele ser el piroxeno más común, si bien, en ocasiones, está ausente en detrimento de aegirina. El anfíbol es, a veces, muy abundante, apareciendo acompañado por biotita de hábito tabular. Tiene un color verdoso-marrón (posible kaersutita). Como accesorios aparecen apatito, en ocasiones muy abundantes, junto con escasa epidota, calcita, esfena (de origen secundario) y opacos.

Intrusivos sálicas (traquitas y sienitas). - Se han agrupado en este apartado las intrusiones sálicas localizadas de manera aislada en diferentes puntos del Complejo Basal (principalmente en la zona de Pájara). Muestran variaciones fundamentales entre sí, y evidencian que no se trata realmente de un único episodio, si no más bien de una serie de manifestaciones de diferentes épocas.

Hay sienitas y traquisienitas de grano medio sobresaturadas en cuarzo (intersticial, y de posible origen tardío hidrotermal), formadas mayoritariamente por feldespato potásico (anortosa y ortosa criptopértica). De manera accesorio hay biotita, clinopiroxeno y, más raramente anfíbol).

En la zona de Toto-Lomo del Herrero y Sur de Fén-duca (Hoja de Pájara) afloran sienitas alcalinas que se diferencian claramente del grupo anterior, por la ausencia total de cuarzo. Son rocas de grano grueso y textura granuda compuestas en más de un 80% por feldespato alcalino de hábito más o menos tabular.

Los ferromagnesianos son algo más abundantes que en el caso anterior destacando biotita tabular, frecuente anfíbol de tipo riebeckita y, en menor medida, piroxeno (augita egirínica). Como accesorios están esfena, a veces abundante, apatito y opacos (muchos de ellos sulfuros del tipo pirita-calcopirita).

5.1.5. Macizo plutónico máfico-ultramáfico de Mézquez.

Está constituido por una alternancia de bandas de composiciones peridotíticas y gabroideas. Los términos peridotíticos son werhlitas y piroxenitas.

Wehrlitas. - Tienen texturas equigranulares de grano medio o grueso, constituidos mayoritariamente por clinopiroxeno (un 80%) del tipo augita, en ocasiones maclado y zonado, con

abundantes inclusiones de opacos formando enrejados aciculares. El olivino es el siguiente mineral en abundancia, presentándose como cristales xenomorfos subredondeados. En cantidades menores aparece plagioclasa intersticial y anfíbol marrón que se nuclea o desarrolla sobre el clinopiroxeno. Como minerales accesorios están apatito, opacos y, ocasionalmente, biotita.

Piroxenitas. - Están compuestas por más de un 85% de augita similar al de las rocas anteriores. En cantidades menores está el olivino, con mayor grado de alteración que en las werhlitas, y la plagioclasa intersticial. El anfíbol marrón y la biotita se nuclean tardíamente sobre la augita.

Gabros (s.l.). - Las texturas son equigranulares de grano medio a grueso. La mineralogía es idéntica a la de los tipos peridotíticos, sólo que variando las proporciones relativas. La plagioclasa pasa a ser el mineral mayoritario, con la augita como segundo mineral en importancia. Hay tipos olivínicos, en donde el olivino está en cantidades apreciables, y otros anfibólicos, en los que se observa que el anfíbol marrón recrece sobre la augita. Como minerales accesorios se encuentran biotita, opacos y apatito.

5.1.5.1. Metamorfismo de contacto.

El metamorfismo térmico originado por las cámaras magmáticas ascendentes durante el proceso de construcción de la isla es uno de los fenómenos petrológicos más llamativos e interesantes de Fuerteventura.

Fueron MUÑOZ y SAGREDO (1974) los primeros autores que describieron este metamorfismo, publicándose posteriormente una descripción petrológica más detallada, STILLMAN *et al.* (1975).

De todas las series y unidades plutónicas del Complejo Basal, es el Macizo de Mézquez el que produce los efectos térmicos más intensos sobre el encajante. Especialmente son las werhlitas de este macizo las que provocan una recrystalización más alta.

La diversidad de materiales encajantes afectados por el metamorfismo de contacto produce unos resultados mineralógico-texturales ligeramente variables en cada caso.

En la zona inmediata a la intrusión puede alcanzarse el grado metamórfico correspondiente a las corneanas con ortopiroxeno o, cuando menos, el límite más alto de las facies de las corneanas hornbléndicas.

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

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

Los materiales volcánicos submarinos se convierten en agrega-

dos granoblásticos de plagioclasa (An_{20-30}) + clinopiroxeno (tipo diópsido) + hornblenda y/o biotita.

El efecto más llamativo texturalmente se produce sobre los diques basálticos del encajante. Se forma una textura venulada blanquecina ("cebrado") en donde predomina un agregado granoblástico de plagioclasa ($An_{24}-An_{40}$) a veces acompañado de feldespato, biotita y/o anfíbol y clinopiroxeno en proporciones muy subordinadas, que están alternando con bandas melanocráticas formadas por un agregado de clinopiroxeno (tipo augita) biotita y/o anfíbol. Las proporciones de clinopiroxeno suelen ser mucho mayores que las de mica o anfíbol en estos tipos venulados.

En general los gabros de la serie plutónica alcalina indiferenciada tienen recrystalizado el antiguo clinopiroxeno en un agregado granoblástico de la misma composición. La plagioclasa se convierte hacia los bordes en un agregado de cristales de composición menos cálcica. Asimismo, se produce una recrystalización de agregado de biotita y/o anfíbol distribuidos de forma no homogénea en la roca. Todo ello queda acompañado por exolución de óxidos metálicos en los clinopiroxenos residuales no transformados.

5.1.6. Serie volcano-plutónica tardía

Está compuesta por un conjunto de unidades que se caracterizan por presentar un "trend" evolutivo desde términos básicos a sálicos.

5.1.6.1. Edificio Morro Negro-Morro del Sol.

Preferentemente está compuesto por melanogabros y leucogabros de textura intergranular de grano medio o medio-grueso. La mineralogía principal es plagioclasa, augita titanada, anfíbol marrón y, a veces olivino. Como minerales accesorios están opacos, apatito, biotita y, de manera esporádica, augita egirínica.

Según la abundancia de uno u otro mineral, los gabros pueden ser piroxénicos u olivínicos.

5.1.6.2. Complejo Circular Vega de Río Palmas.

Mayoritariamente los tipos rocosos son tres: gabros, sienitas e intrusivos sálicos (traquitas). Con carácter minoritario hay también brechas sálicas extrusivas.

Gabros s.l.- Se caracterizan por tener una gran heterogeneidad tanto textural como mineralógica. Predomina la facies de gabros anfibólicos con biotita. La mineralogía principal es: plagioclasa (a veces con bordes de feldespato alcalino), anfíbol marrón del tipo kaersutita, augita y, en ocasiones, biotita. Como minerales accesorios se encuentran: apatito, opacos, esfena y, escasamente nefelina. Parece apreciarse también restos pseudomorfizados de olivino.

Sienitas.- Las facies del gran dique circular tienen texturas dominantes de grano medio a medio-grueso, con zonas puntuales pegmatoides. Se caracterizan por cristales abundantes de feldespato alcalino (ortosa criptopertítica), en ocasiones, con núcleos de oligoclasa. El piroxeno se presenta en cantidades menores, y es de tipo egirina o augita-egirina. Minerales accesorios son: biotita, circón, esfena y apatito. De manera esporádica se observa cuarzo tardío intersticial de posible origen hidrotermal.

En el núcleo central del macizo (zona de El Sargento) afloran

sienitas nefelínicas de textura granuda hipidiomorfa de grano muy grueso constituidas mayoritariamente por feldespato alcalino. En cantidades menores se encuentra nefelina alterada a hidronefelina-cancrinita. Como minerales accesorios están: anfíbol del tipo barkevikita, esfena, apatito y óxidos metálicos.

Los intrusivos traquíticos son rocas holocristalinas de textura porfídica con matriz generalmente fluidal. La mineralogía principal está compuesta por feldespato alcalino mayoritario, y a veces algo de plagioclasa intermedia (como fenocristal). Los minerales ferromagnesianos son escasos, apreciándose biotita en algunos puntos. Como minerales accesorios están: apatito, opacos y óxidos metálicos.

5.1.6.3. Edificio Betancuria.

Las facies litológicas principales que componen este edificio son: lavas de basaltos plagioclásicos; tobas y brechas sálicas y básicas; intrusivos sálicos; sienitas y gabros.

Lavas basálticas.- Presentan textura porfídica, con abundantes fenocristales de plagioclasa. La matriz es de grano muy fino, con plagioclasa microlítica, augita muy alterada, y opacos granulares dispersos.

Tobas y brechas sálicas y básicas.- En los términos sálicos los fragmentos son de traquitas, sienitas, basaltos plagioclásicos (de las lavas anteriores) y sienogabros. La matriz es también fragmentaria, formada por pequeños fragmentos de basaltos plagioclásicos y/o traquitas, cristales rotos de plagioclasa, algún clinopiroxeno y feldespato alcalino. En general, dentro de esta matriz suelen dominar los fragmentos sálicos.

Las brechas basálticas suelen ser monomíticas, con fragmentos de basaltos plagioclásicos, dentro de una pasta de igual composición que varía desde microcristalina a afanítica. Tanto los fragmentos como la pasta tienen texturas porfídicas con fenocristales idiomorfos de plagioclasa. En general, estas brechas tienen idéntica composición a la de las lavas de basaltos plagioclásicos, pues de alguna manera, están ligadas genéticamente.

Intrusivos sálicos.- Prácticamente todos son de composición traquítica y traquisienítica, con una gran homogeneidad tanto textural como mineralógica. Su composición es casi monomineral, con feldespato alcalino (sanidina) en proporciones superiores al 90%. Como minerales accesorios están biotita tabular y, a veces, aegirina. En menores cantidades se encuentran anfíbol sódico, óxidos, minerales opacos, apatito y circón. Hay también cuarzo intersticial de origen hidrotermal rellenando microcavidades.

Sienitas.- La composición más común es la que contiene cuarzo modal, con lo que serían del tipo nordmarkítico. Tienen textura granuda hipidiomorfa, de grano bastante grueso. La mineralogía principal es: sanidina-anortoclasa, plagioclasa (proveniente de la hibridación con el magma basáltico), y, en cantidades menores, biotita tabular y anfíbol riebeckítico. Como minerales accesorios se encuentran apatito, esfena, opacos y circón.

La hibridación de las sienitas con los enclaves de basaltos plagioclásicos, tan acusados en algunos casos, provoca fenómenos de contaminación mutua en donde la plagioclasa de los basaltos es sustituida o recrecida parcialmente por ortosa y/o albita; en la matriz se produce una fuerte introducción de feldespato alcalino y cuarzo intersticial. El olivino se ha transformado en serpentina y óxidos de Fe y la augita está parcialmente sustituida por augita egirínica.

5.1.7. Complejo filoniano.

En la malla intensa de diques que atraviesan las unidades del Complejo Basal, se aprecia una diversidad petrográfica amplia, que se pueden agrupar en dos tipos: diques básicos y diques sálicos, predominando, con mucho, los primeros.

Petrográficamente aparecen las mismas composiciones descritas en los materiales encajantes, salvo el caso excepcional de los diques basaníticos.

Diques basálticos.- Constituyen la mayoría dentro del enjambre filoniano. A su vez, dentro de este grupo se observa una gran diversidad tanto textural como composicional.

Los basaltos olivínico-piroxénicos son los más frecuentes. El olivino se presenta como cristales entre idiomorfos a subidiomorfos, de tamaños variables (entre 0,6 y 3 mm). La augita presenta marcada tendencia idiomorfa, con zonado y bordes titanados.

La matriz, de textura micro a criptocristalina e intergranular, está formada por microlitos de plagioclasa, augita y opacos.

Los basaltos plagioclásicos se caracterizan por la presencia de microfenocristales de plagioclasa de hábito tabular, en ocasiones de gran tamaño, pudiendo estar acompañada por augita, rara vez anfíbol u olivino. La matriz es generalmente fluidal marcada por microlitos de plagioclasa.

Los basaltos anfibólicos constituyen el grupo menos abundante, pudiéndose incluir en él los basaltos plagioclásico-anfibólicos antes descritos. Su principal característica es la presencia de anfíbol de color pardo-marrón ya sea en forma de fenocristales ya sea en la propia matriz.

Los microgabros son diques holocristalinos de grano fino y textura microdiabásica con cierta tendencia porfídica, de composiciones similares a las anteriores.

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

Parte -si no todos- de estos diques corresponden, muy probablemente, con lo que autores antiguos denominaban "camp-tonitas", y deben ir ligados a los eventos basaníticos minoritarios, detectados durante la ejecución del Plan Magna en algunas coladas de los episodios tardíos subaéreos miocenos.

Diques de basaltos afaníticos-traquibasaltos.- Poseen, por lo general, las mismas características que sus equivalentes del encajante descritos con anterioridad, constituyendo, con mucho, el grupo más abundante de entre los diques. Son una variación con menos ferromagnesianos de los diques basálticos.

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

Los diques traquíticos son, sin duda, los más abundantes de entre las rocas sálicas, concentrándose en pasillos de las áreas centrales del Complejo Basal. Son rocas porfídicas, con microcristales más o menos abundantes de feldespato, de tamaños

variables (desde apenas 0,6 mm hasta 2,5 mm) y hábito tabular, en una matriz constituida por microlitos de feldespatos orientados, junto con escasa augita aegirínica, anfíbol, biotita, esfena y opacos. Se observa la presencia, en ocasiones, de cuarzo, si bien en proporciones accesorias.

Los diques fonolíticos son extremadamente raros, apareciendo asociados a intrusiones plutónicas peralcalinas cercanas a la costa. Predomina como microfenocristal el feldespato alcalino, en forma de cristales idiomorfos de hábito tabular. Aparecen igualmente cristales idiomorfos de nefelina, generalmente alterada a productos de tipo hidronefelina, así como pequeñas augitas aegirínicas y, en ocasiones, granate melanito.

5.1.8. Geoquímica de los materiales del Complejo Basal.

En este apartado se describen las características geoquímicas principales de las series que componen el Complejo Basal.

Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina.- Son rocas de composición básica alcalina, con términos que van, según su proyección en el diagrama TAS, desde basaltos s.s. a hawaitas y mugearitas-traquibasaltos. Tienen contenidos elementales normales, como las que cabe esperar en rocas de esta naturaleza. Debido a su grado de espilitización, en algunas muestras se aprecian altos contenidos en H₂O y Ab normativa.

Serie plutónica ultraalcalina.- En los diagramas geoquímicos, el conjunto rocoso que compone esta serie, se dispone claramente como una serie geoquímica continua de carácter peralcalino. Las ijolitas se proyectan en el ámbito de las rocas subsaturadas, con altos contenidos en TiO₂, P₂O₅ y CaO, indicativo de sus elevadas cantidades de esfena, apatito y perowskita. Los contenidos en Ne normativa son > 8%. También son altos los valores de Ab, que significan procesos de albitización generalizados. En los elementos menores son altos los contenidos de Ba, Rb, Sr, Y, Zr y, sobre todo, de Nb. Esto último provoca que las relaciones Y/Nb sean bajas, corroborando el marcado carácter peralcalino de la serie.

Las sienitas y sienitas nefelínicas son más diferenciadas, muy ricas en álcalis, y con carácter subsaturado, por la presencia de nefelina. Su condición alcalina está marcada por los altos valores de acmita normativa, llegando incluso a alcanzar la peralcalinidad. Como elementos menores destacan el Ba, Sr, Ce, La y Nb. La relación Y/Nb suele ser muy baja, confirmando su fuerte carácter alcalino.

Las nefelinitas tienen contenidos intermedios en SiO₂, lo que refleja un cierto grado de diferenciación. Su carácter alcalino es menor que el de las sienitas, manifestado por la ausencia de acmita normativa y menor índice de peralcalinidad.

En las carbonatitas, como cabe esperar para este tipo de rocas, los contenidos en Sr y Li son elevados, mientras que los de Ce, La y Ba son intermedios. Según los datos isotópicos de las carbonatitas del norte (hoja de La Oliva), se deduce que éstas tienen su origen en el manto superior. Igualmente, HOERNLE y TILTON (1991) deducen un parentesco petrogenético entre las carbonatitas y el resto de los términos de la serie ultraalcalina, en función de las relaciones de los isótopos de Sr, Nd y Pb.

Serie plutónica alcalina indiferenciada.- Las rocas gabroideas-piroxeníticas presentan contenidos en SiO₂ variables entre 41 y 43%. Casi todos, a excepción de los acumulados, quedan proyectados en el diagrama SiO₂/álcalis dentro del campo de los gabros alcalinos. Tienen una alta proporción de TiO₂ y FeO,

que se traduce en cantidades notables de Il y Mt normativa. De la misma manera, prácticamente todos presentan Ne normativa que, unido a los valores de Y/Nb entre 0,45 y 0,9, confirman el carácter alcalino. Otro grupo de rocas, tienen valores mayores de SiO₂ (entre 47 y 48%) pero con altos contenidos en MgO y CaO, que podrían denominarse piroxenitas feldespáticas.

Las rocas sálicas, según su proyección en los diagramas geoquímicos, corresponden a diversos tipos de sienitas, desde sienodioritas hasta sienitas s.s. Tienen contenidos elevados en álcalis y Al₂O₃, y bajos en MgO y CaO.

Considerados todos los análisis de esta serie en su conjunto se aprecia una clara evolución geoquímica, propia de una serie alcalina, desde términos básicos (gabros, piroxenitas) hasta sálicos (sienitas).

Macizo plutónico máfico-ultramáfico de Mézquez.- Las werhlitas y piroxenitas tienen bajos porcentajes de SiO₂, Al₂O₃, y álcalis, y altos de MgO y CaO. Las piroxenitas suelen presentar los más bajos valores en SiO₂ y más altos en FeO y TiO₂, respecto a las werhlitas.

En la Fig. 5.1, quedan proyectadas por debajo del campo de los gabros, indicando su carácter de acumulado, y a ambos lados

de la línea de separación de los campos alcalino y toleítico. Esto las hace comparables a las piroxenitas de las series plutónicas indiferenciadas de carácter acumulado y, por tanto, con comportamientos geoquímicos anómalos dentro del conjunto de las rocas plutónicas del Complejo Basal.

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

En los elementos menores destacan los altos valores de Cr y Ni del resto, que son muy bajos. La relación Y/Nb oscila entre 3 y 4, indicando un carácter toleítico aunque este hecho está en ligera contradicción con la presencia de nefelina normativa.

Los gabros tienen un contenido análogo en SiO₂ pero con Al₂O₃ mucho mayor, y menor MgO y CaO, de manera opuesta al grupo anterior. La proporción de álcalis, aunque baja, es también algo mayor también.

En la Fig. 5.1 quedan proyectados en el campo alcalino de las rocas básicas y de su tendencia de variación, pero casi en el límite con el toleítico. Asimismo, quedan proyectados por debajo del campo de los gabros, lo que indica un proceso de acumulación de fases cristalinas.

En el cálculo de la norma se observan cantidades pequeñas de

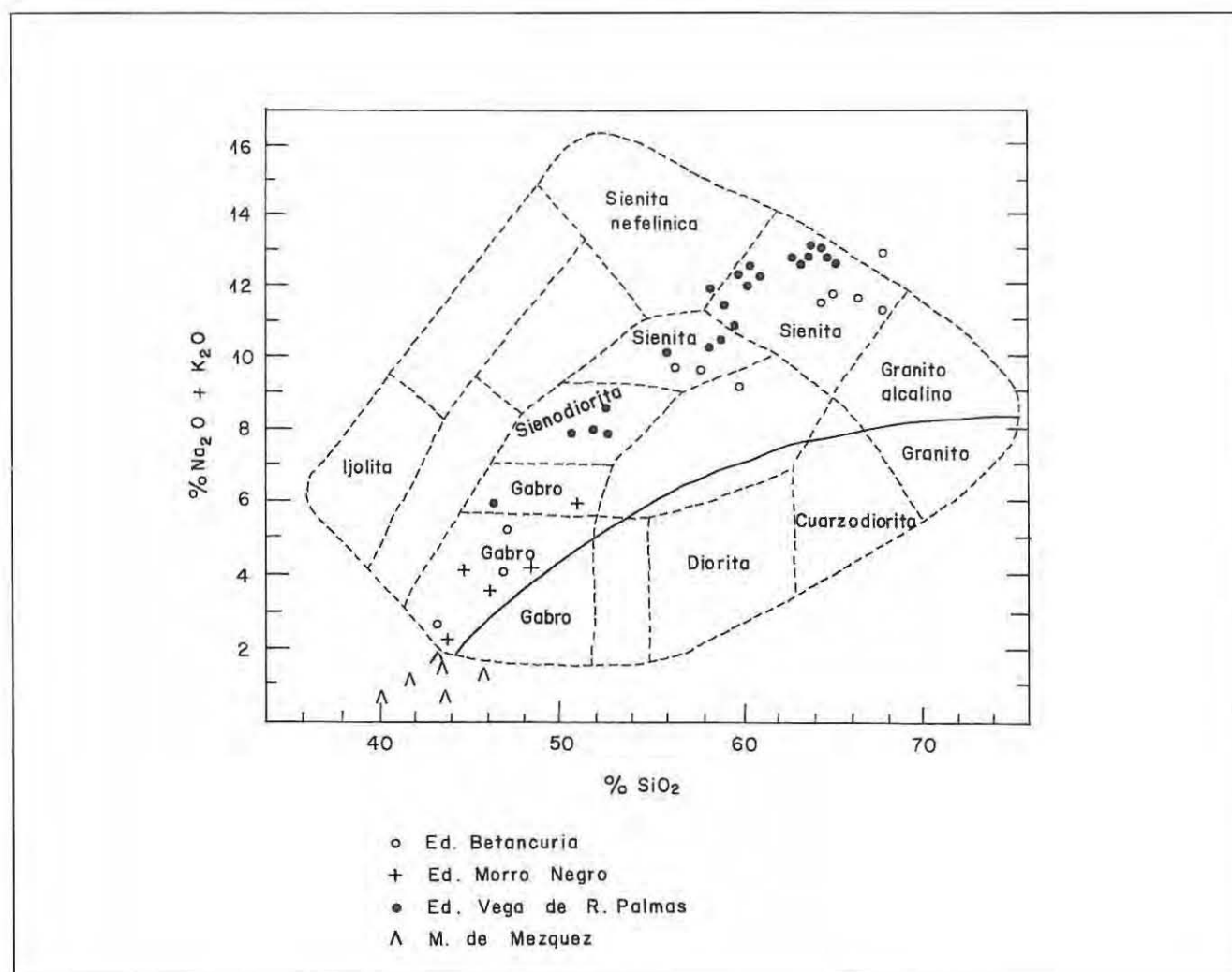


Fig. 5.1.- Diagrama de clasificación SiO₂/Na₂O+K₂O, según COX et al. (1979).

Ne, análogas al grupo anterior, pero con un aumento en An y disminución de Di y Ol en relación con ellos. También se observa en la piroxenita un contenido más alto en magnetita debido a su valor mayor de Fe. La única relación de $Y/Nb = 1.05$ confirma su carácter moderadamente alcalino.

Serie volcano-plutónica tardía.- En la Fig. 5.1. se han proyectado los análisis correspondientes a los tres principales macizos volcano-plutónicos del Complejo Basal (Vega de Río Palmas, Betancuria y Morro Negro). Se puede apreciar la existencia global de un proceso de diferenciación magmática de una serie típicamente alcalina, desde los términos básicos hasta los sálicos.

Por tipos litológicos se observan algunas pequeñas diferencias entre los macizos.

En los términos gabroideos aparecen variaciones en SiO_2 desde 44 hasta 51%, siendo ricos en álcalis los de Vega de Río Palmas y algunos de Morro Negro. Los del Complejo de Vega tienen altos contenidos en Ne, Or y Ab normativa, así como en Sr.

Los términos hibridizados entre gabros y sienitas están bien representados en el Complejo de Vega. Geoquímicamente se caracterizan por una cantidad de SiO_2 del 50-51%, con más Al_2O_3 , álcalis, Or y Ab (normativa) que los gabros. Igualmente tienen altos contenidos en Sr. Las bajas relaciones de Y/Nb entre 0,28 y 0,38 confirman su fuerte carácter alcalino.

Los basaltos plagioclásicos del Edificio Betancuria, son términos algo más evolucionados que los gabros del propio edificio. Según su proyección en el diagrama TAS, son hawaitas con Hy y Ol normativo, y unas relaciones Y/Nb de 0,44.

Las sienitas presentan un amplio espectro de variación. Las más evolucionadas son las del Edificio Betancuria, con SiO_2 entre 63,8 y 67,3%, y casi todas con Hy y Q normativos. Son sobresaturadas con cierta tendencia peralcalina, lo que indicaría una magma original alcalino-peralcalino (Y/Nb entre 0,34 y 0,41), donde el Q libre es tardío de origen externo. Algunas tienen Ne normativa. En general la presencia de fenómenos hidrotermales póstumos que han oxidado las rocas, se aprecia en altos contenidos en Fe_2O_3 . También resultan elevados los contenidos en Nb, Rb, Y y Zr.

Las sienitas del gran dique circular del Complejo de Vega son algo menos evolucionadas, con SiO_2 desde 55 a 64%. Tienen altos valores de Or y Ab normativos, con proporciones variables de Ne. Su carácter alcalino está corroborado por sus bajas relaciones Y/Nb , entre 0,15 y 0,42.

Por su parte, la sienita del núcleo central de El Sargento es la menos diferenciada. Tiene mayor cantidad de Al_2O_3 y Ne, con una relación Y/Nb de 0,33.

Por último, las traquisienitas del Pico de La Muda (Complejo de Vega) son los tipos litológicos más evolucionados, con altos contenidos en SiO_2 y álcalis. Algunas muestras presentan Ne normativa, y otras Q (supuestamente secundario). Su carácter alcalino sigue marcándose igualmente por una relación Y/Nb de 0,23.

Complejo filoniano.- Las composiciones químicas de los diques que constituyen este enjambre filoniano son claramente alcalinos, tanto en sus términos básicos como sálicos.

En los términos básicos, y según la clasificación TAS, se encuen-

tran basaltos alcalinos (algunos con Ne normativa evidente) y basanitas (en general tiene bastante agua, lo que desvirtúa su denominación, ya que, algunos son basaltos típicos).

Hay también términos intermedios de composiciones hawáiticas y mugearíticas-traquibasálticas. Igualmente, se encuentran también algunos diques que se proyectan, por poco, en el campo de las tefritas. Debido a que estos últimos tienen un alto contenido en H_2O , es más seguro pensar que no son tan alcalinos y corresponden a términos traquibasálticos.

La geoquímica de los diques sálicos indica términos traquíticos saturados, aunque tienen una relación de Y/Nb de 0,44, propio de tendencias alcalinas. En los diques con un mayor grado de saturación, la tendencia alcalina es más moderada.

5.2. DOMINIO POSTCOMPLEJO BASAL. (DOMINIO SUBAÉREO).

5.2.1. Fase miocena. Petrología.

5.2.1.1. Estratovolcán de Gran Tarajal.

Se caracteriza por la preponderancia de los términos basálticos sobre otros de carácter intermedio o diferenciado.

Entre los términos básicos es posible distinguir varias tipologías, más frecuentes en unos tramos que en otros, con lo que es factible caracterizarlos y diferenciarlos desde el punto de vista petrográfico.

Tramo inferior.

Coladas basálticas y centros de emisión.- Los tipos petrológicos dominantes son basaltos piroxénicos o ankaramíticos, encontrándose, en menor proporción, basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos. Excepcionalmente aparecen basaltos plagioclásicos y traquibasaltos. Todos ellos presentan texturas porfídicas con matriz microcristalina, a menudo pilotáxítica o intergranular. En los depósitos piroclásticos las texturas muestran un carácter criptocristalino o hialopilitico.

En los basaltos piroxénicos ankaramíticos, la proporción de fenocristales de augita es elevada, mostrando tamaños de hasta 2 cm. En los tipos olivínicos y olivínico-piroxénicos, las proporciones de dichos minerales varían ampliamente. El piroxeno es de tipo augita y está frecuentemente maclado y zonado. De manera poco frecuente pueden aparecer fenocristales y microfenocristales de anfíboles en los tipos olivínico-piroxénicos, generalmente alterados. En los basaltos plagioclásicos, los fenocristales de plagioclasa son escasos, mostrando, a veces cierta orientación según el flujo magmático.

La matriz de estas rocas está constituida por entramados de microlitos de plagioclasa, en ocasiones definiendo un cierto carácter fluidal. El resto está compuesta por augita, escasos olivinos y abundantes minerales opacos de tipo óxidos de hierro y titanio. Es frecuente, asimismo, la presencia de biotita intersticial en cantidades accesorias, de cristalización incipiente.

Además de la alteración a iddingsita del olivino, suelen aparecer serpentinizaciones incipientes, pero a veces ya bastante generalizada. La presencia de cloritizaciones es también algo común en estas rocas.

Coladas, diques e intrusiones traquíticas.- Estos materiales están subordinados con respecto a los basálticos en todos los

edificios miocenos de la isla. Tanto desde el punto de vista mineralógico como textural, e independientemente de que se trate de coladas diques o intrusivos, presentan siempre gran homogeneidad entre todos ellos.

