

MASTER en GESTION AMBIENTAL 1993 - 95

**bloque 1: "DESCRIPCION, ESTRUCTURA Y
FUNCIONAMIENTO DE LOS ECOSISTEMAS
INSULARES DE LAS ISLAS CANARIAS"**

**Curso 1.2: El medio físico y sus recursos
(13, 14, 19, 20, 21 y 22 de octubre de 1993)**

Coordinador General: Dr. Juan Carlos Carracedo Gómez

Resumen de contenidos (sesiones 7 - 13)

CONSEJERIA DE TRABAJO Y FUNCION PÚBLICA

CONSEJERÍA DE POLÍTICA TERRITORIAL

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA

GESPLAN

INDICE TEMATICO

BLOQUE 1. Descripción, estructura y funcionamiento de los ecosistemas insulares de las Islas Canarias.

Curso 1.2. EL MEDIO FISICO Y SUS RECURSOS...2 Créd.
(13 sesiones teóricas + 2 prácticas)

Profesorado sesión 7, 8 y 9:

*Dr. José Mangas Viñuelas
Dr. Constantino Criado Hernández
D. Alex Hansen Machín*

Fechas de desarrollo:

19 de octubre de 1993

Contenido temático:

Sesión 7. Análisis de la evolución geológica y la formación de los paisajes característicos de las islas de Fuerteventura y Lanzarote

*Profesorado:
Dr. José Mangas Viñuelas*

*Fecha/hora:
19/10/93 de 16,30 - 17,50h.*

Sesión 8. El relieve erosivo y el paisaje en Canarias

*Profesorado:
Dr. Constantino Criado*

*Fecha/hora:
19/10/93 de 18,20 - 19,40h.*

Sesión 9. El relieve erosivo y el paisaje en las islas áridas y húmedas (Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote)

*Profesorado:
D. Alex Hansen Machín*

*Fecha/hora:
19/10/93 de 19,40 - 21,00h.*

Profesorado - Sesión 10, 11 y 12

*Dr. Constantino Criado Hernández
Dr. Antonio Rodríguez Rodríguez
Dr. José Luis Pelegrí Llopart*

Fechas de desarrollo:

Día 20 de octubre de 1993

Contenido temático:

Sesión 10. El relieve erosivo y el paisaje en Canarias

Profesorado:

Dr. Constantino Criado Hernández

Fecha/hora:

20/10/93 de 16,30 - 17,50h.

Sesión 11. Los suelos de Canarias

Profesorado:

Dr. Antonio Rodríguez Rodríguez

Fecha/hora:

20/10/93 de 18,20 - 19,40h.

Sesión 12. El entorno marino en el área de Canarias

Profesorado:

José Luis Pelegrí Llopart

Fecha/hora:

20/10/93 de 19,40 - 21,00h.

Profesorado - Sesión 13,14,15:

Dra. Victoria Marzol Jaén

Dr. Juan Carlos Carracedo Gómez

Dr. José Luis Pelegrí Llopart

Fechas de desarrollo:

Día 21 de octubre de 1993

Contenido temático:

Sesión 13. El clima en Canarias

Profesorado:

Dra. Victoria Marzol Jaén

Fecha/hora:

21/10/93 de 16,30 - 17,50h

Sesiones 14 y 15: Actividades prácticas

Profesorado:

Dra. Victoria Marzol Jaén
Dr. Juan Carlos Carracedo Gómez
Dr. José Luis Pelegrí Llopart

Fecha/hora:
21/10/93 de 18,20 - 21,00h

Salida práctica: 22 de octubre de 1993

Sesión 7. Análisis de la evolución geológica y la formación de los paisajes característicos de las islas de Fuerteventura y Lanzarote

RESUMEN

Desde el punto de vista geotectónico las Islas Canarias se localizan en el margen continental pasivo de la Placa Africana y sobre corteza oceánica cuya capa volcánica tiene una edad aproximada de 150 m.a.. Por lo menos desde el Cretácico (\approx 80 m.a.) han existido anomalías térmicas y dinámicas (compresivas y distensivas) en la zona del archipiélago que han provocado principalmente generación, ascenso y emisión de magmas, y abombamiento litosférico. Fruto de esta situación ha sido la construcción de los edificios insulares que comenzaron con episodios ígneos submarinos para terminar con otros subaéreos. El paisaje actual que observamos en las islas es el resultado tanto de estos procesos geológicos internos como de los externos (erosión-sedimentación) desarrollados en este largo periodo de tiempo.

Si nos centramos en las islas de Fuerteventura y Lanzarote, éstas están situadas en el extremo oriental del archipiélago canario, presentando superficies de 1.662 Km² y 796 Km², y altitudes máximas de 807 m. y 679 m., respectivamente. Estas islas volcánicas forman parte de un único edificio con alineación NNE-SSO que se extiende más hacia el NE con volcanes submarinos en el Banco de La Concepción. En Fuerteventura y Lanzarote destacan principalmente dos unidades geológicas (Figuras 1 y 2): I) Complejo Basal representado por rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias submarinas, y II) Post-Complejo Basal caracterizado por rocas volcánicas (Series I, II, III y IV definidas por Fuster et al. 1968 a y b) y sedimentarias subaéreas.

I) UNIDAD DEL COMPLEJO BASAL (CB)

En Fuerteventura el CB está constituido por sedimentos pelágicos de edad Albense-Cenomanense con intercalaciones de rocas volcánicas alcalinas, lo que indica que el vulcanismo submarino pudo comenzar en el Cretácico Superior (\approx 80 m.a.), prolongándose los depósitos volcano-sedimentarios hasta el Oligoceno (Le Bas et al., 1986). Además, esta secuencia volcánica-sedimentaria submarina está intruida por varias generaciones de rocas plutónicas subsaturadas alcalinas, con

composiciones variables entre ultramáficas a sálicas (piroxenitas, wehrlitas, gabros, melteigitas, ijolitas, sienitas, entre otras) y carbonatitas, y con edades comprendidas entre 60 y 20 m.a.. A nivel de afloramiento estas rocas plutónicas presentan las siguientes características: a) formas complejas, bien en stocks, apófisis, intrusiones anulares, diques y venas, de tamaños kilométricos a centimétricos.; b) los contactos entre ellas pueden ser netos indicando intrusión pasiva o mal definidos con límites graduales y/o difusos, observándose a veces estructuras de asimilación entre diferentes cuerpos; c) las estructuras pueden ser migmatíticas, brechoides y zonadas, entre otras; d) las texturas varían de afaníticas a pegmatíticas en un mismo cuerpo o en cuerpos contiguos, y e) efectos de metamorfismo térmico, metasomatismo alcalino y regional de bajo grado (facies esquistos verdes-epidota-albita). Es de resaltar que la intrusión de diques máficos y, en menor medida, sálicos, correspondientes a emisiones de edades variadas (CB y post-CB), ha sido tan intensa que puede alcanzar el 95 % en algunos afloramientos. Las primeras emisiones volcánicas subaéreas con una edad de 20,4 m.a. se encuentran discordantes sobre los materiales del CB.

Todas las rocas que constituyen el CB afloran en superficie puesto que esta isla ha sufrido importantes y prolongados procesos de levantamiento y de erosión. En general, estas rocas aparecen en el centro-oeste de la isla, en los alrededores de Pájara y Betancuría, y muestran un paisaje de formas alomadas, con cimas redondeadas y pendientes no muy fuertes, surcadas por una red variable de barrancos.

Por lo que respecta al CB de Lanzarote, este no aflora en superficie aunque se ha observado en un sondeo llevado a cabo en el centro de la isla (Sanchez-Guzmán y Abad, 1986). Así, en este sondeo aparecen a 2.598 m. de profundidad sedimentos marinos (calizas, margas, arcillas, etc) con microfauna paleocena (\approx 65 m.a.), y posteriormente y hasta los 353 m. se encuentran tobas y lavas basálticas submarinas junto con sedimentos del Oligoceno Medio-Inferior (35-28 m.a.). Esta construcción volcano-sedimentaria submarina continuó hasta el Mioceno donde se presentan las primeras emisiones subaéreas con una edad de 15,5 m.a..

II) UNIDAD POST-COMPLEJO BASAL.

La actividad volcánica subaérea en estas islas está centrada en dos periodos de tiempo diferentes (Coello et al., 1992): 1) una durante el Mioceno (Serie volcánica I) y 2) desde el Plioceno hasta la actualidad (Series II, III y IV). Según estos autores parece que existe un descenso de la actividad volcánica post-CB en Fuerteventura y Lanzarote con el tiempo y también una cierta polaridad SSO-NNE en el desarrollo temporal del vulcanismo.

1) El grupo volcánico mioceno o Serie I está caracterizado por una sucesión tabular de lavas y piroclastos basálticos alcalinos con frecuentes acumulados ankaramíticos, diferenciados traquibasálticos y escasas traquitas, atravesada por numerosos diques basálticos subverticales correspondientes a emisiones posteriores. Estos apilamientos, típicos de mecanismos eruptivos fisurales, configuran 5 volcanes en escudo con diferentes periodos de actividad eruptiva: Jandía (entre 17 y 14,2 m.a.), Central (20,4 y 13,2 m.a.) y Norte (16 y 12,1 m.a.) en Fuerteventura y, Ajaches (15,5 y 12,3 m.a.) y Famara (10,2 y 3,8 m.a.) en Lanzarote. Durante estos largos periodos eruptivos existen abundantes etapas erosivas representadas en los edificios por discordancias angulares, paleosuelos, sedimentos o materiales volcanoclásticos. Además, hay una etapa final de inactividad volcánica miocena, que es más importante en Fuerteventura que en Lanzarote, donde los edificios son erosionados profundamente quedando hoy en día solo restos de apilamientos de sus coladas basálticas y constituyendo un relieve con morfologías en cuchillo. Estos cuchillos son cerros alargados con vertientes empinadas y con cimas en cresta o amesetadas.

2) El grupo Plioceno-Reciente o Series II, III y IV, que contiene un menor volumen de materiales, está representada por edificios volcánicos estrombolianos, generalmente alineados según la dirección dominante NNE-SSO u oblicuamente a esta, y por lavas y piroclastos de composición basáltica alcalina que se apoyan en discordancia sobre materiales antiguos. Dentro de este grupo en Fuerteventura se distinguen varias etapas de actividad eruptiva: a 5 m.a., entre 2,9 y 2,4 m.a., entre 1,8 y 1,7 m.a., entre 0,8. y 0,4 m.a. y por debajo de 0,1 m.a.. En Lanzarote, la actividad ha sido más o menos continua desde 2,7 m.a. hasta tiempos históricos (la última en el año 1.824), con un máximo en el Pleistoceno Inferior.

La actividad volcánica Plioceno-Reciente tiene gran desarrollo en estas islas, mostrando morfologías volcánicas perfectamente conservadas y, de gran interés científico y paisajístico. Entre las erupciones estrombolianas recientes de Fuerteventura destacan las de Bayuyo, Malpais Grande y Arenas, y en Lanzarote las históricas de 1.730-36 y 1.824 en la zona de Timanfaya (Carracedo y Badiola, 1991). También dentro de este grupo se han descrito abundantes erupciones hidromagmáticas, originadas por la interacción del magma con aguas freáticas o marinas, como por ejemplo en Lanzarote los edificios del Tinguatón o el Golfo, respectivamente.

Los materiales de las unidades anteriores se han erosionado bajo diversas condiciones climáticas desde el Mioceno hasta la actualidad, formándose diferentes generaciones de valles, llanuras, glaciares, conos de deyección, depósitos de barrancos y dunas, entre otros, algunos de ellos encalichados en fases subáridas (Criado, 1989). También, la acción geológica del mar y sus movimientos eustáticos han dado lugar a una geomorfología litoral con formas acantiladas, plataformas de abrasión y depósitos de playas fosilíferos, algunas levantadas con relación al nivel del mar actual (Meco y Pomel, 1975).

BIBLIOGRAFIA

Carracedo, J.C. y Rodríguez Badiola, E. (1991): "La erupción volcánica de 1730". Ed: Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. 183 pp.

Coello, J.; Cantagrel, J.M.; Hernan, F.; Fuster, J.M.; Ibarrola, E.; Ancochea, E.; Casquet, C.; Jamond, C.; Díaz de Teran, J.R. y Cendrero, A. (1992): "Evolution of the Eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data". Journ. Volc. Geoth. Res., 53, 251-274.

Criado, C. (1989): "Evolución geomorfológica de Fuerteventura". Secretariado de Publicaciones de la Universidad de La Laguna. 63 pp.

Fúster, J.M., Cendrero, A.; Gastesi, P.; Ibarrola, E. y Lopez Ruiz, J. (1968 a): "Geología y vulcanología de las Islas Canarias. Fuerteventura". Inst. Lucas Mellada, CSIC, Madrid, 239 pp.

Fuster, J.M., Fernandez Santín, S.; Sagredo, J. (1968 b): "Geología y vulcanología de las Islas Canarias. Lanzarote". Inst. Lucas Mellada, CSIC, Madrid, 177 pp.

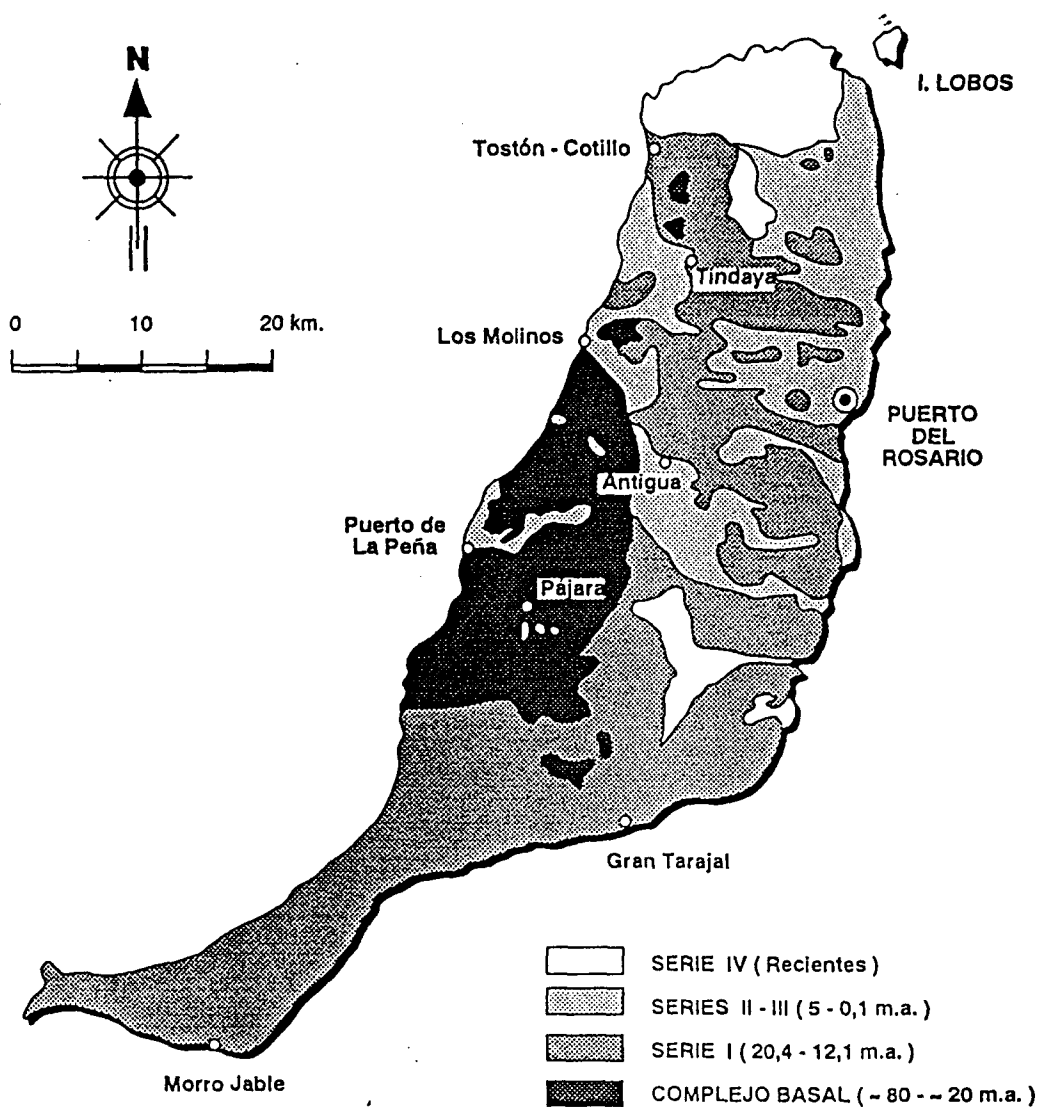
Le Bas, M.J., Rex, D.C. y Stillman, C.J. (1986): "The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands". Geol. Magaz., 123 (3), 287-298.

Meco, J. y Pomel, R.S. (1985): "Les formations marines et continentales intervolcaniques des Iles Canaries Orientales (Grande Canarie, Fuerteventura et Lanzarote): stratigraphie et signification paléoclimatique". Est. Geol., 41, 223-227.

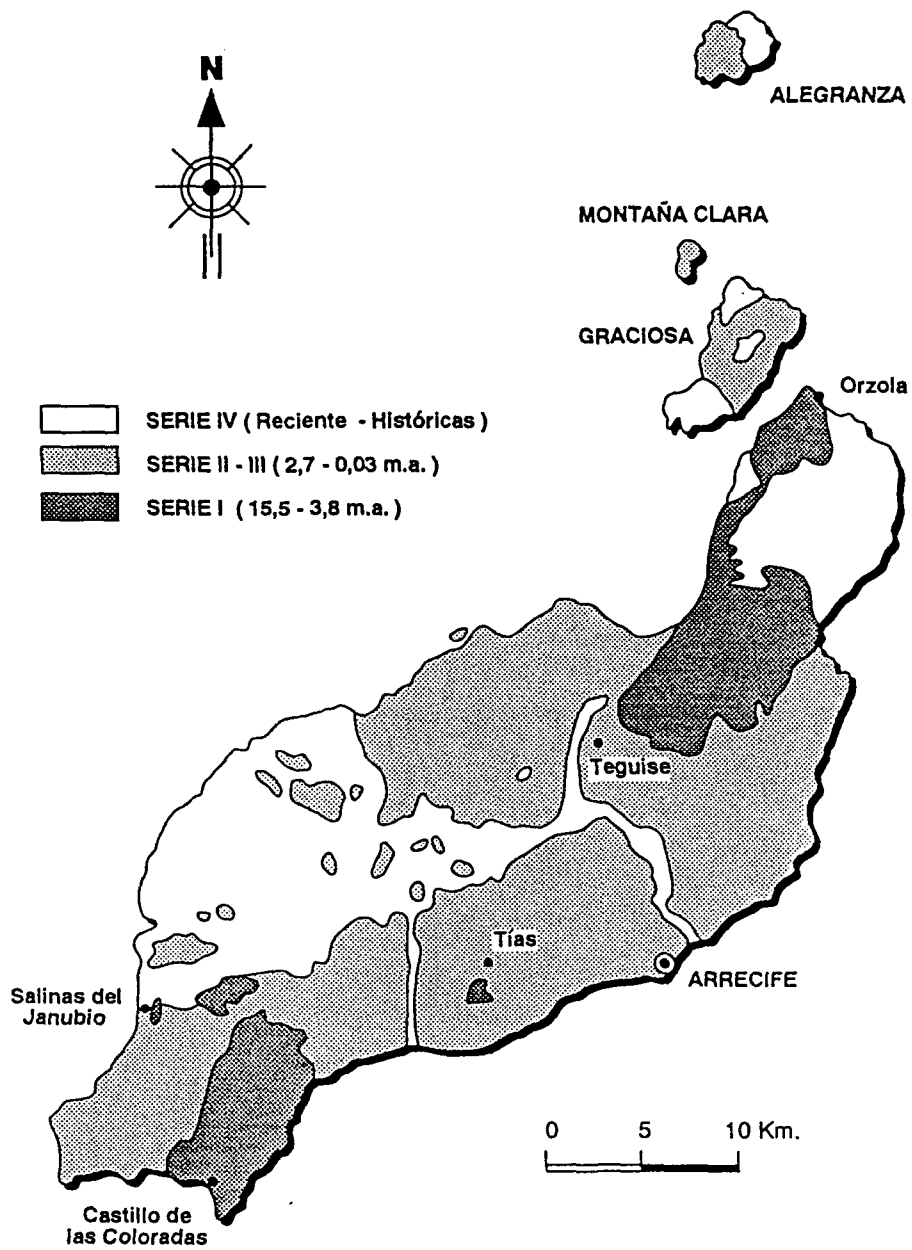
Sánchez Guzmán, J. y Abad, J. (1986): "Sondeo geotérmico Lanzarote-1, significado geológico y geotérmico". Anal. Física, 84, 102-109.

ANEXO

(Esquemas y Figuras)



MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DE FUERTEVENTURA



MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DE LANZAROTE

**Sesión 8. Volcanismo activo. Impacto en el medio ambiente y en la ecología humana.
Aplicación a las Islas Canarias.**

Resumen

Aunque generalmente se relacionan los riesgos asociados al volcanismo activo con los peligros para la población, por motivos obvios, no es menos cierto que las áreas con frecuentes erupciones volcánicas presentan singulares características que afectan drásticamente al medio natural. Los factores que ponen en peligro a la población afectan asimismo a suelos, paisajes, fauna y flora; provocan modificaciones instantáneas en el entorno, a veces de proporciones cataclísmicas.

El análisis de estos efectos sobre el medio, en su sentido lato, incluyendo al hombre como un elemento más, aporta una visión interesante, especialmente en islas volcánicas oceánicas, de medio natural tan frágil y específico. Este análisis de los grandes factores modificadores del entorno lo haremos a través del estudio pormenorizado de tres erupciones ya clásicas en la Volcanología: La erupción del Mount St. Helens (USA), Nevado del Ruiz (Colombia) y Pinatubo (Filipinas). Como contrapunto y elemento de comparación se analizarán algunas erupciones típicas de Canarias, como la de Lanzarote de 1730-36 y la del Volcán Teneguía (La Palma, 1971).

Una aproximación a los conceptos fundamentales del riesgo volcánico, su evaluación y zonificación, permitirán comprender la importancia de esta característica de zona volcánica activa en la correcta ordenación del territorio, tal y como se hace en algunos de los países más avanzados (Japón, USA, etc.).

El análisis retrospectivo de la relación *percepción del riesgo-respuesta de la comunidad* en algunos casos clásicos permitirá comprobar los resultados, a veces desastrosos, de la ignorancia u olvido de esta peculiaridad propia de muchas zonas densamente pobladas y entre ellas, el Archipiélago.

Contenidos generales de la sesión

- principales *factores de riesgo volcánico* analizados a través de tres casos estudio: La erupción del Mount St. Helens (USA), Nevado del Ruiz (Colombia) y Pinatubo (Filipinas).
- principales *factores de riesgo volcánico en Canarias*.
- el concepto de riesgo volcánico y su zonificación. Mapas de riesgos.
- impacto de las erupciones volcánicas sobre el medio ambiente.
- riesgo volcánico y ordenación del territorio

Referencias de fácil consulta

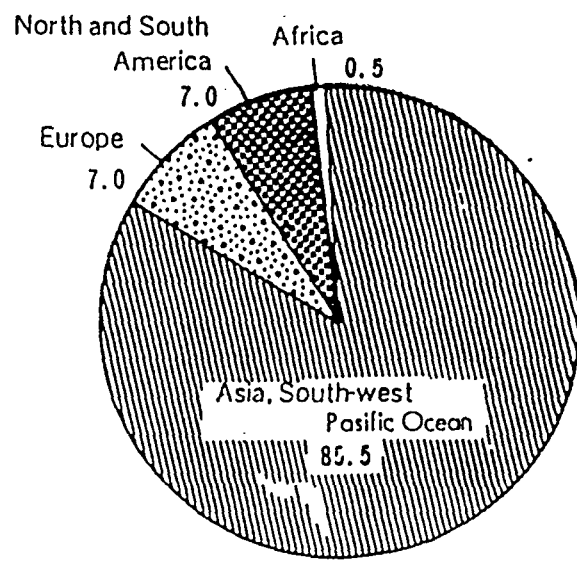
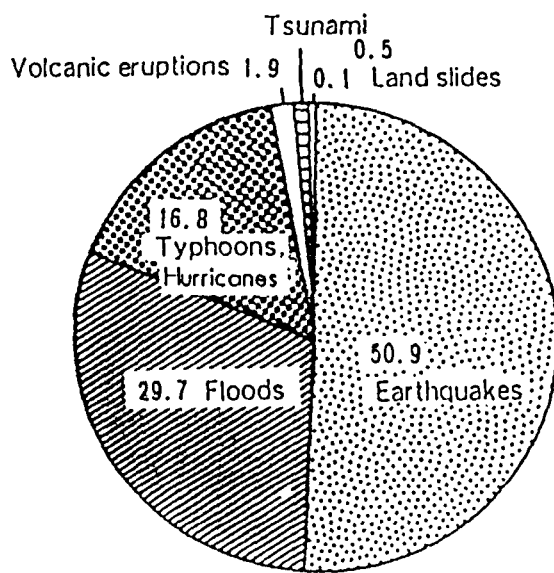
- J.C.Carracedo (1988). "Riesgo Volcánico". *Investigación y Ciencia*, 139: 30-41.
- J.C.Carracedo (1988). "El Riesgo Volcánico". en: *Riesgos Geológicos. Serie Geología Ambiental*, Pub. Inst. Geol. Minero de España, Madrid: 83-97
- J.C. Carracedo, E. Rodríguez Badiola y V. Soler (1990). "Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote, Islas Canarias". *Estudios Geológicos*, 46: 25-55.
- J.C.Carracedo y E. Rodríguez Badiola (1991). "La Erupción de Lanzarote de 1730". Servicio Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, Las Palmas de Gran Canaria. 184 pp (con un mapa a color a escala 1/25.000 de la erupción de 1730).
- R. Tilling y B. Beate (1993). "Los peligros volcánicos". Organiz. Mundial de Observatorios Volcanológicos (WOVO). Santa Fé, Nuevo México, USA. 125 pp.

Referencias más especializadas

- H. Shoji (1988). "Land use evaluation of volcanic regions". *Kagoshima Intern. Conf. on Volcanoes. Japan. Proc.*:561-564.

ANEXO
(Esquemas y Figuras)

Human Lives Lost

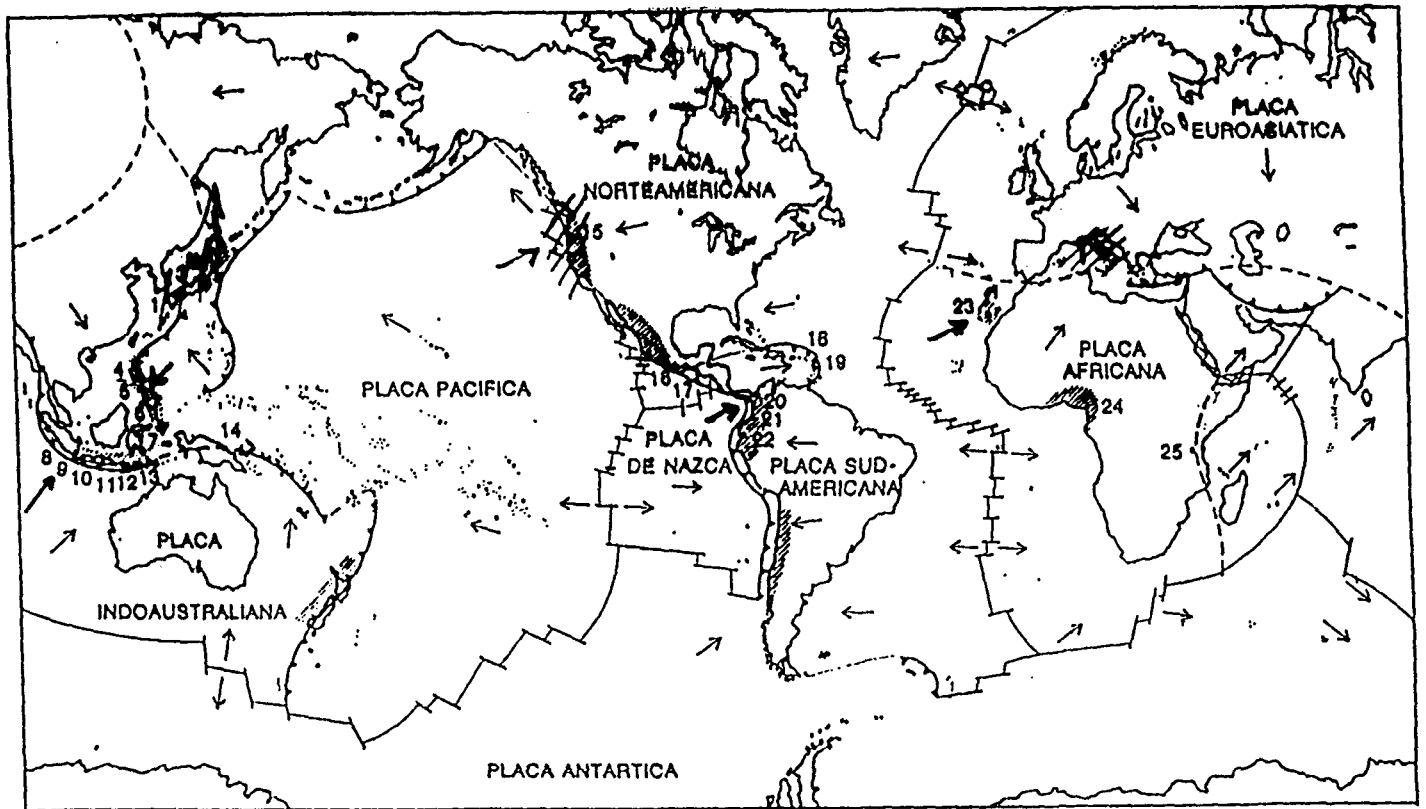


Share of 4.08 million total death(%)

CUADRO I. RELACION DE ERUPCIONES VOLCANICAS OCURRIDAS DESDE 1700 QUE HAN ORIGINADO MAS DE 1.000 VICTIMAS DIRECTAS
(Los números de orden indican su localización en el mapa de la figura 1).

ERUPCION	PAIS	AÑO	VICTIMAS		
			FLUJO DE PIROCLASTOS	LAHARES	TSUNAMIS
1 <u>Krakatoa</u>	Indonesia	1883			<u>36.417</u>
2 <u>Mt. Pelee</u>	Martinica	1902	<u>29.000</u>		
3 <u>Nevado del Ruiz</u>	Colombia	1985		<u>25.000</u>	
4 <u>Unzen</u>	Japón	1792			15.188
5 Tambora	Indonesia	1815	12.000		
6 Sta. María	Guatemala	1902	8.000		
7 Kelut	Indonesia	1919		5.110	
8 Chinchón	Mejico	1982	5.000		
9 Galunggung	Indonesia	1822		4.000	
10 Awu	Indonesia	1701		3.000	
Awu	Indonesia	1856		3.000	
11 Papandajan	Indonesia	1772	2.957		
12 Lamington	Nva. Guinea	1951	2.942		
13 Makian	Indonesia	1780		2.000	
14 Agung	Indonesia	1963	1.870		
15 Soufriere	St. Vicent	1902	1.565		
Awu	Indonesia	1892		1.532	
16 Maypn.	Filipinas	1825		1.500	
17 Oshima	Japón	1741			1.475
18 Taal	filipinas	1911	1.332		
19 Merapi	Indonesia	1915	1.300		
Mayon	Filipinas	1814	1.200		
20 Asama	Japón	1783	1.151		
21 Cotopaxi	Ecuador	1741		1.000	
Cotopaxi	Ecuador	1877		1.000	
Nevado del Ruiz	Colombia	1845		1.000	

2



- VOLCANES : 1 UNZEN 2 ASAMA 3 OSHIMA 4 TAAL 5 MAYON 6 AWU 7 MAKIAN 8 KRAKATAU 9 PAPANDAJAN 10 MERAPI
- 11 KELUT 12 AGUNG 13 TAMBORA 14 LAMINGTON 15 ST. HELENS 16 CICHON 17 STA. MARIA 18 MT. PELEE
- 19 SOUFRIERE 20 NEVADO DEL RUIZ 21 TOLIMA 22 COTOPAXI 23 TEIDE 24 MT. CAMEROUN 25 NYIRAGONCO
- AREAS DE INTENSO VOLCANISMO AREAS VOLCANICAS ACTIVAS CON ALTA DENSIDAD DE POBLACION
- ← BORDE DE PLACA CONVERGENTE — BORDE DE PLACA DIVERGENTE ← SENTIDO DE DESPLAZAMIENTO DE LAS PLACAS

2. UBICACION EN EL MARCO DE LA TECTONICA DE PLACAS de los volcanes que han producido las erupciones con mayor número de víctimas desde el año 1700. El riesgo volcánico en el planeta es elevado, al coincidir algunos de

los zonas más densamente pobladas con las áreas de vulcanismo activo. Este riesgo es agudo en los bordes convergentes de placas —el Cinturón de Fuego del Pacífico—, donde los mecanismos eruptivos poseen un carácter violento.

TIPO DE RIESGO**EJEMPLO**

DIRECTOS

Caída de piroclastos
Coladas lávicas
Coladas piroclásticas, surges, etc.
Explosiones laterales
Avalanchas y deslizamientos en masa
Explosiones freáticas
Gases volcánicos y lluvias ácidas

Común
Común
Mt. Pelée (1902)
St. Helens (1980)
St. Helens 1980)
Soufrière (Guadalupe), 1976.
Lakagigar (Laki), 1783.

INDIRECTOS

Terremotos
Tsunamis
Lahares
Efectos atmosféricos
Hambrunas (destrucción de tierras)

Común
Krakatau (1883)
Nevado del Ruiz (1985)
Pinatubo (1991)
Lanzarote, 1730.

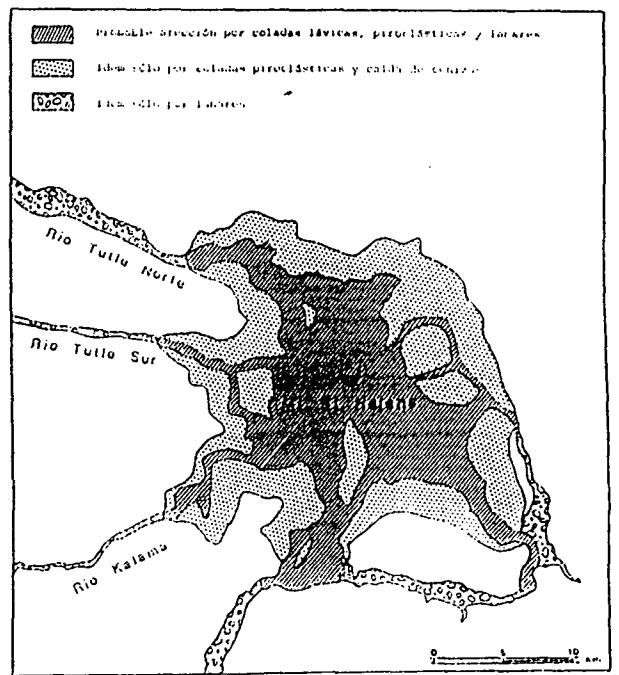
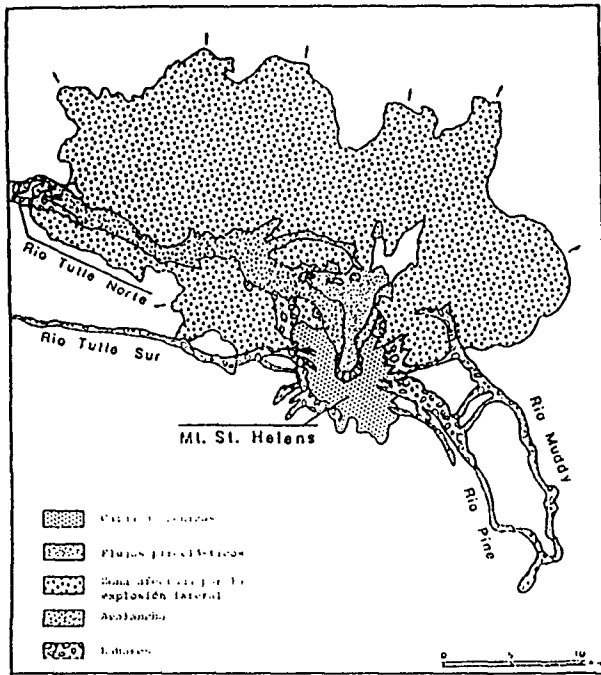
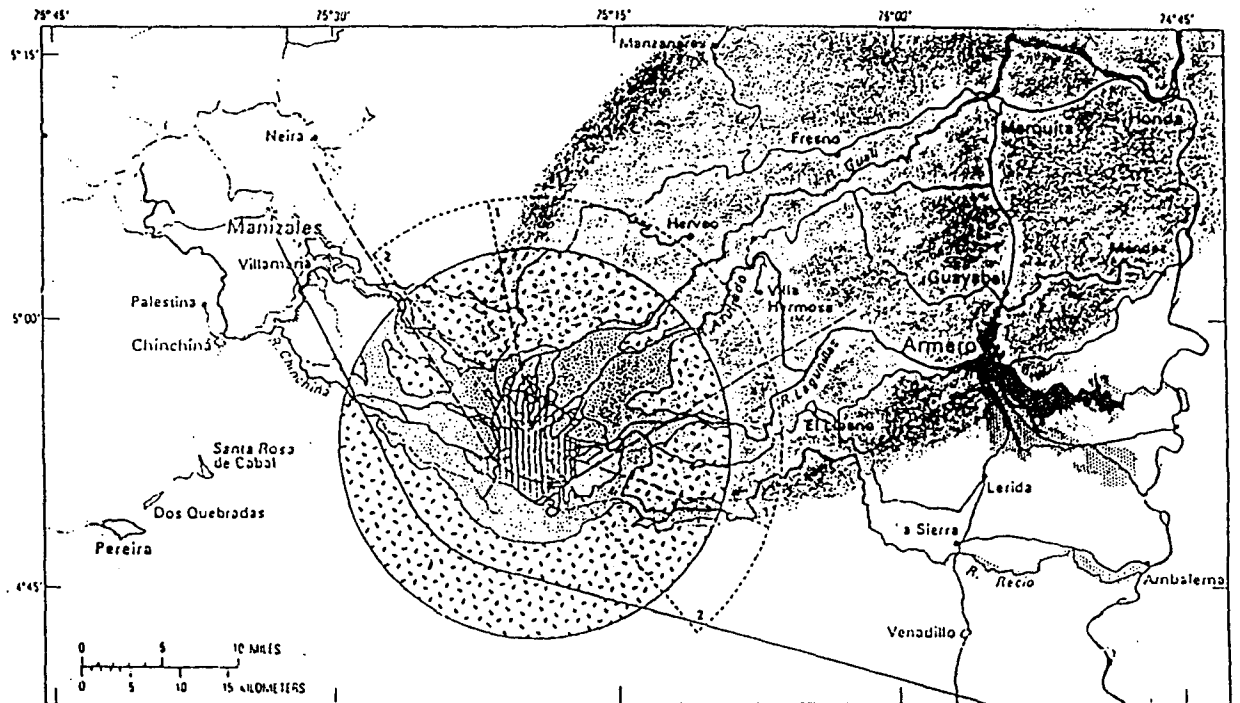