Se trata de rocas de composición traquítica, generalmente de carácter afanítico o afirico, con muy escasos fenocristales de feldespatos de tipo anortoclasa, a veces de gran tamaño. La matriz está formada por microlitos de feldespato alcalino, que definen una característica textura traquítica o afieltrada. En ella destacan, asimismo, microfenocristales de augita egrínica, anfíbol marrón de tipo hornblenda, y biotita de nucleación incipiente. Como accesorios es frecuente la presencia de esfena, algunos minerales opacos y escasos de apatito.

Tramo medio-superior.

Coladas basálticas, intrusivos y centros de emisión.- Los basaltos olivínicos son los tipos más abundantes, tanto en las emisiones lávicas, como en los intrusivos relacionados con este tramo del edificio. Le siguen los basaltos olivínico-piroxénicos y en mucho menor cuantía aparecen traquibasaltos y traquibasaltos anfibólicos.

Las texturas de estas rocas son siempre porfídicas, con matriz microcristalina o pilotaxítica, si bien son habituales también las de carácter intersertal o intergranular. En los depósitos piroclásticos la textura es porfídica criptocristalina o hialopilitica, con escasos fenocristales.

El fenocristal dominante es el olivino, generalmente total o parcialmente alterado a iddingsita. En menor proporción aparece augita, a veces titanada, con maclado y zonado. En los términos traquibasálticos la plagioclasa aparece escasamente como fenocristal, habitualmente maclada y zonada, pero a menudo formando glomérulos.

La matriz, de grano fino, consta de entramados de listoncillos de plagioclasa, en cuyos intersticios se encuentran microlitos de augita titanada, olivinos completamente oxidados y abundantes opacos. De manera excepcional aparece vidrio en los intersticios. La biotita, aunque escasa, está presente con bastante asiduidad; otro accesorio es también el apatito, a menudo incluido poiquilíticamente en la plagioclasa.

Los rellenos de carbonatos y ceolitas suelen ser frecuentes en estas rocas.

Red filoniana.

La red filoniana en el edificio Gran Tarajal alcanza un enorme desarrollo, afectando, primordialmente, al tramo inferior. Desde el punto de vista composicional, se trata de diques mayoritariamente de carácter basáltico y en menor medida basanítico.

Dentro de las composiciones basálticas, las tipologías son muy variadas, si bien dominan los diques basálticos olivínicos y olivínico-piroxénicos y los de carácter afanítico.

Las texturas que presentan estas rocas son porfídicas, con abundantes fenocristales de olivino y piroxeno (excepto en los afaníticos), pero en proporciones variables, dominando, a veces, uno sobre otro. La matriz es microcristalina o intergranular, formada por abundantes microlitos de plagioclasa, augita y opacos. En ocasiones la matriz muestra un carácter fluidal bastante acusado.

Los diques de composición basanítica son relativamente fre-

cuentes en este edificio, pero casi siempre asociados a los episodios tardíos, donde también están presentes estas tipologías. Sus características texturales y mineralógicas son iguales a los de esos últimos episodios.

De manera más restringida aparecen diques de basaltos plagioclásicos muy cristalinos, a veces con grandes placas de plagioclasa destacando en una matriz oscura microgranular. La plagioclasa forma, a veces, glomérulos.

Episodios tardíos.

Al igual que en el caso anterior, dominan aquí también los basaltos olivínicos, estando subordinados los basaltos olivínico-piroxénicos, donde son variables las proporciones de los fenocristales. En algunos sectores, como en el área próxima a Tuineje aparecen términos basaníticos.

Los basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos, son siempre rocas porfídicas, de matriz microcristalina, con fenocristales de olivino, casi siempre iddingsitizados, y en menor medida de augita egrínica o augita titanada. Los compuestos mayoritarios de la matriz son listoncillos de plagioclasa maclada, a veces orientada según el flujo magmático, opacos, augita y escasos olivinos. De manera intersticial aparece vidrio, ocasionando, en algunas muestras una textura hialopilitica intersertal. Como accesorios aparecen apatitos incluidos en la plagioclasa.

Las alteraciones más comunes son la iddingsitización y en menor grado y más incipientemente, la serpentinización.

Las basanitas, a diferencia de las anteriores, se caracterizan por la ausencia de feldespatos y la presencia de abundantes fenocristales de olivino, casi siempre iddingsitizados y a menudo también afectados por un proceso de serpentinización. La textura es igualmente porfídica, con matriz intersticial o microcristalina, estando formada por microlitos de augita y opacos granulares dispersos, así como por vidrio intersticial. Modalmente no se han observado feldespatoideos, o cuando se ven son de cristalinidad muy baja.

5.2.1.2. Estratovolcán de Jandía.

Tramo inferior.

Coladas y centros de emisión basálticos.- Presentan una enorme homogeneidad composicional, estando representado, fundamentalmente, por basaltos olivínico-piroxénicos, de carácter porfídico y matriz microcristalina.

Los fenocristales son de olivino, a menudo alterados a iddingsita y/o serpentina, y de augita egrínica, a veces con núcleos acmíticos. En la matriz, los microlitos de plagioclasa maclada polisintéticamente son los componentes principales, encontrándose también augita, opacos y escasos olivinos. Como accesorios se encuentran clorita y biotita de nucleación incipiente.

Los depósitos piroclásticos son de mineralogía similar a las lavas, diferenciándose de ellos por su textura menos cristalina, generalmente criptocristalina hialopilitica. En los depósitos hidromagmáticos la matriz es vítrea y en ella se encuentran fragmentos líticos, escasos fenocristales y fragmentos vítreos.

Domos y tobas sálicas.- Los afloramientos de materiales de esta naturaleza son siempre de escasa entidad, pero aparecen en toda la sucesión estratigráfica de este edificio. Sus aspectos

petrográficos y geoquímicos ya fueron tratados por MUÑOZ (1969) y más recientemente por CUBAS *et al.* (1988-89).

Son rocas traquíticas de textura afírica o débilmente porfídica, con escasos fenocristales de feldespato alcalino, principalmente anortoclasa y en menor cuantía aún, de augita egrínica y biotita. Con carácter accesorio se distinguen apatito, esfena y opacos (magnetita). La matriz es microcristalina fluidal, definida por la orientación paralela de los microlitos de feldespato alcalino.

Algunos afloramientos, como el del islote de Cofete se pueden caracterizar como cuarzotraquitas, por la presencia de cuarzo alotriomorfo intersticial, de escaso tamaño y cristalización tardía.

Los depósitos de tobas sálicas presentan un grado de cristalización muy inferior a los domos y lavas, mostrando una matriz pseudovítrea.

Tramo medio-superior.

Este tramo del edificio presenta mayor variedad petrográfica que el inferior, dominando también los términos básicos sobre los sálicos.

Coladas, intrusivos y centros de emisión basálticos.- En este grupo aparecen tipologías muy variadas, entre las que dominan los basaltos olivínico-piroxénicos sobre basaltos plagioclásicos, traquibasaltos y basaltos piroxénicos. Los primeros presentan características en todo análogas a los tipo equivalentes en el tramo inferior.

Los basaltos plagioclásicos son un tipo bastante común en este tramo, estando caracterizados por la presencia de abundantes fenocristales de plagioclasa con maclado polisintético, a veces con alteración sericitica y formando pequeños glomérulos. En menor cuantía aparecen augita y olivino iddingsitizado. La matriz es microcristalina y se compone de microlitos de plagioclasa, augita y opacos.

Menos abundantes aún son los traquibasaltos y basaltos afánicos, los cuales presentan escasos fenocristales de plagioclasa, augita y opacos, además de ciertas cantidades accesorias de anfíbol marrón, a veces pseudomorfizado. En este sentido, destacan, por la abundancia de ese mineral, los traquibasaltos anfibólicos del edificio Talahijas.

Rocas sálicas.- Los únicos términos sálicos presentes en este tramo pertenecen a la intrusión del Cuchillo del Palo. Son rocas traquíticas porfídicas, con fenocristales de anortoclasa y más escasos de augita egrínica, dispuestos en una matriz fluidal, consistente en microlitos de feldespato alcalino.

Red filoniana.

En el dominio de Jandía la red filoniana presenta también una pauta radial bastante desarrollada, principalmente en el tramo inferior. La variedad petrográfica es amplia, destacando como principales tipos los basaltos olivínicos, basaltos olivínico-piroxénicos y en menor medida plagioclásicos y tipos basanítico-nefeliniticos, estos últimos, posiblemente relacionados también con los episodios tardíos.

Todos ellos presentan características petrográficas análogas a los tipos equivalentes descritos con anterioridad. Las más excepcionales son los términos basaníticos, los cuales presen-

tan texturas porfídicas y matriz criptocristalina o hialopilitica, entre las que se encuentran plaquitas de nefelina, de cristalización baja.

Episodios tardíos.

Las coladas pertenecientes estas últimas manifestaciones volcánicas de Jandía se caracterizan por su composición basáltica olivínica u olivínica-piroxénica y en cierta medida también, por la aparición de basanitas-nefelinitas. Este carácter más subsaturado es común, también, como ya se indicó, en los episodios tardíos del edificio Gran Tarajal. Sus características petrográficas son idénticas a las de las coladas y diques de esa composición de los tramos precedentes.

5.2.1.3. Estratovolcán de Tetir.

Tramo inferior.

Coladas basálticas y centros de emisión.- Los tipos petrológicos existentes en este tramo son fundamentalmente basaltos olivínico-piroxénicos, en los que son muy variables las proporciones de ambos fenocristales. Se caracterizan por su textura porfídica, con abundantes fenocristales dispuestos en una matriz microcristalina, a veces criptocristalina, formada por microlitos de plagioclasa, augita y abundantes óxidos de hierro, principalmente magnetita.

Intrusiones y coladas sálicas.- Estos materiales están representados casi exclusivamente en los afloramientos de Tindaya y Montañeta de Tebeto, en el sector próximo a La Oliva. Sus características petrográficas y geoquímicas fueron tratadas también por MUÑOZ (op.cit.) y CUBAS *et al.* (op.cit.).

Se trata de traquitas y cuarzotraquitas, de textura porfídica traquítica o débilmente porfídica, formadas casi exclusivamente por feldespato alcalino, entre los que se encuentra una escasa cantidad de cuarzo intersticial, de cristalización tardía, junto con microcristales de augita, biotita y opacos en abundancia.

Grupo Ampuyenta.

Coladas basálticas.- Los tipos litológicos dominantes en los materiales de este grupo son los basaltos piroxénico-olivínicos, a veces con tendencias ankaramíticas y, en cierta medida, también basaltos olivínico-piroxénicos y plagioclásico-piroxénicos.

En general tienen texturas porfídicas, en ocasiones fluidales, definidas por fenocristales de augita, a veces de gran tamaño, olivino en proporciones más o menos variables y plagioclasa. La matriz es microcristalina, con plagioclasa, augita acicular y abundantes minerales opacos. Entre los componentes accesorios destaca la biotita, de cristalización incipiente.

Tramo medio-superior.

Coladas basálticas y centros de emisión.- Este tramo se caracteriza por la variedad de tipologías basálticas presentes, existiendo un mayor predominio de basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos. En menor medida aparecen también basaltos plagioclásicos, plagioclásico-olivínicos, traquibasálticos y, excepcionalmente, algún término traquítico de carácter máfico.

Los basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos son de textura porfídica, con abundantes fenocristales de olivino y piroxeno, el primero de ellos, a menudo, iddingsitizado completamente. Según su abundancia relativa, generan variedades únicamente

olivínicas, olivínico-piroxénicas o piroxénico-olivínicas. La matriz es habitualmente microcristalina, apareciendo también variedades criptocristalinas, fundamentalmente en los fragmentos piroclásticos. En algunos tipos es de carácter subofítico o intergranular. Los componentes de la matriz son microlitos de plagioclasa, augita y opacos. Estas tipologías están presentes tanto en diques como en lavas.

Los términos basálticos de carácter plagioclásico o plagioclásico-olivínicos son relativamente abundantes a lo largo de este tramo, destacando por la abundancia y tamaño de sus fenocristales de plagioclasa. La matriz es intergranular y de aspecto traquitoide.

En algunos afloramientos septentrionales del edificio, como Mña de la Costilla, Culata del Roque, La Mareta, Atalaya de Huriamen, etc., es frecuente la presencia de traquibasaltos a menudo como diques. Son rocas poco porfídicas, más bien afíricas o muy pobres en fenocristales, con una matriz microcristalina o intergranular, en ocasiones de tendencia traquitoide. Los escasos fenocristales o microfenocristales son de anfíbol del tipo hornblenda (traquibasaltos anfibólicos) y de plagioclasa. Están dispuestos en una matriz de microlitos de plagioclasa orientados, junto con diminutos opacos y anfíboles reabsorbidos.

De manera excepcional aparecen algunas rocas traquíticas de carácter máfico (benmoreitas), como ocurre en Mña de la Higuera. Presentan texturas porfídicas traquitoides, con fenocristales de plagioclasa, anortoclasa, augita y hornblenda. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, opacos (magnetita) y feldespato alcalino.

Red filoniana.

Las composiciones de los diques de este edificio abarcan casi todas las variedades petrográficas descritas anteriormente para las lavas, encontrándose basaltos olivínico-piroxénicos, basaltos piroxénicos y traquibasaltos, estos últimos con variedades anfibólicas. Sus características petrográficas son exactamente iguales a las de aquellas.

Episodios tardíos.

Coladas basálticas.- Como pertenecientes a los episodios tardíos se han señalado únicamente las potentes coladas del puerto del Cotillo, en el sector noroccidental de Fuerteventura. Corresponden a basaltos plagioclásico-piroxénicos de textura porfídica y matriz micro-criptocristalina. Los fenocristales son fundamentalmente de plagioclasa y, en menor cuantía, de augita. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, augita y abundantes óxidos de hierro de tipo magnetita. Como accesorios aparece apatito, incluido poiquiliticamente en la plagioclasa.

5.2.2. Fase miocena. Geoquímica.

Las emisiones volcánicas ocurridas durante la Fase miocena de esta isla muestran un comportamiento que abarca un ciclo completo de diferenciación geoquímica, propia de ambientes oceánicos alcalinos. Esta evolución geoquímica es similar en los tres edificios miocenos, existiendo, únicamente, pequeñas diferencias entre ellos en cuanto a la mayor o menor abundancia de términos composicionales determinados, si bien, esto puede deberse a defectos de muestreo.

Las tipologías abarcan desde términos básicos subsaturados,

basanitas y basaltos-basaltos alcalinos, términos intermedios, como traquibasaltos y, excepcionalmente, benmoreitas. Los tipos más diferenciados, están representados por traquitas y riolitas, en algunos casos, de carácter saturado.

En el diagrama evolutivo TAS, Fig. 5.2, se observa, asimismo, la presencia de dos series de diferenciación: una serie definida por basalto-traquibasalto-traquita-riolita; otra, menos desarrollada, pero más alcalina, caracterizada por los términos basaníticos. En conjunto, no obstante, el carácter alcalino de toda la fase magmática es acentuado y se mantendrá, incluso con mayor intensidad, en los episodios volcánicos pliocenos y cuaternarios.

El proceso de diferenciación a lo largo de toda la secuencia evolutiva está controlado básicamente por procesos de diferenciación fraccionada, con empobrecimiento gradual de elementos ferromagnesianos y aumento del contenido en alcalis, hasta alcanzar, algunos de los tipos más evolucionados, un carácter peralcalino.

En el diagrama evolutivo AFM, representado en la Fig. 5.3., se observa, igualmente, una pauta de comportamiento propio de series magmáticas oceánicas alcalinas.

5.2.3. Fase pliocena. Petrología.

Tanto las coladas como los depósitos piroclásticos emitidos por esta fase volcánica son invariablemente de composición basáltica olivínica, con texturas porfídicas microcristalinas y, en algunos casos, criptocristalinas o fluidales. Ocasionalmente, aparecen algunos tipos de carácter piroxénico-olivínico y de manera más excepcional plagioclásico-olivínico-piroxénico. Son abundantes los fenocristales de olivino, siempre iddingsitizados. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, augita, en ocasiones titanada, y abundantes opacos. Los rellenos de vacuolas por ceolitas y calcita suelen ser habituales.

5.2.4. Fase pliocena. Geoquímica.

Desde el punto de vista geoquímico, estas emisiones muestran una elevada homogeneidad composicional, clasificándose como basaltos alcalinos y basanitas, tal como se desprende del diagrama TAS, Fig. 5.4. Se observa así, cierta discordancia entre esta composición normativa y la modal, ocasionada por la escasa cristalización de los feldespatoideos (nefelina) que impiden su apreciación al microscopio, en los términos basaníticos.

En general, son rocas subsaturadas poco diferenciadas y de marcada tendencia alcalina, con bajos contenidos en sílice y medios en alúmina, pero relativamente abundantes en elementos alcalinos, los cuales se traducen en contenidos importantes de nefelina normativa.

5.2.5. Fase pleistocena inferior. Petrología.

Desde el punto de vista petrográfico, los materiales lávicos y piroclásticos emitidos por estos centros de emisión son basaltos olivínicos, con texturas generalmente porfídicas y matriz micro o criptocristalina. El carácter vesicular está, asimismo, más o menos presente en casi todas las muestras. En las emisiones lávicas del grupo de edificios de Tetir-La Matilla son frecuentes los tipos porfídicos seriados. Los piroclastos muestran composiciones y texturas similares, si bien, dado su brusco modo de enfriamiento, son abundantes las texturas vesiculares criptocristalinas.

Los fenocristales más abundantes son de olivino, a menudo

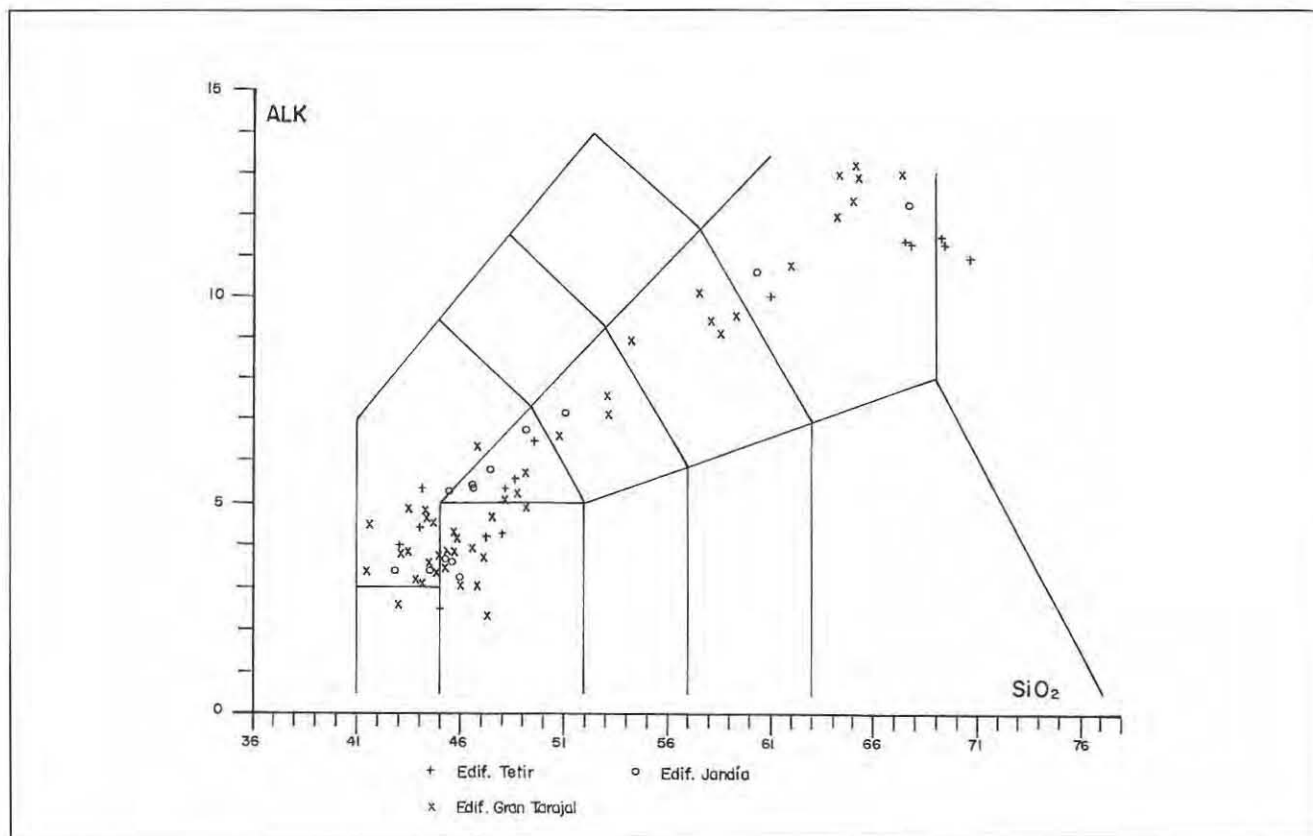


Fig. 5.2.- Diagrama TAS de la Fase volcánica miocena.

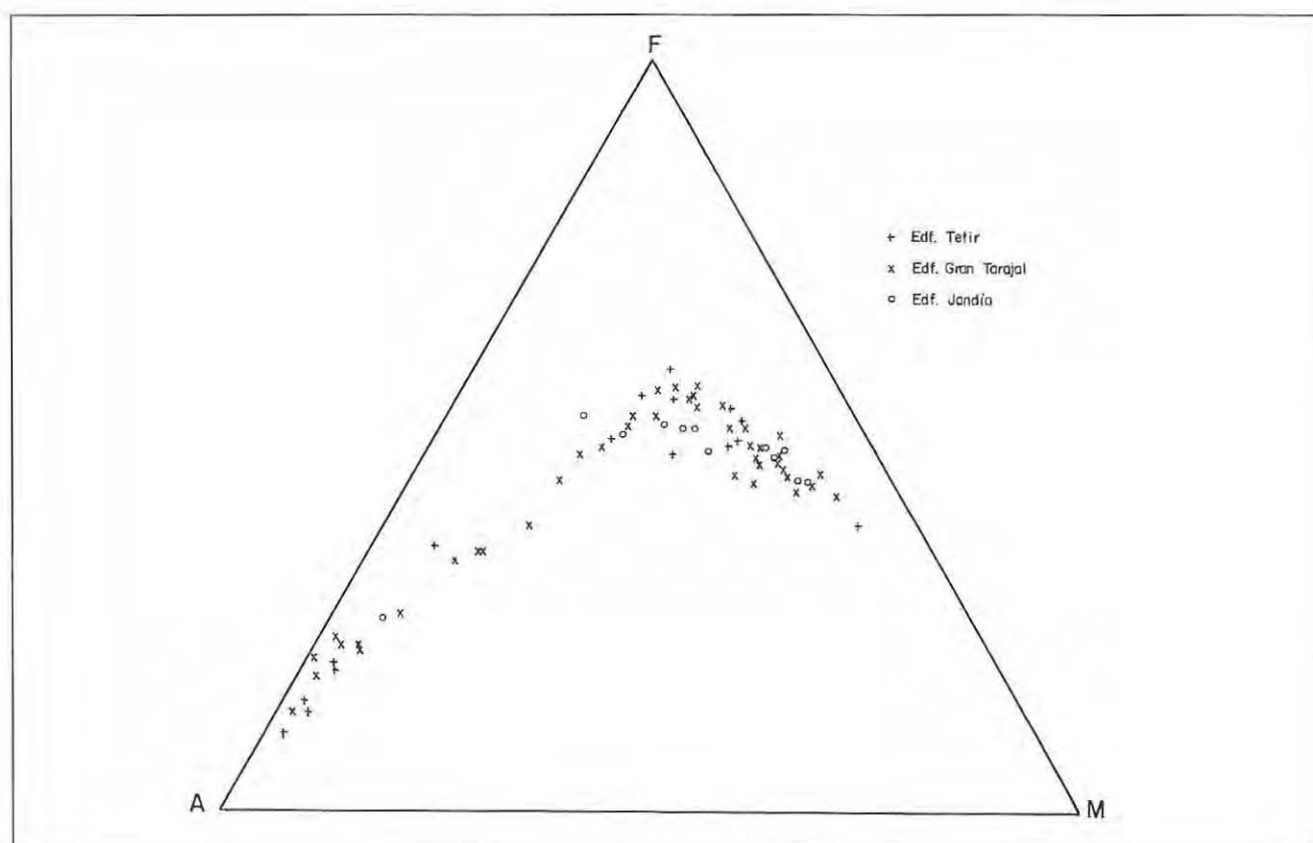


Fig. 5.3.- Diagrama AFM de la Fase volcánica miocena.

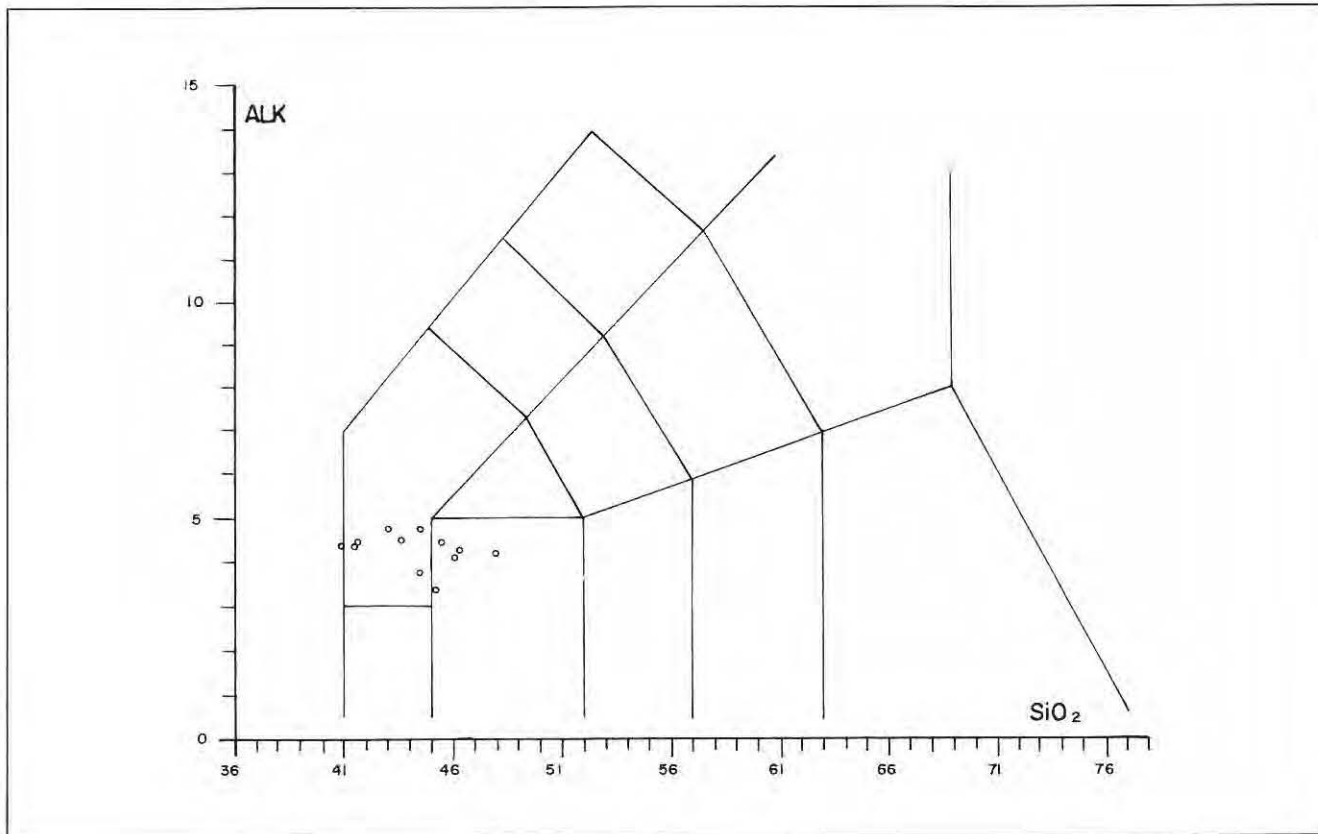


Fig. 5.4.- Diagrama TAS de la Fase volcánica pliocena.