Figura 4. Los efectos sobre el entorno de la erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán St. Helens —izquierda— fueron muy superiores a los previstos en el mapa de riesgos volcánicos elaborado en 1978 por CRANDELL y MULINEAUX —derecha—, al no haber previsto la avalancha y la explosión lateral dirigida. (Modificado de D. R. CRANDELL y D. R. MULINEAUX, 1978 y R. DECKER y B. DECKER, 1981).



EXPLANATION				
Lava flow hazard High	Pyroclastic flow hazard High	Mudflow hazard High	Ashfall hazard High	Low angle blast hazard High
Lava flow hazard Moderate	Pyroclastic flow hazard Moderate	Mudflow hazard Moderate	Ashfall hazard Moderate	Low angle blast hazard Moderate
November 13, 1985 eruption				
Mudflows	Ashfall			

Figura 5. Mapa de riesgos volcánicos del Nevado del Ruiz elaborado por INGEOMINAS en octubre de 1985. Este trabajo determina con gran aproximación las zonas que luego serían afectadas por los flujos del lodo. Los flujos piroclásticos no alcanzaron las

5

08:32:53.0 The first debris now had stopped falling and to expose more of the cratodome magma accelerating the explosive expansion of gases in the magma and the eruption of the first magmatic material of the 1983 eruption.



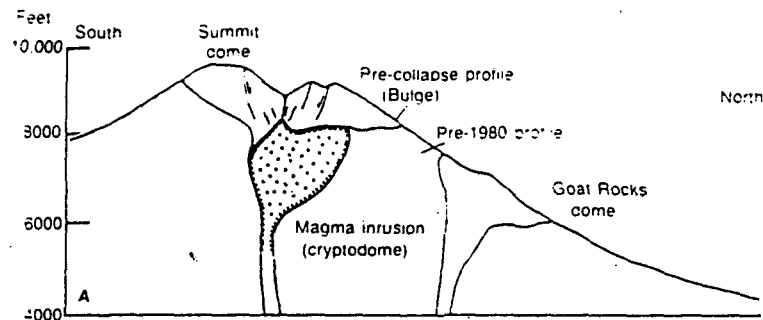
08:33:03.7 The continuing movement of the side blocks and explosions had now thoroughly uncorked the magmatic system of the cratodome and old and new magmatic debris were blasted outward by increasingly more powerful explosions. The high-velocity lateral blast cloud with its clear side trajectory trails of large blocks, was overtaking the slower moving debris avalanche.



08:33:18.8 Less than a minute after the start of the debris avalanche, the eruption of Mount St. Helens was in full fury. Further enlargement of the crater as smaller side blocks fell into the vent and were blasted away. The leading front of the lateral blast now had completely overtaken the debris avalanche.



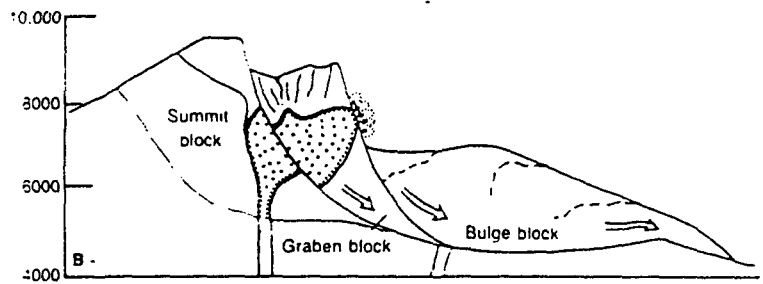
7



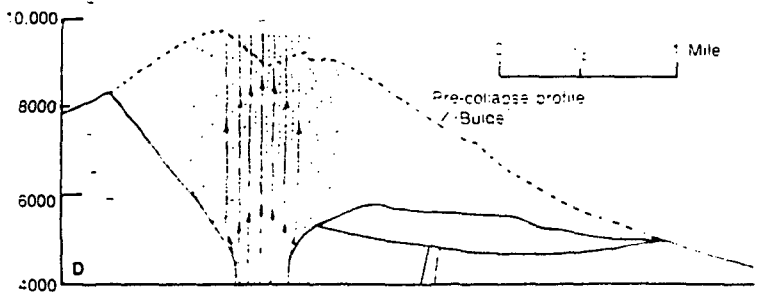
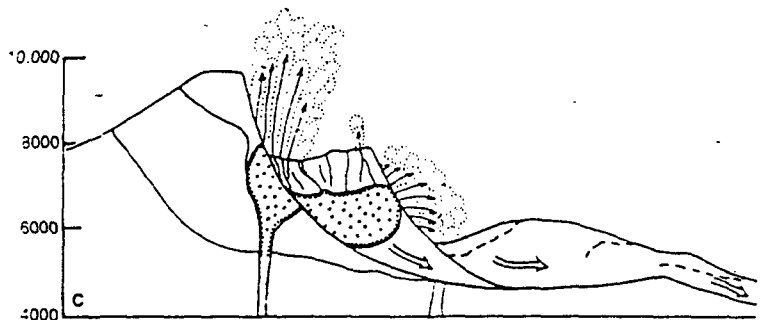
Schematic cross sections of Mount St. Helens showing the cryptodome of magma that produced the bulge and the three major blocks that collapsed to form the debris avalanche (After USGS Professional Paper 1250). Compare with photographs on pages 24 and 25.

8

A. the volcano in the early morning of May 18, 1980: the bulging of the north flank is clearly shown by the pre-1980 and pre-collapse profiles.



B and C (within about 30 seconds after the collapse) show the progressive development of the debris avalanche and the beginning of both the lateral blast and vertical eruption, as the cryptodome was exposed: the Bulge block was the first to slide, followed by the Graben block.



D (about another 30 seconds later), by now the Summit block had slid and the lateral blast had stopped: the vertical eruption was now in full fury.

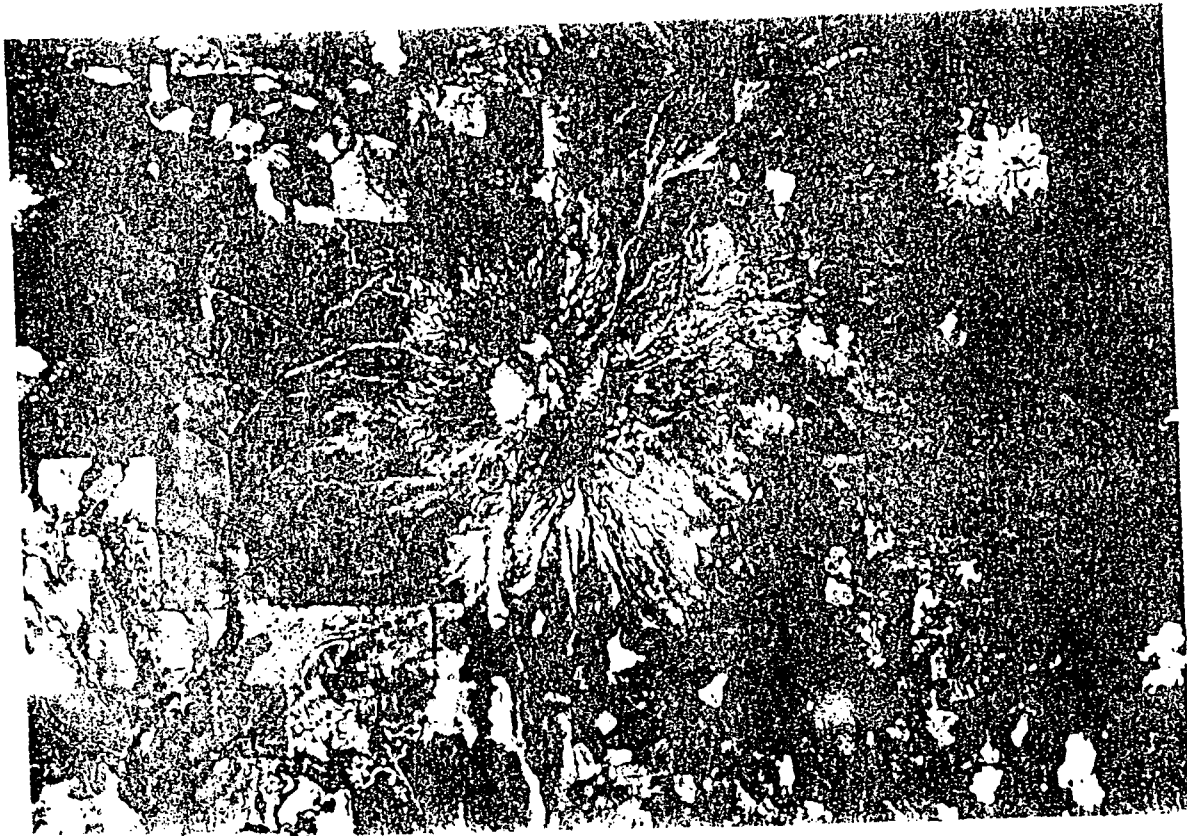
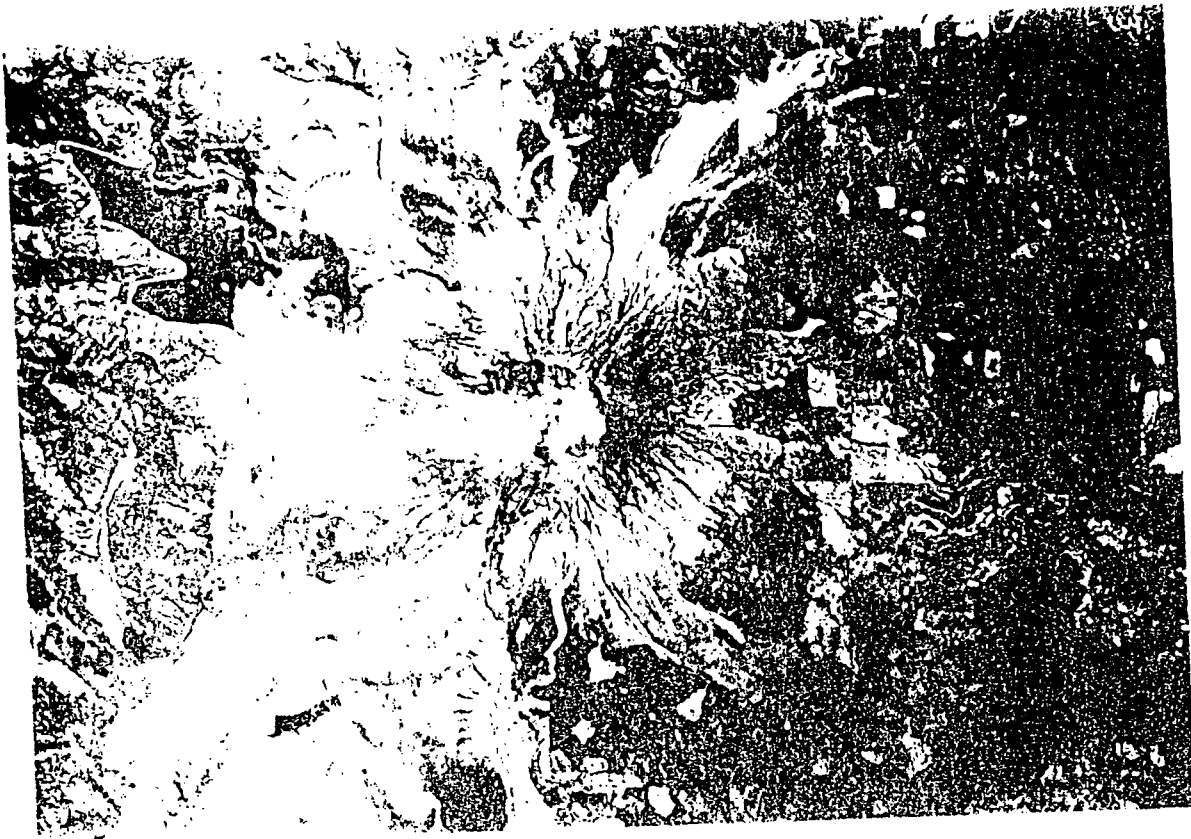
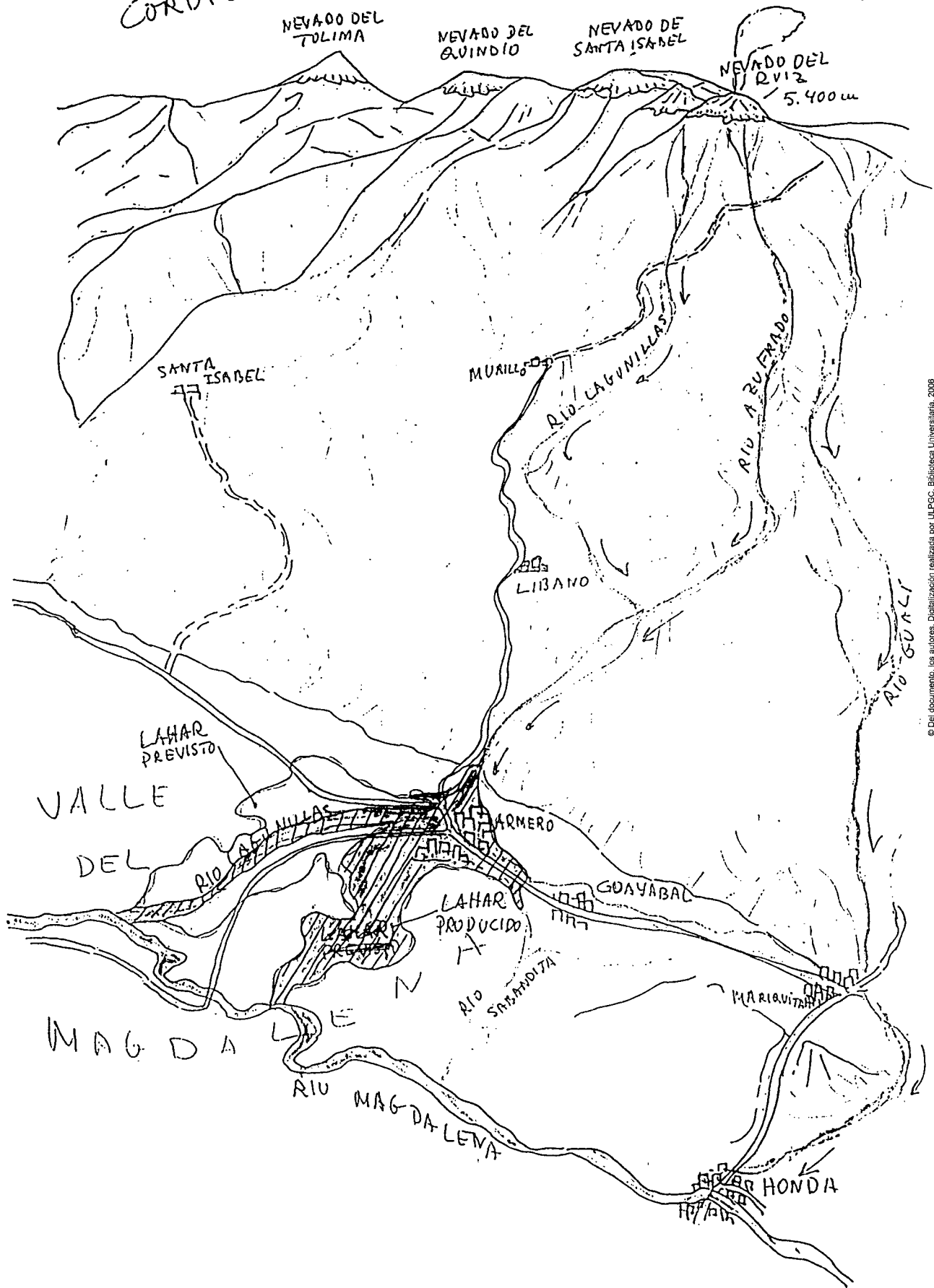


Fig. 1. Green vegetation unanastomized in the studied stratum of the unanastomized stratum.

CORDILLERA DE LOS ANDES

Fig 3



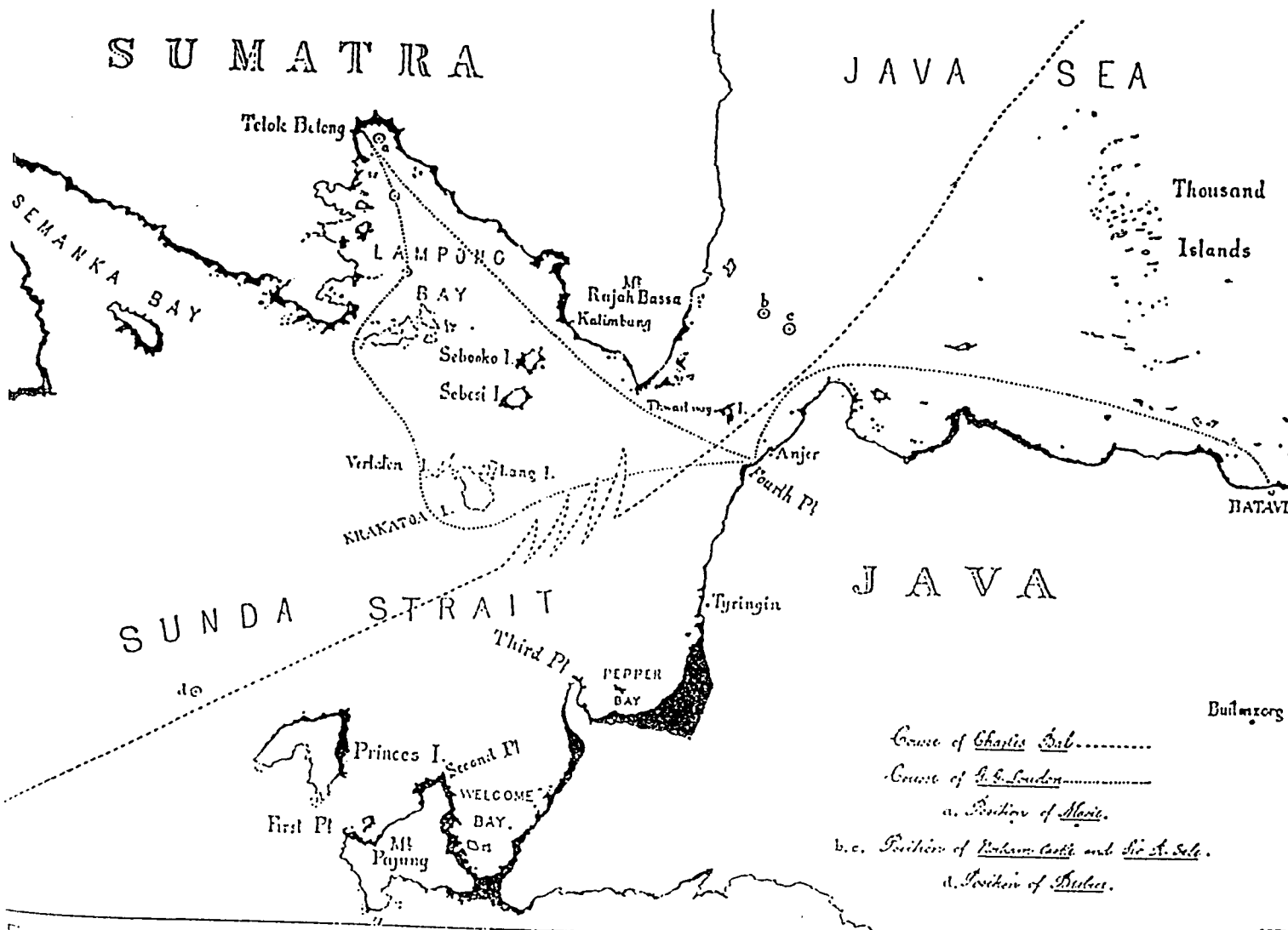


Figure 66. Chart to illustrate the positions of the towns and the tracks of the vessels where the most important observations bearing on the great final outburst at Krakatoa were made. The areas shaded

black are those which were submerged by the great sea-waves. Note that ship tracks differ from those plotted by us (figure 17, p. 82) from ship's logs and other eyewitness accounts. Judd's figure 9.

© Del documento, los autores. Digitalización realizada por ULPGC. Biblioteca Universitaria, 2006

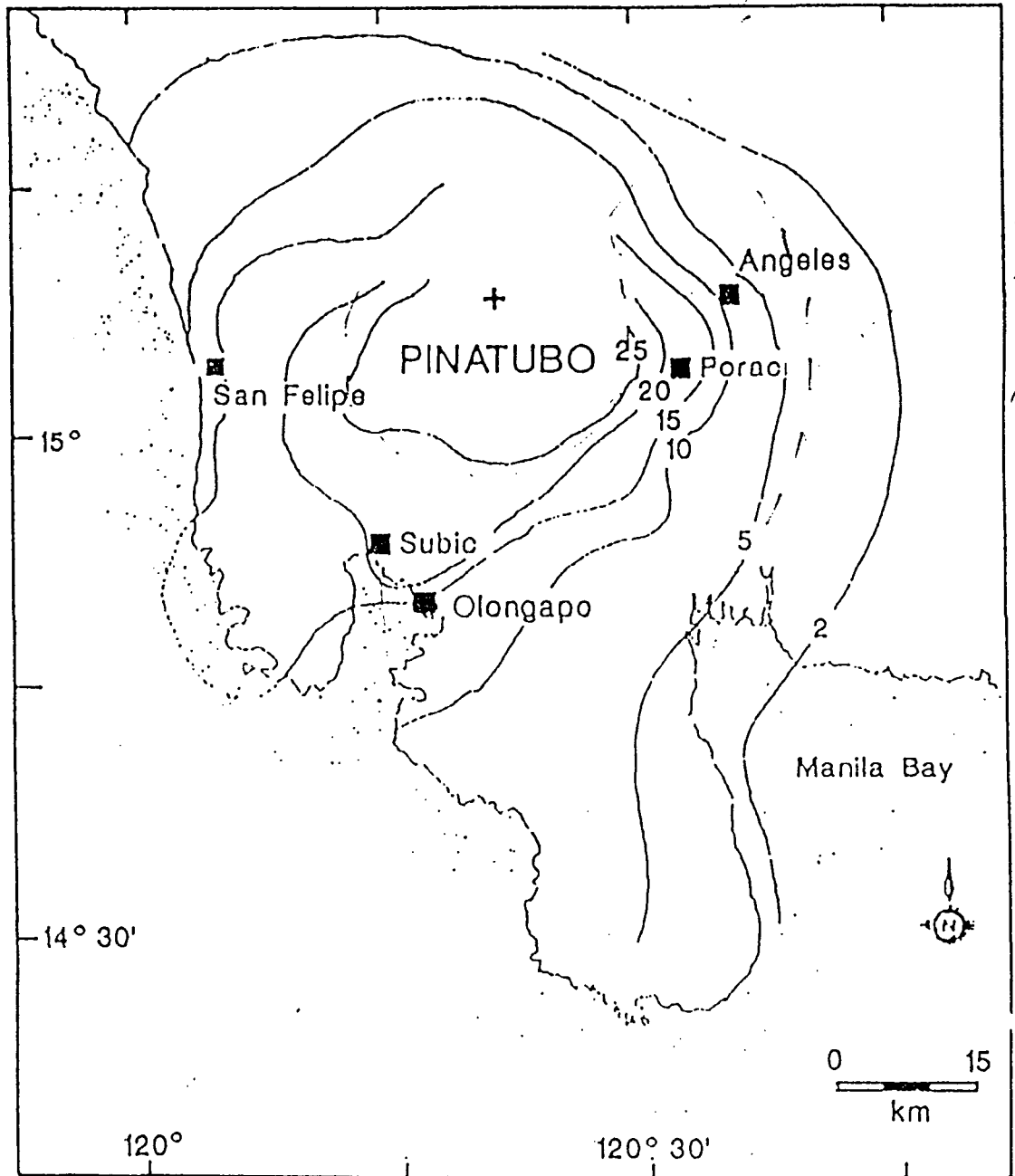


Figure 22. Preliminary isopach map of 12-16 June 1991 airfall deposits from Pinatubo. Isopachs in cm. Prepared by PHIVOLCS MGB Lahar Task Force.

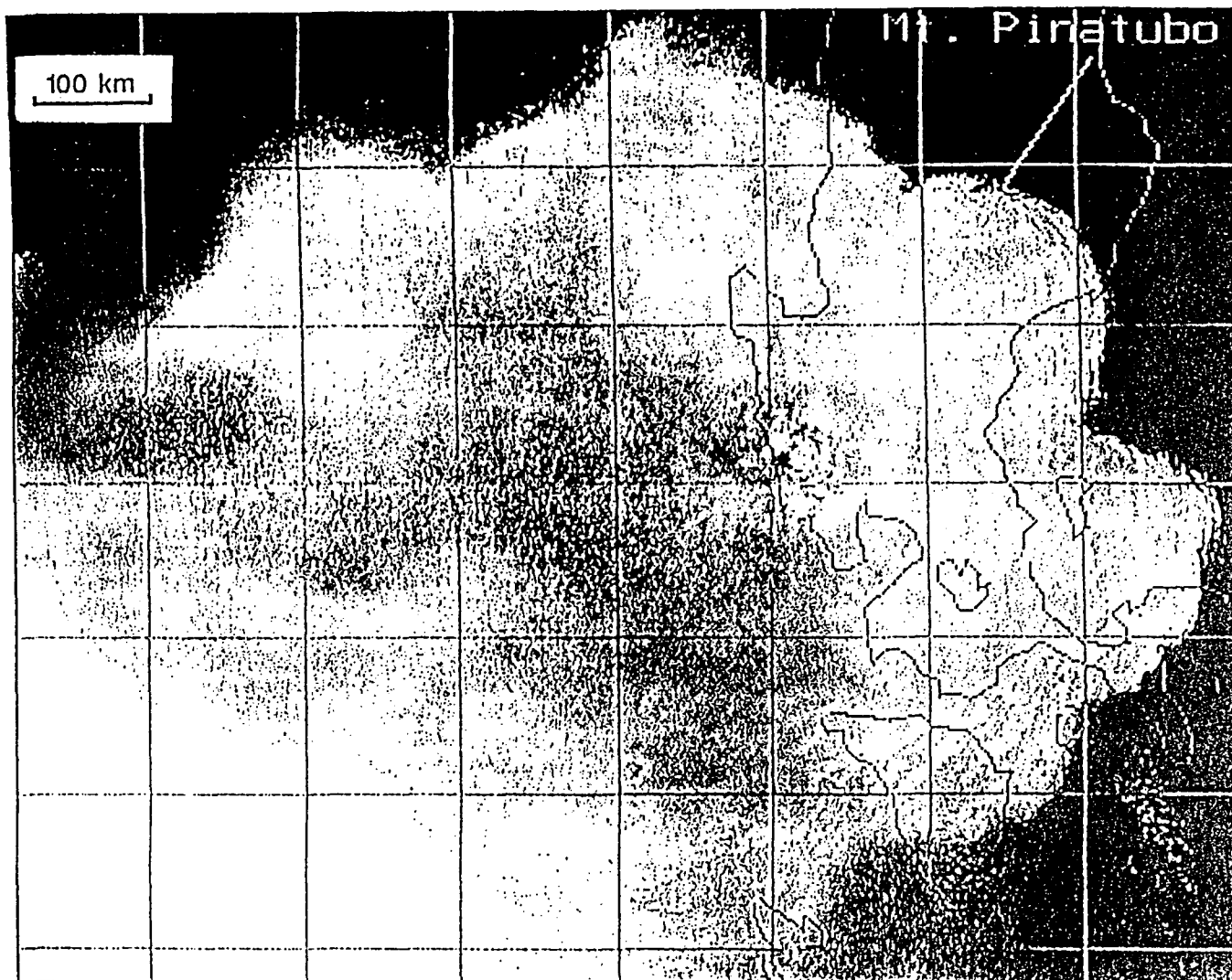
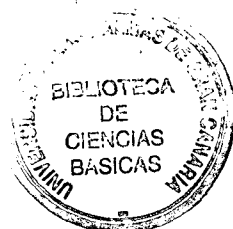


Figure 4. Infrared image from the NOAA 10 polar orbiting weather satellite on 15 June at about 1830, showing the massive cloud from the climactic explosive phase. Temperature estimates suggest that the main body of the plume is at about 30 km altitude, with the eruption column directly over the volcano rising to 35–40 km. The apparent boundary between sections of the cloud is probably a sampling artifact. Material NE of the volcano is probably at lower altitude than the bulk of the cloud to the W and SW (figure 5). Numerous faint concentric bands are evident within the plume in false-color versions of the image.

© Del documento, los autores. Digitalización realizada por ULPGC - Biblioteca Universitaria, 2008



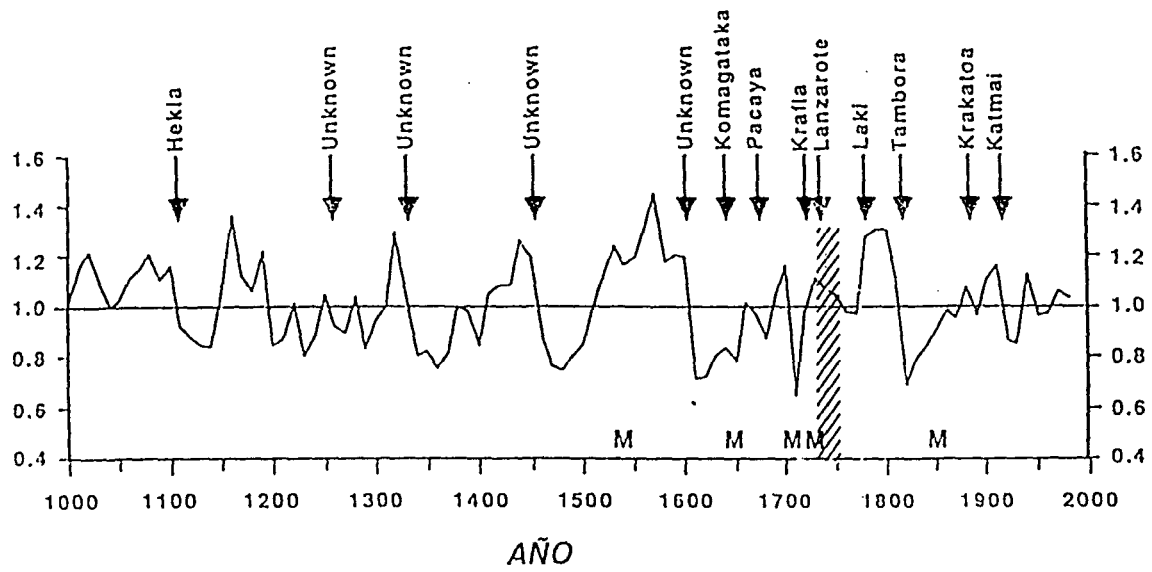
14

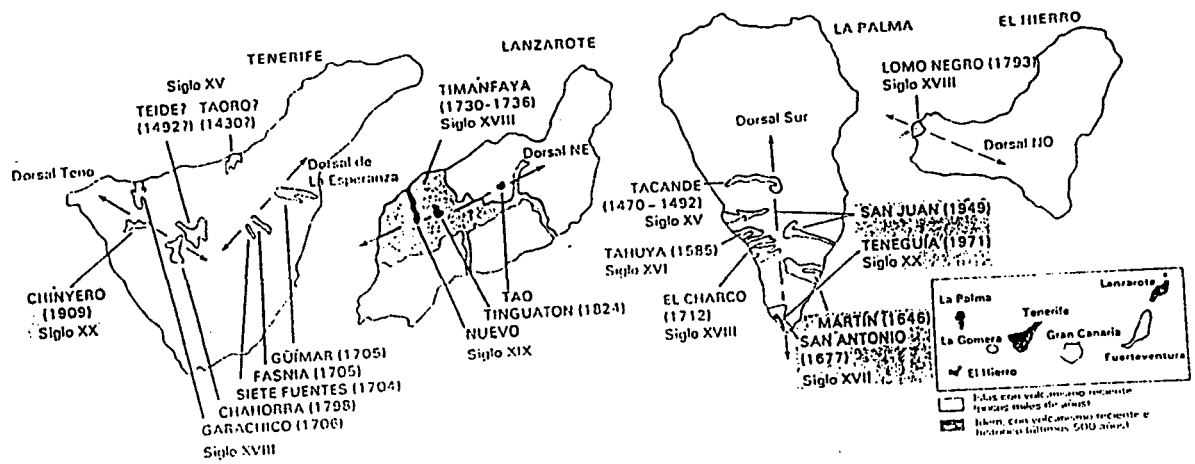


Figure 28. Distribution of Pinatubo's stratospheric aerosol cloud for the week ending 1 August, 1991 (bottom), derived from an analysis of reflected solar radiation measurements from the Advanced Very-High Resolution Radiometer on the NOAA-11 polar orbiting satellite. Same area prior to Pinatubo's eruption (top). Areas with atmospheric optical thicknesses >0.2 , indicating the presence of dense aerosols, are shown in light gray. Data were analyzed only over ocean areas. Courtesy of Robert Carey and Larry Stowe.

15

INDICE DE CRECIMIENTO (ANILLOS)





ISLA	FECHA	NOMBRE	DURACION (días)	VOLUMEN APRON. MATERIALES (en m ³ · 10 ⁶)	AREA CUBIERTA POR MATERIALES (en m ² · 10 ⁴)	LUGAR	PREDICCIÓNES SISMICAS (días antes)	AÑOS ENTRE ERUPCIONES
TENERIFE	31/1/1704	Siete Fuentes	13	0,4	0,2	Dorsal Esperanza	7	—
	5-1/1705	Volcán Fasnía	8	2,5	0,8	" "	varios días	1
	2-2/1705	Mña. Arenas	24	24,0	4,7	" "	varios días	0
	5-5/1706	Mña. Negra	9	66,0	6,5	Dorsal Teno	noche anterior	1
	9-6-1798	Chahorra	92	12,0	4,7	Ladera Teide (Edif. Central)	?	92
	18-11-1909	Chinyero	10	11,0	1,5	Dorsal Teno	débiles 365 intensos 60 continuos 2	111
	entre 1470 y 1492	Tacande	?	18,0	4,2	Dorsal Sur	?	—
LA PALMA	20-5-1585	Tahuya	84	16,0	3,7	" "	60	93-115
	2-10-1646	Martín	78	29,0	7,0	" "	no hubo	61
	17-11-1677	San Antonio	65	25,0	4,5	" "	4	31
	9-10-1712	El Charco	56	20,0	10,2	" "	5	35
	24-6-1949	San Juan	38	21,0	4,8	" "	4	237
	26-10-1971	Tenejúia	25	40,0	3,1	" "	varios días (hasta 2000 días)	22
	1-9-1730	Timanfaya	6 años	700,0	150,0	Dorsal Mñas. Fuego	no hubo?	—
	31-7-1824	Fao	77	escasa	escasa	" "	11 años	94
HIJERO	29/7-1824	Volcán Nuevo	5					
	16-10-1824	Tinguatón	8					
	Mayo 1793	Lomo Negro	15?	2,0	0,5	Dorsal Noroeste	4 meses	—

17

Tabla 1. Erupciones históricas en el Archipiélago Canario con indicación de los intervalos de recurrencia (IR). El IR medio resultante para el Archipiélago es de 31.1 años con una desviación estándar de 25.0.