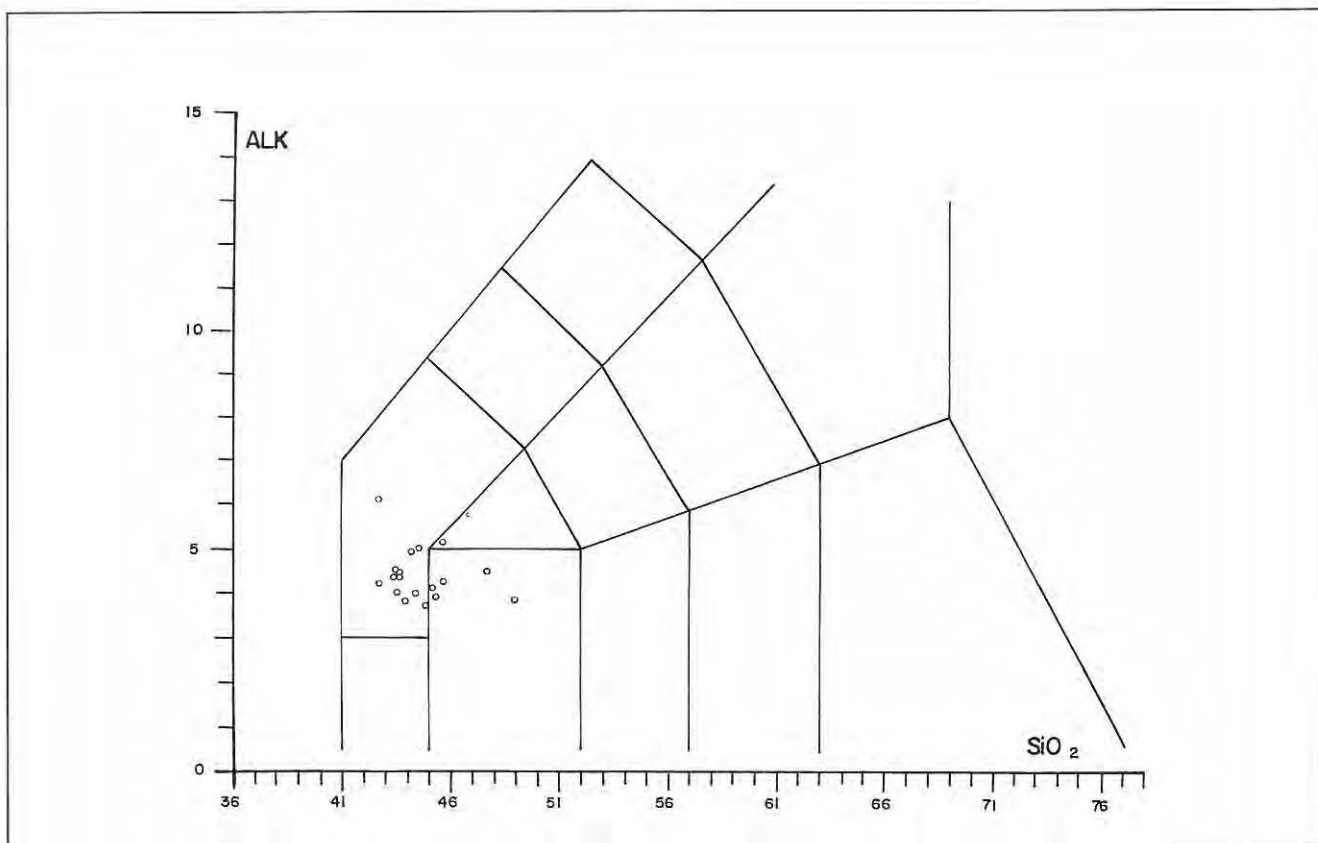


Fig. 5.5.- Diagrama TAS de la Fase volcánica pleistocena-inferior.

iddingsitizados y corroídos, apareciendo, excepcionalmente, escasos cristales de plagioclasa y augita, también con carácter de fenocristal. La matriz suele estar constituida por microlitos de plagioclasa, augita y abundantes opacos. En los piroclastos y en lavas de La Calderetilla y del grupo de Tetir-La Matilla, puede ser frecuente la presencia de vidrio intersticial una textura pilotaxítica.

La ausencia de feldespatoides modales en estos materiales lleva a clasificarlos como basaltos, si bien, normativamente, gran parte de ellos corresponden a basanitas (ver las tablas de análisis químicos publicados en las hojas a escala 1:25.000).

5.2.6. Fase pleistocena inferior. Geoquímica.

Los análisis químicos muestran que los materiales de esta fase volcánica corresponden, al igual que en el caso anterior, a rocas basálticas y basaníticas, Fig. 5.5. El carácter subsaturado y alcalino en ellos es también bastante acentuado, mostrando contenidos altos en feldespatoides de tipo nefelina y, en algún caso, de tipo leucita. Por otro lado, los valores de titanio son indicativos, asimismo, de esta tendencia alcalina.

5.2.7. Fase pleistocena media-holocena. Petrología.

De la misma manera que en el caso de las dos fases volcánicas anteriores, estas emisiones se caracterizan también por su elevada homogeneidad composicional, textural y mineralógica, siendo, en general, monótonas en sus aspectos petrográficos.

Las tipologías dominantes en todos los edificios o grupos de edificios son los basaltos olivínicos. En menor medida aparecen también basaltos olivínico-piroxénicos, si bien donde son más abundantes es en las emisiones de Corralejo.

Las texturas son generalmente porfídicas microcristalinas, más o

menos vesiculares, siendo de carácter criptocristalino o hialopilitico en los fragmentos piroclásticos. En las lavas de Corralejo son, asimismo frecuentes, los tipos poco cristalinos, con texturas hialopiliticas, y en cantidades notables de vidrio intersticial, indicando un enfriamiento brusco, posiblemente al discurrir las lavas por una plataforma de aguas someras. Destaca, por el contrario, la elevada cristalinidad de los materiales lávicos de Mña La Arena con respecto a todos los demás.

Los fenocristales más abundantes son siempre de olivino idiomorfo-subidiomorfo, existiendo, en ocasiones, fenocristales de augita, pero en cantidades notablemente inferiores y formando glomérulos. Habitualmente el olivino está bastante fresco y sólo en ocasiones presenta alteración a iddingsita.

La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, que en algún caso definen una textura fluidal. El resto de minerales son finos cristales aciculares de augita, escasos olivinos y abundantísimos minerales de óxidos de hierro y titanio. Las vesículas suelen estar vacías, si bien a veces aparecen con rellenos secundarios de carbonatos y ceolitas.

Un aspecto frecuente en estas emisiones, y también en las de la fase pleistocena inferior, es la presencia de nódulos o enclaves de rocas ultramáficas, entre los que se encuentran dunitas, harzburgitas, lherzolitas y werhlitas, que ya fueron objeto de un extenso y detallado estudio por parte de SAGREDO (1969). En el estudio micro y petroestructural llevado a cabo en ellos, se ponen de manifiesto estructuras de deformación en los minerales (extinción ondulante en el olivino), originadas por procesos de deformación mecánica. Junto con datos de campo y geoquímicos, esta autora descarta el origen comagmático de dichos enclaves con los basaltos encajantes, apoyando, por el contrario, su origen xenolítico y suponiéndoles una procedencia del manto superior.

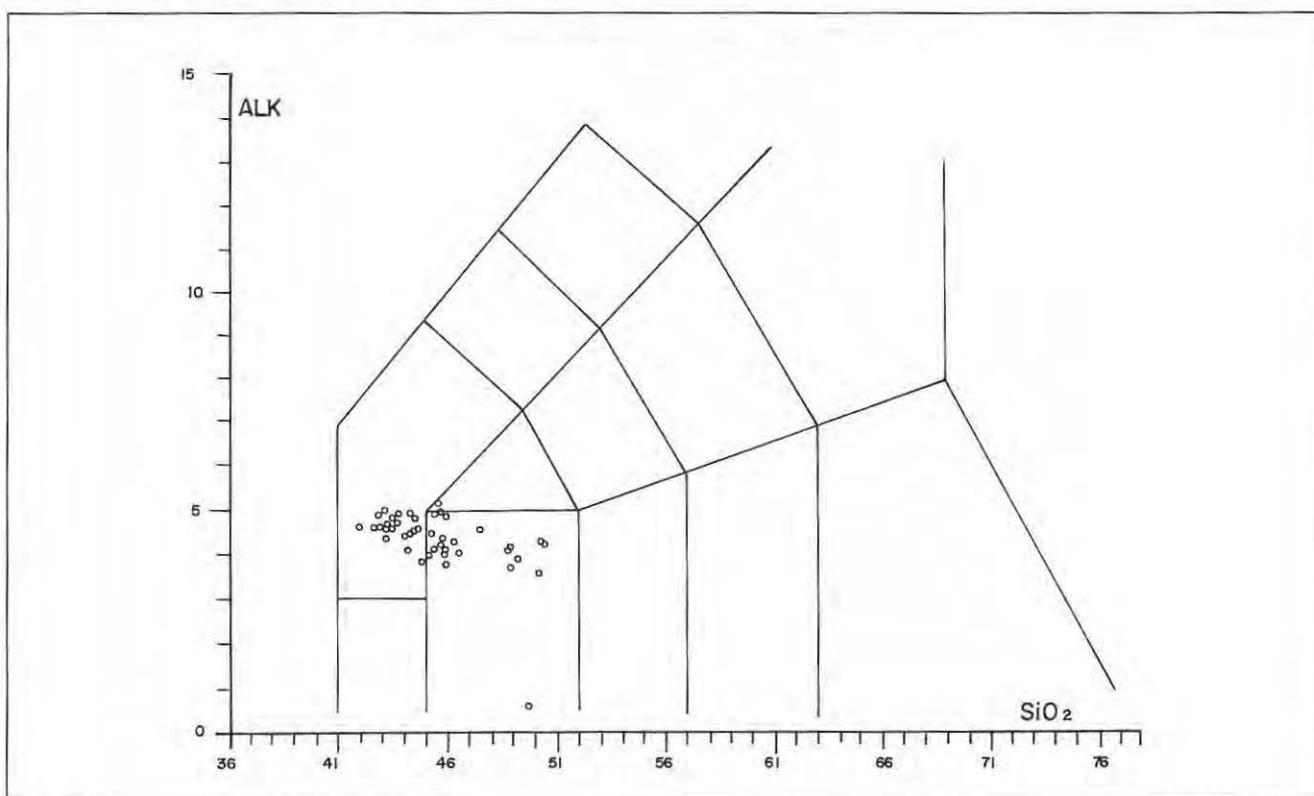


Fig. 5.6.- Diagrama TAS de la Fase volcánica pleistocena media-holocena.

5.2.8. Fase pleistocena media-holocena. Geoquímica.

En esta fase se reproduce la misma tendencia alcalina de las dos anteriores, Fig. 5.6, con términos igualmente basaníticos y abundancia de basaltos alcalinos. El carácter subsaturado viene definido por la presencia de contenidos elevados, principalmente de nefelina normativa y, en menor medida, de larnita y noseana normativas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA.

6.1. EL COMIENZO SUBMARINO EN EL FONDO OCEÁNICO.

Sobre un margen pasivo continental, compuesto por sedimentos detríticos y carbonatados mesozoicos de un abanico de aguas profundas, comienzan a sentirse las primeras fases del plegamiento alpino de la cercana costa del continente africano. Esto sucedió durante el cretácico inferior y, puede decirse, que es el comienzo de la actividad tectónica que fracturó el fondo marino, plegó los sedimentos cretácicos y provocó la aparición de las potenciales primeras fisuras eruptivas.

La evidencia más clara de la intercalación de sedimentos cretácicos con hialoclastitas basálticas alcalinas se produce en las calizas senonenses (cretácico superior) que afloran en el barranco de Ajuy. Da origen así al nacimiento de Fuerteventura en su fase inicial, a más de 1000 m de profundidad.

El fondo marino era, en esos tiempos, muy inestable, como se deduce de las frecuentes señales de erosión y redeposición que se observan en la secuencia sedimentaria. Esta situación de interrelación entre sedimentación y volcanismo se prolongará hasta los tiempos oligocenos, como lo evidencian las calizas bioclásticas redepositadas intercaladas con materiales volcanoclásticos en Fuente Blanca y Caleta Grande, entre las playas de Los Mozos y Los Molinos. Es decir, durante 65 M.a. un continuo fluir de lavas submarinas fueron configurando la gran plataforma sobre la que se construyó la superestructura subaérea de la isla en los últimos 30 M.a. Por su parte, todos los sedimentos mesozoicos fueron afectados por un periodo de deformación alpina que invirtió los estratos antes que comenzara la inyección masiva del enjambre filoniano.

6.2. EL PAROXISMO DEL VOLCANISMO SUBMARINO Y LA INYECCIÓN FILONIANA. LA FASE DE ASCENSO Y CRECIMIENTO.

Bajo un campo de esfuerzos extensional de dirección ONO-ESE, que generó una zona de dilatación lineal NNE-SSO dentro de una corteza extensional, se emitió el volcanismo submarino y la densa inyección de diques.

Las lavas submarinas fueron emisiones alcalinas de basaltos, traquibasaltos y cantidades menores de rocas sálicas (traquitas). La intensa malla de diques impide, en muchas ocasiones, la observación de las características estructurales y texturales propias de ellas. En general, se trata de lavas afaníticas o muy poco porfídicas, intensamente alteradas por un metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes. No suelen verse fácilmente estructuras submarinas, tales como pillows, aunque sí se aprecian otras de tipo fragmentario (tobas y brechas) propias de facies hialoclastíticas.

Los diques asociados con estas erupciones submarinas configuran un denso enjambre cuya intrusión supuso, al menos, 30 km de extensión crustal. Toda esta intrusión se va sucediendo progresivamente desde el Eoceno inferior hasta el final del Mioceno, correspondiendo a los diversos momentos de ascen-

so e intrusión de las series plutónicas distinguidas en la isla. Se observa una clara correlación entre la naturaleza de los diques y la naturaleza del magma ascendente. Así, la gran mayoría de los diques premiocenos son basaltos, mientras que el enjambre mioceno presenta ya una gran cantidad de diques sálicos o intermedios, asociados con los edificios plutónicos mixtos (básico-sálico) miocenos del Complejo Basal.

6.3. EL PLUTONISMO PALEÓGENO CONTENPORÁNEO CON LA DEFORMACIÓN ALPINA.

Durante todo el Paleógeno, la isla ya formada en sus episodios submarinos, comienza su ascenso tectónico hacia la superficie, influido por el campo de esfuerzos regional de las fase de plegamiento alpinas. El esfuerzo se deja sentir en las rocas ya formadas, y éstas sufren la deformación dúctil y frágil impuesta por la tectónica. Se crean brechas y bandas de cizalla, que quedan marcadas en algunas áreas de los materiales submarinos.

El ascenso de las cámaras magmáticas es un hecho, y comienzan a emplazarse las primeras series plutónicas. De esta manera intruyen, por un lado, una serie alcalina diferenciada, desde piroxenitas, gabros a sienitas-traquitas (serie plutónica indiferenciada) y, por otro, una particular serie ultraalcalina, más propia de una tectónica de "rifting" que de compresión. La primera se extiende mayoritariamente por el sector de Pájara-Toto, centrada respecto a las emisiones submarinas que actúan de encajante.

La serie ultraalcalina (o peralcalina) intruyó en dos macizos que, probablemente, estuvieron separados, tanto en el tiempo, como, tal vez, en el espacio. En el norte aflora el macizo de los jablitos-Barranco Esquinzo; en el centro, el que se extiende desde la playa de Ajuy hasta casi el barranco de Amanay. Es el eje intrusivo NNE-SSO más occidental de la isla pues parece que el plutonismo posterior migró o se desplazó hacia el este. Esta serie desarrolló una diferenciación magmática prácticamente completa desde términos piroxeníticos, ijolíticos, hasta diferenciados sieníticos (con nefelina), traquifonolíticos y carbonatíticos. Esto sugiere un completo ciclo subvolcánico carbonatítico con, posiblemente, un aparato subaéreo asociado.

Posterior a estas dos series, y ya intruyendo en niveles más altos, comienzan a emplazarse los grandes cuerpos intrusivos, más o menos circunscritos. En un momento estimado como hacia los 26 M.a., se emplazó de forma diapírica y a alta temperatura el gran Macizo básico-ultrabásico de Mézquez, provocando un intenso metamorfismo de contacto. Esta cámara magmática constituyó probablemente los conductos de salida de algunos edificios volcánicos antiguos, hoy en día erosionados, o no reconocidos con claridad. De todo el gran aparato plutonovolcánico que debió existir, sólo quedan las facies plutónicas más básicas cumulares (werhlitas, piroxenitas) de las partes bajas de la cámara. Se desconoce si tuvo algunos diferenciados sálicos.

6.4. EL PLUTONISMO MIOCENO TARDÍO CON RESPECTO A LA DEFORMACIÓN ALPINA.

A comienzos del Mioceno, aproximadamente hace 22-20 M.a. se produce una fase de relajación en el campo de esfuerzos regional extensional. Nuevos impulsos magmáticos continúan su ascenso, intruyendo cuerpos plutónico-volcánicos según un eje NNE-SSO, remanente de la directriz regional de dilatación. Se emplazan así, cuerpos netamente circunscritos de formas ovaladas o circulares, como el Complejo circular de Vega de Río Palmas, el Edificio Betancuria, el plutón de Morro Negro, y algunas masas gabroideas de la zona de Los Molinos. El ascenso de un magma alcalino se instala en niveles altos del sustrato de la isla, provocando la aparición

de cuerpos zonados mixtos plutónico volcánicos, en los que se produce un proceso de diferenciación magmática completo, desde términos básicos (piroxenitas) hasta sálicos (sienitas-traquitas, algunas con cuarzo). Facies claramente subaéreas, como brechas y tobas piroclásticas (en el Edificio Betancuria), son reflejo del período de transición entre el Dominio del Complejo Basal y el Dominio subaéreo.

La actividad tectónica sigue actuando, dando origen a una importante deformación frágil, que se traduce en numerosas fracturas lineales y bandas de brechas, prácticamente paralelas a la dirección estructural NNE-SSO del complejo.

6.5. EL VOLCANISMO MIOCENO. LOS EDIFICIOS GRAN TARAJAL, JANDÍA Y TETIR.

Muy probablemente, según las dataciones disponibles, y casi sin solución de continuidad, un nuevo episodio volcánico hace su aparición en la isla. Una gran fisura eruptiva, orientada N30oE, recorre todo lo largo de la Fuerteventura emergida, e incluso se prolonga por el mar en el sentido SO, para dar origen a un ciclo volcánico de gran envergadura. Tres grandes aparatos estratovolcánicos de composición eminentemente basáltica (Gran Tarajal, Jandía y Tetir) se emiten alineados en la fisura, configurando la superestructura subaérea de la isla. Se produce de esta manera la transición gradual en algunos puntos (en otros es discordante) entre el Dominio del Complejo Basal y el Dominio subaéreo.

Según las dataciones de COELLO *et al.* (1992) y, las más recientes de BALCELLS *et al.* (1994), la actividad se inicia al menos a los 22 M.a. con la emisión del tramo inferior del Edificio Gran Tarajal (jantes, por tanto, que la intrusión del Complejo plutónico de Vega!). Que ésto pueda ser así, lo testifica también la intensa tectonización habida en los materiales de este tramo (en la zona de Ugan y Las Hermosas), frente al más débil diaclasamiento observado en las rocas de Vega.

Es posible que en esta época exista ya actividad en los primeros episodios hidromagmáticos del Edificio Jandía. El tramo intermedio de este edificio tiene una edad de 17 M.a., probablemente coetánea con el tramo superior del Edificio Gran Tarajal.

Por su parte, cuando se emite el tramo superior de Jandía (15,2-14,2 M.a.) ya ha terminado la erupción en Gran Tarajal.

La actividad volcánica emigra hacia el norte, y un nuevo edificio basáltico, el de Tetir, surge en el tercio norte de Fuerteventura. Este edificio parece tener una historia independiente de los otros dos. Su tramo inferior (grupo Ampuyenta) resulta difícil de correlacionar y datar. Los tramos medio y superior se emiten rápidamente en un lapso de tiempo de 2 M.a, entre los 14 y los 12 M.a.

En la mitad sur de la isla, la erosión abre amplios valles y barrancos, por donde hace 13 M.a. corrieron coladas basálticas de una nueva resurgencia volcánica habida en la zona (los Episodios Tardíos).

Existe una ligera diferenciación magmática en los tramos iniciales y medios de los tres edificios, con la intrusión de pitones sálicos y coladas intermedias. Prácticamente también en todos, se produce un colapso de gran envergadura al final de la emisión del tramo inferior, que ocasiona depósitos brechoides ("debris avalanche" o brechas de colapso). Un reajuste del relieve marca una discordancia erosiva ocupada, en muchos casos, por sedimentos aluviales que se intercalan con lavas.

6.6. LA EROSIÓN Y ARRASAMIENTO MIOPLIOCENO.

Entre los 12 y 5,5 M.a. no se registra actividad volcánica en Fuerteventura. La acción erosiva, y la tectónica frágil que no cesa, van modelando el relieve, abriendo barrancos y valles, donde se depositan importantes depósitos aluviales miopliocenos (cuencas de Amanay, Los Molinos, Los Mozos, Gran Tarajal, etc.). Una red hidrográfica, bastante similar a la actual, se instala en todo el territorio. Los relieves volcánicos miocenos se compartimentan en valles paralelos, y "cuchillos" elevados que marcan los interfluvios. El valle central se abre, y el relieve del Complejo Basal se individualiza del Dominio subaéreo. Durante este período de estabilidad magmática, la acción marina erosiona las costas hasta hacerlas retroceder, en algunos casos, varias centenas de metros. La isla se reduce y pierde superficie. Una marcada rasa marina, con depósitos detríticos llenos de fauna se instala como un cordón litoral alrededor de Fuerteventura: es la rasa pliocena.

Durante la regresión marina, el clima se hace más cálido, y una ingente cantidad de fauna marina se desarrolla en la región. Esto conlleva la aparición de abundantes playas de arenas blancas bioclásticas y, a su vez, la creación de grandes campos de dunas en la zona norte de Tostón-Corralejo, en las costas del área del barranco Esquinzo (zona de La Oliva), del Vigocho y, sobre todo, en el istmo de La Pared. Gran parte de los relieves miocenos se cubren de arenas. Un proceso de encalichamiento posterior fija y fosiliza una gran parte de estas arenas eólicas.

6.7. EL VOLCANISMO PLIOCUATERNARIO.

Dos fases separadas por un lapso de 2-2,5 M.a. componen este último ciclo volcánico de Fuerteventura.

Sincrónica con la rasa marina pliocena (aproximadamente hace 5,5 M.a.) vuelve la actividad volcánica a la isla. Una serie de episodios puntuales estrombolianos surgen dispersos, ocupando los valles y depresiones abiertos en el período erosivo anterior. Se forman unas decenas de conos de cinder con campos de lava que, en su inmensa mayoría, se desplazan por los barrancos y valles a modo de coladas "intracanyon". Esta actividad queda restringida prácticamente a la mitad norte, sugiriendo una emigración del volcanismo en sentido NE, que se prolonga hacia la vecina isla de Lanzarote.

Las fisuras eruptivas por las que surgió esta reactivación volcánica tienen direcciones variadas, desde nordestadas, hasta E-O. Las más habituales y dominantes son las N60°E, y N30°-50°E. Las primeras emisiones, son las del volcán de Morro Valdes, en el límite de las hojas de Pájara y Antigua, que entró en erupción aproximadamente en el período de transición mioceno-plioceno. Posteriormente, vuelve a presentarse otro "gap" eruptivo de unos 2-2,5 M.a.

A partir de los 2,8-2,6 M.a. se reanuda la actividad eruptiva, prácticamente de manera continua hasta el Plioceno superior, (en Lanzarote, hasta época histórica). Las edades geocronológicas que se disponen, así lo indican.

Una fisura con dirección nordestada se abre en el valle central. Su edad de 2,8 M.a. es la que marca el inicio del volcanismo cuaternario. Entran en erupción el volcán de Montaña Bermeja, y los volcanes en escudo de la zona de Antigua. Las coladas ocupan amplias extensiones del valle central, y corren por los barrancos laterales hacia el mar, fosilizando algunas de las cuencas sedimentarias pliocenas. Ya durante el período siguiente, el Pleistoceno, la actividad es mucho más intensa y se desplaza claramente hacia el norte. Se abren varias fisuras magmáticas de corto recorrido, a veces superpuestas y resurgentes. Las lavas

basálticas de los volcanes surgidos llegan al mar, tanto en la costa este como oeste y norte, agrandando la superficie isleña y cubriendo todos los materiales previos (sobre todo el campo de dunas pliocenas que ocupaba la costa norte).

De manera aislada, alguna pequeña fisura se abre en el Complejo Basal, como es el caso de la alineación volcánica de Pájara, con emisiones lávicas de corto recorrido.

Las últimas emisiones (todas inferiores a los 50.000 años) parecen ser las del malpaís de Corralejo (al norte), el volcán de Montaña Negra y el malpaís de Pozo Negro (alineación Caldera de Gairía-Caldera de Arrabales, en el valle central). Todas son erupciones basálticas de lavas fluidas que cubren grandes extensiones de los valles abiertos en la isla.

7. HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA.

Para la elaboración de este capítulo se han consultado diversas fuentes, entre las que destacan los recientes estudios hidrológicos e hidrogeológicos realizados por el ITGE (1989), (1990 a y b) y (1992a). Asimismo se ha consultado el estudio SPA/15 (1975) que, aunque ya algo antiguo, todavía es válido en muchos de los datos y resultados que aportó.

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.

Climatología.- La isla de Fuerteventura se caracteriza por su clima desértico-cálido con una marcada tendencia a la aridez. Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18° y 25°, llegando, 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, se ven atenuadas por la presencia de nubes. La humedad relativa del aire se hace elevada en la proximidad de la costa, sufriendo variaciones acusadas a lo largo del día.

El área está sometida a la acción de los vientos de componente N-NE, con una brisa constante la mayor parte del año, que contribuye a rebajar la sensación de calor, que se torna, con frecuencia, en vientos de cierta intensidad.

Pluviometría.- El total de lluvias sobre el conjunto de la isla es de 183,69 Hm3/año, ITGE (1990), que distribuidos sobre su superficie total vienen a suponer unos 111 l/m2. Geográficamente dicha precipitación se distribuye entre las cuatro grandes cuencas de la isla, tal y como consta en la Tabla 7.1, tomada de ITGE (1990a).

Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial o en infiltración subterránea hacia el mar o a los acuíferos, 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, esto es, respectivamente, el 6,93% y 10,4% de la precipitación total registrada.

La parte correspondiente a la escorrentía superficial puede oscilar, para toda la isla entre 3,26 Hm3/año y 4,89 Hm3/año. La fracción que se infiltra en el subsuelo supone, por su parte, entre 9,56 Hm3/año y 14,5 Hm3/año.

La cuantía de las precipitaciones y la orografía del terreno se encuentran estrechamente ligadas, de modo que en las elevaciones montañosas, por poco importantes que sean, las medias pluviométricas aumentan de manera significativa. Así en la Fig. 7.1. se observan tres grandes áreas con mayor cantidad de lluvias que corresponden a las áreas más altas de la isla.

- Península de Jandía, en el sur de la isla, con altitudes de hasta 807 m y lluvias de hasta 200 mm/año.

- Macizo de Betancuria, en la parte central, con máxima cota de 676 m en el Morro de La Cruz, y lluvias entre 200 y 240 mm/año.

- Zona de Tetir, en el norte, con el pico de La Muda como mayor cota (689 m). Las lluvias son superiores a 250 mm.

TABLA 7.1.- DISTRIBUCIÓN POR CUENCAS DE LA APORTACIÓN TOTAL DE LLUVIA (según TRAGSA (1989), en ITGE (1990a)).

CUENCAS HIDROGRÁFICAS	PRINCIPALES CAUCES Y SUS PRECIPITACIONES (Hm3/año)	APORTACIÓN TOTAL (Hm3/año)
SECTOR NORTE		7.87
SECTOR ORIENTAL	Barranco de Las Pilas y otros 10.42 Barranco de Vallebron y otros 7.84 Río Cabras y otros 15.75 Barranco de Garcey y otros 9.12 Barranco de La Antigua y otros 19.39 Río Gran Tarajal 14.61 Barrancos de Tarajal y Tarajalejo 15.36	92.49
SECTOR OCCIDENTAL	Barranco de Esquinzo 14.10 Barranco de Los Molinos y otros 18.32 Barrancos de Las Peñitas y Pájara 17.02 Barranco de Garcey y otros 8.56 Barranco de Chilegua 4.23	62.23
PENÍNSULA DE JANDÍA	El Jable 4.47 Vertiente suroriental 13.56 Vertiente noroccidental 3.07	21.10
CONJUNTO DE LA ISLA		183.69

La distribución de las lluvias a lo largo del año es muy irregular, tal como corresponde a los regímenes climáticos semidesérticos, alternando grandes períodos de sequía con cortos períodos de lluvia, en los cuales, la descarga se produce rápidamente, pudiendo desarrollarse avenidas torrenciales de gran virulencia.

Cuencas y cauces principales.- Dado el régimen de lluvias anteriormente descrito, la mayoría de los barrancos que conforman la red de drenaje de la isla están secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros. Esta red está constituida por una serie de escasos barrancos de perfil transversal amplio, largo recorrido y fondo plano, con numerosos tributarios de orden inferior, que definen cuatro grandes subsistemas hidrográficos, tal como ya se indicó en la Tabla 7.1.

Cuenca del sector norte: es un área relativamente moderna (coladas pleistoceno-holocenas), por lo que los barrancos están poco desarrollados, tienen corto recorrido y forman una red poco densa.

Cuenca del sector oriental: es la que incluye los barrancos de mayor desarrollo. Están profundamente excavados y son de largo recorrido, delimitando interfluvios alargados denominados "cuchillos".

Cuenca del sector occidental: la red hidrográfica está también muy jerarquizada, siendo, además, bastante densa y de morfología dendrítica

Península de Jandía: aislada del resto de la isla por el Istmo de la Pared. Está dividida en dos vertientes, con cauces de pequeño recorrido y escasa ramificación, pero también fuertemente incidida en los materiales miocenos.

En la Tabla 7.2 se especifican algunas de las principales características morfológicas de los barrancos más importantes de la isla. Su distribución geográfica se indica en la Fig. 7.2, donde se reflejan también las cuencas hidrográficas establecidas en el estudio del ITGE (1990a).

Aprovechamiento de recursos superficiales.- Por la aridez de su clima, Fuerteventura es una de las islas más pobres en recursos hidráulicos de archipiélago, por lo que en ella no existen grandes obras de regulación de aguas superficiales.

En el barranco de Los Molinos se encuentra ubicada la mayor obra de la isla, la presa de Los Molinos, Fig. 7.2. Su capacidad de embalse es de 2 Hm³, estando en la actualidad parcialmente aterrada, con la consiguiente disminución de su capacidad en un 40%. Otras obras de cierta entidad son el embalse del Río Cabras, con 1,2 Hm³ de capacidad, pero grandes pérdidas por filtraciones, la presa de Las Peñitas, con 1 Hm³ de capacidad, si bien casi completamente aterrada, y las presas de la Herradura y del barranco del Convento. Se deduce de la situación de estas presas, que la mayor capacidad de regulación de los recursos hídricos superficiales se concentra, a grandes rasgos, en la zona central de la isla.

Existen, además, construcciones menores, como pequeñas balsas y presas de tierra (gavías), generalmente en la proximidad de los cauces de los barrancos, construidas aprovechando desniveles del terreno y zonas de mayor impermeabilidad del terreno. Están destinadas a uso agrícola y favorecen, por sus infiltraciones, cierta recarga de los acuíferos subterráneos.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS.

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja, diferenciadas entre sí por su composición, edad, etc., definen, ya de por sí, unidades hidrogeológicas determinadas. Dentro de ellas, no obstante, hay zonas de comportamiento diferencial, en cuanto a su capacidad de almacenamiento y circulación del agua a través de ellas, en función de factores como la fracturación, porosidad, régimen de precipitaciones, topografía, etc. Dichas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

Características hidrogeológicas generales de los materiales volcánicos.- En general, la permeabilidad por fracturación y/o por porosidad intersticial de los materiales volcánicos va asociada a los tramos escoriáceos de las coladas, a la mayor o menor conexión entre vesículas, y a la fisuración por disyunción columnar en sus partes internas.

Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almogres, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. Los diques y cuerpos intrusivos, si son masivos o coherentes, pueden actuar, por su parte, como barreras a la circulación horizontal del agua subterránea, si bien, cuando están fisurados, actúan como drenes o vías de descarga preferentes. Los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren las rocas con el paso del tiempo, pueden modificar, a su vez, estas características hidrogeológicas primarias.

Según se establece en el estudio hidrogeológico del ITGE (1990a), en el sistema acuífero nº 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, se pueden distinguir dos acuíferos o formaciones permeables principales.

Acuífero inferior, de extensión regional. Constituye el acuífero principal y es el más explotado en la actualidad. Está asociado al Complejo Basal y a la formación basáltica miocena; es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad por fracturación y por porosidad secundaria.

Acuífero superficial o superior, de extensión sectorial. Está asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

En ambos casos, presentan malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

En cuanto a los parámetros hidráulicos del acuífero inferior, los pocos pozos o sondeos de los que se poseen datos de ensayos de bombeo, no permiten conocerlos con cierta fiabilidad.

Las unidades hidrogeológicas establecidas en la isla y sus características son las siguientes, Fig. 7.3. Este esquema hidrogeológico es básicamente idéntico al elaborado por ITGE (1992a), con la diferencia que en dicho trabajo, la información geológica procede de trabajos de cartografía geológica más antiguos, cuya revisión y actualización ya se llevó a cabo durante la cartografía MAGNA.

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior.

Complejo Basal. Los materiales que componen esta unidad hidrogeológica son de naturaleza impermeable o de permeabilidad muy baja. No obstante, la intensa intrusión filoniana y la fisuración que

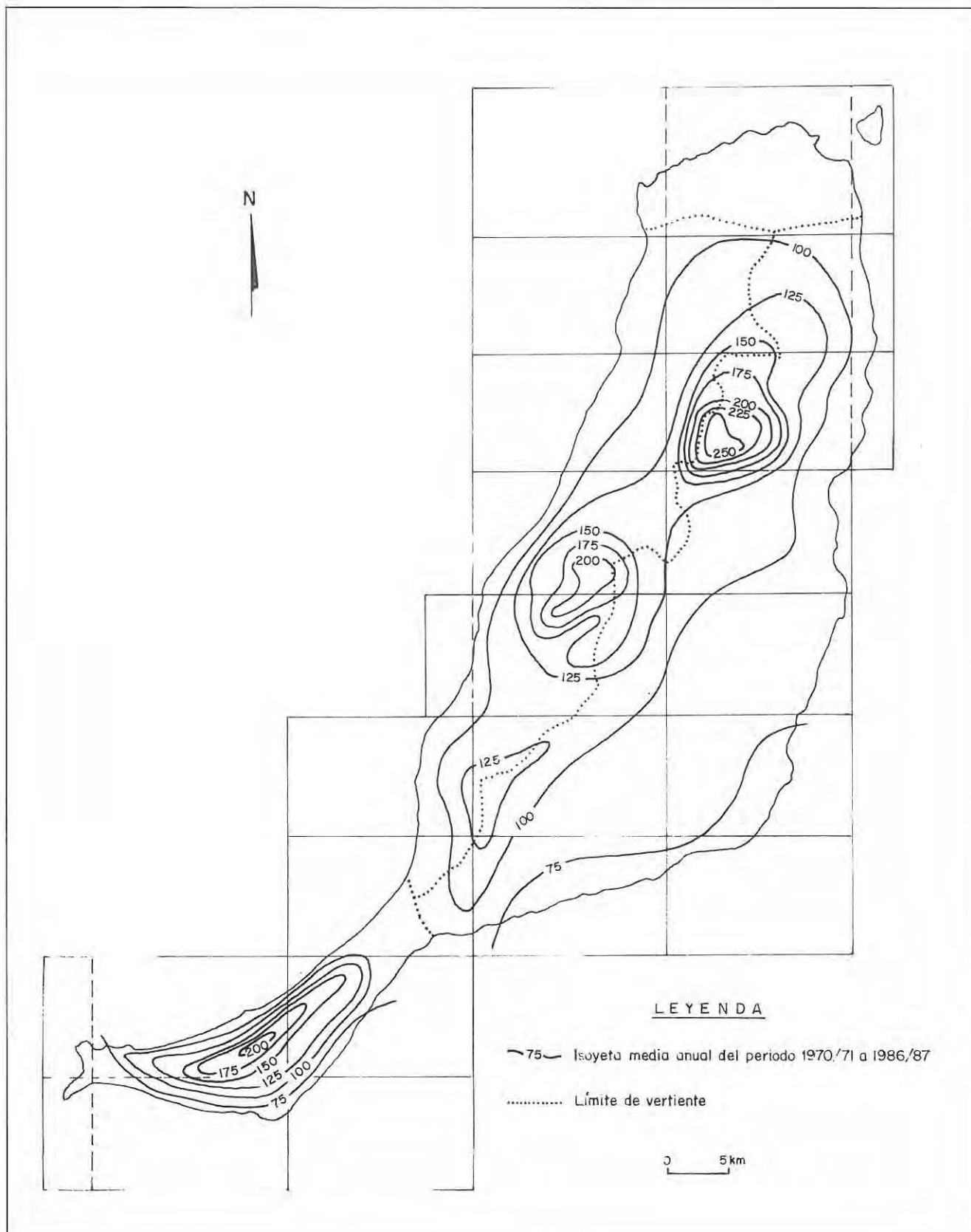


Fig. 7.1.- Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990a), con la cuadrícula de hojas topográficas a E. 1: 25.000.

TABLA 7.2.-CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS CAUCES PRINCIPALES Y SUS CUENCAS (TRAGSA (1989), en ITGE (1990a))

CUENCA	A (Km²)	P(Km)	LP(Km)	LS(Km)	H(m)	S%
VERTIENTE ESTE						
1 B ^{ca} Barlondo	27.32	29.8	12.90	32.90	689	21.41
2 B ^{ca} Río Cabras	43.77	34.4	15.85	42.50	625	11.88
3 B ^{ca} de Muley	62.56	35.2	16.05	92.55	593	11.91
4 B ^{ca} de la Torre	91.54	46.6	24.05	152.10	674	9.39
5 Valle de Pozo Negro	50.88	43.8	9.25	28.25	679	14.54
6 B ^{ca} de Gran Tarajal	123.91	52.8	13.95	141.85	708	10.73
7 B ^{ca} de Giniginamar	31.55	32.5	15.75	92.00	540	17.75
8 B ^{ca} de Tarajalejo	52.37	33.0	18.30	355.40	691	16.71
9 B ^{ca} Tarajal de Sancho	16.72	19.3	21.20	104.20	691	20.93
VERTIENTE OESTE						
10 B ^{ca} de Valle Ugán	10.77	18.0	7.00	26.50	691	24.61
11 B ^{ca} de Amanay	11.40	14.3	5.60	20.60	528	30.26
12 B ^{ca} de Vigocho	15.72	20.4	7.25	31.00	631	22.26
13 B ^{ca} de Garcey	18.62	20.7	9.80	31.80	497	20.68
14 B ^{ca} de Ajuy	76.58	47.1	15.50	122.40	708	25.33
15 B ^{ca} de La Peña	21.80	23.8	11.90	50.40	724	28.90
16 B ^{ca} del Valle	21.47	20.4	10.00	52.50	680	25.15
17 B ^{ca} de Los Molinos	59.05	40.2	14.85	67.90	597	10.25
18 B ^{ca} de Esquinzo	28.52	28.1	10.60	53.85	689	11.04
A . Superficie de la cuenca. P . Perímetro de la cuenca. LP: Longitud del cauce principal. LS: Longitud total de los cauces principales y afluentes. H . Máximo desnivel en la cuenca. S . Pendiente media de la cuenca.						

tienen facilitada, en conjunto, cierta permeabilidad vertical secundaria por fracturación, a través de grietas y fisuras, pudiendo constituir pequeños niveles acuíferos. En él se distinguen:

Materiales sedimentarios o metasedimentarios (lutitas, areniscas, calizas, etc.): presentan un comportamiento hidrogeológico impermeable.

Formaciones volcánicas, generalmente submarinas, (brechas, tobas, pillow-lavas, etc.): constituyen los tramos más permeables, si bien son, en general, muy poco permeables.

Formaciones plutónicas (gabros, sienitas, etc.): son prácticamente impermeables, salvo en zonas de intensa fracturación interconectada.

Según ITGE (1990a), con respecto al Complejo Basal, aunque sólo de manera aproximada, se puede considerar que su transmisividad es del orden de 100 m²/día, con un coeficiente de almacenamiento de 10-5. Estos valores indican una transmisividad considerable como baja-media, típica de acuíferos con posibilidades de explotación limitada, con caudales de explotación entre 1 y 10 l/seg, en pozos con 10 m de depresión teórica. Por otra parte, su coeficiente de almacenamiento indica un claro confinamiento del acuífero.

Considerando el inventario de puntos de agua del ITGE (1989), se desprende, que hasta un 27% del total extraen agua de esta formación, siendo, por lo general, pozos de reciente ejecución, concentrándose en las inmediaciones de poblaciones tales

como Tesejerague, Tuineje y Antigua.

Formación basáltica miocena. En conjunto esta formación presenta una permeabilidad media-baja, la cual es debida a la fracturación y disyunción columnar de las coladas. Esta propiedad, no obstante, disminuye con la profundidad, debido a la alteración y compactación de la roca. En los tramos altos la permeabilidad es algo mayor.

La mayor parte de los pozos existentes en la isla, cuyas profundidades suelen oscilar entre 40 y 300 m, obtienen agua de esta formación, si bien muchos de ellos están hoy en día secos, al haber quedado colgados por encima de los niveles saturados.

En los basaltos miocenos los valores medios obtenidos apuntan a una transmisividad de 30 m²/día. Estos datos, indican una transmisividad baja, típica de acuíferos con posibilidades de explotación escasa, con caudales de explotación entre 1 y 5 l/seg en pozos con 10 m de depresión teórica.

Según dicho inventario, se pueden obtener los siguientes valores medios, para las aguas analizadas en pozos de esta formación:

pH = 7,6
T = 27°C
CO₂ disuelto = 970 mg/l
C = 7.490 µmhos/cm
Cl- = 2.500 mg/l

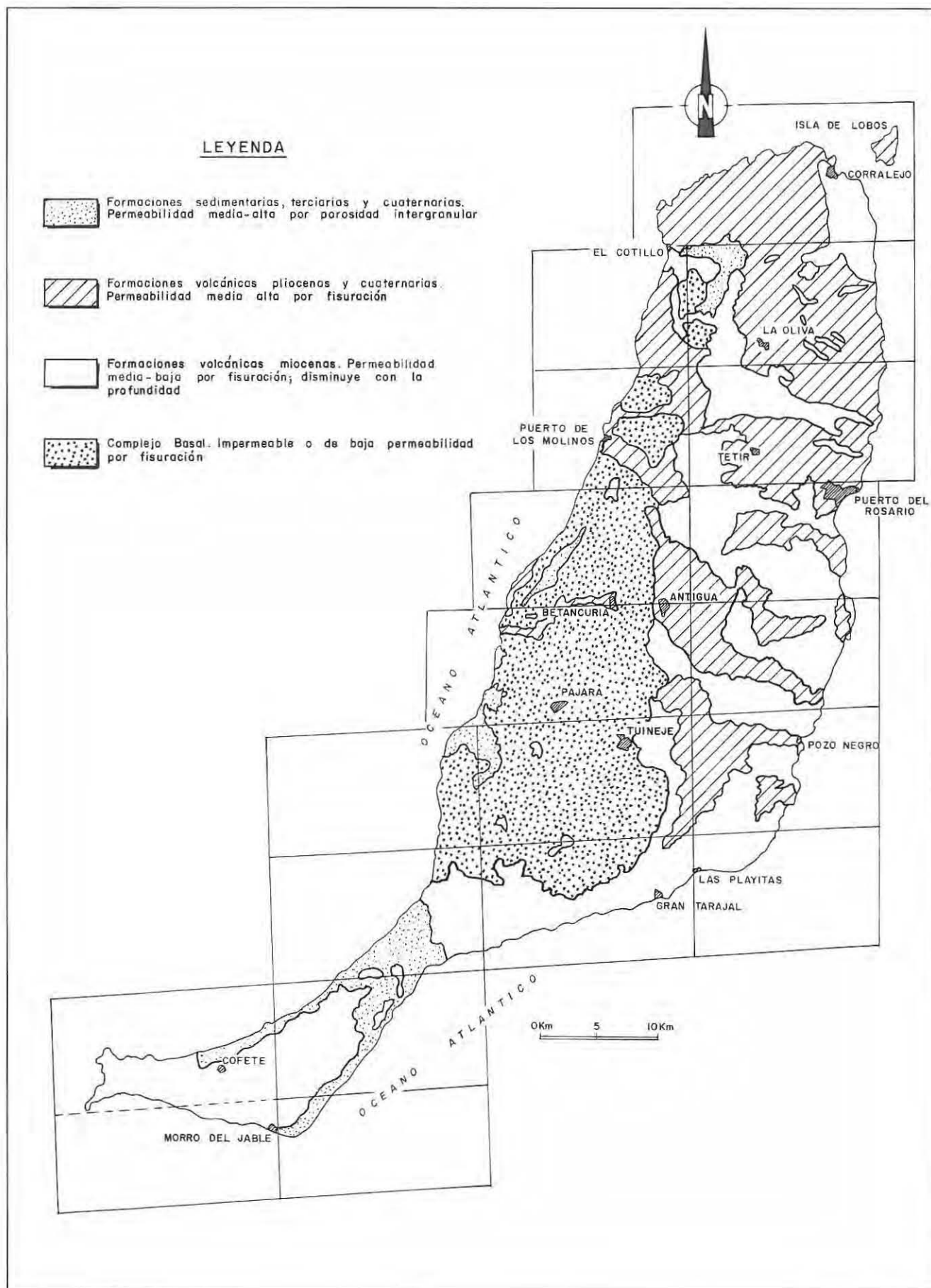


Fig. 7.3.- Esquema hidrogeológico simplificado de la isla de Fuerteventura.

7.2.2.- Nivel acuífero superficial

Formaciones volcánicas pliocenas y cuaternarias.- (tramo intermedio). Estos materiales tienen mayor permeabilidad que las coladas basálticas miocenas, constituyendo la zona de infiltración hacia los acuíferos profundos. Alcanzan una permeabilidad media-alta, mayor cuanto más recientes son los materiales.

La mayor permeabilidad de las coladas pliocenas está definida por el diaclasado columnar que las caracteriza. En algunos casos, cuando la potencia es grande, pueden constituir pequeños niveles acuíferos de baja transmisibilidad.

En el caso de las coladas cuaternarias, su carácter escoriáceo y disyunción columnar hace que tengan una permeabilidad aún mayor. Al ocupar cotas muy superficiales, no es fácil que el agua quede retenida en ellas, aunque en algunos casos particulares, pueden contener zonas saturadas colgadas de pequeña magnitud.

La mayoría de los pozos que extraen agua de esta formación se encuentran hoy en día sin agua por quedar por encima de la zona de saturación.

Formaciones sedimentarias (tramo superior).- Comprenden los depósitos de arenas eólicas (consolidadas o no), depósitos arenoso-arcillosos, depósitos aluviales y coluviales, de edad pliocena y cuaternaria. Se agrupan aquí también los depósitos detríticos de edad miocena. En general se pueden considerar como formaciones permeables, constituyendo zonas de infiltración hacia niveles acuíferos inferiores.

En el caso de los depósitos aluviales y coluviales pueden darse condiciones hidrogeológicas adecuadas para constituir pequeños acuíferos, al tener buena permeabilidad por porosidad intersticial, espesor suficiente (en ocasiones), ocupar posiciones topográficas apropiadas, etc. Los depósitos detríticos miocenos (sedimentos y brechas) pueden contener, asimismo, niveles saturados en profundidad.

Las arenas eólicas, por su posición topográfica, en gran parte de los casos, no deben almacenar agua. Aunque en algunas zonas de la isla pueden contener cantidades interesantes de agua, en general, no suponen niveles acuíferos de gran importancia, pero contribuyen a la recarga de niveles más profundos.

7.3. PIEZOMETRÍA.

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura del ITGE (1990), se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. El resultado fue plasmado en un plano de niveles piezométricos del acuífero general de la isla, el cual, se ha representado en la Fig. 7.4. Sobre él se ha superpuesto la cuadrícula de división de hojas topográficas, a escala 1:25.000.

Como sucede de manera generalizada en las islas, las líneas isopiezas de Fuerteventura presentan una clara disposición concéntrica, con carácter descendente hacia las zonas costeras, coincidiendo los ejes de mayores isopiezas (valores entre 200 y 300) con las divisorias de aguas del sector oriental y occidental, siendo la circulación del agua de tipo radial.

Por lo general, los gradientes entre líneas que se observan son bastante bajos, siendo menores hacia la costa oriental que hacia la occidental. Posiblemente, esto está condicionado por la naturaleza más permeable de la formación basáltica miocena que aflora de manera generalizada en el sector oriental, favoreciendo la recarga, frente a los materiales del Complejo Basal, mucho más impermeables, aflorantes en la parte occidental.

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

En la zona de Las Playitas y Gran Tarajal se observa una acentuada inflexión positiva en el trazado de las isopiezas, desde la zona central hacia el SE, que contrasta con el trazado más o menos concéntrico en el resto del sector. Este hecho puede deberse a un flujo preferencial del agua subterránea en este sentido, favorecido por la presencia de una densa red de diques que corta a la formación basáltica miocena (ver capítulo de tectónica), cuya orientación es paralela y subparalela a la dirección del flujo del agua. Estos diques actúan de vías permeables, forzando la circulación del agua en este sentido.

El istmo de Jandía supone la separación o barrera entre los sistemas acuíferos de la Península de Jandía y del resto de la isla, debiendo coincidir más o menos el nivel del agua con el nivel del mar. La disposición concéntrica de las isopiezas que se observa a nivel general en la isla se reproduce de manera independiente, y a menor escala, en Jandía. El área actúa, por consiguiente, como un acuífero independiente, aislado del resto de la isla.

En la vertiente sur de la Península de Jandía se presenta un gradiente medio de las isopiezas del 5%, con un flujo subterráneo del agua fundamentalmente hacia ese sector. En la vertiente norte, al no disponerse de ningún punto de agua, se ha supuesto la disposición de las isopiezas.

Se aprecia cierta asimetría en el gradiente de las isopiezas, con menor gradiente hacia la parte meridional de la península, debido, probablemente, a una mayor recarga en este lado que en el septentrional, que tiene menor superficie de captación. La permeabilidad en el lado meridional es, asimismo, algo más alta.

7.4. UTILIZACIÓN DE LOS RECURSOS HIDRAÚLICOS.

En Fuerteventura, la falta de grandes recursos hidráulicos subterráneos se ve agravada por la mala calidad química de las mismas, dada la enorme mineralización que presenta el agua subterránea.

Según datos del Servicio Geológico del MOPU en su informe sobre el agua en Canarias (1985), la distribución de los recursos hidráulicos de Fuerteventura en 1980 era la siguiente, Tabla 7.3. Desde entonces, hasta la actualidad, estos datos han variado notablemente.

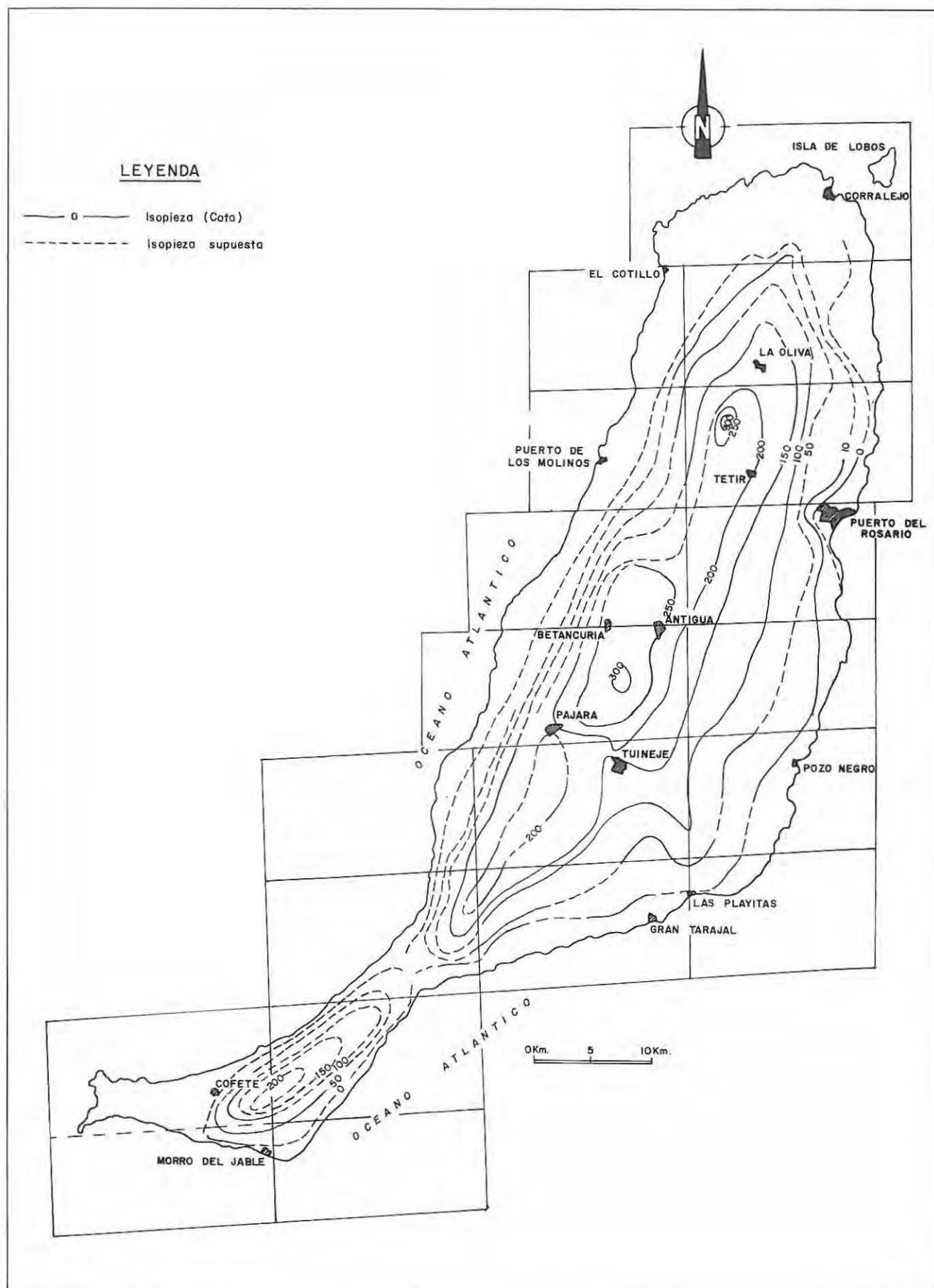


Fig. 7.4.- Esquema piezométrico de la isla de Fuerteventura (según ITGE (1990a)).

TABLA 7.3.- DISTRIBUCIÓN DE RECURSOS HIDRAÚLICOS (según MOPU (1985)).

SUPERFICIALES	SUBTERRANEOS	NO CONVENCIONALES	TOTALES
(Hm ³) 3,5	(Hm ³ /año) 5,0	(Hm ³ /año) 1,1	9,6

Dada la imposibilidad de grandes acciones de regulación de aguas superficiales, y teniendo en cuenta lo limitado de los recursos subterráneos existentes, no cabe duda, que en un futuro inmediato, la cada vez mayor demanda de agua deberá ser cubierta por el empleo de recursos no convencionales. Recursos obtenidos de las plantas de desalinización, tratamiento y reciclado de agua, hoy en día, salvo las primeras, escasamente desarrolladas en esta isla.

7.5. RECURSOS HIDRAÚLICOS NO CONVENCIONALES.

La obtención de recursos de agua por métodos no convencionales está basada en el empleo de desalinizadoras de agua de mar, de las que según ITGE (1992a), tomando datos del Plan Hidrológico del Archipiélago Canario, existen 23 instaladas, algunas de ellas para uso de hoteles y urbanizaciones, cuya capacidad de desalinización es de 10710 m³/día, siendo la cantidad de agua desalinizada del orden de 2,48 Hm³/año.

Se emplean también depuradoras de aguas residuales para su reutilización en agricultura. En la isla existen dos depuradoras, ITGE (1992a), localizadas en la zona de Pájara y cerca del aeropuerto.

7.6. HIDROGEOQUÍMICA.

Los análisis de aguas subterráneas de la isla muestran una elevada mineralización. Considerando la conductividad de estas aguas se pueden establecer las siguientes conclusiones sobre la calidad del agua en las distintas formaciones de la isla.

Complejo Basal.- Suelen ser aguas de tipo sulfatado-sódicas y clorurado-sódicas. Los contenidos en sales varían entre medios y altos, por lo que no suelen ser aptas para el consumo humano. Para usos agrícolas, solamente puede ser útil de forma limitada para determinados cultivos y en suelos con buenas condiciones de drenaje que impidan su salinización.

Formación basáltica miocena.- La calidad de las aguas en esta formación es, al igual que en el caso anterior, baja con un contenido en sales minerales elevado, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Esta salinidad aumenta con la profundidad, observándose que presentan unas facies de tipo clorurado-sódico. Según el Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias, ITGE (1989), las conductividades obtenidas entre 5000 y 20000 μ mhos/cm son altas, indicando que el agua en esta formación está también muy mineralizada y siendo pues poco apta para consumo humano.

Formaciones pliocenas y cuaternarias. En ella, la calidad de las aguas apenas difiere con la contenida en los basaltos miocenos.

Observando el mapa de conductividades elaborado por ITGE (1992a), Fig. 7.5, y comparándolo con los datos de contenidos en el ión Cl⁻ del SPA/15 (1975), Fig.7.6, se pone de manifiesto, entre dichos años, la evolución creciente de zonas afectadas por intrusión marina, o el aumento en algunas de ellas de las cantidades de Cl⁻, principalmente en la zona de Tarajalejo, Puerto del Rosario, sur de Jandía y, en general, a lo largo de toda la costa de la isla, donde la demanda de agua ha aumentado notablemente, debido, principalmente, al incremento de núcleos turísticos. Contrariamente, las mejores calidades de agua, en cuanto a su menor contenido en sales, se dan en las zonas interiores y más elevadas de la isla, donde la recarga natural es asimismo mayor y la influencia marina menos acusada.