<u>Erupción</u>	<u>Fecha</u>	<u>Isla</u>	<u>IR_{isla}</u>	<u>IR_{Archip.}</u>
Tahuya	1585	La Palma	--	--
Martín	1646	La Palma	61	61
S. Antonio	1677	La Palma	31	31
Siete Fuentes	1705	Tenerife	--	28
Hña. Negra	1706	Tenerife	1	1
El Charco	1712	La Palma	35	6
Tímanfaya	1730	Lanzarote	--	18
Chahorra	1798	Tenerife	92	68
Tinguatón ¹	1824	Lanzarote	94	26
Chinyero	1909	Tenerife	111	85
San Juan	1949	La Palma	237	40
Teneguía	1971	La Palma	22	22

¹Tres centros de emisión diferenciados: Tao, Nuevo y Tinguatón.

Cuadro 1. Valoración del riesgo volcánico en las diferentes islas del Archipiélago Canario.

H	V	V'	R	ISLA
3(1) ¹	3	1 (3) ¹	9 (9) ¹	TENERIFE
3	2	1	6	LA PALMA
2	2	2 ²	6	LANZAROTE
2	1	1	1	EL HIERRO
1	3	1	3	GRAN CANARIA ³
1	1	1	1	FUERTEVENTURA
0 ⁴	1	1	0	LA GOMERA

¹Si además de las erupciones fisurales de los "rifts" activos se contempla una erupción de alta energía del Complejo Central (Teide), en realidad de muy baja probabilidad. Obsérvese que el resultado final de R viene a ser similar para ambos supuestos.

²Las erupciones se valoran como potencialmente más peligrosas por la anómalamente elevada magnitud de la ocurrida en la isla en 1730. Sin embargo, esta peligrosidad es sólo real para la infraestructura y la productividad económica, ya que la naturaleza de estas erupciones las hace muy poco peligrosas para la población. Ni en 1730, ni probablemente en otra futura erupción, habría que lamentar víctimas entre la población.

³El elevado valor de V da a Gran Canaria un riesgo volcánico significativo, a pesar de que la probabilidad (H) es muy baja.

⁴La Gomera es la única isla del Archipiélago en que el volcanismo puede considerarse extinguido, ya que no ha experimentado ninguna erupción al menos en el último millón de años.

$$R = H \times V \times V'$$

R = Riesgo

H = Probabilidad

V = Población

V' = Valor en Riesgo

Cuadro 2.- Determinación de usos óptimos del suelo en territorios volcánicos.

CATEGORIA	CRITERIO
I. Inadecuado para todo uso.	Coladas muy recientes (malpaíses)
II. Uso forestal	Pendiente > 15%
III. Uso forestal, pastos, industrial y residencial.	Pendiente < 15%, sin suelo de cultivo.
IV. Uso general (igual que III, más agrícola)	Pendiente < 15%, con suelo de cultivo.

Cuadro 3.- Determinación de usos óptimos del suelo en zonas con riesgo volcánico. Los usos indicativos para la ordenación territorial de la zona (en este caso una isla) se obtienen combinando las categorías obtenidas en el Cuadro y la zonificación del riesgo volcánico¹.

RIESGO VOLC. ¹	CATEGORIA			
	I	II	III	IV
0	E N ²	F	I U	G
1	E N	F	I U	G
2	E N	F	EN/F	EN/F
3	E N	E N	E N	E N

¹ Valoración del riesgo volcánico: 0. sin riesgo significativo, 1. riesgo bajo, 2. riesgo moderado y 3. riesgo elevado.

² E N: Espacio Natural; F: Forestal; G: Uso general; I U: Industrial y/o urbano.

Sesión 9. El relieve erosivo y el paisaje en las islas áridas (Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote)

RESUMEN

La arquitectura del relieve que conocemos en la actualidad es consecuencia de los fenómenos endógenos o constructivos, cuya paternidad se debe en Canarias al volcanismo, y de los fenómenos exógenos o erosivos que se encargan del modelado y desmantelamiento de las estructuras creadas por los primeros.

Los fenómenos de desmantelamiento se han producido durante y entre los ciclos volcánicos constructivos y, especialmente, durante los dos últimos millones de años, período conocido como Cuaternario, en el que los cambios de clima a nivel mundial y los alternantes ascensos y descensos del nivel del mar, han favorecido unos sistemas morfoclimáticos más agresivos.

Pese a las diferencias de paisajes extraordinarias entre las Islas orientales y las occidentales, no se puede hablar del relieve de las primeras o segundas como algo consecuencia de las diferencias climáticas. Estas establecen ciertamente variaciones en temperaturas y precipitaciones atendiendo a los criterios de exposición y altura

sobre todo, pero todas las islas poseen sectores áridos más o menos extensos y se encuentran sometidas a un régimen de indigencia pluviométrica. Las mayores diferencias en los relieves vienen determinadas por la modalidad constructiva y temporal de cada una de ellas: podemos distinguir entre islas en las que predomina las formas volcánicas estructurales y aquellas otras en las que predominan las formas del modelado erosivo, al llevar mayor tiempo expuestas a los agentes climáticos sin remodelaciones volcánicas importantes.

A las condiciones climáticas áridas o semiáridas imperantes en el Archipiélago Canario, se le ha venido a sumar la aridez ocasionada por el asentamiento del hombre europeo en él, que ocasionando intensos procesos de deforestación, roturación, explotación y abandono, ha inducido la aparición de nuevos procesos erosivos y la desaparición de importantes masas forestales.

Es pues en estos momentos el hombre, junto a un volcanismo esporádico y puntual en alguna de las islas, el agente clave en la transformación del relieve y de los paisajes áridos o húmedos que componen el mosaico archipelágico.

BIBLIOGRAFIA GENERAL

ARAÑA, V. Y CARRACEDO, J.C.: "Los volcanes de las Islas Canarias". Tomo I: Tenerife (1978); Tomo II: Lanzarote y Fuerteventura (1979); Gran Canaria (1980). Ed. Rueda. Madrid.
Libros de carácter divulgativo, escritos en español e inglés, tratan los principales aspectos de la geología volcánica de Canarias, narrados a pié de figura o de fotografía. La obra pretende ser al tiempo un manual de volcanismo. Nunca se ha publicado el tomo correspondiente a las islas de La Palma, Gomera y Hierro.

AROZENA CONCEPCION, M.E.: "Los paisajes naturales de La Gomera" Ed. Excmo. Cabildo Insular de La Gomera. S^a Cruz de Tenerife. 1991.

Obra de reciente edición, es la segunda monografía publicada por un miembro del D^o de Geografía de la Universidad de La Laguna, sobre los paisajes naturales de una isla. Aborda: El fundamento estructural del relieve, el desmantelamiento erosivo, grandes unidades geomorfológicas, variaciones climáticas introducidas por el relieve, variaciones de vegetación y suelo derivadas de las discontinuidades climáticas y tipología de las unidades del paisaje natural.

BRANWELL, D. Y ZOE: "Flores silvestres de las Islas Canarias". Ed. Rueda. Madrid 1983.

Es la mejor guía de campo existente en el mercado, lo cual hace su uso obligado. Fotos y dibujos. Existe una moderna reedición corregida de 1990.

CARRACEDO GOMEZ, J.C.: "Lanzarote. La erupción volcánica de 1730". Ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Estación volcanológica de Canarias. Servicio de publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. 1991.

La obra es un estudio integral de la erupción volcánica de 1730-36. Contiene capítulos dedicados al riesgo volcánico y al espacio natural consecuente, además de una cartografía geológica a escala 1:25.000.

FERNANDEZ-PELLO, L.: "Los paisajes naturales de la Isla del Hierro". Ed. Excmo. Cabildo Insular de El Hierro/Centro de la Cultura Popular Canaria. S^a Cruz de Tenerife, 1989.

Fué la primera publicación que trato sobre paisajes naturales de una isla monográficamente, reuniendo la cualidad de ser además, una obra sintética sobre los aspectos de geología, geomorfología y clima de esta isla.

FERRERAS, C. Y AROZENA, M^E.: "Los bosques. Guía física de España, 2". Alianza Ed. Madrid, 1987.

La primera mitad de la obra esta dedicada esta dedicada a los bosques canarios. Obra de carácter divulgativo, muy útil para conocer lugares concretos.

GONZALEZ HENRIQUEZ, N.; RODRIGO PEREZ, J. Y SUAREZ, C.: "Flora y vegetación del archipiélago canario". Ed. EDIRCA, 1986.

Lectura muy recomendable para los que se inician en este tema, dispone de un abundante aparato gráfico bien diseñado.

HANSEN MACHIN, A.: "Los volcanes recientes de Gran Canaria". Ed. del Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria. Ed. Rueda, 1987.

Específica para Gran Canaria, la obra profundiza en el estudio del volcanismo cuaternario insistiendo en la dinámica y morfología eruptiva de los aparatos holocenos. Util en el campo, presenta abundantes mapas morfológicos, croquis, secuencias, etc.

HANSEN MACHIN, A.: "Bandama, paisaje y evolución". Ed. Cabildo Insular de Gran Canaria. Area de Política Territorial, Arquitectura, Medio Ambiente y Vivienda.

La obra es un estudio evolutivo del entorno de El Monte o Bandama (Gran Canaria), abundando en los procesos de deforestación y privatización del espacio. 4 mapas a color, bloques diagramas y abundante fotografía.

KUNKEL, G.: "Flora de Gran Canaria".

Ed. del Excmo. Cabildo Insular de Gran canaria. 4 tomos publicados en 1974, 78 y 79.

Obra de inestimable valor gráfico publicada a todo color, es útil para reconocer las distintas plantas o contrastar las muestras recogidas en el campo. El proyecto original comprendá diez tomos, de los cuales se publicaron cuatro.

MARZOL JAEN, V.: "La lluvia, un recurso natural para Canarias".

Ed. Caja General de Ahorros de Canarias. S^a Cruz de Tenerife, 1988. 220 págs. Es la monografía más reciente y completa sobre este tema efectuada con rigor y didactismo.

ROMERO RUIZ, C.: "Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario." 2 tomos. Ed. Consejería de Política Territorial. Tenerife, 1991.

Esta es la única monografía sobre el volcanismo histórico del Archipiélago Canario, sobre el que se desarrolla un amplio estudio documental y geomorfológico.

ROMERO RUIZ, C.: "La erupción de Timanfaya (Lanzarote, 1730-36). Análisis documental y estudio geomorfológico". Ed.

Universidad de La Laguna. Secretariado de Publicaciones. Concienzudo análisis histórico-documental sobre esta erupción, conteniendo además interesantes croquis morfológicos secuenciados sobre cada una de las agrupaciones que constituyen este sistema volcánico.

ROMERO, C. Y OTROS: "Los volcanes. Guía física de España, 1". Alianza Ed. Madrid, 1987.

Libro de bolsillo, fácil de manejar. Contiene, explicados con sencillez los conceptos fundamentales de la geografía de los volcanes de Canarias. Croquis, mapas geomorfológicos, etc.

SANTANA SANTANA, A.: "Paisajes históricos de Gran Canaria". Ed. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria. Area de Política Territorial, Arquitectura, Medio Ambiente y Vivienda. Las Palmas, 1992.

Resumen de su tesis doctoral, la obra tiene formato de carpeta, en donde se analizan los diferentes periodos de cambio paisajístico de esta isla. Se presentan además los mapas evolutivos a color y escala 1:200.000.

SANTANA SANTANA, A. Y NARANJO CIGALA, A.: "El relieve de Gran Canaria". Ed. Librería Nogal. Las Palmas, 1993.

Realizado con afán divulgativo plantea las diferentes pautas de construcción volcánica insular así como una breve descripción del relieve escrita a pié de las representaciones en tres dimensiones de cada una de las unidades fisiograficas de la isla.

SANTOS, A.: "Vegetación y flora de La Palma".

Ed. Interinsular, 1983.

Obra específica para esta isla, abundantes perfiles, mapas, fotos,...

VARIOS AUTORES: "Geografía de Canarias" Tomo 1°. Geografía Física. Ed. Interinsular, Sta Cruz de Tenerife, 1984.

Constituye esta obra magna, el esfuerzo más notable efectuado hasta la actualidad por sintetizar y ofrecer en un sólo volumen, los principales aspectos del medio natural canario. Aborda la temática siguiente: marco geográfico; el mar; marco geodinámico; etapas de formación de las Canarias; origen de las Islas; el relieve volcánico; el relieve erosivo; las costas; el clima; el agua; los suelos; flora y vegetación; fauna.

VARIOS AUTORES: "Geografía de Canarias". 2 tomos. Ed. Prensa Ibérica, S.A. Las Palmas 1992-93.

Publicados en forma de fascículos, esta nueva Geografía de Canarias constituye un esfuerzo por actualizar los conocimientos sobre el Archipiélago Canario. Consta la obra de 62 fascículos, de los cuales son muy interesantes para esta materia los 13 primeros dedicados a los aspectos físicos y de paisaje así como todos los correspondientes al general de cada una de las islas.

YANES LUQUE, A.: "Morfología litoral de las Islas Canarias Occidentales". Universidad de La Laguna. Secretariado de Publicaciones La Laguna, 1990.

Siendo la tesis doctoral de la autora, es la primera monografía sobre litoral que publica un geógrafo en Canarias, dividiéndose el trabajo en los siguientes capítulos: las formas litorales a través de las fuentes impresas; el litoral como espacio geográfico; formas marinas actuales; formas marinas fósiles.

Sesión 10. El relieve erosivo y el paisaje en Canarias

RESUMEN

El relieve de las islas Canarias es el resultado de la interacción entre la actividad volcánica y las acciones erosivas. La actividad volcanológica es la única capaz de generar morfoestructuras a una escala de tiempo humano; por tanto, el mundo volcánico es aquel en el que el relieve puede, en algunos casos, atribuirse únicamente a factores endógenos.

En un área volcánica histórica el relieve es el producto directo de los dinamismos volcanológicos, es decir las interferencias de la morfogénesis externa son despreciables cuando no nulas. Ahora bien, a medida que las morfoestructuras volcánicas son cada vez más antiguas, la influencia paisajística de la morfogénesis exógena se va haciendo cada vez más palpable, hasta el punto de que hay viejas morfoestructuras volcánicas en las que ya no son reconocibles las formas directamente elaboradas por los dinamismos volcánicos, sino que en su lugar observamos formas derivadas y formas de erosión.

En la sesión que tenemos encomendada dentro del primer módulo de este master, vamos a comenzar por exponer las características morfogenéticas actuales del archipiélago, viendo la incidencia de los diferentes procesos en los distintos pisos bioclimáticos de Canarias.

Analizamos después los cambios paleoclimáticos y las variaciones del nivel marino que se han producido en las islas y su influencia en las formas de modelado que hoy podemos observar en las islas.

La última parte contempla un repaso general a las principales formas de relieve observables en las islas Canarias, comenzando por las formas volcánicas derivadas -en las que la influencia estructural es aún palpable-, continuando con los glaciares de las islas orientales y con los diferentes tipos de valles y terminando con algunos aspectos relativos a la geomorfología litoral de las islas.

BIBLIOGRAFIA.

CRiADO HERNANDEZ, C. (1984)

RELIEVE EROSIVO. LAS FORMAS DE MODELADO

(EN) Geografía de Canaria. Ed. Interinsular. Tomo I.

CRiADO HERNANDEZ, C. (1993)

" LAS FORMAS DE MODELADO "

(EN) GEOGRAFIA DE CANARIAS. ED. PRENSA CANARIA. TOMO I.

ANEXO

(Esquemas y Figuras)

26.000	ISLAS ORIENTALES	PISO BASAL	PISO DE LA LAURISILVA	PISO DEL PINAR	PISO DEL RETAMAR-CODESAR	PISO BIOCLIMÁTICO ACTUAL
PLEISTOCENO FINAL HOLOCENO	Formación de glaciares, conos de deyección, terraza de barranco	Formación de glaciares, conos de deyección, terraza de barranco	Formación de conos de derrubios. Intensa actividad torrencial	Gelifracción activa. Grezéz litées	Gelifracción muy activa. Coladas solifluidales.	Forma o suelo característico.
	Lluvias violentas Estación seca	Lluvias violentas Estación seca	Lluvias violentas Estación seca	Mayores condiciones de frío	Mayores condiciones de frío	Rasgos climáticos
	Sin fitoestabilidad	Sin fitoestabilidad	Sin fitoestabilidad	Sin fitoestabilidad	Sin fitoestabilidad	Cubierta vegetal
	Apertura de ramblas Abarrancamiento en los conos	Incisiones Abarrancamiento Genésis de vertisoles con montmorillonita (Ca)	8.760 B.P. Genésis andosoles desaturados con alofana y gibsita	Abarrancamiento de los depósitos. Genésis de suelos pardos eutróficos con metaloísita, alofana y montmorillonita	Arroyamiento de las coladas. Periglaciario de retoque	Forma o suelo característico
	T, 19°-22° C Pmm, 100-150 ETP (c), 1.400-1.500	T, 16°-20° C Pmm, 200-500 ETP (c), 600-1.400	T, 13°-13° C Pmm, 500-1.100 ETP (c), 490-850	T, 10°-17° C Pmm, 350-700 ETP (c), 800-1000	T, 1°-10° C Pmm, 300-500 ETP (c), 1.000-1.400	Rasgos climáticos
	Poca fitoestabilidad Aulagar	Fitoestabilidad Cardonal-tabaibal	Acusada fitoestabilidad Monteverde	Fitoestabilidad Pinar	Poca fitoestabilidad Retamar-codesar	Cubierta vegetal
	Combinación homogénea	Combinación incoherente	Combinación incoherente	Combinación incoherente	Combinación homogénea	Tipo de combinación resultante

VARIACIONES EN LAS CONDICIONES BIOCLIMÁTICAS Y MORFOGENÉTICAS DE LOS PISOS ALTITUDINALES DURANTE LOS ÚLTIMOS 26.000 AÑOS.