7.7. CONSUMOS DEL AGUA.

La elevada mineralización del agua subterránea obtenida a partir de pozo, limita su utilización para el consumo humano. El estudio de ITGE (1992a), tomando nuevamente la información de Plan Hidrológico del Archipiélago Canario (1988), cita las siguientes cifras para el conjunto de la isla, Tabla 7.4.

TABLA 7.4.- CONSUMO DE AGUA SEGÚN DIVERSAS ACTIVIDADES (según PHAC (1988), en ITGE (1992,a)).

CONSUMO HUMANO		CONSUMO AGRÍCOLA
URBANO	Bruto	Superficie regada 590 Ha (0,35 % del total) Demanda bruta 4,70 Hm ³ /año
	Neto	
TURISTICO	0,9 Hm ³ /año	

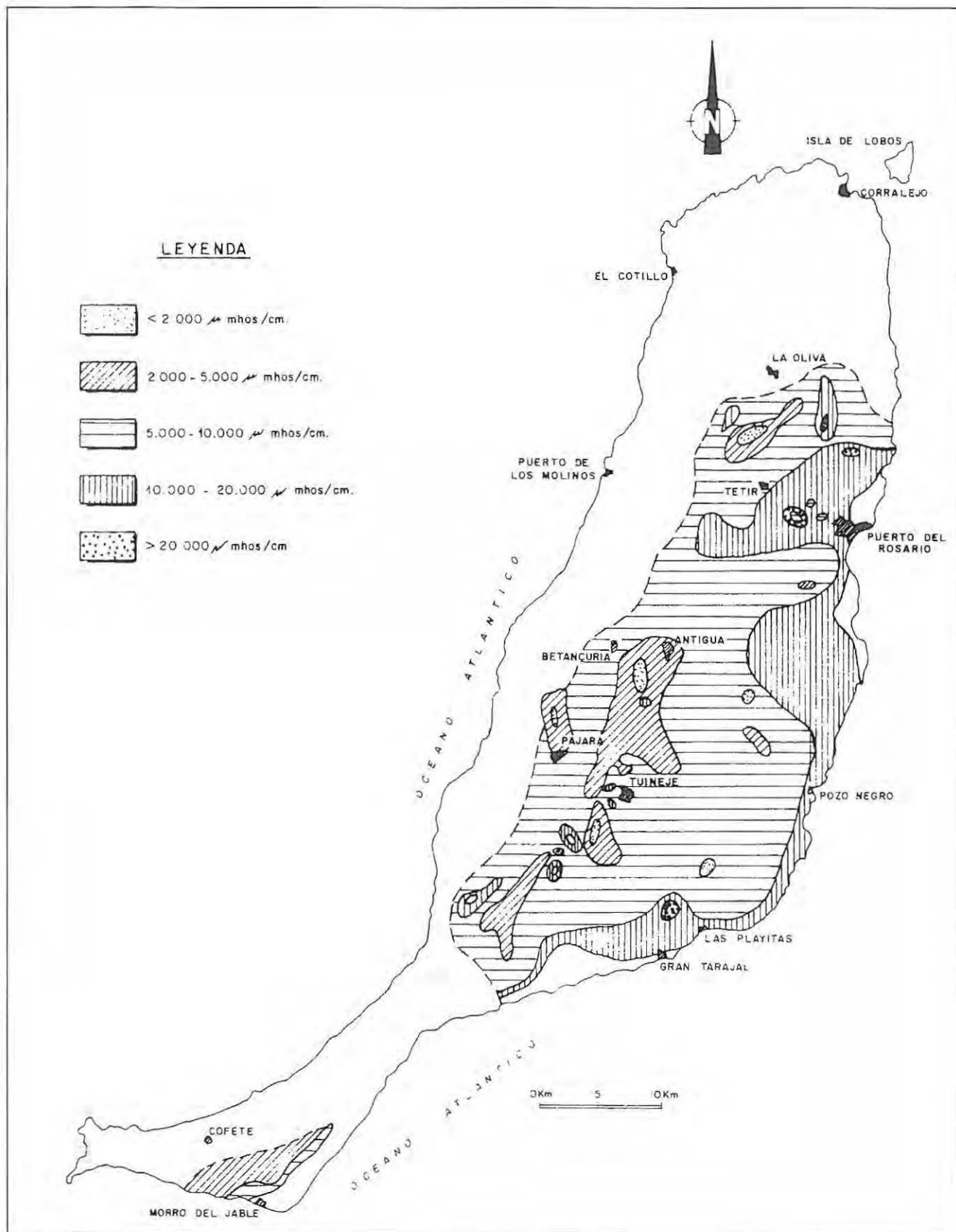


Fig. 7.5.- Esquema de la conductividad del agua subterránea (según ITGE (1992a)).

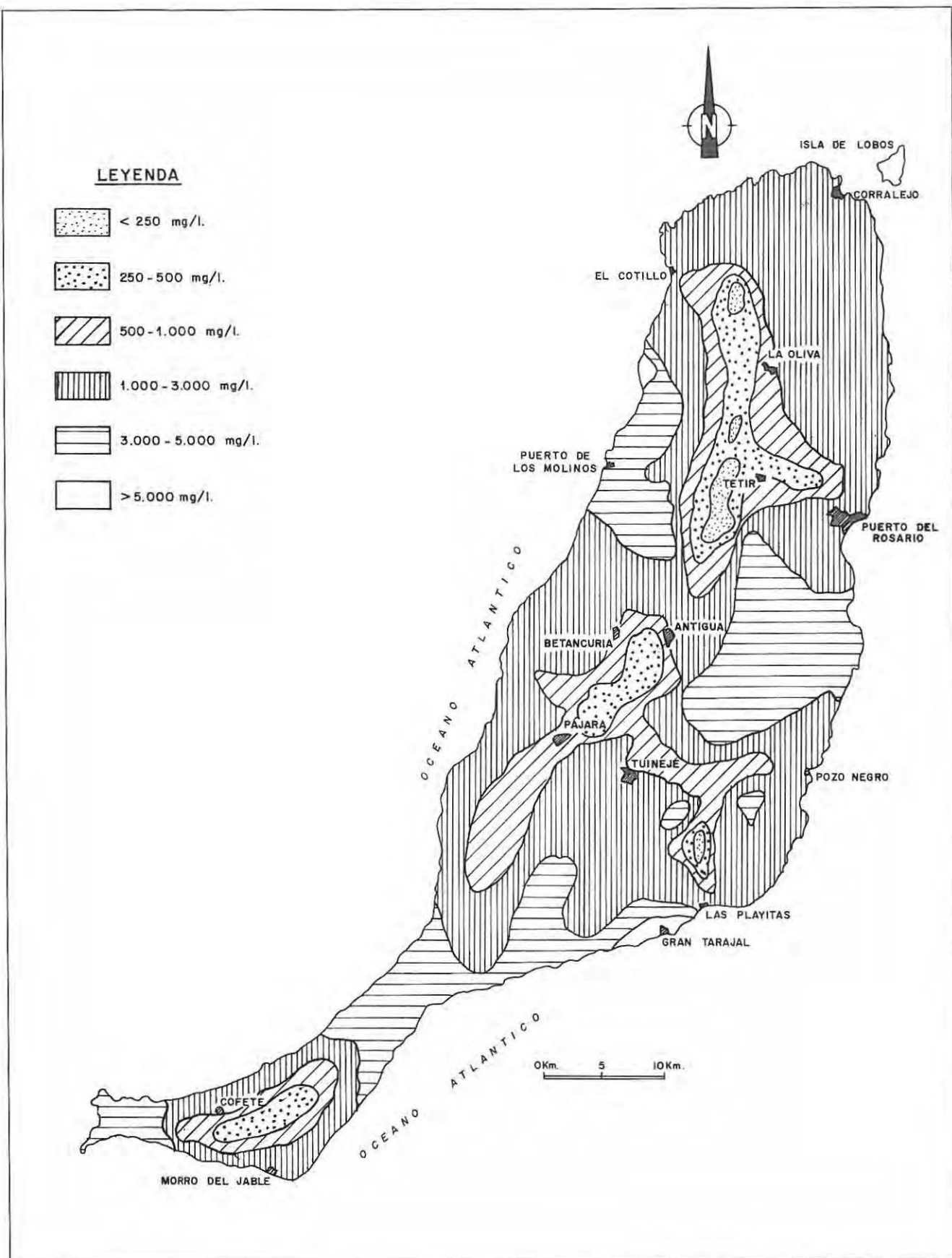


Fig. 7.6.- Esquema de contenidos en el ión Cl^- del agua subterránea. (según SPA/15 (1975) , en ITGE (1992a)).

8. GEOTÉCNIA.

El siguiente capítulo trata de analizar, someramente, el comportamiento mecánico de los diferentes tipos de materiales presentes en la isla, con el fin de realizar una aproximación a los problemas geotécnicos que puedan surgir tanto por causas naturales, como debidas a acciones de construcción.

Las estimaciones y valoraciones que se dan son meramente cualitativas, al no haberse efectuado ensayos o medidas geotécnicas que permitan la cuantificación real de las propiedades.

Para la redacción del capítulo se ha partido de la cartografía geotécnica general de la isla, IGME (1976a), aunque se han modificado, en parte, los criterios allí expuestos referentes a la delimitación de zonas y áreas.

8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA. CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LAS ZONAS.

Atendiendo a criterios geológicos, hidrogeológicos y geomorfológicos, se ha dividido la isla en 4 grandes áreas geotécnicas subdivididas a su vez en 10 zonas en total. Cada una de ellas representa un recinto relativamente homogéneo frente a las demás, en cuanto a sus características geotécnicas.

En la Tabla 8.1, se resumen las diferentes áreas y zonas distinguidas en el conjunto de la isla.

En general todos estos materiales son muy coherentes y duros, si bien con un grado de diaclasado y fracturación importante.

Características geomorfológicas. El relieve de esta unidad es bastante monótono y homogéneo, en cuanto a que no existen grandes diferencias morfológicas entre relieves de una litología determinada y los de otra, debido a la fuerte intrusión filoniana, que imprime un carácter morfológico similar en los distintos materiales que atraviesa. En general, se caracteriza por la presencia de formas alomadas, no demasiado elevadas, pero de laderas pronunciadas. Está, igualmente, seccionado por numerosos barrancos que conforman una topografía compleja y abrupta.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Presentan una red de drenaje de tipo dendrítico, constituida por numerosos barrancos muy jerarquizados pero de escasa profundidad y recorrido. Esto favorece el drenaje superficial, ya que la roca tiene escasa permeabilidad primaria, predominando la de tipo secundaria dada la fisuración de estos materiales.

Dicha fracturación favorece en parte la infiltración vertical del agua que permite que a cierta profundidad existan pequeñas zonas saturadas.

Capacidad portante. Al ser materiales coherentes y estables tienen elevada resistencia y, por tanto, una capacidad de carga alta, si bien puede verse algo afectada en algunas zonas muy alteradas.

TABLA 8.1.- ÁREAS Y ZONAS GEOTÉCNICAS DE LA ISLA.

AREAS	ZONAS
I.- Materiales del Complejo Basal.	
II.- Materiales volcánicos Miocenos y excepcionalmente sedimentos de dicha edad.	II ₁ .- Coladas basálticas. II ₂ .- Brechas líticas. II ₃ .- Piroclastos básicos (lapillis).
III - Materiales volcánicos Plio-Cuaternarios.	III ₁ .- Coladas básicas del Plioceno y Pleistoceno inferior. III ₂ .- Malpaís de basaltos recientes. (Pleistoceno medioHoloceno). III ₃ .- Piroclastos básicos.
IV.- Sedimentos Plio-Cuaternarios.	IV ₁ .- Depósitos aluviales. IV ₂ .- Depósitos de vertiente (coluviones, etc...). IV ₃ .- Arenas eólicas. IV ₄ .- Cuencas arenoso-arcillosas.

8.1.1. Area I: Materiales del Complejo Basal.

Características litológicas y estructurales. El Complejo Basal está constituido por un conjunto heterogéneo de rocas volcánicas, plutónicas y filonianas, de carácter eminentemente básico y ultrabásico. Los cuerpos intrusivos comprenden ijolitas, melteigitas, sienitas, piroxenitas y gabros, mientras que las rocas volcánicas son mayoritariamente basaltos y no presentan una estructura definida. Atravesando todo lo anterior existe una densísima red de diques, que a menudo supera el 75% con respecto a la roca encajante. Estos diques tienen composiciones básicas y, dada su abundancia, son los que, en definitiva, confieren sus propiedades geomecánicas al conjunto.

Incluidos en esta formación, existen, igualmente, una serie de sedimentos de edad cretácica localizados, fundamentalmente, en el área de Pájara, cerca de la costa.

Facilidad de excavación. Son materiales duros, no ripables. Su removilización requiere el empleo de máquinas o explosivos.

Estabilidad de taludes. En general presentan buena estabilidad los taludes verticales o casi verticales, con alturas superiores a 2 ó 3 metros, que son las alturas medias observadas en cortes naturales de la zona. En casos de buzamientos a favor de la pendiente, la estabilidad es más reducida, pero también buena, por lo general.

8.1.2. Area II. Materiales volcánicos miocenos.

8.1.2.1. Zona II₁: Coladas basálticas.

Comprenden las coladas y diques basálticos de todos los tramos de esta fase volcánica, así como algunos materiales traquíticos intrusivos mucho menos abundantes.

Características litológicas y estructurales. Se trata de coladas basálticas coherentes y poco escoriáceas, de color oscuro. Forman potentes apilamientos de numerosas unidades lávicas, con potencias globales visibles de hasta 200 m de altura, llegando, en algunos sectores, a sobrepasar los 400 m y adoptando una disposición tabular. Presentan suaves buzamientos (inferiores a 10°) con inclinación hacia el mar. Sus espesores individuales oscilan entre 2 y 3 m y, a veces, presentan disyunción columnar, principalmente en las partes superiores de los relieves, siendo, en general, escasos los niveles piroclásticos y almágres intercalados en ellos. Ocasionalmente, pueden aparecer entre las coladas, pequeños niveles sedimentarios de espesores próximos al metro.

Es en las zonas altas de los relieves, donde las rocas aparecen más frescas, mostrando, hacia los tramos inferiores, un mayor grado de alteración, sobre todo en las zonas más superficiales, con procesos de oxidación de tipo iddiográfico o con fuertes serpentinizaciones.

Con frecuencia están atravesadas, preferentemente en los tramos inferiores de la serie, por diques más o menos verticales, de composición similar a esas mismas coladas.

Características geomorfológicas. Estos apilamientos de lavas originan los relieves más prominentes de la isla, con potencias en algunos casos superiores a 700 m. Son estructuras tabulares, alargadas, cuyas laderas suelen ser verticales, aunque están suavizadas, en sus partes inferiores, por los depósitos de laderas.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Estos materiales son, por su naturaleza, impermeables, favoreciendo la escorrentía superficial. No obstante, la infiltración se produce de manera notable a través de las abundantes diaclasas y fisuras. Ocasionalmente, los niveles de almágres intercalados en las lavas pueden funcionar como pequeños acuíferos colgados.

Capacidad portante. Estos materiales rocosos tienen una alta capacidad portante. En ocasiones la alteración superficial y el diaclasado, acusado en algunos casos, pueden modificar las condiciones originales, produciéndose asentamientos de escasa consideración. La presencia de bases escoriáceas en las coladas y depósitos piroclásticos y sedimentarios intercalados no suponen, generalmente, grandes afecciones a la resistencia mecánica.

Facilidad de excavación. La ausencia de ripabilidad obliga a su excavación empleando explosivos o métodos mecánicos.

Estabilidad de taludes. Generalmente estos materiales tienen una estabilidad alta, con taludes naturales y artificiales pronunciados. No obstante, el diaclasado columnar puede favorecer la individualización de bloques y su desprendimiento por flexión. También, la presencia de materiales menos competentes intercalados pueden favorecer descalces e inestabilidades en taludes aparentemente estables.

8.1.2.2. Zona II₂: Brechas líticas.

Comprende una serie de brechas tectónicas o de colapso presentes en la mayoría de los tramos si bien las de mayor extensión son las llamadas Brechas Ampuyentas, situadas en el sector norte de la isla, así como una serie de sedimentos asociados.

Características litológicas y estructurales. Se trata, generalmente, de depósitos diversos de materiales brechoides heterométricos y sin ordenación ni selección, formados por fragmentos angulosos y subangulosos de rocas basálticas y, más raramente ígneas. Están englobados en una matriz fina de carácter arcilloso-arenoso, que a veces es dominante. Los tamaños varían

entre escasos centímetros y 40-50 cm, pudiendo existir, ocasionalmente, algunos algo superiores. En determinadas zonas, los depósitos están formados casi exclusivamente por coladas muy rotas y fragmentos en grandes bloques (megabloques).

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

En conjunto, esta unidad se dispone subhorizontalmente.

Características geomorfológicas. Estos materiales brechoides constituyen un relieve alomado que está condicionado, y probablemente preservado, por la red filoniana que atraviesa a esta unidad, ya que la línea de cresta de loma se orienta según una dirección NE-SO coincidente con la de la intrusión de los diques. A su vez, este relieve está disectado por numerosas barranqueras.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. La permeabilidad de estas brechas es de tipo secundario y está condicionada por la fisuración asociada a la inyección filoniana, ya que la matriz de las brechas en sí es poco permeable.

Capacidad portante. Se prevén asentamientos no tolerables, ya que el grado de consolidación no es suficiente. Su capacidad de carga es variable pues hay distintas facies de brechas, pero en general no es alta.

Facilidad de excavación. En general presentan una ripabilidad media siendo excavables mediante palas mecánicas. Pueden existir zonas algo más consolidadas, en las que la extracción sea algo más compleja.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales y artificiales observados alcanzan alturas de más de 15 m. Estos suelen ser estables, si bien, dada la naturaleza granular del depósito, pueden existir chineos, desmoronamientos y caídas de bloques, principalmente en épocas de grandes lluvias.

8.1.2.3. Zona II₃: Piroclastos básicos (lapillis).

Se agrupan en esta zona una serie de piroclastos de tamaños diversos, así como niveles de almágres.

Características litológicas y estructurales. Los conos de tefra miocenos suelen estar bastante meteorizados y en muchos casos enterrados por coladas de la propia fase miocena; en general están constituidos por lapillis y escorias con tamaños comprendidos entre 0,5-6 cm. Ocasionalmente, pueden existir algunas bombas volcánicas que superan los 20-40 cm. Los niveles de lapilli y almágres suelen adoptar disposiciones subhorizontales, paralelos a las coladas basálticas entre las cuales se intercalan. En general, los colores de estos materiales piroclásticos son pardo-negruzcos, si están frescos, y rojizos si están oxidados; asimismo, los almágres son exclusivamente rojizos.

Características geomorfológicas. En general, los conos de tefra adoptan morfologías suaves con pendientes bajas, si bien ocasionalmente pueden estar localizados en laderas escarpadas y seccionadas por barranqueras como ocurre en el Edificio Majada del Chupadero.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. La gran porosidad existente en los conos de tefra hace que tengan permea-

bilidad primaria alta, mientras que los niveles de almagre suelen funcionar como capas poco permeables asociándose a ellos niveles de rezumes y algunos manantiales.

Capacidad portante. Su capacidad de carga varía entre media y alta, dada su heterogeneidad granulométrica y diferente grado de consolidación.

Facilidad de excavación. Suelen ser materiales ripables mediante el empleo de pala mecánica.

Estabilidad de taludes. Admiten taludes bastante verticalizados, si bien el ángulo de reposo de estos materiales piroclásticos varía entre 25° y 45°. El talud resultante variará igualmente en función del grado de consolidación del depósito.

8.1.3. Area III: Materiales volcánicos plio-cuaternarios.

8.1.3.1. Zona III₁: Coladas básicas del plioceno-pleistoceno inferior.

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas horizontales que alcanzan gran extensión, rellenando los valles existentes entre los relieves miocenos. Forman apilamientos de varias unidades lávicas, de espesores individuales entre 3 y 10 m. Son rocas masivas y coherentes, poco vesiculares, con diaclasado columnar vertical y lajeado subhorizontal en las partes internas. El grado de alteración es bajo, en general. Superficialmente, suelen tener algún recubrimiento detrítico o encalichamiento superficial muy marcado, si bien, normalmente, de escaso espesor (rara vez mayores de 1 m).

Características geomorfológicas. Estas coladas suelen ocupar los interfluvios entre los paleorrelieves miocenos, presentando superficies planas o en rampas poco inclinadas y estables. Localmente, hay coladas que han producido descuelgues a favor de las laderas miocenas.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Constituyen materiales permeables a semipermeables debido, principalmente, a los procesos de fisuración. El drenaje superficial es aceptable.

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

Facilidad de excavación. Su excavación requiere el empleo de gran potencia, siendo recomendable, en la mayoría de los casos, el empleo de voladuras previas para facilitar la acción de la maquinaria.

Estabilidad de taludes. El factor morfológico y la estabilidad natural que presentan 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. Igualmente, pueden ocurrir desprendimientos locales, por inividualización de bloques a partir del diaclasado columnar.

8.1.3.2. Zona III₂: Malpaís de basaltos recientes del pleistoceno medio-holoceno.

Comprende las coladas basálticas emitidas durante la fase volcánica reciente.

Características litológicas y estructurales. Son lavas muy escoriáceas en superficie y en su base, con un carácter más coherente y masivo en su interior, donde suele desarrollarse un diaclasado columnar acusado. La vesicularidad en esta parte de las coladas es baja y poco conectada.

Tienen espesores individuales de 1-4 m y superficialmente conservan aún el malpaís.

Características geomorfológicas. Suelen presentar morfologías planas, de poco relieve, salvo en las proximidades del centro de emisión en donde se forma una gran acumulación de bloques a modo de morrena frontal, con taludes relativamente altos y riesgos de movimientos de ladera al rodar los bloques lávicos.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. En general son materiales relativamente permeables y porosos, siendo mayor su permeabilidad en las zonas escoriáceas y fisuradas. El drenaje superficial es moderado.

Capacidad portante. La capacidad portante de estos materiales es media, debido a su naturaleza frecuentemente escoriácea y vesicular. Puede alcanzar, no obstante, valores altos. Los asientos son, en general, tolerables.

Facilidad de excavación. La ripabilidad de estas coladas es nula, por lo que son necesarios medios mecánicos o explosivos para su excavación.

Estabilidad de taludes. Los taludes excavados son estables para ángulos muy pequeños (rara vez mayores de 30°). Hay gran facilidad para desprendimientos dado el carácter escasamente consolidado de los mismos y la fuerte fracturación.

8.1.3.3. Zona III₃: Piroclastos básicos.

Características litológicas y estructurales. Son materiales granulares altamente vesiculares que, en general, forman depósitos relativamente sueltos o poco consolidados, dada su edad reciente. Están compuestos, principalmente, por lapillis y escorias, cuyos tamaños oscilan entre escasos milímetros y 10 a 20 cm. Las fracciones mayores suelen corresponder a las bombas volcánicas que, frecuentemente, se hallan englobadas en los depósitos, alcanzando tamaños entre escasos centímetros y 1 m. En general, presentan una coloración negra, excepto en las partes altas y más externas de los edificios, que es rojiza, debido a la oxidación sufrida.

Características geomorfológicas. Suelen originar edificios o conos volcánicos de relieve sobresaliente sobre su entorno. Sus laderas son pronunciadas (22°-35°) y fácilmente desmoronables. Los depósitos más antiguos se encuentran enterrados o en laderas de barrancos, al ser intersectados por éstos.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Tienen una porosidad conectada elevada, por lo que el drenaje superficial es bajo y su permeabilidad media-alta, si bien, estas condiciones iniciales pueden modificarse notablemente con la edad y la alteración del material.

Capacidad portante. La capacidad de carga es media-alta, debido a la heterogeneidad granulométrica, pudiendo existir pequeños asientos tolerables.

Facilidad de excavación. Son materiales fácilmente ripables, si bien, hay zonas encalichadas que deben excavarse mediante maquinaria más pesada (retropalas o máquinas excavadoras), no siendo necesario el empleo de explosivos.

Estabilidad de taludes. En general el ángulo de estabilidad de los depósitos piroclásticos varía entre 25° y 35°. Ahora bien, en muchas canteras, se han observado frentes de explotación sub-

verticales. Estos ángulos tan verticalizados pueden presentar problemas de chineos y desplomes.

8.1.4. Area IV. Sedimentos plio-cuaternarios.

8.1.4.1. Zona IV₁: Depósitos aluviales.

Características litológicas y estructurales. Son depósitos detríticos groseros, heterométricos, compuestos por cantos basálticos subredondeados, englobados en una matriz arenosa. La potencia visible que alcanzan suelen ser del orden de 2 a 4 m. Superficialmente, tienen una costra de caliche que proporciona cohesión al depósito.

Características geomorfológicas. Se disponen horizontalmente sobre el Complejo Basal y las coladas de la Fase miocena, constituyendo superficies planas más o menos extensas y continuas, si bien, están disectadas por la red hidrográfica.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Son materiales altamente permeables, que pueden contener pequeños niveles saturados.

Capacidad portante. La capacidad de carga es baja, en general, con asientos importantes en la mayoría de los casos.

Facilidad de excavación. Es mediana debido al grado de consolidación que alcanzan estos depósitos.

Estabilidad de taludes. Los cortes naturales observados muestran siempre ángulos pronunciados, si bien su estabilidad es precaria, sobre todo ante condiciones de lluvias fuertes.

8.1.4.2. Zona IV₂: Depósitos de vertiente.

Características litológicas y estructurales. A penas se distinguen litológicamente de los materiales vistos anteriormente, tratándose igualmente de depósitos detríticos groseros, heterométricos, muy poco seleccionados. Están constituidos mayoritariamente por cantos de naturaleza basáltica. En general, tienen una matriz arenosa con proporciones variables de arcilla.

Características geomorfológicas. Mientras los depósitos de barranco y terrazas de la zona IV₁ se disponen en concordancia con la red de drenaje principal y adoptan una disposición subhorizontal, los depósitos de ladera y conos de deyección se desarrollan sobre las laderas de los relieves más importantes y adoptan una inclinación bastante elevada, sobre todo en su parte inicial. En algunos casos presentan costras de caliche que le confieren mayor consolidación al depósito.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Debido a su naturaleza detrítica suelen ser materiales permeables, favoreciendo la infiltración y el desarrollo de pequeños acuíferos.

Capacidad portante. En general, presentan una baja capacidad de carga con asientos importantes en valor absoluto.

Facilidad de excavación. Son fácilmente ripables mediante pala mecánica o métodos tradicionales. Ocasionalmente, pueden existir zonas encalichadas que provocarían algún problema mayor para su excavación, pero fácilmente superable.

Estabilidad de taludes. En los cortes naturales de algunos barrancos llegan a observarse algunos pequeños taludes de coluviones, menos estables que los depósitos aluviales de parecida naturaleza, existiendo graves riesgos de caídas de piedras en épocas de lluvias.

8.1.4.3. Zona IV₃: Arenas eólicas.

Se agrupan en esta zona las formaciones de arenas eólicas, tanto pleistocenas como holocenas.

Este tipo de depósitos puede alcanzar una representación considerable dentro de algunas zonas de la isla, principalmente, cerca de la costa, presentando distinto grado de consolidación, en función de su edad.

Características litológicas y estructurales. Se trata de depósitos constituidos por arenas calcáreas de granulometría fina y de color amarillento. Se diferencian entre sí, principalmente, por un mayor o menor grado de consolidación, siendo compactadas y fijas (en el caso de las más antiguas) y sueltas y móviles, las más modernas.

Características geomorfológicas. Originan morfologías planas o relativamente suaves, con pendientes inferiores al 5%. Sus espesores visibles, según algunos sondeos, oscilan entre escasos metros hasta 20-30 m.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Son materiales muy porosos y sumamente permeables en donde la escorrentía o drenaje superficial es escasa o nula.

Capacidad portante. La capacidad de carga es baja con asientos no tolerables.

Facilidad de excavación. Tanto los depósitos sueltos como los más consolidados tienen buena capacidad de extracción mediante una pala excavadora.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales, observados en los depósitos consolidados, tienen ángulos casi verticales y alturas hasta de 10-20 m. Admiten incluso zonas en voladizo, pero de evidente estabilidad precaria. El equilibrio es fácilmente roto por la acción de lluvias fuertes y persistentes, facilitando el desprendimiento de las paredes. En el caso de los depósitos de arenas más recientes, su ángulo de reposo es menor, por lo que los taludes deben ser por fuerza más tendidos, como se observa en algunas dunas.

8.1.4.4. Zona IV₄: Cuencas arenoso-arcillosas.

Características litológicas y estructurales. Constituyen un material relativamente suelto, de naturaleza arenoso-arcillosa y granulometría media-fina, predominando las coloraciones rojizas. Se disponen horizontalmente cuando aparecen en los fondos de valles, pero pueden estar fuertemente inclinados cuando tapizan sus laderas. Sus espesores pueden ser de varios metros.

Características geomorfológicas. Adoptan una morfología aplana, frecuentemente acarcavada debido a su baja cohesión.

Características hidrológicas e hidrogeológicas. Dada su naturaleza arcillosa tienen un carácter impermeable, favoreciéndose su erosión torrencial. Son asimismo frecuentes los encharcamientos.