Fitoestabilidad. Estabilidad de las laderas derivada de la presencia de cubierta vegetal. Vertisoles, andosoles desaturados y suelos pardos eutróficos son tipos de suelos. Montmorillonita, alofana, gibsita y metaloísita son diferentes tipos de arcillas generadas bajo distintas situaciones medioambientales. (Ca) son acumulaciones de carbonato cálcico, de poco desarrollo, que pueden aparecer en los suelos en condiciones de cierta aridez. T=temperaturas; Pmm=precipitaciones anuales en milímetros (lluvias anuales expresadas en litros/metro cuadrado); ETP(c) = Evapotranspiración potencial calculada, es la cantidad teórica de agua que puede llegar a evaporarse anualmente en un lugar dado. Combinación homogénea, cuando la morfogénesis actual es del mismo tipo que la pasada, habiendo variado únicamente la intensidad de los procesos actuantes. Combinación incoherente, cuando ha variado la morfogénesis, es decir los procesos que actúan hoy son diferentes a los que funcionaron en el pasado.

Sesión 11. Los suelos de Canarias

RESUMEN

En el marco de este curso encaminado a conocer los recursos del medio físico de las Islas Canarias, la Sesión 11 se dedica al estudio de los suelos de las islas, considerados como el soporte biofísico de todas las actividades que se realizan en ellas.

Se comenzará analizando el moderno concepto de suelo como una interfase entre varios subsistemas: biosférico, hidrosférico, geosférico, etc. y al mismo tiempo como un subsistema en sí mismo, abierto, estructural, multifásico y multifuncional y con numerosas e importantes funciones tanto productivas como ambientales.

Una vez conocido lo que significa el suelo en el contexto general del medio físico, se pasan a estudiar brevemente cuáles son los principales factores ambientales que intervienen en la formación del suelo y cómo la actuación diferencial de estos factores en el archipiélago da lugar a la extraordinaria variabilidad que se observa en los suelos de las islas.

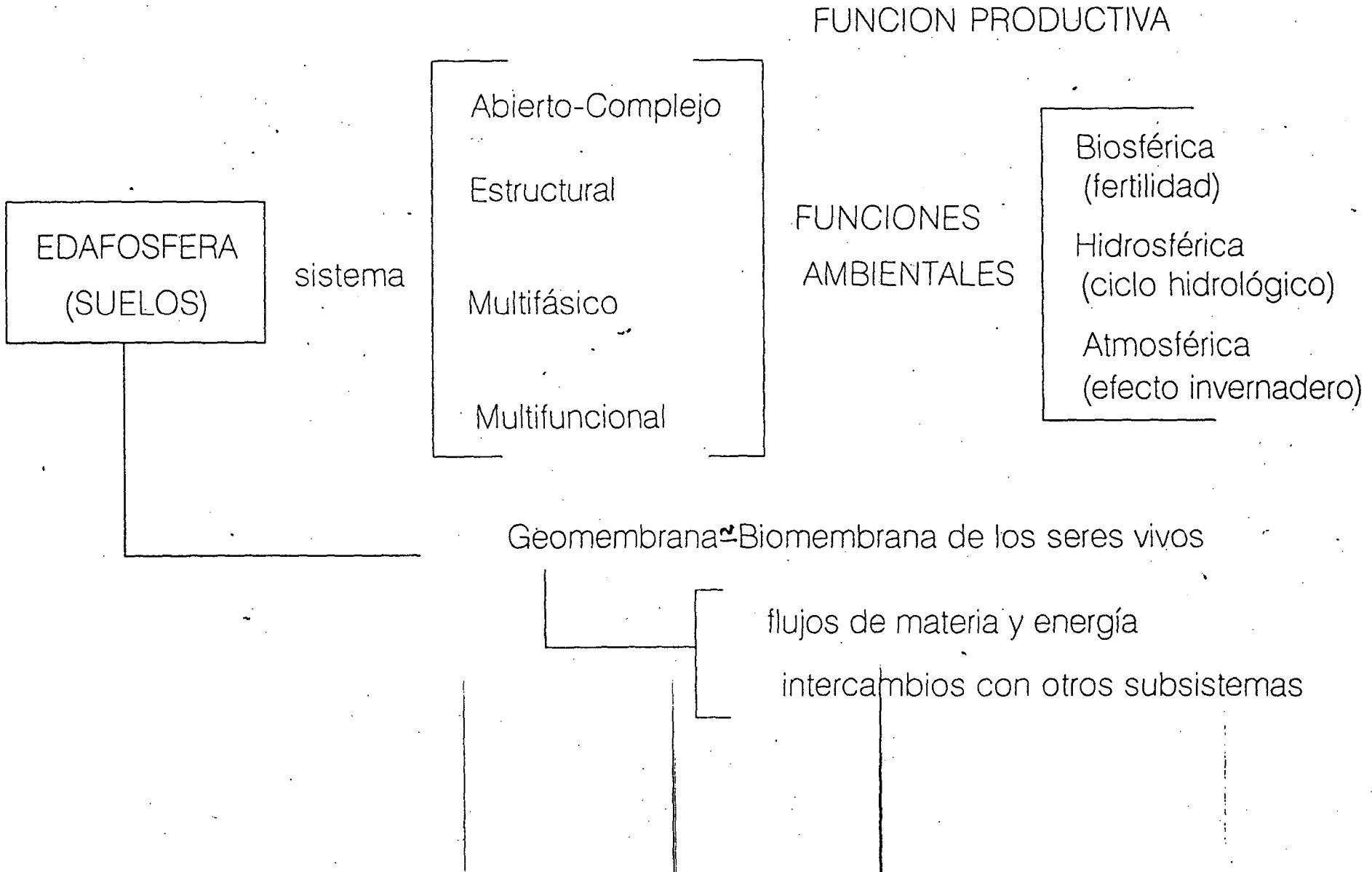
El análisis de las características de los distintos suelos que aparecen en las islas es el objeto del siguiente apartado de la sesión. La distribución de los suelos sigue la misma pauta que los factores ambientales que le dan lugar, por lo que para una mejor comprensión de las interrelaciones suelos-otros factores ambientales, abordamos el estudio de sus características según las unidades biogeográficas, ecosistemas y agrosistemas normalmente citados para Canarias.

Al mismo tiempo que se discuten las características de los suelos, se harán una serie de consideraciones sobre las principales funciones productivas y ambientales que cada tipo de suelo ejerce en el contexto ambiental insular.

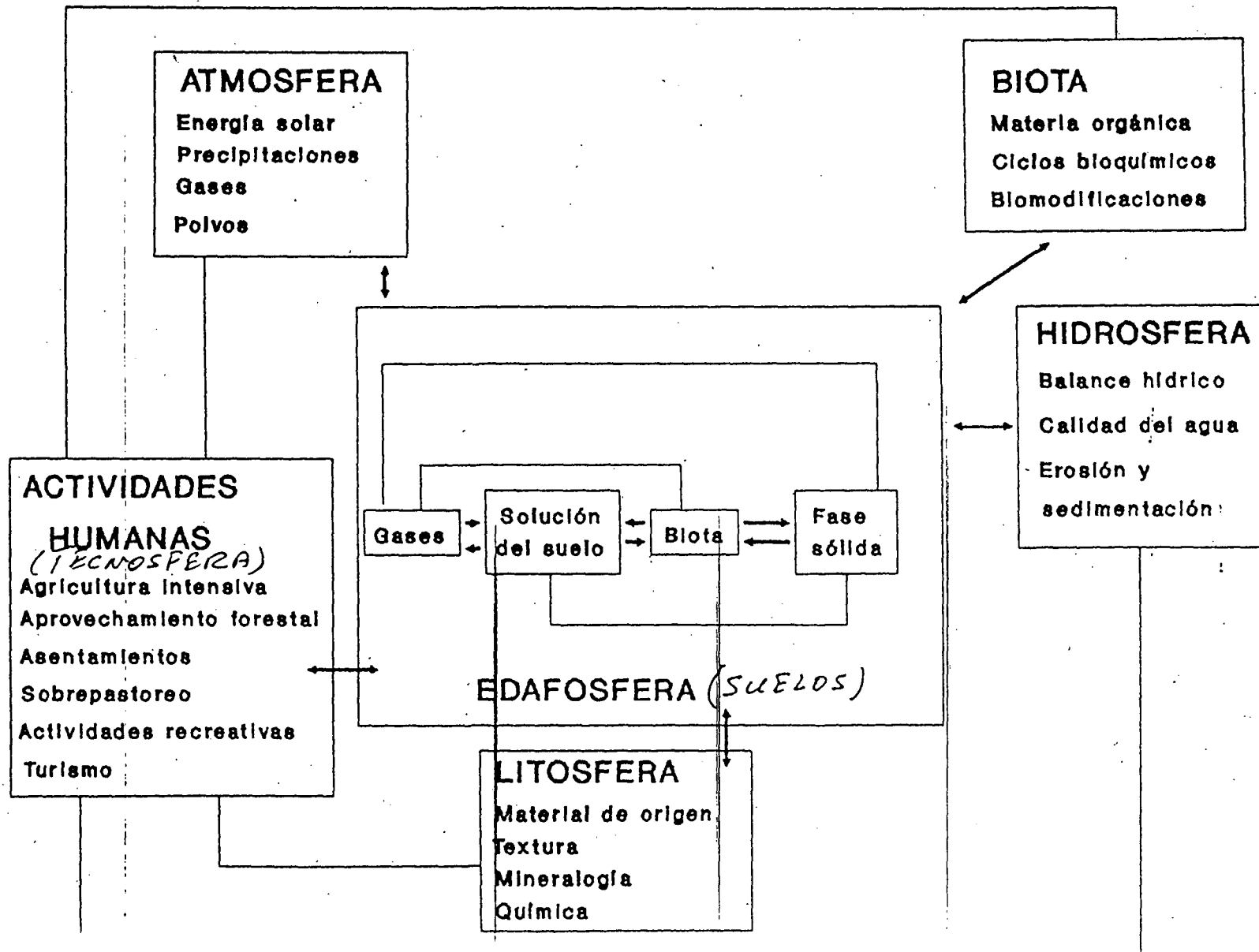
Finalmente se analizarán con cierto detalle los principales procesos de degradación que afectan a los suelos de Canarias, haciendo especial hincapié en aquellos que derivan de un mal uso de los suelos por el hombre y se señalarán las pautas a seguir para el establecimiento de medidas de conservación y regeneración, poniendo especial énfasis en cómo el conocimiento de las características del suelo y sus interrelaciones permite una mejor y más racional gestión de los recursos de tierras en las islas.

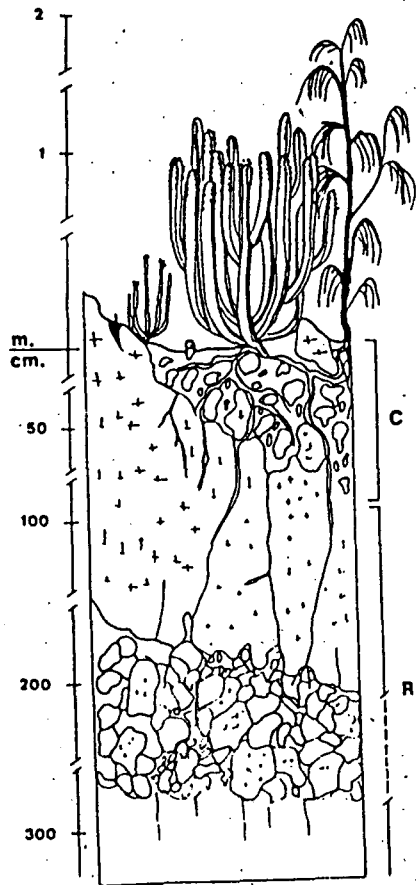
ANEXO
(Esquemas y Figuras)



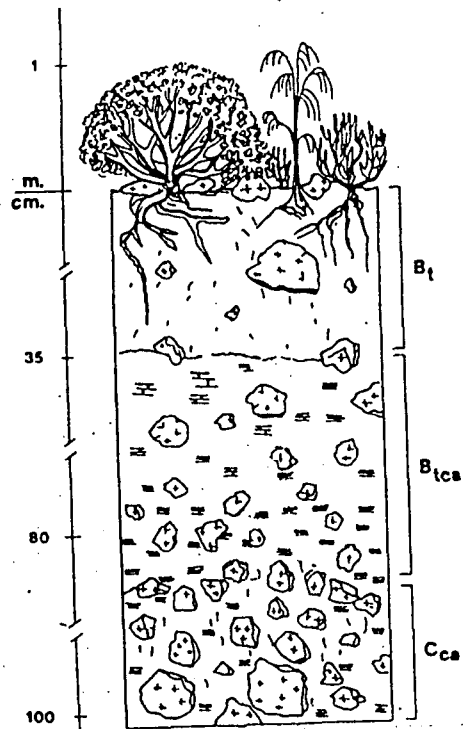


MODELO DE INTERACCIONES NATURALES E INDUCIDAS POR EL HOMBRE, DENTRO DEL SUELO; Y ENTRE EL SUELO Y OTROS SUBSISTEMAS BIOGEOESFERICOS

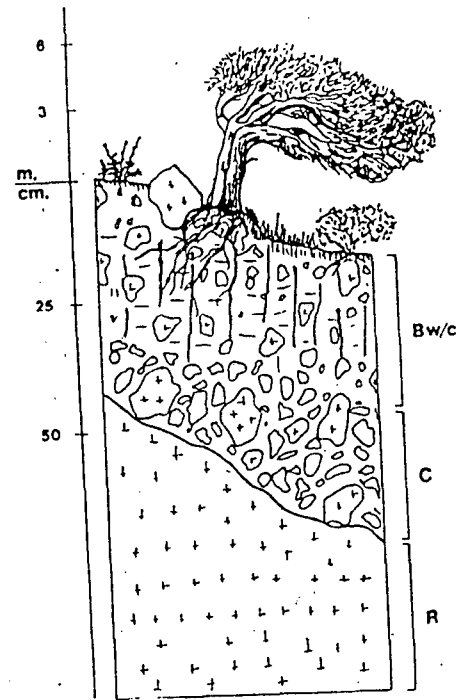




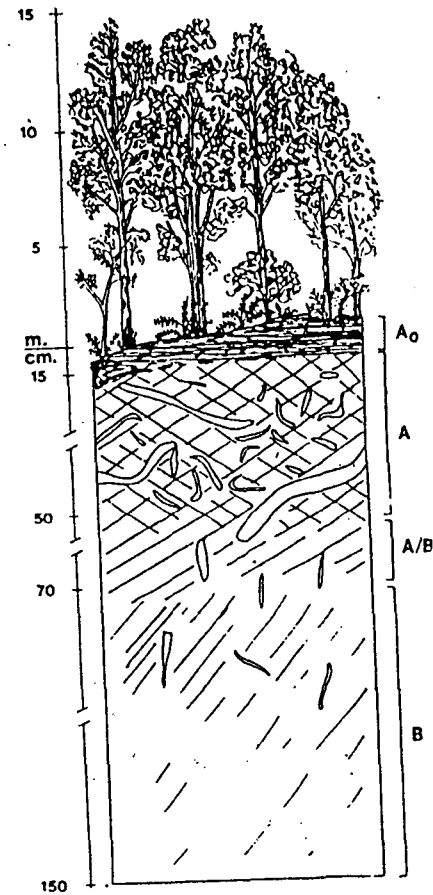
(A)



(B)

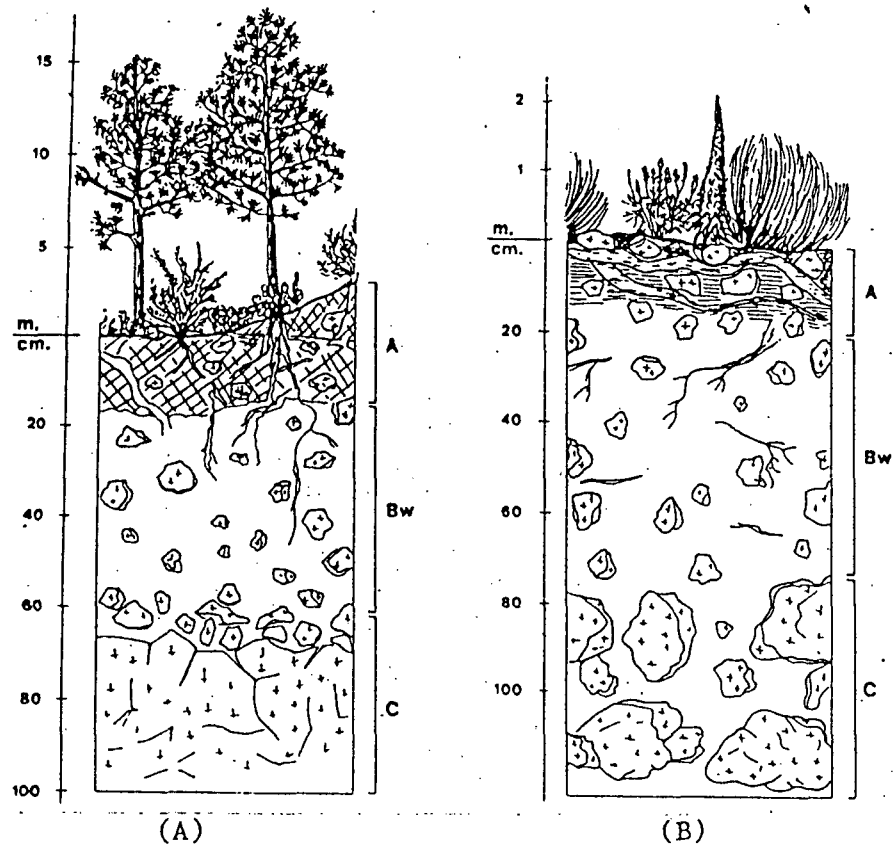


(C)