Capacidad portante. Presentan una capacidad de carga baja y pueden presentar localmente problemas de estabilidad por posibles expansiones de las arcillas.

Facilidad de excavación. Son fácilmente extraíbles con pala.

Estabilidad de taludes. Su estabilidad es, por lo general, muy

deficiente para ángulos superiores a 40°-45°, si bien puede mejorar algo con el grado de compactación del depósito.

8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS.

En el conjunto de la isla no se detectan, "a priori", riesgos geológicos que supongan una amenaza inminente a las poblaciones e infraestructuras asentadas en la zona. Se citarán a continuación, no obstante, una serie de riesgos, que aunque de baja incidencia, pueden manifestarse ocasionalmente.

Riesgo volcánico.- La incidencia de este riesgo es de grado muy bajo. No obstante, la existencia en la isla de erupciones volcánicas en épocas relativamente recientes (apenas algunos miles de años), como es el caso de Montaña La Arena, indica, que, aunque no suponga un peligro inminente o previsible a corto plazo, si debe, al menos tenerse en cuenta.

Riesgo de inestabilidades de laderas.- La inestabilidad de algunas laderas y los desprendimientos de rocas de las partes superiores de los relieves miocenos o "cuchillos", condicionados por el diaclasamiento columnar de las coladas, es, quizás, el riesgo de mayor incidencia en la isla, junto con el de algunos acantilados costeros. Igualmente, en los depósitos constituidos por la brecha miocena de tipo Ampuyenta, pueden darse algunos problemas de estabilidad. Su incidencia es, no obstante, poco frecuente, si bien puede incrementarse en épocas de lluvias fuertes.

Dado el emplazamiento habitual de los núcleos habitados, en zonas llanas, este tipo de peligros afecta mayormente a las vías de comunicación y a núcleos o barrios que están al pie de las laderas, como puede ser, por ejemplo, Vallebrón.

Riesgo de erosión.- El máximo peligro se da en las laderas de los valles, donde la ausencia de vegetación importante y la erosionabilidad de los materiales que las recubren (depósitos arenosos-arcillosos, etc.) facilitan la acción erosiva de las aguas de arroyada, en época de fuertes lluvias. Estas no son frecuentes, pero cuando se dan, se manifiestan por una rápida descarga, con desarrollo de avenidas torrenciales destructivas.

Igualmente, debe considerarse el riesgo de erosión marina con incidencia generalizada a lo largo de toda la costa. La actividad erosiva del mar produce un socavamiento continuo en la base de los acantilados, favoreciendo su inestabilidad, con la consiguiente caída de bloques, de manera esporádica.

Riesgos de subsidencia del terreno.- Al no existir materiales "kársticos" ni sales en la isla, únicamente pueden verse afectados por este riesgo los malpaisos recientes del norte de la isla, del Edificio Montaña Quemada o del área de Caldera de Gairía, en el caso de la hipotética existencia de tubos volcánicos subterráneos. Este hecho no ha sido estudiado con detalle.

Riesgo eólico.- El peligro de mayor incidencia es la invasión de la carretera Puerto del Rosario-Corralejo por arena procedente del campo de dunas de Corralejo, al ser removilizada por el viento de componente NE. En cualquier caso, el volumen de arena desplazado es bajo y dicho riesgo ya está considerado en la señalización viaria de la carretera. Para evitar este riesgo y restituir a su origen el bello paisaje, es más recomendable quitar la carretera que retirar continuamente la arena. La incidencia de este fenómeno es muy baja en el resto de la isla.

Riesgo de inundaciones.- Este tipo de riesgo geológico, no es muy previsible en la isla, dadas las escasas precipitaciones que tie-

nen lugar en el área. La ocupación antrópica de los cauces de los barrancos no es importante, por lo que en caso de hipotéticas inundaciones el desarrollo catastrófico de las mismas no supondría una agresión considerable a propiedades o vidas humanas.

8.3. VALORACION GEOTÉCNICA.

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

8.3.1. Terrenos con características constructivas desfavorables.

Dentro de este grupo se incluyen los depósitos de formaciones superficiales, es decir, los depósitos aluviales y coluviales, los de naturaleza arcillosa y las formaciones de arenas eólicas, así como los depósitos de brechas. En ellos concurren una serie de limitaciones comunes de tipo geotécnico y geomorfológico, como son, principalmente, una capacidad de carga baja debido a su reducido grado de consolidación. Los asentamientos absolutos esperados son, por tanto, elevados y los diferenciales importantes. Desde el punto de vista geomorfológico, las pendientes en los depósitos coluviales favorecen la inestabilidad.

No se presentan, por el contrario, problemas hidrogeológicos importantes, en cuanto no se alcancen, por las cimentaciones, niveles freáticos próximos a la superficie.

8.3.2. Terrenos con características constructivas aceptables.

Se han agrupado dentro de este apartado las coladas basálticas de la fase pleistocena media-holocena y los depósitos piroclásticos asociados, tanto con esta fase como con la de edad miocena.

Las coladas basálticas recientes, tienen capacidad portante media-baja, siendo necesario cerciorarse de su estabilidad, en caso de cimentaciones profundas o de obras de cierta envergadura. Además, debe tenerse en cuenta la nula ripabilidad del material, que se manifiesta en su dificultad de excavación, siendo necesario el empleo de martillo neumático y/o explosivos para fragmentar el material. En general, admiten taludes naturales y artificiales con ángulos pronunciados, y no presentan problemas geomorfológicos, ya que estas coladas tienen pendientes muy suaves.

8.3.3. Terrenos con características constructivas favorables.

Los materiales del Complejo Basal, las coladas basálticas miocenas y los de edad pliocena-pleistocena son los materiales más favorables existentes en la isla, ya que presentan alta capacidad portante y baja compresibilidad, con asentamientos despreciables. No existen, "a priori", limitaciones en cuanto a cargas de trabajo y admiten taludes muy verticalizados. Únicamente hay que tener en cuenta la posibilidad de caídas de bloques de poca importancia, en las fuertes laderas de materiales miocenos, y en algunos cortes de los barrancos para las coladas pleistocenas.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS.

En este capítulo se hace una síntesis sobre los aspectos de

explotación y aprovechamiento de rocas y minerales industriales existentes en la isla. Para ello se ha empleado el reciente estudio de ITGE (1992b) y el mapa de rocas industriales a escala 1:200.000, IGME (1976b), además de otros trabajos específicos. Se ha completado el tratamiento con las observaciones realizadas durante la ejecución de la cartografía base, a escala 1:25.000.

En la isla de Fuerteventura no existen yacimientos minerales metálicos importantes de interés económico; cabe resaltar solamente trabajos de investigación como los estudios realizados por el Instituto Geológico y Minero de España en 1978, sobre las posibilidades de sulfuros y minerales con tierras raras en algunos tipos petrológicos concretos pertenecientes al Complejo Basal: para los sulfuros se investigaron las lavas y piroclastos en parte submarinos, y algunas formaciones sálicas traquítico-sieníticas. Las tierras raras se han investigado en los afloramientos de carbonatitas de la serie plutónica ultraalcalina. En este sentido y de manera reciente, MANGAS *et al.* (1992), llevaron a cabo una campaña de exploración radiométrica de tierras raras, en el Complejo Basal de la isla. Obtuvieron los mejores resultados, en cuanto a mayores anomalías se refiere, en los afloramientos de rocas ultraalcalinas (ijolitas-sienitas-carbonatitas) localizados en: área del barranco de Agua Salada-barranco de Esquinzo y Playa del Tebeto (hojas de La Oliva y Punta de Paso Chico), Punta de Nao-Caleta Mansa, barranco del Aulagar, Punta Gaspar González-Punta del Viento, Punta D. Blás (hoja de Pájara) y Punta del Peñón Blanco-Risco Blanco (hoja de Huertas de Chalegua). Los valores obtenidos en estas rocas con el escintilómetro, oscilan entre 50 y 700 c/seg, por lo que consideran dichos afloramientos como posibles áreas potenciales de mineralizaciones de tierras raras, principalmente Th.

En el campo de las rocas industriales existe una moderada actividad extractiva, localizándose numerosas explotaciones sobre diversos materiales por toda la isla, que indican una actividad y un potencial notable, en épocas de mayor demanda. El sector de la construcción es el principal destinatario de la producción

explotaciones, condiciones de explotabilidad, localización y reservas. Analiza también las características litológicas, físicas y geotécnicas de los materiales explotables, al mismo tiempo que presenta una valoración socioeconómica de las mismas y sus reservas, con el fin de establecer su explotación racional y adecuada utilización.

Posteriormente, este mismo organismo, IGME (1984e), realizó trabajos de actualización y análisis de las investigaciones sobre rocas y minerales industriales, considerando todo el archipiélago canario. Otros organismos, como el Gobierno Autónomo de Canarias (1990) han realizado también estudios sobre los recursos de rocas de construcción en la isla.

En el estudio del ITGE (1992b) se analiza la información existente sobre este tipo de materiales, se establecen nuevos afloramientos de potencial interés. Se analizan sus cualidades y propiedades que definen sus usos y consumos más apropiados y, finalmente, se establece la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Los materiales principales que se explotan en Fuerteventura pueden dividirse en cuatro grupos: rocas volcánicas masivas (lavas e intrusivos) y diques del Complejo Basal, rocas volcánicas fragmentarias, rocas plutónicas y rocas sedimentarias. En la Fig. 9.1 puede verse un esquema con la ubicación de las explotaciones activas e inactivas existentes en la isla.

Las explotaciones activas están centradas sobre las siguientes sustancias, en orden de importancia: basalto, productos piroclásticos, arena eólica y gravas de fondo de barranco. El uso a que se destinan estos y otros materiales objeto de explotación en la isla, es principalmente como áridos naturales y de trituración, bloques de escollera, bloques de sillería y forjados, rocas ornamentales, etc.

En la Tabla 9.1 se refleja un resumen de las rocas que son o han sido objeto de explotación y el total de puntos considerados

TABLA 9.1.- MATERIALES EXPLOTADOS EN LA ISLA DE FUERTEVENTURA Y NUMERO DE EXPLOTACIONES.

MATERIAL EXPLOTADO	Nº DE EXPLOTACIONES
Arcilla y arena	3
Arena eólica	17
Basalto	59
Depósitos brechoides	3
Gabro	6
Grava	14
Productos piroclásticos	30
Sienita	1
Traquita	1

de rocas industriales, favorecido por la industria turística, que demanda un mayor número de empresas de áridos y rocas de construcción. Otro sector en el que se utilizan parte de estos materiales es el agrícola, al que van destinados principalmente los granulares de carácter piroclástico.

En el mapa de rocas industriales a escala 1:200.000 el IGME (1976b) presenta un inventario de los yacimientos de rocas industriales existentes en la isla, indicando el estado de las

para cada una de ellas.

Rocas volcánicas masivas y diques.

Bajo ésta denominación se incluyen todos aquellos materiales rocosos de carácter cohesivo, con estructuras y características geotécnicas semejantes. Destacan en este grupo las coladas basálticas, que constituyen el material más abundante de la isla. Dan lugar a la existencia de numerosas canteras, de las que la mayoría, se localizan en coladas basálticas de la Fase miocena.

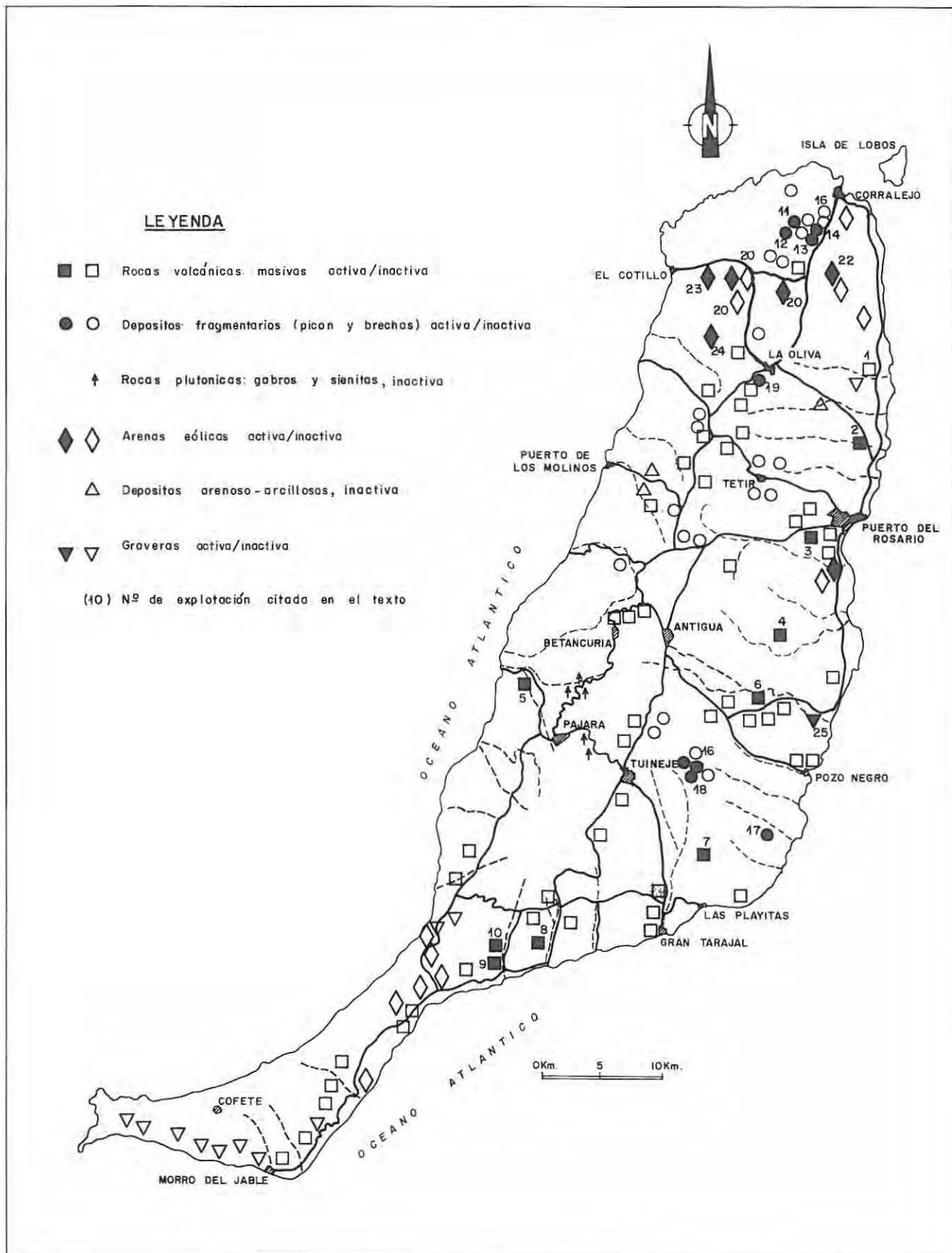


Fig. 9.1.- Mapa de explotaciones de rocas industriales.

La abundancia de material basáltico ha determinado los parámetros de ubicación de las explotaciones, siendo éstos, la facilidad de transporte y la mayor proximidad a los centros de consumo. Todas las explotaciones son a cielo abierto y de tamaño pequeño a mediano (en algún caso, de grandes dimensiones), donde la mayoría de ellas no tienen carácter permanente.

En general, la explotación se hace mediante voladuras aunque, en algunos casos, la fracturación y alteración de la roca permite el arranque por medios mecánicos. Casi todas las explotaciones activas de este material cuentan con instalaciones de machaqueo y clasificación. Los materiales de un grupo importante de las mismas se utilizan en el sector de la construcción para diversos usos: relleno, firme de carreteras, escollera y, de forma notable, como gravas de machaqueo para la fabricación de hormigón, actividad que representa casi el 50% de la producción.

Las principales canteras de este material se describen a continuación, siguiendo un orden de norte a sur de la isla. En el barranco del Cavadero próxima a la carretera del Puerto del Rosario-Corralejo (1) (hoja de La Oliva), se localiza una explotación activa sobre coladas basálticas pleistocenas. El material que se extrae es una roca oscura, masiva, poco vesicular, de composición basáltica olivinica, con abundantes enclaves o nódulos de dunita.

Dentro de esta misma área geográfica también se han explotado, aunque sin importancia cuantitativa, las coladas miocenas, en la zona de Morro Tabaiiba, en La Cañada de la Cruz y en las inmediaciones de la carretera de La Oliva-Lajares, a la altura del km².

En los Llanos de Guisgüey junto al barranco Barlondo y la carretera que se dirige a La Oliva (2) (hoja de Tetir), se localiza una cantera activa de dimensiones medias, con buen acceso y explotabilidad aceptable, que extraen material basáltico correspondiente a coladas miocenas de composición basáltica olivinica.

Otras explotaciones de este material, y dentro de esta misma área geográfica, actualmente abandonadas o inactivas, se localizan en: Punta de Atalaya (próxima a Puerto del Rosario); en La Matilla; en la zona de Vallebrón, y en varios puntos a lo largo de la carretera que va de Tefía a La Matilla.

En el área geográfica comprendida por las hojas de Antigua y Puerto del Rosario, las canteras activas de este material se localizan dentro de esta última. Una de ellas se ubica en el barranco de Lucas Méndez (3) junto a la carretera a Puerto del Rosario, y muy cerca de esta ciudad (2 km). Se trata de una explotación pequeña de carácter intermitente, con instalaciones de machaqueo y clasificación, la cual destina toda la producción para árido de machaqueo. Otra cantera se localiza al este de Montaña de Enmedio (4), donde se extraen basaltos miocenos en una explotación de dimensiones pequeñas que también destina la producción para árido de machaqueo. El ITGE (1992b), tomó muestras de dicha cantera, que, tras los ensayos realizados, dieron unos valores que permiten a estos basaltos ser utilizables como áridos de diversos usos: hormigón, tratamientos con ligantes bituminosos, bases de carretera, etc.

Otras explotaciones en esta misma área, actualmente inactivas o abandonadas, se localizan próximas a la carretera que se dirige de Antigua a Betancuria, entre el Morro de la Cruz y La Degollada del Valle, donde se ubican canteras que han explotado la malla filoniana del Complejo Basal, de composición basáltica.

También en el barranco de Jaifa y próxima a la carretera a

Puerto del Rosario, se encuentra una cantera que ha explotado el basalto, además de como árido de machaqueo, como roca de construcción. También se han explotado basaltos miocenos en zonas próximas a Playa Blanca. En el barranco de Las Tinajas se localiza una explotación inactiva de basaltos pliocenos.

En el área geográfica comprendida por las hojas de Pájara y Punta del Muellito, las canteras activas de basalto se localizan en: la carretera que une Pájara con el Puerto de la Peña, 1,5 km antes de llegar a Ajuy (5), donde se explotan los diques básicos de hasta 2 m de anchura, pertenecientes al Complejo Basal.

Otra cantera activa y de tamaño mediano, se localiza en las proximidades del barranco de La Antigua (6), próxima al camino que se dirige a Triquivijate. Se extraen materiales basálticos pliocenos, procedentes de coladas basálticas olivinicas, que se emplean como áridos de machaqueo.

En esta misma área geográfica, se localizan otras explotaciones inactivas o abandonadas en las siguientes zonas: al sur de Tiscamanita y al oeste de la carretera que se dirige a Tuineje.

Se han explotado materiales basálticos miocenos en varias zonas a lo largo de la carretera que se dirige desde la de Antigua-Pozo Negro a Casas de Las Salinas en sus primeros cinco kilómetros. Otras áreas donde se han explotado estos mismos materiales son al NE de Montaña de la Goma, junto a la carretera, y al sur de Montaña Blanca de Abajo.

En la zona comprendida por las hojas de Huertas de Chilegua a Pozo Negro, se ubica una cantera activa de pequeñas dimensiones, localizada en un paraje al sureste de Teguital (7), donde se extraen coladas basálticas de edad miocena, que presentan buenos frentes de explotación.

En esta misma zona, se localizan otras explotaciones inactivas o abandonadas: en las proximidades de Casas de Pozo Negro y Punta del Viento en una zona próxima a la carretera Pájara-La Pared; a la altura del Caserío de Huertas de Chilegua; al sur del Morro de Los Alguaciles, y también en las inmediaciones de Las Casitas (al SO. de Tuineje).

Más hacia el sur, en el área comprendida entre las hojas de Istmo de la Pared a Las Playas, las canteras activas se concentran en la zona comprendida entre el barranco Valle de Tarajalejo y el de Tarajal de Sancho. Los materiales explotados son, igualmente los basaltos miocenos, principalmente coladas, aunque ocasionalmente se han explotado algunos cuerpos intrusivos. Una de estas explotaciones se localiza al noroeste de Tarajalejo (8) y otras dos (9) y (10) al noreste de La Lajita, próximas al barranco de Tarajal de Sancho.

En esta misma zona se localizan otras explotaciones inactivas o abandonadas, como son: El Charco, próxima al cruce de carreteras; al este de la Degollada de Tisajorey; cantera del núcleo urbano de Gran Tarajal; al norte de la misma localidad (cerca del vértice Marisma); cerca de Giniginámar; al noroeste de Atalaya de Marquina Yosa; al norte de Casas de Matas Blancas, entre el barranco de Los Vachuelos y el de Gerepe; al oeste de Montaña Areguía y en las inmediaciones del barranco del Roque, al este de Las Playas.

En el área geográfica correspondiente a la península de Jandía, no existen, actualmente, canteras de basalto en actividad, si bien, en una zona próxima a la desembocadura del barranco del Mal Nombre, se ha extraído este material en una cantera de tamaño mediano. Próximas a este área, en Casas de Los Canarios de Abajo, se localizan otras explotaciones de tamaño más pequeño.

También en Casas de Pecenescal-Atalaya Chica; en Montañeta de Los Verodes-Risco de los Datos; en la ladera NE del barranco Valluelo de la Cal y al sur del vértice de Corral Bermejo.

Piedra de Tindaya. Son materiales rocosos sálicos, pertenecientes a los cuerpos intrusivos de Montañetas de Tebeto y Montaña Tindaya, de donde toman el nombre, al NO de la isla. Representan la única explotación activa en Fuerteventura de rocas de esta composición. Son rocas de composición cuarzo-traquítica, de color claro, con una alteración muy peculiar de óxidos de hierro y manganeso que se manifiestan en forma de laminaciones ondulares y cruzadas de color rojizo o anaranjado, dando a la roca una apariencia muy vistosa.

Los afloramientos permiten la extracción de masas de grandes dimensiones, relativamente homogéneas y poco fisuradas, que posibilita la explotación de la roca en forma de placas o bloques para su uso como roca ornamental en revestimientos de fachadas, utilizándose también en mampostería. Algunas casas y edificios de Puerto del Rosario están revestidos con esta piedra, y otros, incluso fuera de Fuerteventura, como por ejemplo el Hotel Mencey y el Edificio de la Caja Canarias, en Santa Cruz de Tenerife.

Algunas características técnicas importantes fueron obtenidas mediante ensayos realizados por el ITGE (1992b), sobre muestras tomadas en Montaña Tindaya:

Peso específico aparente:	2,238 gr/cm ³
Peso específico real:	2,48 gr/cm ³
Absorción:	4,58%
Porosidad:	10,20%
Resistencia a la compresión:	461,88 kg/cm ²

En plaqueta pulida se detectaron abundantes cavidades de tamaños milimétricos, lo que hace que el pulido no sea apropiado para este tipo de roca. La resistencia a los cambios térmicos dió un valor de 0,04% de pérdida en peso. Al someterse a choque térmico la roca presenta tonalidad parduzca, acentuándose el veteado rojo y negro de los óxidos.

Estas explotaciones presentan ciertos problemas de tipo administrativo y medio ambiental, debido a que Montaña Tindaya está declarada como Paraje Natural, encontrándose, pues, protegida por la Ley canaria de Espacios Naturales Protegidos. En el estudio del ITGE (1992b), para paliar esta dificultad, se sugiere el posible aprovechamiento de este tipo de rocas en Montañetas de Tebeto (hoja de Punta de Paso Chico), si bien en ese lugar su calidad es menor.

Rocas volcánicas fragmentarias

Dentro de este grupo se incluyen aquellos materiales granulares y poco cohesivos de carácter piroclástico, ya sean de tipo "fall" (lapilli y escorias), que forman, en su mayoría, edificios volcánicos, así como los depósitos correspondientes a la brecha Ampuyenta. Fundamentalmente, la mayoría de las explotaciones activas de este grupo se centran en los de tipo lapilli, localizados sobre todo en dos zonas de la isla: edificios del Malpaís de Corralejo, al norte (hoja de Tostón-Corralejo), y en los edificios de la alineación volcánica Arrabales-Gairía, al sureste (hojas de Pozo Negro y Pájara).

El lapilli o "picón", como se le denomina localmente a este material (y al lugar de extracción "piconera"), es de carácter granular muy vesicular, de tamaño comprendido entre 2 y 64 mm, de composición basáltica y color negro o rojizo, dependiendo de su estado de oxidación. Su extracción es poco costosa, ya que los depósitos están poco consolidados, por lo que

son altamente ripables. Generalmente, la explotación se realiza mediante una pala mecánica.

El campo industrial de aplicación de estos materiales es principalmente el de áridos naturales o de trituración, bien como material de relleno, en el caso de escorias o materiales gruesos, bien como áridos ligeros, cuando es más fino, como en el caso del lapilli. Su buena estabilidad frente a disolución de sulfato magnésico y granulometría los hacen útiles, en general, para todo tipo de áridos, ITGE (1992b). También se emplean para fabricar bloques de cemento. No son válidos para estructuras armadas, debido a que su composición ataca, con el tiempo, las vigas de hierro. En labores agrícolas se suele emplear para cubrir las tierras de cultivo con un capa 15-20 cm de espesor, evitando de ésta forma la evaporación diurna, al mismo tiempo, que absorbe la humedad atmosférica durante la noche.

En la zona del Malpaís de Corralejo, todas las explotaciones están localizadas en las inmediaciones de los edificios volcánicos de la alineación Montaña Colorada-Bayuyo. Las más importantes se sitúan al este del edificio Las Calderas (11 y 12) y al sur del vértice Bayuyo (13 y 14). Son canteras de gran tamaño, con potencias visibles del orden de 20 a 30 m. Otras explotaciones relevantes en el área son: las del edificio Montañeta del Morro Francisco (15), también en las laderas sur de Montaña Colorada y Caldera Rebanada, y en algunos puntos de la ladera noroccidental de Caldera Encantada. Las reservas de picón en este área son elevadas, debido al gran número de edificios volcánicos existentes.

Un cálculo aproximado del volumen de lapilli de los conos piroclásticos recientes en esta zona, estimado por CENDRERO (1966), es el siguiente:

EDIFICIOS	VOLUMEN PIROCLÁSTICO
Montaña Colorada	23 x 10 ⁶ m ³
Morros del Bayuyo-Vallichuelo Alto	41 x 10 ⁶ m ³
Caldera Rebanada-Caldera Encantada	45 x 10 ⁶ m ³
Las Calderas	70 x 10 ⁶ m ³
Bayuyo-Montaña San Rafael	110 x 10 ⁶ m ³

En la alineación volcánica Arrabales-Gairía, en la mitad meridional de la isla, las explotaciones se centran en el edificio de Caldera de la Laguna (16). Las canteras son de tamaño pequeño o mediano, en función del tamaño del depósito, extrayéndose también, aunque de manera menos continuada, en la ladera sur del volcán de Jacomar (17), además de otra cantera de carácter intermitente en la ladera sur de Caldera de Liria (18). Alrededor de la Caldera de Gairía (vértice Agua de Bueyes) y actualmente fuera de los límites de Paraje Natural de igual nombre, se realizan extracciones de lapilli de forma esporádica. El volumen de lapilli de estos conos piroclásticos estimados por CENDRERO (*op.cit.*) es:

EDIFICIOS	VOLUMEN PIROCLÁSTICO
Caldera de la Laguna	32 x 10 ⁶ m ³
Caldera de Liria	28 x 10 ⁶ m ³
Caldera de Gairía	234 x 10 ⁶ m ³
Jacomar	65 x 10 ⁶ m ³

Es de señalar que los edificios de Caldera de Liria y La Laguna se encuentran dentro del Paraje Natural de Pozo Negro, lo que impone limitaciones en cuanto a la extracción del material.

Existen otras explotaciones que tienen un marcado carácter intermitente o esporádico por toda la isla, estando en muchos casos abandonadas; son las siguientes: al norte de La Oliva, en Montaña Arena. En la ladera sur de Montaña Quemada y ladera este de la Ventosilla, al este de La Matilla y al sur de esta población en el área SO, de Montaña de La Caldera; también en Montaña de Piedra Sal, Montaña de San Andrés, La Caldereta y Cerro de Temejereque, todas ellas alrededor de Tetir. Igualmente se ha extraído material piroclástico en la ladera este de Montaña de Tirafé (al noreste de Valle de Santa Inés).

Han sido objeto de explotación los productos piroclásticos consolidados (tobas) de Montaña Bermeja, cerca del embalse de Los Molinos. Se trata de una roca muy vacuolar, formada por fragmentos de vidrio de diferentes tamaños, en los que se encuentran pequeños cristales de piroxeno; la roca está, en su conjunto, muy oxidada lo que le confiere un intenso color rojo. Se ha empleado como piedra de sillería en localidades próximas a la cantera. El ITGE (1992b), tras los ensayos realizados sobre una muestra de este material, desechó su uso como roca de construcción, recomendándose su utilización para jardinería, bordillos, etc.

Para evitar lo más posible la alteración e impacto ambiental que causan estas explotaciones, la manera de conservar este tipo de edificios es controlando las extracciones. Para ello, en general, se seleccionan una serie de edificios idóneos, en los que el impacto ambiental resultante sea mínimo, al mismo tiempo que las reservas aseguren el abastecimiento a los sectores consumidores.

En el caso concreto de la zona de mayor actividad extractiva de la hoja (Malpaís de Corralejo, sur del vértice Bayuyo), hay que decir en este sentido que desde lejos no son visibles, al menos desde las principales rutas o lugares turísticos (carretera La Oliva-Corralejo o el mismo Corralejo), manteniéndose, por tanto, la uniformidad paisajística del área.

En cuanto a los depósitos correspondientes a la brecha Ampuyenta, se explotan o se han explotado en diferentes lugares de la isla, aprovechando tanto el material fragmentario de pequeña granulometría de la matriz (ladera oeste de Montaña de Tao), como los megabloques basálticos en ocasiones, en La Capellanía, al sureste de la anterior y próxima a la carretera hacia Llanos de La Concepción. Generalmente este material se utiliza como árido natural y/o de machaqueo. Otra explotación de este material se localiza en una pequeña cantera activa al suroeste de La Oliva (19), próxima a la carretera.

TABLA 9.2.- RESUMEN DE LOS VALORES MEDIOS DE LOS ENSAYOS REALIZADOS CON BLOQUES DE BETANCURIA Y VEGA DE RIO PALMAS. ITGE (1992b).

AREAS		PLUTON DE BETANCURIA		COMPLEJO CIRCULAR DE VEGA DE RIO PALMAS	
ENSAYOS	ROCAS	GABROS ⁽¹⁾	SIENITAS ⁽²⁾	GABROS ⁽³⁾	SIENITAS ⁽⁴⁾
RESIST. CHOQUE (ALTURA ROTURA (cm) ESFERA 1000 g)		35-45	35-45	35-45	30-40
MICRODUREZA KNOOP (HK 100)		518,3-581,7	403,5-409,3	517,8-581,7	400,2-405,7
RESISTENCIA A LA FLEXION (Kg/cm ²)		276,56-286,87	222,78-226,83	218,73-232,23	175,02-236,23
RESISTENCIA A LA COMPRESION (Kg/cm ²)		1000,19-1074,54	912,37-1105,24	1114,60-1169,50	930,59-1096,55
HELADICIDAD % (PERDIDA EN PESO)		0,03-0,07	0,09-0,10	0,02-0,08	0,09-0,27
DESGASTE POR ROZAMIENTO (D. LINEAL MEDIO mm)		1,72-2,19	2,77-2,90	1,35-2,41	2,76-4,88
POROSIDAD (%)		0,12-0,56	0,62-0,68	0,03-0,69	0,59-2,81
ABSORCION (%)		0,19-0,20	0,23-0,28	0,01-0,24	0,22-1,25
P.E. REAL (g/cm ³)		2,89-2,93	2,63-2,66	2,91-2,96	2,28-2,65
P.E. APRENTE (g/cm ³)		2,88-2,92	2,62-2,64	2,85-2,94	2,29-2,63

Rocas plutónicas

Están representadas por gabros y sienitas, localizadas fundamentalmente en el plutón de Betancuria y en el Complejo Circular de Vega de Río Palmas. Actualmente no existe ninguna explotación activa de estos materiales.

En el mismo casco urbano de Betancuria existe una cantera inactiva, "Las Monjas", de la que se han extraído bloques de gabros para uso como roca ornamental. Este afloramiento tiene una buena canterabilidad, carece de recubrimiento, y permite la extracción de bloques comerciales, pero su explotación está condicionada por su ubicación, al ser declarado el pueblo de Betancuria Conjunto Histórico.

En la zona del Complejo Circular de Vega de Río Palmas, los gabros forman una intrusión embudiforme, con una disposición zonal concéntrica. Los afloramientos tienen una buena canterabilidad, y de ellos se han extraído bloques para realizar ensayos en un afloramiento próximo al barranco de Las Peñitas.

Además de las zonas citadas, existen otros puntos correspondientes a pequeñas explotaciones actualmente inactivas o abandonadas, que han explotado gabros muy alterados, utilizados para áridos en obras de construcción, preferentemente carreteras. Estos puntos se localizan en: Vega de Río Palmas, al sur de la carretera de Pájara a Betancuria y al sureste de Toto, junto a la carretera GC-620.

Las sienitas se han explotado en una cantera ubicada al oeste de la Presa de las Peñitas. Los materiales de esta explotación no presentan características idóneas para su empleo como roca ornamental, por lo que se han utilizado, principalmente, como roca de construcción.

El ITGE (1992b) definió como áreas de interés para uso como rocas ornamentales, al conjunto de rocas ígneas (gabros y sienitas) de las zonas de Betancuria y Vega de Río Palmas. En dicho trabajo, se analizan las condiciones de explotación actuales de los gabros, especialmente los de grano más fino, definiéndose ocho masas rocosas con buen grado de canterabilidad, 15 con canterabilidad algo más baja y 47 con canterabilidad escasa. Las principales masas canterables tienen, en general, reservas estimadas pequeñas. En cuanto a las sienitas, se diferencian en total 36 masas aflorantes, con diferentes grados de canterabilidad y reservas, de ellas 11 se consideran como sienitas compactas (las de mayor valor ornamental) y 25 como sienitas oquerosas, localizándose los mejores afloramientos en la zona de Vega de Río Palmas. En la Tabla 9.2. se refleja un resumen de los valores medios de los ensayos realizados por el citado organismo, en estas áreas de interés.

- (1) Rangos máximos y mínimos de 9 muestras
- (2) Rangos máximos y mínimos de 3 muestras
- (3) Rangos máximos y mínimos de 6 muestras
- (4) Rangos máximos y mínimos de 10 muestras

Cabe señalar que las áreas investigadas están comprendidas dentro de los límites del Parque Natural de Betancuria y, por tanto, su explotación regulada por la Ley de Espacios Naturales de Canarias.

Rocas sedimentarias

Se agrupan en este epígrafe todos los materiales sedimentarios que son o han sido objeto de explotación: arenas eólicas, depósitos areno-arcillosos, gravas y caliches.

Arenas eólicas.- Los depósitos arenosos eólicos, denominados localmente "jables", son objeto de una intensa explotación y ocupan una superficie importante en la isla.

Las explotaciones de la zona de Corralejo-Lajares se centran en las arenas eólicas compactadas de edad pleistocena, muy finas (entre 0,5 y 0,3 mm), y color rubio, que debido a su compactación admiten frentes de explotación verticales. El empleo dado a este material es principalmente para la fabricación de hormigón y, en general, como árido de construcción, enfoscados, mezclas, prefabricados, etc.

En general son canteras pequeñas (40-60 m² de superficie), excepto las situadas al suroeste de Lajares que son más extensas; las potencias visibles que se observan son de 10 a 25 m. Las explotaciones activas de este área se localizan en: suroeste de Lajares, en las laderas occidentales de Montaña del Calvario (20); en el Quemado (21); en Montaña Atalaya de Huriamen (22); al oeste de Casa de Costilla (23), en la carretera de Tostón, y en las inmediaciones de Montaña del Mojón (24).

Las extracciones de arena, según lo observado, parecen realizarse de manera intermitente. También en los afloramientos cercanos a la urbanización Puerto de La Oliva, al oeste de Casas El Jablito, y en el área del barranco de Las Pilas-Montaña Roja se producen extracciones intermitentes.

El ITGE (1992b) tomó tres muestras de la zona, a las que se le realizaron los siguientes ensayos: materia orgánica, granulometría por tamizado y peso específico real. A la vista de los resultados obtenidos, la mayor parte de las arenas son finas y aptas para la fabricación de hormigones.

En cuanto a las arenas sueltas de los jables de Corralejo y Montaña Roja, el IGME (1967), investigó dichas zonas mediante la realización de sondeos y calicatas, evaluando su reservas y características cualitativas. No parece, sin embargo, que en el pasado hayan sido llevadas a cabo extracciones intensas en la zona.

Los depósitos de la zona de Jandía, constituyen las mayores reservas de arenas de la isla, constituidos por un amplísimo campo de dunas, con una superficie de unos 40 km². El ITGE (1992b) tomó dos muestras de la zona, a las que realizó los mismos ensayos que a las muestras de la zona de Los Lajares, y con resultados similares.

Actualmente no existen canteras activas en el área de Jandía. Se han explotado arenas al noreste del vértice Granillo, al oeste de Casas de Matas Blancas, al norte de Degollada de los Verodes, al norte de Casas Risco del Paso y en el valle de Pecenescal.

Cabe señalar que las explotaciones de arenas y otros materiales en esta zona, pueden verse condicionadas o prohibidas, ya que están ubicadas dentro del Parque Natural de Jandía, y podrían afectar a los valores naturales de la zona: paisajes desérticos espectaculares, campos de dunas, tabaibales y cardonales, litoral submarino de gran interés biológico, uno de los últimos refugios para las "hubaras".

En el área de Playa Blanca, al sur de Puerto del Rosario, se localiza una pequeña zona de arenas eólicas, que han sido objeto de explotaciones muy puntuales.

Depósitos areno-arcillosos.- No existen, actualmente, explotaciones de arcilla en la isla, aunque en algunas zonas hay pequeñas excavaciones de carácter artesanal. En general, las arcillas se encuentran mezcladas con arenas o materiales calcáreos.

Han sido objeto de extracción los materiales arcillosos de los suelos y conos de deyección de La Corredera en sitios próximos a la carretera y cerca de la Colonia García Escamez. En la zona de La Caldereta, al sureste de La Oliva, se han explotado los depósitos recientes de tonos pardo-rojizos con cantos de basalto y caliche.

El IGME (1985) investigó las zonas de La Ampuyenta, La Matilla y Rosa del Lago, analizándose muestras de las mismas con resultado negativo. De interés local, y con fines cerámicos para tejas y ladrillos, sería el material del área de la Ampuyenta, si no hubiera presencia abundante de caliche en el mismo. Anteriormente, este mismo organismo, IGME (1967), llevó a cabo una investigación en materiales arcillosos de la isla, estudiando la zona de La Oliva, donde se realizaron 34 sondeos y se tomaron 308 muestras.

Gravas.- Las explotaciones de gravas se encuentran muy repartidas por toda la isla, concentrándose la mayor parte en el sur de la misma (Península de Jandía). Son objeto de extracción, tanto los depósitos aluviales, que suelen rellenar los fondos de los barrancos y ramblas, como los depósitos coluviales, constituidos por bloques y cantos heterométricos, fundamentalmente basálticos.

Actualmente sólo existe una gravera activa, localizada en el barranco de la Torre, al oeste de Casas de las Salinas (25). Esta gravera, extrae el material del barranco, en su confluencia con el de Varichuelo Grande. Las reservas estimadas de las mismas son grandes. El ITGE (1992b) determinó el coeficiente de desgaste de Los Angeles, sobre una muestra de esta cantera, dando un valor de 20% de la masa original; sin embargo, la presencia de cloruros dificulta su empleo como árido para hormigones. Últimamente parece haberse instalado una explotación en el barranco de Río Cabras, al sur de Puerto del Rosario.

Cabe resaltar en este punto, lo dispuesto en el Decreto 152/1990 de 31 de julio por el Gobierno Autónomo Canario (BOC. Nº 108, 27-08-90), sobre extracciones de áridos, donde se considera a los áridos de los barrancos, como recursos difícilmente renovables, pero susceptibles de ser aprovechados mediante autorización. En este aspecto, no se autorizan explotaciones en determinados barrancos, mientras que se concentran las mismas sobre otros, (p.e. barranco de la Torre).

Caliche.- Se trata de costras carbonatadas muy impuras de potencia en general pequeña (desde escasos recubrimientos centimétricos hasta 1-2 m), utilizadas como zahorras en obras próximas. También en varios puntos de la isla se han utilizado

caliches para la obtención de cal de manera artesanal, como lo atestigua la existencia de hornos o caleras (todos en estado de ruina o semirruina) destinados a tal efecto, repartidos por diversas zonas de la isla.

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, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida y por tanto, por su interés, debe cuidarlo. La protección de diversas zonas del territorio, tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas.

Bajo estas consideraciones, un Punto de Interés Geológico (PIG), se puede definir como un recurso no renovable, en donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde la formación del planeta. Su deterioro o desaparición supone entonces un daño irreparable y a veces irreversible, al patrimonio de la humanidad.

En este sentido, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE) 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.

Fuerteventura es una isla oceánica que presenta una espectacular variedad de rocas y estructuras volcánicas, con afloramientos y lugares idóneos para la observación geológica. Por otro lado, la excepcionalidad de algunas de sus rocas (Serie intrusiva ultraalcalina, Rocas básicas recristalizadas, etc.), edificios volcánicos singulares, campos de dunas etc, permiten conocer y estudiar con detalle, la evolución geológica de esta singular isla.

En Fuerteventura, se han seleccionado una serie de PIG, cuya singularidad, contenido, calidad de afloramiento, facilidad de acceso, etc, les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para esta selección son los establecidos por el ITGE y por los propios autores de esta cartografía.

A continuación se hace una breve descripción de los puntos o áreas de interés geológico considerados. Para más información sobre ellos, se remite al interesado al texto de la memoria o a las hojas geológicas a escala 1:25.000 del Plan MAGNA, donde su estudio está más ampliamente desarrollado. En la Fig. 10.1 se indica su localización. En la Tabla 10.1 se presenta la distribución de los PIG según la hoja 1:25.000 en la que se encuentran.

10.1. DESCRIPCIÓN DE LOS PIG.

Depósitos marinos Jandienses y Erbanenses.- Las manifestaciones de estos depósitos se localizan en diversas zonas, a lo largo de toda la costa norte y este de la isla, y sobre todo en el sur de la misma. Los depósitos más representativos se pueden observar en los alrededores de la localidad de Las Playitas, al sur de La Cala de las Playas, en Matas Blancas y en las proximidades de La Punta de Los Molinillos.

Los depósitos fosilíferos denominados jandienses por MECO et al. (1987), están constituidos por areniscas calcáreas biodetríticas, de grano medio-fino, de tonos claros, muy compactadas y

con un conglomerado de cantos basálticos en su parte superior. Estos depósitos pertenecen al Pleistoceno superior y, actualmente, se encuentran levantados por encima del nivel del mar entre 0 y 2 m. Poseen un rico contenido paleontológico con individuos de especies muy variadas (*Strombus bubonius*, *Harpa rosacea*, etc) que no viven hoy en las Islas Canarias y que indican temperaturas más cálidas que las actuales.

En el extremo sur de la Cala de Las Playas, en el pueblo de Las Playitas, se sitúa la localidad tipo de estos depósitos, estando mejor desarrollados los tramos de areniscas y conglomerados marinos, que los constituyen, y donde la fauna presente, de origen ecuato-africano, es más rica.

Los depósitos marinos erbanenses (de Erbaní, el antiguo nombre de Fuerteventura, MECO et al. (1987) y MECO (1988), tienen una composición similar a los depósitos jandienses: areniscas de grano fino consolidadas con abundante fauna y encima un conglomerado de cantos basálticos. Su edad se estima entre 4.000 y 2.000 años (Holoceno) y actualmente se encuentran situados a una altura de 0,5 y 1 m sobre el nivel del mar actual, quedando en cubetas excavadas en los depósitos jandienses. La fauna presente es similar a la actual, caracterizándose por la abundancia de *Thericiun vulgatum* (Brugiere).

Estos depósitos marinos por su contenido, tienen interés paleontológico, al poner de manifiesto algunas características paleoclimáticas en este sector del Atlántico; interés tectónico, al reflejar variaciones en la vertical durante el Cuaternario. Por su utilización tienen un alto interés didáctico y científico, ya que permiten conocer los cambios que ha habido en el nivel del mar desde épocas pliocenas hasta la actualidad.

Por su influencia tienen interés local y regional.

Campo de volcanes y malpaís de Pozo Negro.- Este P.I.G. se localiza en el área SE de la isla, concretamente, en una zona situada a unos 5 km al E de Tuineje, de dirección aproximada SE-NO y dentro de las hojas a escala 1:25.000 de Pozo Negro y Pájara.

Está constituido por un conjunto de volcanes alineados según una fractura de orientación N150°E, a partir de la cual se emitieron lavas escoriáceas que determinan la formación de extensos malpaíses.

De un extremo a otro de la alineación se sitúan: Caldera de Arrabales, La Calderita, Caldera de Liria, Caldera de La Laguna y Gairía. Este último, es un gran cono de cinder que surge en la fisura eruptiva del Valle Central, denominada Alineación Caldera de Gairía-Arrabales, constituyendo uno de los mejores ejemplos de erupciones estrombolianas de Fuerteventura.

Los malpaíses están formados por grandes morrenas de bloques y cascotes de lava, que se canalizaron por los valles excavados en el relieve mioceno, llegando al mar. La superficie originada por las lavas alcanza unos 25,4 km², sin contar el malpaís de Gairía, que ocupa una superficie aproximada de 10 km². En el caso de las emisiones del volcán de Jacomar, constituyen una amplia plataforma costera en forma de abanico.

Por su contenido, tiene un gran interés volcanológico ya que constituye el campo de volcanes cuaternarios más importantes de la isla, además del de Corralejo. También tiene un alto interés geomorfológico, ya que permiten el estudio de diferentes tipos de estructuras originadas por las lavas, su petrología y geoquímica.

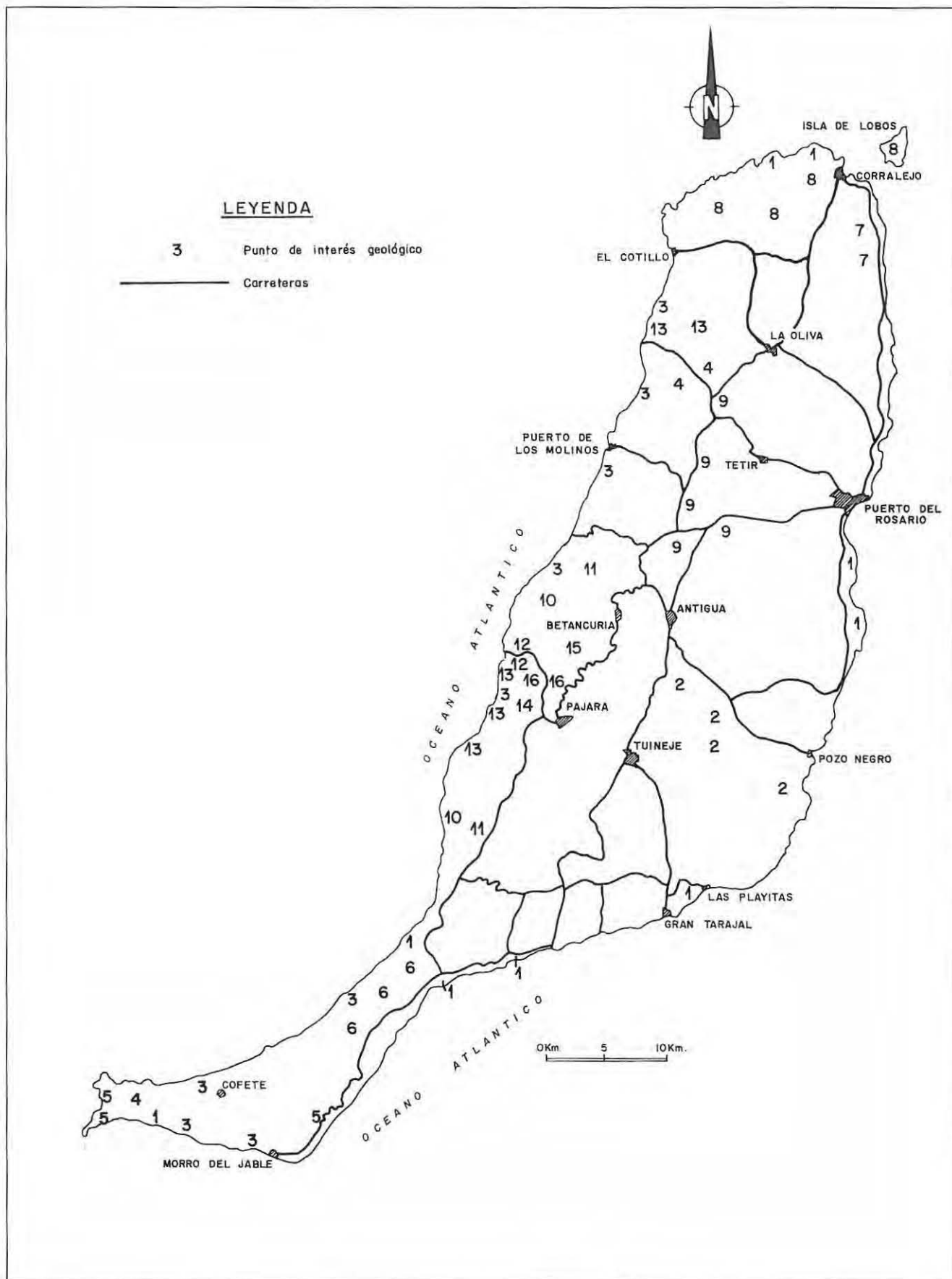


Fig. 10.1.- Situación de los puntos de interés geológico seleccionados.

TABLA 10.1- DISTRIBUCIÓN DE LOS PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO (PIG) EN LAS HOJAS A E. 1:25.000 DE FUERTEVENTURA.

P.I.G.	CITADO EN HOJA/S	T-C	PP C	O	M	TE	A	PR	P	PM	HCH	T	PN	IP	GT	LP	C	J	MJ	PMA
DEPOSITOS MARINOS JANDIENSES Y ERBANENSES		X				X		X		X				X	X	X	X	X	X	
CAMPO DE VOLCANES DE POZO NEGRO													X							
PLATAFORMA COSTERA OCCIDENTAL (rasa marina Pliocena)			X		X		X		X								X	X	X	
INTRUSION TRAQUITICA DE Mña TINDAYA Y AZUFRA				X													X			
EDIF. HIDROMAGMATICOS Y/O MIXTOS (HIDRO- MAGMATICO Y ESTROMBOLIANO)																	X	X	X	
CAMPO DE DUNAS DE EL JABLE														X				X		
CAMPO DE DUNAS DE CORRALEJO		X																		
CAMPO DE VOLCANES DE CORRALEJO-ISLA DE LOBOS		X																		
DEPOSITOS DE BRECHAS LITICAS "TIPO AMPUYENTA"						X		X												
LAVAS Y PIROCLASTOS EN PARTE SUBMARINOS							X				X									
MALLA DE DIQUES (COMPLEJO BASAL)							X				X									
SEDIMENTOS MESOZOICOS									X											
SERIE INTRUSIVA ULTRAALCALINA			X	X					X		X									
MACIZO MAFICO-ULTRAMAFICO DE MEZQUEZ									X											
COMPLEJO CIRCULAR DE VEGA DE RIO PALMAS									X											
ROCAS BASICAS RECRISTALIZADAS									X											

TC = Tostón-Corrales; PPC = Punta Paso Chico; O = Oliva; M = Los Molinos; A = Antigua; PR = Puerto del Rosario; P = Pájara; PM = Punta del Muellito; HCM = Huertas de Chigüela; T = Tuineje; PN = Pozo Negro; IP = Istmo de la Pared; GT = Gran Tarajal; LP = Las Playas; C = Cofete; J = El Jable; MJ = Morro del Jable; PMA = Punta del Matorral.

Por su utilización, tiene un interés didáctico alto. Además, las formas y espectacularidad de los malpaíses y volcanes, su originalidad y belleza, les confiere también interés turístico.

Por su influencia, este punto tiene interés local regional.

Plataforma costera occidental (Rasa marina pliocena).-

Los afloramientos de este tipo, se extienden prácticamente de manera continua, a lo largo de la costa de barlovento de la isla, desde Tostón-Cotillo hasta Cofete. Los mejores lugares de exposición son los acantilados puntuales de la playa del Valle, Playa de Los Mozos y en la punta norte del Puerto de La Peña, al quedar protegidos por coladas pliocenas suprayacentes.

Estos depósitos marinos están constituidos por arenas bioclásticas y conglomerados, con gran cantidad de fauna que ha servido para datar bioestratigráficamente el nivel. Forman un cordón litoral prácticamente continuo, a una altura que depende del lugar de observación; así, en la zona de Cofete, se sitúa a unos 40 m de altura sobre el nivel del mar, entre 10-12 m en la zona de Los Molinos, y, en la costa de sotavento de El Jable, esta altura es entre 8 y 10 m, y 30 m en la costa de barlovento.

Por su contenido presenta interés tectónico, al poner de manifiesto la existencia de movimientos en la vertical de tipo isostáticos; interés científico dentro de los campos bioestratigráficos y volcanológicos, ya que su conservación permite la reconstrucción paleoclimática y paleogeográfica y además, desde el punto de vista geomorfológico es un magnífico ejemplo de rasa marina fósil.

Por su utilización resulta de un gran valor científico y didáctico, al reflejar la discordancia entre estos materiales y la malla de diques del Complejo Basal. El ámbito de influencia es local y regional, pues en ninguna de las otras islas canarias occidentales se conserva con tanta extensión.

Intrusiones sálicas de Montaña de Tindaya y Montaña Azufra.- La intrusión de Montaña Tindaya se localiza al SO del pueblo de La Oliva, al norte de la isla, en el área conocida como Llanos de Tindaya. Montaña Azufra se sitúa en Jandía.

La intrusión de Montaña Tindaya representa una masa intrusiva de composición cuarzo-traquítica, que atraviesa coladas basálticas del tramo inferior del edificio mioceno de Tetir. Aparece aislada como un pronunciado relieve residual de 210 m de altura frente a los apilamientos basálticos del Pico de La Muda y Montaña Tabaiba, destacando notablemente, desde cualquier punto, sobre la planicie circundante.

La roca, conocida como "piedra de Tindaya", tiene tonalidades grises y beige claro, presentando bandas o laminaciones concéntricas paralelas, de color anaranjado o rojizo, que le dan un aspecto muy vistoso. El lajeado y disyunción que presenta, ha favorecido su explotación comercial.

Por su contenido, tiene un alto interés volcanológico, ya que se trata del mejor ejemplo de intrusión sálica existente en Fuerteventura. Además tiene un gran interés petrológico y paisajístico, en cuanto a la calidad y singularidad del afloramiento, así como arqueológico dado que alberga figuras grabadas podomorfas, que forman parte de las concepciones religiosas de los antiguos pobladores de la isla.

Por su utilización tiene un alto interés científico, didáctico y turístico, ya que gran parte de la misma Montaña de Tindaya se encuentra clasificado como Paraje Natural, por la ley canaria de espacios protegidos.

Por su influencia tiene interés local y regional.

En el área de Cofete, al SO de la isla, se localiza la intrusión sálica de composición traquítica de Montaña Azufra. Este cuerpo intrusivo, junto con otros dos cercanos (Islote de Cofete y Roque del Moro) parecen definir una alineación N60°E, la cual coincide con la morfología costera en este sector de Cofete.

El afloramiento tiene una forma algo arqueada, abierta hacia occidente con planta semicircular. La roca es una traquita gris-verdosa con un lajeado muy característico.

Por su contenido presenta un alto interés volcanológico, dada la escasez de este tipo de materiales, en la fase miocena de Fuerteventura. Por su utilización tiene un alto interés científico ya que el grupo de cuerpos intrusivos, han emitido unos depósitos piroclásticos, que permiten situar estas intrusiones en las etapas finales del tramo inferior. Por su influencia tienen interés local y regional.

Edificios hidromagmáticos y/o mixtos (estrombolianos-hidromagmaticos).-

En la Península de Jandía, al sur y oeste de la misma, este tipo de edificios se localizan en las siguientes zonas: en las proximidades de la línea de costa en las zonas de Los Atolladeros y Playa de Las Coloradas (próximos a Morro Jable), y en el extremo occidental de la Península, concretamente en Playa de Ojos y en los acantilados costeros de la Caleta de La Madera.

En general, se trata de edificios piroclásticos muy desmantelados por la acción marina. En la zona de la Playa de Ojos, se observa perfectamente un edificio compuesto, hidromagmático-estromboliano, atravesado por un cortejo de diques que sigue una pauta radial. En la zona de la Caleta de La Madera, aflora un antiguo centro de emisión de tipo hidromagmático, constituido por capas de piroclastos con abundantes líticos que le confieren un característico color amarillento.

Por su contenido presentan un interés tectónico y volcanológico alto, dado que permiten conocer los primeros episodios de construcción de una isla oceánica. Por su utilización tienen interés científico y didáctico alto; por su influencia, tienen interés local y regional.

Campo de dunas de el Jable.- Este gran campo de dunas se localiza en el istmo que une la Península de Jandía con el resto de la isla, (Istmo de La Pared).