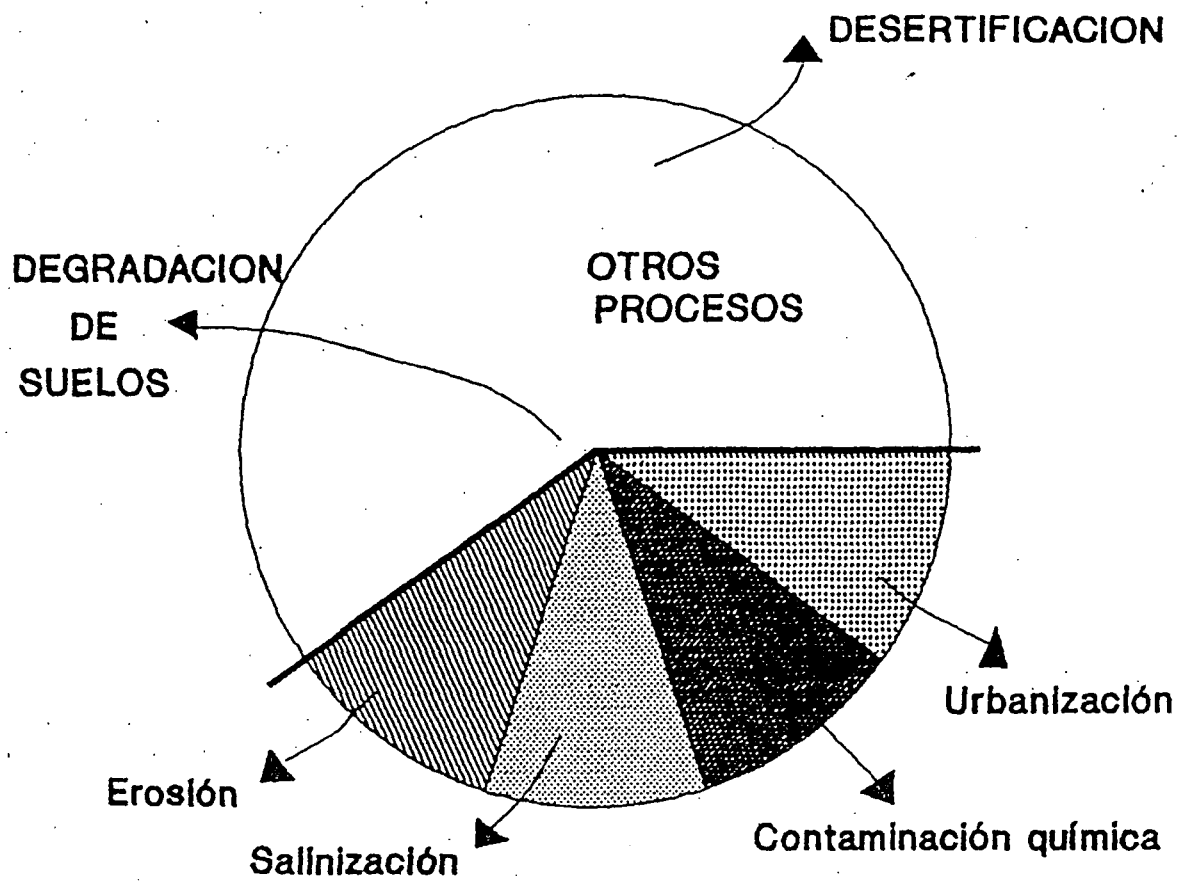


(D)

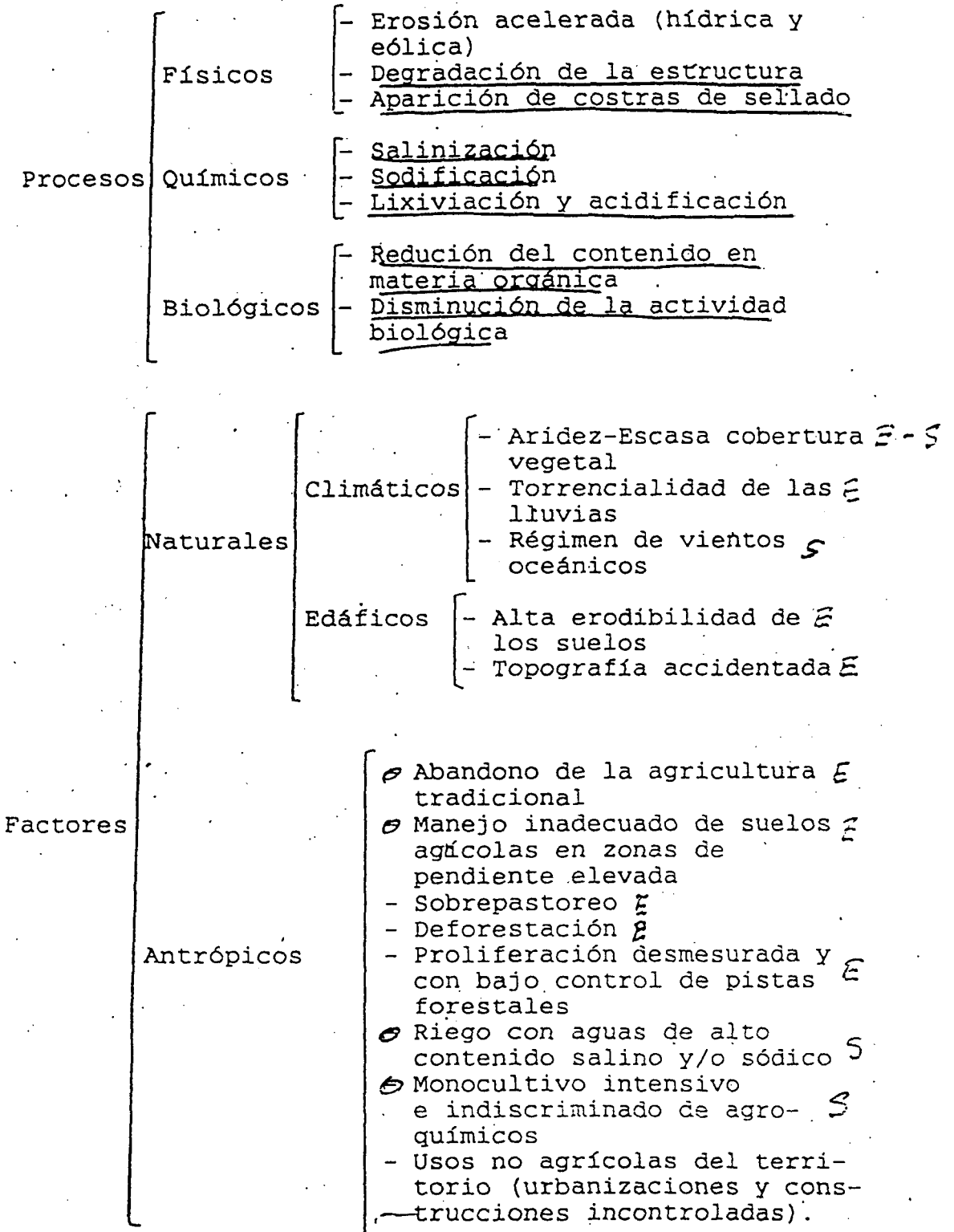
- (A) Matorral costero sobre entisoles líticos
 (B) Matorral costero sobre aridisoles calizos
 (C) Bosques termófilos sobre inceptisoles
 (D) Monteverde sobre andisoles húmicos



(A) Pinar sobre inceptisoles saturados
 (B) Matorral de cumbre sobre andisoles vítricos



siguiente cuadro:



↳ *Asfaltización*

Sesión 12. El entorno marino en el área de Canarias

1) Introducción

En esta Sesión se estudiarán las características hidrodinámicas de las aguas en la Cuenca de Canarias. Ello se realizará partiendo de una visión de conjunto de la importancia de los océanos en el ecosistema terrestre, pasando por la dinámica a gran escala en el Atlántico Norte, terminando con los fenómenos particulares característicos del entorno marino en el Archipiélago Canario.

La importancia de los océanos estriba en su papel fundamental dentro del ecosistema terrestre. Desde un punto de vista práctico a corto plazo, el conocimiento del comportamiento físico de los océanos nos permitirá optimizar las actividades de navegación (transporte y pesca), diseño de estructuras costeras y marinas, eficacia de vertidos costeros y predicción de derrames de petróleo. A mediano y largo plazo el conocimiento de los océanos es fundamental para aprovechar su potencial energético, así como para utilizar de manera adecuada su capacidad como sumidero de los desechos xenobióticos y su potencial regulador del clima terrestre.

Los océanos ocupan las dos terceras partes de la superficie terrestre, siendo su profundidad media de unos 3500 m y su masa 270 veces la de la atmósfera. La capacidad calorífica del agua es cuatro veces mayor que la del aire, de tal manera que una capa de apenas 3 m de agua es capaz de contener la misma cantidad de calor (por unidad de área) que toda la atmósfera. Estos valores ponen en evidencia que los océanos son los grandes reservorios del exceso o defecto de calor en nuestro planeta. Las corrientes oceánicas superficiales son típicamente del orden de 0.1 a 1 m/s, uno o dos órdenes de magnitud menos que los vientos en la atmósfera. Sin embargo, el transporte de calor en los océanos es comparable o mayor que el transporte de calor en la atmósfera. En particular, las corrientes oceánicas son responsables del clima moderado de algunas zonas de la tierra a altas latitudes.

El tiempo de residencia (o renovación) del agua en zonas costeras es altamente variable, dependiendo de las características hidrodinámicas de la zona. En algunas zonas costeras, donde las aguas se encuentren abiertas a un libre intercambio con las aguas oceánicas, el tiempo de residencia puede ser muy pequeño, del orden de horas o días. Sin embargo, en otros cuerpos semicerrados de agua el tiempo de residencia puede aumentar considerablemente. El conocimiento del tiempo de residencia en una zona del océano costero es fundamental para predecir los niveles de contaminación que se pueden alcanzar, así como para anticipar el destino final de los residuos ahí lanzados.

Para aguas oceánicas es más apropiado considerar su tiempo de respuesta, que puede definirse como aquel tiempo necesario para que se produzcan cambios significativos de sus características hidrodinámicas. En las aguas superficiales oceánicas el

tiempo de respuesta puede ser considerablemente corto, debido principalmente a la influencia directa de los vientos, mientras que en la termoclina permanente (típicamente entre 500 y 1500 m de profundidad) es del orden de 10 años, y en aguas profunda se estima está entre varios centenares y 1000 años. Esto sugiere que el inmenso reservorio de aguas profundas, y termoclinas en menor grado, actúan como sumidero y mecanismo controlador de los cambios que ocurren en el ecosistema terrestre. Un ejemplo de ello puede ser su papel como eficaz sumidero del exceso de calor y CO_2 producido en la atmósfera.

Las corrientes oceánicas son responsables del transporte y distribución no solo del calor sino también de los nutrientes, pudiendo así controlar los niveles de productividad primaria. La existencia de zonas, de mayor o menor extensión, que poseen un alto nivel de productividad es fruto de la interacción entre la hidrodinámica y la vida existente en sus aguas. Un claro ejemplo de ello son los altísimos niveles de productividad que se alcanzan en el Atlántico Norte durante la primavera, cuyo sustento aparece ligado al intenso transporte de nutrientes asociado a la Corriente del Golfo (Pelegrí y Csanady 1991). Desde un punto de vista filosófico, en apoyo de la teoría Gaia de Lovelock (1978), se podría argumentar que este transporte localizado de nutrientes es equivalente al de las arterias en un ser vivo. A menor escala, la importancia de la hidrodinámica sobre la productividad primaria es evidente en los procesos de afloramiento costero y en el ecuador. Los niveles existentes de productividad son responsables no solo de la liberación de grandes cantidades de O_2 a la atmósfera, sino también, a través de la cadena alimenticia, del desarrollo de importantes pesquerías en determinadas zonas.

2) El giro subtropical del Atlántico Norte

Uno de los aspectos más resaltantes de la circulación oceánica superficial es la existencia de grandes giros en el Atlántico Norte, Atlántico Sur, Pacífico Norte, Pacífico Sur e Índico (Figura 1). Todos estos giros están caracterizados por flujos dominantes en la dirección zonal cerca del Ecuador (hacia el Oeste) y a latitudes templadas (hacia el Este), y recirculación en la dirección meridional, hacia los Polos en su margen occidental y hacia el Ecuador en su margen oriental. Una de las características de estos giros es una notoria asimetría zonal, pues las corrientes que se dirigen hacia los polos (o corrientes de frontera Oeste) son muy localizadas e intensas, mientras que las corrientes que se dirigen hacia el ecuador (o corrientes de frontera Este) son generalmente mucho más difusas y débiles. La existencia y sentido de circulación de estos giros viene determinada por el sistema de vientos sobre el océano, del Oeste en altas latitudes y alisios (provenientes del Noreste) a bajas latitudes (Figura 2). La asimetría entre las corrientes de ambos márgenes se debe al sentido de rotación de la tierra, de Oeste hacia el Este.

La circulación en la termoclina permanente (Figura 3) también muestra una estructura similar, aún cuando la intensidad de las corrientes es normalmente un orden de magnitud menor. En las capas de la termoclina superior (cuya profundidad oscila entre 0 y unos 1000 m) la circulación está controlada por el régimen de vientos en aquellas regiones, de altas latitudes, donde estas capas alcanzan la superficie del

océano. En la termoclina inferior (entre los 1000 y 2000 m de profundidad) la circulación se produce por transferencia del momento de las capas superiores, a través de fricción interna.

Uno de los giros mejor estudiados es el giro subtropical del Atlántico Norte (Figura 4). El sistema de corrientes que compone este giro está formado por la Corriente Norecuatorial, Corriente del Caribe, Corriente de Florida, Corriente del Golfo, Corriente del Atlántico Norte, Corriente de Las Azores y la Corriente de Canarias. La Corriente del Golfo, en el margen occidental del océano y dirigida hacia el Norte a lo largo de la costa de America, tiene un ancho de unos 100 km y alcanza velocidades superficiales típicas de 1 m/s, con máximos de unos 2 m/s, llegando a transportar mas de 150 Sv (1 Sverdrup equivale a $10^6 m^3/s$ de agua). En el límite oriental de este giro se encuentra la Corriente de Canarias, la cual usualmente se ubica entre los 15 y 30°N, con una extensión de unos 1500 km (Figura 5). Hasta la década de los setenta, la Corriente de Canarias se suponía era muy débil y difusa, del orden de 0,01 m/s. Sin embargo, los programas realizados en la zona, principalmente durante la última década, han mostrado que el núcleo de la corriente es suficientemente intenso como para registrar velocidades de 0,1 – 0,2 m/s, aunque este muestra gran variabilidad estacional (Stramma y Siedler 1988, Fiekas et al. 1992).

3) La Corriente de Canarias y el afloramiento en el noroeste africano

Los afloramientos (o surgencias) y hundimientos costeros se producen en zonas costeras cuando existen vientos paralelos a la costa, su intensidad dependiendo en gran medida de la intensidad y/o persistencia de los vientos. Para que existan surgencias la costa debe encontrarse a la izquierda de la dirección del viento (en el hemisferio Norte, al revés en el hemisferio Sur), pues en caso contrario se produciría un hundimiento. En el caso de afloramientos las capas de agua mas superficiales se desplazan hacia afuera de la costa, siendo reemplazadas por aguas más profundas (Figura 6). Estas aguas de origen mas profundo (y a menor temperatura) son ricas en nutrientes, y una vez expuestas a la zona fótica ocasionan un considerable aumento en la producción de fitoplancton.

La existencia de afloramientos puede apreciarse mediante mediciones hidrográficas y químicas durante campañas oceanográficas, así como con el auxilio de imagenes de satélite de temperatura (espectro infrarojo) y reflectividad (la cual cambia con la concentración de los pigmentos, proporcionales a la abundancia de fitoplancton). Un caso notable de afloramientos es el que ocurre en el el Africa Noroccidental, el cual ha sido objeto de numerosos estudios durante las pasadas décadas (Figura 7). Durante los años setenta, diversos investigadores extranjeros y españoles intentaron caracterizar las condiciones hidrográficas medias de la zona (ver, por ejemplo, Hempel 1982). En estos trabajos, sin embargo, el énfasis se limitó a la plataforma y el talud continental, con secciones cortas y perpendiculares a la costa. En la década de los ochenta, se dedicó un gran esfuerzo a la recopilación y análisis de datos, con el fin de caracterizar la intensidad y variabilidad del afloramiento (por ejemplo Zenk et al. 1991, Hernandez et al. 1993). En estos estudios, sin embargo, las corrientes de frontera Este del giro subtropical del Atlántico Norte (Corriente de Las Azores, Corriente Norecuatorial y,

principalmente, la Corriente de Canarias) han sido consideradas solo marginalmente, con el único papel de ser el límite oceánico del sistema de afloramiento. Algo similar ha sucedido en estudios más teóricos del problema de afloramiento costero, donde se ha ignorado la hidrodinámica a gran escala del extremo oceánico (Pelegrí y Richman, 1993).

Por otro lado, se han llevado a cabo numerosos estudios de las corrientes de frontera Este utilizando enfoques analíticos y de análisis de datos. El trabajo de Luyten et al. (1983), sobre la ventilación de la termoclina, ha sido continuado por diversos autores, poniendo de manifiesto la importancia de utilizar apropiadas condiciones de borde en el límite oriental del giro (por ejemplo Huang 1990). Csanady y Pelegrí (1993) han mostrado que la condición de borde para el flujo en el océano interior depende de la dinámica del flujo en las capas límites laterales, mostrando la inexactitud de las condiciones de no deslizamiento y deslizamiento libre. En el último decenio, diversos investigadores, principalmente alemanes, han realizado un notable esfuerzo en la recopilación de información para el margen oriental del giro subtropical del Atlántico Norte, lo cual ha proporcionado una imagen más clara del sistema de corrientes superficiales y termoclinas (por ejemplo Stramma 1984, Stramma y Siedler 1988, Fiekas et al. 1992, ver Figura 8). En la actualidad diversos grupos norteamericanos, franceses, alemanes, ingleses y portugueses, están realizando programas de mediciones en el margen oriental del giro Noratlántico subtropical (esto se discute extensivamente más adelante, en la sección de Solapamiento). Sin embargo, para todos estos estudios la dinámica de afloramientos en la costa africana ha permanecido de interés marginal, viéndose reducida a un proceso de circulación costera.

Diversos aspectos, relacionados con la dirección y variabilidad del sistema de corrientes, apuntan a la importancia de realizar un enfoque global de este problema. Es por ello que el grupo de Oceanografía Física de la ULPGC planea iniciar en 1993, bajo patrocinio de la CICYT, un programa de mediciones y modelaje cuyo objetivo general consiste en establecer la relación dinámica entre la región de afloramiento del Noroeste africano y el límite oriental del giro subtropical del Atlántico Norte. Las características de la Corriente de Canarias dependerán del modo de recirculación del giro subtropical en el Noroeste africano. La dinámica de esta recirculación está todavía por definirse, pero nuestra hipótesis básica es que debe estar modulada por el afloramiento en la zona. El afloramiento no solo actúa como mecanismo de transporte de flujo paralelo a la costa (a través del chorro costero baroclínico), sino que puede también actuar como sumidero para la circulación de las capas termoclinas y fuente para las capas superficiales. En particular, la variabilidad de la Corriente de Canarias estará íntimamente relacionada con la variabilidad del afloramiento.