Estos materiales eólicos se sitúan sobre la rasa pliocena y representan un proceso de regresión. Están formados por arenas calcareníticas biodetríticas que presentan diversas morfologías y estructuras sedimentarias, con abundantes gasterópodos de tierra en dunas que llegan a alcanzar hasta 30 m de potencia.

En toda la zona de El Jable-Istmo de La Pared, estas dunas debieron cubrir la totalidad del Istmo, alcanzando la costa sur (sotavento), en donde aparecen sobre la rasa pliocena. Aunque muchas de ellas están cementadas por caliche, su proceso de funcionamiento continua activo hoy en día.

Por su contenido presenta un alto interés geomorfológico, ecológico y paisajístico. Por su utilización, tiene un alto interés científico, didáctico y turístico, al ser, junto a las raras especies botánicas (*Arhyanthemum Winterii*, *Scylla Dasyantha*, etc), fauna específica hubaras, tarabillas, guirres o alimoches, etc), las mayores playas del archipiélago, uno más, de los muchos valores naturales, que constituyen el futuro Parque Nacional de

Jandia. Por su influencia tiene interés local e internacional.

Campo de dunas de Corralejo.- Se halla situado en el extremo NO de la isla de Fuerteventura y ocupa una superficie aproximada de 14 km².

Es un campo de dunas litorales de reciente formación (menos de 2.000 años) removilización de otro más antiguo. Está ligado al transporte de arena por los vientos dominantes de la región, de componente N-NE. Está formado por arenas rubias sueltas de origen bioclástico, que presentan diversas morfologías de dunas, predominando las de tipo barján. Su proceso de funcionamiento continúa activo hoy en día.

Por su contenido presenta un gran interés geomorfológico y ecológico por el asiento de un ecosistema de gran valor. En cuanto a su utilización, cabe mencionar su enorme interés científico al permitir el estudio de la dinámica de estos ecosistemas naturales, tan escasos en el archipiélago. Su interés turístico es alto y radica en la gran belleza y originalidad que supone un paisaje costero semejante y su asociación a sistemas volcánicos recientes.

No obstante, y a pesar de estar la zona declarada como Parque Natural, es precisamente la enorme presión antrópica, desarrollada al amparo de la actividad turística, la que está produciendo una degradación progresiva, cada vez más peligrosa, de este entorno natural tan frágil.

Por su influencia, este campo de dunas tiene interés local e internacional.

Campo de volcanes de Corralejo (malpaíses de Corralejo-isla de Lobos).- Este P.I.G. está localizado en la franja más septentrional de la isla de Fuerteventura y ocupa, junto con la isla de Lobos, una superficie de unos 117 km².

El campo de volcanes de Corralejo es un conjunto volcánico cuaternario, formado durante uno de los últimos periodos de actividad volcánica acaecidos en la isla. Su desarrollo tuvo lugar a partir de una fractura principal de dirección NE-SO, a partir de la cual se emitieron grandes volúmenes de lava que originaron un extenso malpaís, que incluso prolongó la línea de costa mar adentro. El malpaís está formado por grandes morrenas de bloques y cascotes de lava sueltos. A lo largo de dicha fractura se alinean numerosos edificios estrombolianos constituidos por lapillis, escorias y bombas que se van superponiendo unos a otros.

En el extremo NE de la alineación se halla la isla de Lobos, un malpaís de 6 km² de superficie, formado por lavas escoriáceas de bloques y cascotes, idénticos a los anteriores. El único centro de emisión importante es La Caldera de Lobos.

Por su contenido tiene un alto interés geomorfológico y volcanológico, ya que constituye el campo de volcanes cuaternarios más importante de la isla, además del de Corralejo. Su interés científico y didáctico es alto, al permitir el estudio de diferentes tipos de estructuras originadas por las lavas, su petrología y geoquímica, así como el concepto de fractura propagante.

Por su utilización, la espectacularidad de este área le confieren un interés turístico alto, justificado por su originalidad y belleza.

Por su influencia, en este P.I.G. tiene interés regional-nacional.

Depósitos miocenos de brechas líticas "tipo Ampuyenta".-

Se localizan en las laderas del Valle Central y en algunos afloramientos aislados del barranco de Vallebrón (hoja E. 1:25.000 de Tetir) así como en Montaña de Tao, La Montañeta y en la zona de la Montaña de La Rosa (hoja E. 1:25.000 de Puerto del Rosario), y además, en las laderas del Cuchillote del Manadero (hoja E. 1:25.000 de Punta del Muellito).

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

Es un conjunto de materiales brechoides de colapso ("debris avalanche") con algunas intercalaciones de características sedimentarias y lávicas, que constituyen el techo del tramo inferior de los edificios volcánicos miocenos.

Por su contenido, presentan interés volcanológico y geológico, ya que se trata de una de las unidades más características de la isla de Fuerteventura. Por su utilización, tienen un alto tipo de interés didáctico, pues permiten conocer la discordancia entre los tramos inferior y medio de la Fase miocena. Por su influencia tienen interés local y regional.

Lavas y piroclastos en parte submarinos.- Este conjunto de materiales afloran con mayor significado en áreas específicas de la isla de Fuerteventura localizadas en Huertas de Chilegua y Antigua, concretamente, en el área comprendida entre el tramo medio del barranco de Amanay, Montaña de la Hendidura y el tramo final del barranco de Chilegua (hoja E. 1:25.000 de Huertas de Chilegua) y en el barranco de Los Mozos, Playa de Los Mozos y Tablero de Janey (hoja E. 1:25.000 de Antigua).

Estos materiales están integrados por una potente serie de lavas, tobas, brechas y piroclastos, de composición mayoritariamente basáltica y traquibasáltica. El conjunto está intruido por una red de familias de diques basálticos subparalelos, de orientación preferente N10°-45°E.

En puntos a lo largo de la costa y en el fondo de algunos barrancos de las áreas citadas es donde presentan mejor exposición. El curso bajo del barranco de Los Mozos tiene un nivel de exposición favorable 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 es un buen corte geológico en donde se aprecian claramente estos materiales.

Por su contenido y utilización presentan un alto interés científico ya que es poco frecuente poder observar la emisión de lavas con estas características en el archipiélago canario. Por su influencia tiene interés regional e incluso nacional.

Malla de diques del Complejo Basal.- Los mejores afloramientos de este P.I.G. se pueden observar en el área de Huertas de Chilegua y zona norte de Betancuria. En la primera, se pueden diferenciar dos sectores, en cuanto a la densidad de penetración filonianas: uno occidental, comprendido entre el tramo medio del barranco de Amanay, Montaña de La Hendidura y el tramo final del barranco de Chilegua, y otro oriental, opuesto a la zona citada. El paso de un sector a otro es gradual y casi insensible, por lo que no es posible trazar un límite neto entre ambos.

En el área de la hoja de Antigua, la mayor exposición se localiza en el barranco de Los Mozos, barranco del Valle y línea de costa, ya que son zonas en donde la costra de caliche está ausente.

Este PIG está compuesto por una extensa red de familias de diques basálticos subparalelos, de orientación preferente N10°-45°E, que en numerosos puntos suponen un 75% o más del volumen de los afloramientos. Tienen coloraciones verdes y violáceos, en general, estando fuertemente epidotizados, presentando estructuras zonales bien desarrolladas, con bordes enfriados. En ocasiones se observa cómo unos diques encajan incluso dentro de otros emitidos previamente y otras relaciones geométricas de gran espectacularidad.

Por su contenido presenta un alto interés volcanológico y por su utilización también científico, ya que es la única isla oceánica en el mundo con una malla de diques tan densa y tan bien expuesta, por lo que su influencia es de ámbito internacional.

Sedimentos mesozoicos de fondo oceánico.- Estos sedimentos se localizan en el área centro-occidental de la isla, concretamente, en el ámbito de la hoja a escala 1:25.000 de Pájara. Se localizan en ambos lados del curso bajo del barranco de Ajuy y en la parte norte de la playa de Ajuy (Puerto de La Peña). También son visibles a lo largo del barranco de La Peña, en su desembocadura, así como en sus afluentes.

Son sedimentos detrítico-calcáreos de edad mesozoica de fondo oceánico, muy compartimentados por la inyección filoniana. Su emplazamiento en superficie va ligado al emplazamiento tectónico del Complejo Basal y, por tanto, a la emersión superficial de la isla de Fuerteventura.

Por su contenido tiene un alto interés petrológico, al formar parte de los restos emergidos de un fondo oceánico. Constituye un caso excepcional en el mundo, tanto por su diversidad como por su extensión.

Por su utilización tienen un alto interés científico, pues es una de las pocas ocasiones en que puede observarse la interacción de las primeras emisiones volcánicas submarinas con los sedimentos del fondo oceánico. En otras palabras, es la fosilización del nacimiento submarino de la isla de Fuerteventura.

La influencia de estos sedimentos tiene un carácter internacional, pues en casi ninguna isla oceánica del mundo se pueden observar las relaciones entre la sedimentación profunda y el volcanismo submarino.

Serie intrusiva ultraalcalina.- Este conjunto de rocas se localizan, tanto en las zonas más septentrionales de la isla, desde el barranco de Esquinzo hasta las estribaciones meridionales de Montaña Blanca (hoja a escala 1:25.000 de La Oliva), como a lo largo del acantilado costero, prolongándose hasta el sur, hasta las laderas occidentales de Vigocho (hoja a escala 1:25.000 de Huertas de Chilegua). Esta serie está constituida por un conjunto de piroxenitas alcalinas (melteigitas), ijolitas, sienitas y carbonatitas, cuyas relaciones intrusivas resultan interesantes por presentar pasos graduales y fenómenos de alcalinización muy espectaculares.

Los mejores puntos de observación están en la rasa marina actual durante las horas de bajamar, siendo especialmente interesante el tramo de rasa que hay entre la Punta de la Nao y Punta del Viento. Muy interesante también, es el afloramiento de carbonatitas que hay justo en la parte baja de la Punta de la Nao (sólo observable con marea baja).

Tanto por su contenido como por su utilización, esta serie presenta un alto interés, principalmente científico, motivado por la excepcionalidad de este tipo de rocas, ya no sólo en las Islas Canarias, sino en todo el territorio nacional. Es el único afloramiento de rocas plutónicas ultraalcalinas en toda España, y uno de los pocos de Europa. El volumen de material aflorante, así como la calidad de afloramientos, hace de este lugar un sitio ideal para el estudio petrológico-geoquímico de las rocas.

En menor medida, también por su contenido, tiene un cierto interés minero, motivado por la presencia, en ocasiones, de elementos de tierras raras (REE) ligados a los diferenciados carbonatíticos.

La influencia de la serie ultraalcalina tiene un alcance nacional, aunque también la comunidad científica internacional ha manifestado en varias ocasiones su interés por estudiarlos.

Macizo máfico-ultramáfico de Mézquez.- Este PIG, se encuentra ampliamente representado en todo el área del vértice Mézquez (2 km al oeste de Pájara aproximadamente), ocupando una superficie aproximada de 10 km². Dentro de toda la zona, los sitios puntuales donde se observa con mejor detalle las características de este PIG son: la ladera este del vértice Mézquez y los barrancos de las Arenas, de la Palmita y del Aulagar.

Las rocas que componen el conjunto plutónico son variadas, tanto en composición como en textura. En los afloramientos se presenta la ocasión de poder observar una seriación petrológica alcalina completa desde términos ultrabásicos (werhlitas, piroxenitas) hasta básicos (melanogabros, leucogabros).

Por su contenido, presenta un alto interés petrológico, y sobre todo, por su utilización, un gran interés científico-didáctico ya que, además de las características petrológicas de los diversos tipos de rocas, hay que señalar el significado que tiene el conjunto de las mismas dentro de la estructura general del Complejo Basal. Se trata del interior granudo de una gran cámara magmática ascendida, correspondiente a emisiones volcánicas básicas hoy en día no identificadas (¿podrían ser los tramos inferiores de la Fase miocena?). Las rocas ultrabásicas representarían las facies cumulares gravitacionales no extruidas.

Por su influencia presenta interés de ámbito nacional, pues es el único caso conocido en toda España, en el que puede contemplarse tal fenómeno plutono-volcánico.

Complejo circular de Vega de Río Palmas.- Este PIG toma su nombre, de la localidad donde afloran los materiales que lo componen. Este complejo presenta una estructura circular muy espectacular, visible a gran escala en el pueblo de Vega del Río Palmas. Un buen corte geológico donde se observan todas las litologías presentes, es el que se puede realizar por la carretera de Betancuria a Pájara, entre los kilómetros 28 al 32.

Se trata de un complejo circular volcano-plutónico, integrado por gabros, sienitas y traquitas, alternantes entre sí, que forman anillos concéntricos.

Por su contenido presenta interés petrológico. Por su utilización, ésta formación tiene un alto interés científico y didáctico, pues es el único caso en España de complejo circular tan bien expuesto.

La influencia es de ámbito nacional, ya que representa una gran ocasión para el estudio petrológico-estructural del interior de

una cámara magmática altamente diferenciada. Se aprecian bien las relaciones de contacto y la evolución espacio-temporal de las facies.

Corneanas de alto grado. Rocas básicas recrystalizadas.- Este P.I.G. está localizado al oeste de la localidad de Pájara.

Rodeando al macizo máfico-ultramáfico de Mézquez aflora una intensa aureola de metamorfismo térmico de alto grado que transforma a las rocas encajantes (gabros y diques basálticos, principalmente) en corneanas oscuras fuertemente recrystalizadas. Lo más espectacular de las texturas generadas es la que, en términos vulgares de campo se llamó diques y rocas "cebradas", por la presencia de finas bandas blancas de desmezcla (plagioclasa recrystalizada) destacando sobre el fondo oscuro del basalto (piroxenos).

Los lugares idóneos para observar este tipo de rocas, están en el barranco de La Palmita, justo en el contacto entre la serie plutónica ultraalcalina y las rocas ultrabásicas del macizo de Mézquez. También en el resto del entorno a este macizo, sobre todo, en los contactos del norte y del oeste.

El interés de estas rocas metamórficas es científico. Realmente habría que decir que, desde este punto de vista, su interés es muy elevado, pues es el único caso conocido hasta ahora en el planeta de recrystalizaciones de contacto tan intensas sobre rocas básicas. Desde luego, lo que sí se sabe a ciencia cierta es que no se han descrito nunca las texturas "cebradas" aquí aflorantes.

El ámbito de influencia de este fenómeno es internacional. En los últimos años han sido varias las excursiones geológicas internacionales que han visitado estos afloramientos, dada la peculiaridad que presentan. Se recomienda conservar algunos de los afloramientos principales por su importancia petrológica.

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.

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

ANCOCHEA, E, BRÄNDLE, J.L. CUBAS, C.R, HERNÁN, F. y HUERTAS, M.J. (1993).- "La serie I de la isla de Fuerteventura". Mem. R.Acad. C. Exactas, Físicas y Naturales. T. XXVII. 151 pp.

BALCELLS, R, BARRERA, J. L, GÓMEZ, J. A, CUETO, L. A, ANCOCHEA, E, HUERTAS, Mª J. y SNELLING, N. (1994).- "Volcanoestratigrafía y edad de la Serie I de Fuerteventura, Islas Canarias". Bol. Geol. Min, 105-1, pp 50-56.

BOLETÍN OFICIAL DE CANARIAS (1990).- Nº 108, 27 agosto.

BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1938).- "Fuerteventura". Bull. Volcanol, Ser. II, 4, pp. 51-109. (Incluye mapa geológico a escala 1:300.000).

BLUMENTHAL, M. (1961).- "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". Bol. Inst. Geol. Min. España, 77, pp. 1-30.

CASILLAS, R, AHIJADO, A. y HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1993).- "Zonas de cizalla dúctil en el Complejo Basal de Fuerteventura". Geogaceta.

CASQUET, C, IBARROLA, E, FUSTER, J.Mª, ANCOCHEA, E, CANTAGREL, J.M, JAMOND, C, CENDRERO, A, DIAZ DE TERAN, J.R. y HERNAN, F. (1989).- "Cro-nología de la Serie I de Fuerteventura". (Abstract). En: ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dic. 1989, pp. 130-133.

CENDRERO, A. (1966).- "Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias)". Est. Geol, 22, pp. 201-226.

COELLO, J, CANTAGREL, J.M, IBARROLA, E, JAMOND, C, HERNAN, F, FUSTER, J. Mª, ANCOCHEA, E, CASQUET, C, DIAZ DE TERAN, 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.

CRIADO, C. (1987).- "Evolución geomorfológica y dinámica actual del Jable de Corralejo, Fuerteventura". Rev. Geogr. Canaria, 2, pp. 29-52.

CRIADO, C. (1988).- "Evolución geomorfológica de Fuerteventura". Tesis Doctoral, Fac. Geografía e Historia, Univ La Laguna, 985 p.

CRIADO, C. (1989 a).- "Evolución geomorfológica de Fuerteventura". Tesis Doctoral, Colección Resúmenes. Secret. Publicaciones, Univ La Laguna, 63 p.

CRIADO, C. (1989 b).- "Cronología del volcanismo reciente de Fuerteventura". (Abstract). En: ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989, pp. 139-141.

CRIADO, C. (1992).- "La evolución del relieve de Fuerteventura". Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, 318 p. Anexo grafico: mapas geomorfológicos.

CROFTS, R. (1967).- "Raised beaches and chronology in north west Fuerte-ventura, Canary Islands". Quaternaria, 9, pp. 247-260.

CUBAS, C.R, FERNÁNDEZ S, HERNÁN, F, HERNÁNDEZ-PACHECO A. y DE LA NUEZ, J. (1988-89).- "Los domos sálicos de Fuerteventura". Rev. Mat. Proc. Geol, 6, pp. 71-97.

CUBAS, C.R, HERNÁN, F, ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J. L. (1992).- "El edificio sur (Jandía) de la Serie I de Fuerteventura: rasgos generales". Geogaceta, 11, pp. 79-81.

FERAUD, G, GIANNERINI, G, CAMPREDON, R. y STILLMAN, C.J. (1985).- "Geochronology of some canarian dike swarms: Contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago". Jour. Volcanol. Geotherm. Res, 25, pp. 29-52.

FERNÁNDEZ SANTIN, S. (1969).- "Pegmatitoides en la serie basáltica fisural de las islas de Lanzarote y Fuerteventura". Est. Geol, 25 (1-2), pp. 53-100.

FRITSCH, K. von (1867).- "Reisebilder von den Kanarischen Inseln". Petermanns Geogr. Mitt. (Gotha) Ergänzungsheft, 5 (22), pp. 1-44.

FÚSTER, J.Mª (1978).- "Geodinámica de Las Islas Canarias". Urania, 289-290, pp. 51-76.

- FÚSTER, J.M^a. (1981).- "Evolución geológica del Archipiélago Canario". Discurso de entrada en la Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, 61 p.
- FÚSTER, 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-Dic. 1989, pp. 109-110.
- FÚSTER, 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.
- FÚSTER, J.M^a, CENDRERO, A, GASTESI, P, IBARROLA, E. y LOPEZ RUIZ, J. (1968).- "Geología y volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura-ra". Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 239 p. (Incluye mapa geológico a escala 1:100.000 publicado por IGME (1968)).
- FÚSTER, J.M^a, MUÑOZ, M, SAGREDO, J, y YEBENES, A. (1980).- "Fuerteventura". Excursión 121 A+C del 26º Congreso Geológico Internacional, París, a las Islas Canarias". Bol. Geol. Min. de España, Tomo 91 (2), pp. 351-390.
- GAGEL, C. (1910).- "Die Mittelatlantischen Vulkaninseln". Handbuch der Regionale Geologie, 7 (10), pp. 1-31.
- GASTESI, P. (1969).- "El complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): Estudio Petrologico". Est. Geol, 25, pp. 1-51.
- GOBIERNO DE LA COMUNIDAD AUTONOMA DE CANARIAS (1990).- "Estudio sobre los recursos mineros en la Comunidad Autónoma de Canarias, de rocas utilizables en la construcción. Vol.II.- Análisis de la situación actual del sector extractivo de picones en la totalidad de las Islas Canarias". ENADIMSA, Madrid, octubre 1990, 56 p. y 53 fichas inventario.
- GRUNAU, H, LEHNER, P, CLEINTUAR, M, ALLENBACH, P Y BAKKER, G. (1975).- "New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura-ra (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 Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipelago)". Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math, 23 (4), 117 p. (Incluye mapa geológico a escala 1: 200.000).
- HAUSEN, H. (1967).- "Sobre el desarrollo geológico de Fuerteventura, Islas Canarias". Una breve reseña. An. Est. Atlánticos, 13, pp.11-37.
- HERNAN, F, ANCOCHEA, E, BRÄNDLE, J.L. y CUBAS, C.R. (1993).- "Características generales del edificio norte de la Serie I de Fuerteventura, Islas Canarias". Geogaceta, 13, pp.62-64.
- IBARROLA, E, FUSTER, J.M^a. y CANTAGREL, J.M. (1989).- "Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura". (Abstract). En: ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dic, 1989, pp. 124-129.
- IGME (1967).- "Investigación de materias primas para la fabricación de cemento, en Fuerteventura". Documento N° 000557. ITGE, Servicio Documentación.
- IGME (1976 a).- "Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".
- IGME (1976 b).- "Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario".
- IGME (1978).- "Estudio de las posibilidades de cobre, níquel y tierras raras en la isla de Fuerteventura". Documento N° 10584. ITGE, Servicio Documentación.
- IGME (1984 a).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.106 - I, 1.107 - IV. Puerto del Rosario".
- IGME (1984 b).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.106-II, 1.107 - III. Antigua".
- IGME (1984 c).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.106 - III. Pájara".
- IGME (1984 d).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.106 - IV. Betancuria".
- IGME (1984 e).- "Análisis del estado actual de las investigaciones sobre rocas y minerales industriales realizados en las Islas Canarias. Documento N° 10961. ITGE, Servicio Documentación.
- IGME (1985).- "Investigación de arcillas en las Islas Canarias: Lanzarote, Gran Canaria, Fuerteventura, La Gomera, El Hierro, La Palma y Tenerife". Documento N° 11117. ITGE, Servicio Documentación.
- IGME-CSIC (1967 a).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.092. Cotillo".
- IGME-CSIC (1967 b).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.093. Lobos".
- IGME-CSIC (1967 c).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.098. La Oliva".
- IGME-CSIC (1967 d).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.099. Puerto de Lajas".
- IGME-CSIC (1967 e).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.106-1.107. Puerto de Cabras".
- IGME-CSIC (1967 f).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.114. Istmo de la Pared".
- IGME-CSIC (1967 g).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.115. Tuineje".
- IGME-CSIC (1967 h).- "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Edición. Hoja y Memoria N° 1.122. Jandía".
- ITGE (1989).- "Inventario de Puntos Acuiferos de Canarias".
- ITGE (1990a).- "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura-ra".

- ITGE (1990 b).- "Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis". 603 p. Islas Canarias, cap. XVII, pp. 503-528.
- ITGE (1992 a).- "Definición de unidades hidrogeológicas en los sistemas acuíferos 82, 83, 84 y 87 de las Islas Canarias". Documento N° 36534. ITGE, Servicio Documentación.
- ITGE (1992 b).- "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las isla de Fuerteventura y La Gomera". ITGE, Servicio Documentación, 186 p.
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.086 - I y 1.087 - I,IV. Tostón-Corralejo".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.086 - II. Punta de Paso Chico".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.087 - II,IV. La Oliva".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.091 - I. Los Molinos".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.092 - I,IV. Tetir".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.091 - II. Antigua".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.092 - III. Puerto del Rosario".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.095 - I,IV. Pájara".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.096 - IV. Punta del Muellito".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.095 - III. Huertas de Chilegua".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.095 - II. Tuineje".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.096 - III. Pozo Negro".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.103 - IV. Istmo de La Pared".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.103 - I. Gran Tarajal".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.104 - IV. Las Playas".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.102 - II. Cofete".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.103 - III. El Jable".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.110 - I. Morro del Jable".
- ITGE (en prensa).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja y Memoria N° 1.111 - IV. Punta del Matorral".
- 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, REX, D.C y STILLMAN, C.J. (1986 a).- "The early magmatic chronologie of Fuerteventura, Canary Islands". Geol. Mag, 123, pp.287-298
- LE BAS, M.J, LE MAITRE, R.W, STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986 b).- "A chemical clasifcation of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram". Jour. Petrol, 27, Part 3, pp. 745-750.
- LECOINTRE, G, TINKLER, K.J. y RICHARDS, H.G. (1967).- "The marine quaternary of the Canary Islands". Proc. Acad. Nat. Sc. Phila-delphia, 119, 8, pp. 325-344.
- LÓPEZ RUIZ, J. (1970).- "Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias)". Est. Geol, 26, pp. 173-208.
- MANGAS, J, PÉREZ, F, REGUILÓN, R.M. y CABRERA, Mª C. (1992).- "Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura. Resultados preliminares e implicaciones metalogénicas". III Congreso Geológico de España, Salamanca, Tomo III, pp. 389-398.
- MARZOL, Mª 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 p.
- MECO, J. (1975).- "Los niveles con "Strombus" de Jandía. Fuerteventura, Islas Canarias". An. Est. Atlánticos, 21, pp. 643-660.
- MECO, J. (1977).- "Paleontología de Canarias I: Los "Strombus" neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, bioestratigrafía y paleoecología). Ed. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, 142 p. y 31 láminas.
- MECO, J. (1981).- "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". An. Est. Atlánticos, 27, pp. 601-615.
- MECO, J. (1982).- "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". An. Est. Atlánticos, 28, pp. 65-125.
- MECO, J. (1983).- "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". An. Est. Atlánticos, 29, pp. 65-125.
- 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. (1991 a).- "La fauna jandiense". (Póster). Casa Museo de Betancuria, Cabildo Insular de Fuerteventura.
- MECO, J. (1991 b).- "El Erbanense y su fauna". (Póster). Casa Museo de Betancuria, Cabildo Insular de Fuerteventura.

- MECO, J. (1993).- "Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura". *Tierra y Tecnología*, (Col. Of. Geólogos), 6, pp. 41-48.
- MECO, J. y STEARNS, CH. E. (1981).- "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, pp. 199-208.
- MECO, J, POMEL, R.S, AGUIRRE, E. y STEARNS, CH.E. (1987).- "The recent marine quaternary of the Canary Islands". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10, pp. 283-305.
- MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989).- "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." (Abstract). En: ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989, pp. 351-356.
- MECO, J, PETIT-MAIRE, N. y REYSS, J.L. (1992).- "Le courant des Canaries pendant le stade isotopique 5, d'après la composition faunistique d'un haute niveau marin". *C.R. Acad. Sci, París, Tome 314, Série II*, pp.203-208.
- MOPU (1985).- "El agua en Canarias". *SGOP, Bol. Inform. y Estudios*, 44, 45 p.
- MUÑOZ, M. (1969 a).- "Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol*, 25, pp. 257-310.
- MUÑOZ, M. (1969 b).- "Ring complexes of Pájara in Fuerteventura Island". *Bull. Volcanol*, 33, pp. 840-861.
- 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.
- PETIT-MARIE, N, DELIBRIAS, G, MECO, J, POMEL, S. y ROSSO, J.C. (1986).- "Paléoclimatologie des Canaries Orientales (Fuerteventura)". *C.R. Acad. Sc. París, Tome 303, II, 13*, pp. 1241-1245.
- PETIT-MAIRE, N, DELIBRIAS, G, MECO, J, POMEL, S. y ROSSO, J.C. (1987).- "Paleoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien)". *Paleoecology of Africa*, 18, pp. 351-356.
- ROBERTSON, A. y STILLMAN, C. (1979).- "Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. implications for west African continental margin evolution". *J. Geol. Soc. London*, 136, pp. 47-60.
- RONA, P.A. y NALWALK, A. (1970).- "Post early pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull*, 81, pp. 2117-2122.
- ROTHER, P. (1966).- "Zum Alter des Vulkanismus auf dem Östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, 31, 13, pp. 1-80.
- ROTHER, P. (1968).- "Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura". *Geol. Rundschau*, 58, pp. 314-332.
- ROTHPLETZ, A. y SIMONELLI, V. (1890).- "Die Marinen Ablagerungen auf Gran Canaria". *Zeitschr. d. Deut. Geol. Gess*, 42, pp.
- SAGREDO, J. (1969).- "Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura". *Est. Geol*, 25, pp. 189-233.
- STILLMAN, C.J. (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, SMERVING, 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.
- SPA/69/515. (1975).- "Estudio científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias". *Ministerio de Obras Públicas-UNESCO, Madrid, Tomo I: generalidades, resumen y conclusiones; Tomo II: Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote*.
- WALKER, C, WRAGG, G. y HARRISON, C. (1990).- "A New shearwater from the Pleistocene of the Canary Islands and its bearing on the evolution of certain puffinus shearwaters". *Historical Biology*, 3, pp. 203-224.
- ZAZO, C, HILLAIRE-MARCEL, CL, HOYOS, M, GHABLEB, B, GOY, J.L. y DABRIO, C. (1993).- "The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the mediterranean around 200 KA". *Mediterranean and Black Sea Shorelines Newsletter*, 15, pp. 7-11.