4) Dinámica del flujo entre islas

La Corriente de Canarias a su paso por el Archipiélago de Canarias es modificada por la presencia de las islas. Estas islas actúan como obstáculos al flujo medio en la zona, produciendo diversos fenómenos dignos de mención (Sangrá 1993). El primero, y más obvio, de ellos es una aceleración del flujo en aquellas zonas donde las islas ocasionan una constricción del mismo. El segundo de ellos es la producción de una

zona de alta turbulencia en la zona adyacente al Sur de las islas, asociada al fenómeno de separación de la capa límite. Otro proceso es la alteración en ambos lados de las islas, y de forma asimétrica, del nivel de las capas termoclinas.

El mas llamativo de estos procesos es, sin embargo, la generación de una calle de remolinos ciclónicos (movimiento contrario a las agujas del reloj) y anticiclónicos (movimiento en la dirección de las agujas del reloj) a sotavento de las islas. La generación de estos remolinos está asociada a la creación de momento angular en los bordes sólidos del flujo, de tal manera que el momento angular de todo el flujo se mantiene constante. Esta calle de remolinos, o calle de Von Karman, ha sido ampliamente documentada para el caso de remolinos atmosféricos formados a sotavento de una montaña, gracias a observaciones de la estructura de las nubes localizadas en la capa de inversión atmosférica (Figura 9). En el caso de los vórtices oceánicos, el fenómeno ha podido ser observado a través de la distribución superficial de temperaturas por medio de imágenes de satélite (Hernández et al. 1993), y por medio de sondas lanzadas desde un avión (AXBTs) que registran la variación vertical del campo de temperaturas (Aristegui et al. 1993). Estos últimos autores sugieren que el acercamiento de las capas termoclinas (ricas en nutrientes) hacia la superficie es la causa de alta productividad asociada a los remolinos ciclónicos, lo cual resulta en un alto nivel de pescas al Sur de las islas.

5) Condiciones oceanográficas normales y extremas

Las condiciones oceanográficas (físicas) de una zona determinada usualmente se especifican por medio de los regímenes de corrientes, mareas y oleaje, así como a través de la distribución horizontal y vertical del campo de temperatura y salinidad. En zonas de la plataforma continental, que se encuentren cerca de la costa y lejos de descargas significativas de agua dulce, normalmente existe poca estratificación horizontal y vertical. En estos casos, los regímenes de corrientes, mareas y oleaje son los que determinan el transporte y difusión de contaminantes vertidos en la costa. Asimismo, son estos regímenes, en conjunto con el de vientos superficiales, los que determinan el diseño de plataformas marinas y estructuras costeras.

En este apartado discutiremos brevemente las características generales de las mareas, corrientes y oleaje dentro de la plataforma continental de las islas del Archipiélago Canario. Las mareas mas importantes son normalmente aquellas de tipo astronómico, las cuales tienen su origen en las componentes horizontales de la fuerza resultante de combinar la fuerza de atracción de la luna (sol) y la centrífuga de rotación alrededor del sistema tierra-luna (tierra-sol). Las componentes mas importantes de la marea tienen periodicidad diurna y semidiurna. En algunas zonas las mareas meteorológicas, causadas por oscilaciones diurnas en la presión y los vientos, pueden también ser importantes. Las mareas se miden por medio de mareógrafos, que registran una serie de tiempo de datos de elevaciones del nivel del mar (usualmente a partir de cambios en la presión). En las Islas Canarias la marea es predominantemente semidiurna, siendo su rango medio de 0,7 m y su rango máximo algo superior a 1 m (Bruno 1993, ver Figura 10).

Desde un punto de vista práctico es útil representar las corrientes como el re-

sultado de la suma lineal de corrientes geostróficas, eólicas y de marea. Esta idealización, aunque incorrecta, puede proporcionar órdenes de magnitud correctos para las corrientes medias y extremas. Las corrientes geostróficas cerca de la costa son usualmente extrapoladas a partir de aquellas calculadas fuera de la plataforma continental. De esta manera, de acuerdo a la discusión de los apartados anteriores, podemos estimar una contribución geostrófica media de $0,1\text{ m/s}$, pudiendo alcanzarse valores varias veces mayores debido al aceleramiento del flujo a su paso entre las islas y a la generación de remolinos a sotavento de las islas.

Por su parte, las corrientes eólicas (o generadas por el viento) son usualmente estimadas a partir de una relación empírica que sugiere que su magnitud es aproximadamente el 4% de la magnitud del viento, y su dirección es 10 grados hacia la derecha de la dirección del viento (Figura 11). Así pues, para vientos alisios medios de unos 5 m/s , las corrientes eólicas se dirigirían hacia el Suroeste con una celeridad de $0,2\text{ m/s}$. Para vientos más intensos (o ráfagas) la respuesta de las corrientes superficiales dependerá de la duración de la ráfaga. Sin embargo, suponiendo vientos máximos de 20 m/s con suficiente duración, podemos estimar corrientes eólicas máximas de alrededor de $0,5\text{ m/s}$.

Las corrientes de marea son el resultado de los desplazamientos de agua asociados a los cambios de nivel de la marea astronómica. Estas corrientes son usualmente muy pequeñas en aguas profundas y se intensifican cerca de la costa. Ellas son fácilmente calculables a partir del análisis armónico de un registro suficientemente largo de corrientes (normalmente se requiere un registro de un mes de duración para separar las componentes más importantes de la marea). Las corrientes de marea pueden cambiar considerablemente entre puntos relativamente cercanos, usualmente mucho más que las elevaciones de marea. Un análisis de este tipo para las corrientes medidas cerca de Las Palmas de G. C. (Bruno 1993) permite estimar su magnitud media en unos $0,06\text{ m/s}$ y máxima en $0,1\text{ m/s}$.

La combinación de las corrientes geostróficas, eólicas y de marea sugiere que las celeridades medias de la corriente en la plataforma continental de las Islas Canarias es de $0,25\text{ m/s}$, mientras que sus celeridades máximas pueden ser algo superior a 1 m/s . Este estimado coincide con las observaciones realizadas con un correntímetro cercano a Las Palmas de G. C. (Figura 12).

Finalmente, el régimen de oleaje en Canarias es esencialmente el resultado de la combinación del oleaje generado localmente y aquel generado por tormentas lejanas (denominado "swell"), normalmente localizadas en regiones norteñas del Atlántico Norte. Las condiciones normales en las islas corresponden al primero, mientras que el oleaje extremo corresponde a este último. Para la medición del oleaje se pueden utilizar diversos tipos de instrumentos, destacando los que miden los cambios de presión y las aceleraciones verticales asociadas al pasaje de las olas. Rodríguez (1992) reportó oleaje máximo, asociado a swell generado por una tormenta distante, de 9 m , con una altura significativa (definida como el promedio del tercio de las olas con mayor amplitud) de 5 m (Figura 13).

6) Intercambio entre la plataforma continental y el océano abierto

El conocimiento de los procesos de intercambio entre las aguas someras de la plataforma continental y aquellas del océano profundo es vital para conocer los tiempos de residencia de estas aguas en zonas costeras. Idealmente, sería deseable que estos procesos fueran lo suficientemente intensos como para que los vertidos costeros llegasen a zonas más alejadas y profundas. En los Estados Unidos su Departamento de Energía es responsable de este tipo de estudios, para los cuales invierte cantidades considerables de dinero. Un ejemplo de ello ha sido un programa para la costa Este de Estados Unidos, denominado SEEP (Shelf Edge Exchange Processes). Una de las conclusiones de este programa es que el intercambio no es tan rápido como pudiera parecer. Diferentes factores, tales como la presencia de sistemas frontales casi permanentes en el borde de la plataforma continental, inhiben el libre intercambio de agua (y partículas) entre la plataforma y el océano profundo.

En el caso de islas donde existe un flujo medio casi permanente en una dirección (tal como es el caso de las Islas Canarias) y donde no se ha documentado la existencia de sistemas frontales duraderos, pareciera natural suponer que el intercambio entre las aguas costeras y profundas debe ser rápido. Sin embargo, existe evidencia teórica que nos advierte que esta suposición debería ser objeto de un estudio cuidadoso, tanto observacional como teórico. A continuación nos remitiremos a discutir brevemente un resultado que ponen en duda la hipótesis del libre intercambio.

La rotación de la tierra es posiblemente la mayor ligadura en la dinámica de fluidos geofísicos. Sobre distancias largas, y con velocidades relativamente bajas, esta ligadura es dominante y condiciona las características del movimiento. Por ejemplo, para un flujo controlado por distancias de unos 20 km y con velocidades del orden de 0.25 cm (que son escalas características de nuestras islas) tenemos que los efectos de rotación son importantes. En este caso el flujo se denomina casi-geostrófico y está obligado a desplazarse a lo largo de isóbatas. Un ejemplo clásico de este fenómeno, en Mecánica de Fluidos, son las Columnas de Taylor (ver, por ejemplo, Pedlosky 1979). Este ejemplo dice que un flujo pasando por encima de un obstáculo en el fondo se desvía a lo largo de las isóbatas, como si el obstáculo llegase hasta la superficie (Figura 14). La extrapolación a la plataforma continental es directa: el flujo no será capaz de atravesar la "frontera" producida por el cambio de profundidad en el extremo de la plataforma. La presencia de vientos sobre la zona tampoco altera necesariamente este resultado, tal como muestran las líneas de flujo obtenidas por Csanady y Shaw (1983) sobre la plataforma continental para el caso de vientos de dirección arbitraria (Figura 15). La única restricción para este resultado es que los cambios de densidad con la distancia a lo largo de la costa sean pequeños, una condición que parece bastante correcta en las Islas Canarias.

7) Conclusiones

Los rasgos generales del entorno marino de nuestras islas son actualmente conocidos. Sin embargo, desconocemos todavía numerosos aspectos de su variabilidad espacial y temporal. Este conocimiento es fundamental si queremos aprovechar adecuadamente la capacidad depuradora del océano, sin sobrepasar un posible límite irreversible.

Para alcanzar este conocimiento es necesario la realización de programas serios multidisciplinarios, donde las observaciones y modelización del ambiente marino físico sean una componente primordial.

Bibliografía

Para profundizar en el estudio de la física de los océanos y su interacción con la atmósfera se recomiendan los textos de Gill (1981) y Peixoto (1992). Para un tratado sobre la circulación en zonas costeras, incluyendo lagos, plataforma y talud continental, se recomienda el texto de Csanady (1982), ver también a Csanady (1990a,b). Diversos estudios recientes sobre la zona de Canarias corresponden a Arístegui et al. (1993), Hernández-Guerra et al. (1993), Rodríguez (1992) y Sangrá (1993).

Arístegui, J., P. Sangrá, S. Hernández, M. Cantón, A. Hernández y J. L. Kerling, 1993. Island-induced eddies in the Canary Islands, enviado al Deep-Sea Research.

Bruno, M., 1993. Un análisis de las causas que contribuyen a la distorsión de la señal semidiurna de marea en la costa Este de la isla de Gran Canaria. Tesis doctoral, Universidad de Cádiz, 268 pp.

Bryden H. L., E. C. Brady y R. D. Pillsbury, 1989. Flow through the Strait of Gibraltar. En "Seminario sobre la Oceanografía Física del Estrecho de Gibraltar, Madrid, 24-28 Octubre 1988, editado por J. L. Almazan, H. Bryden, T. Kinder y G. Parrilla, 166-194.

Csanady, G. T., 1982. "Circulation in the coastal ocean". Reidel, 279 pp.

Csanady, G. T., y P. T. Shaw, 1983. The insulating effect of a steep continental slope. *Journal of Geophysical Research*, 88, 7519-7524.

Csanady, G. T., 1990a. Mixing in coastal regions. En "The sea: ocean engineering science", vol. 9, John Wiley and Sons, 593-629.

Csanady, G. T., 1990b. Physical basis of coastal productivity. The SEEP and MASAR experiments. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 71, 1060-1065.

Csanady, G. T. y J. L. Pelegrí, 1993. Vorticity balance in boundary currents. *Journal of Marine Research*, en prensa.

Fiekas, V., J. Elken, T. J. Muller, A. Aitsam, y W. Zenk, 1992. A view of the Canary Basin thermocline circulation in winter. *Journal of Geophysical Research*, 97, 12495-12510.

Hempel, G., editor, 1982. The Canary Current: Studies of an upwelling system. *Rapports et Proces-Verbeaux des Reunions, Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, 180, 455 pp.

Hernández-Guerra, A., J. Arístegui, M. Cantón, y L. Nykjaer, 1993. Oceanographic features surrounding the Canary Islands as determined using Coastal Zone Color Scanner data. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1431-1437.

- Huang, R. X., 1990. On the three-dimensional structure of the wind-driven circulation in the North Atlantic. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 117-159.
- Kundu, P. K., 1999. "Fluid Mechanics". Academic Press, 638 pp.
- Lovelock, J. E., 1979. "Gaia: a new look at life on earth". Oxford University Press, 157 pp.
- Luyten, J., J. Pedlosky, y H. Stommel, 1983. The ventilated thermocline. *Journal of Physical Oceanography*, 13: 292-309.
- Mittelstaedt, E., 1991. The ocean boundary along the Northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26, 307-356.
- Pedlosky, J., 1979. "Geophysical Fluid Dynamics". Springer-Verlag, 624 pp.
- Peixoto, J. P., y A. H. Oort, 1992. "Physics of Climate", American Institute of Physics, 520 pp.
- Pelegrí, J. L., y G. T. Csanady, 1991. Nutrient transport and mixing in the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research*, 96, 2577-2593.
- Pelegrí, J. L., y G. T. Csanady, 1993. Vorticity balance in boundary currents. *Journal of Marine Research*, en prensa.
- Pelegrí, J. L., y J. G. Richman, 1993. On the role of shear-mixing during transient coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 13, 1363-1400.
- Rodríguez Rodríguez, G., 1992. Spectral and statistical characteristics of wind waves off Canary Islands. *Proceedings Civil Engineering in the Oceans V*, College Station, Texas, pp. 622-636.
- Sangrá, P., 1993. "Remolinos al Sur de Gran Canaria". Tesis doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, en preparación.
- Stramma, L., 1984. Geostrophic transport in the Warm Water Sphere of the eastern subtropical North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 42, 537-558.
- Stramma, L. y G. Siedler, 1988. Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre. *Journal of Geophysical Research*, 93, 8111-8118.
- Tejedor, M. B., 1991. Contribución al estudio de fenómenos dinámicos de interacción atmósfera-oceano en la costa oriental de Gran Canaria. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 289 pp.
- Van Camp, L., L. Nykjaer, E. Mittelstaedt, y P. Schlittenhgardt, 1991. Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography*, 26, 357-402.
- Zenk, W., B. Klein y M. Schröder, 1991. Cape Verde frontal zone. *Deep-Sea Research*, 38, Suppl. 1, S505-S530.

ANEXO

(Esquemas y Figuras)

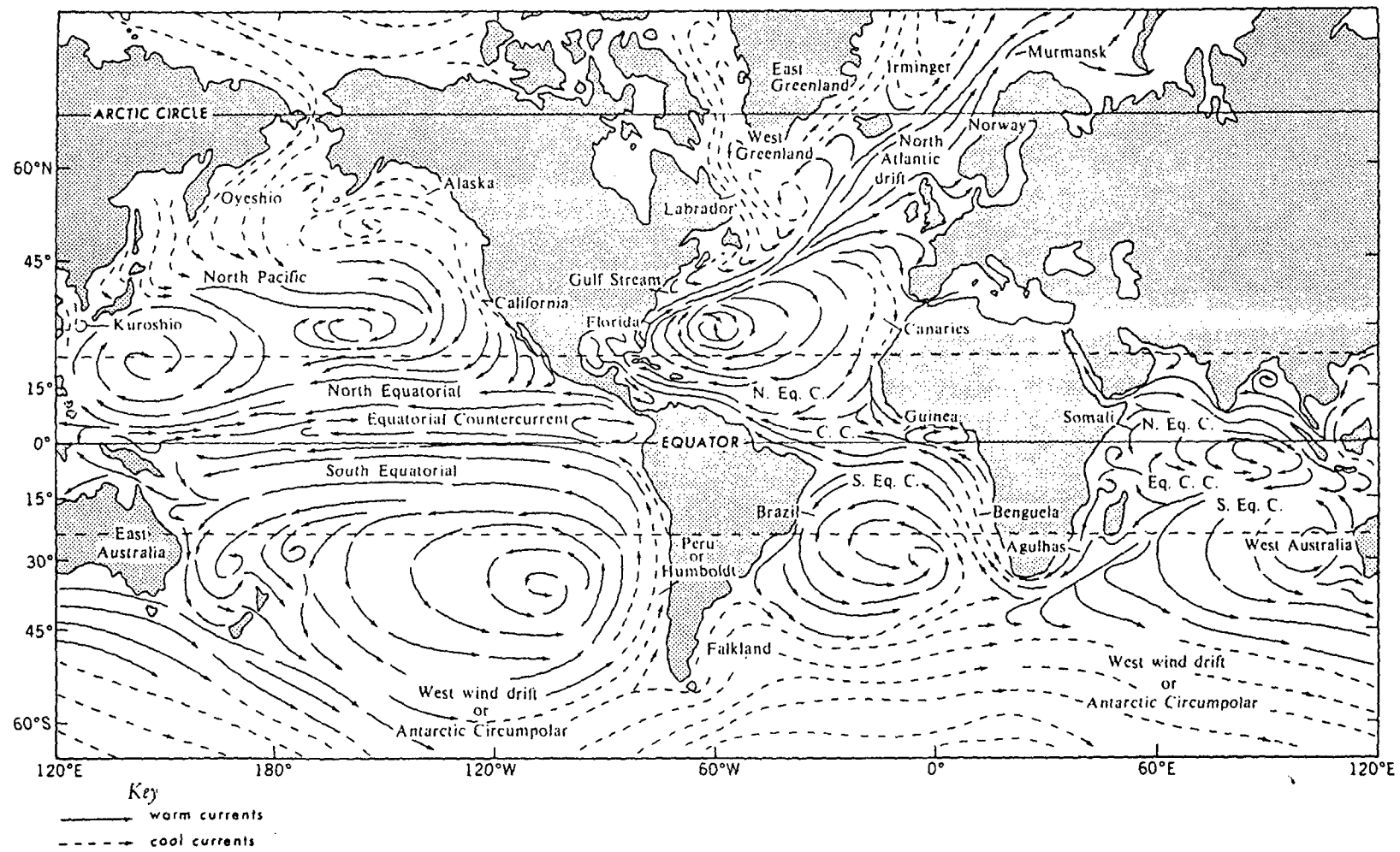


FIGURE 8.1. A map of the major surface currents in the world ocean during northern winter (from Tolmazin, 1985).

Figura 1 (de Peixoto 1992)

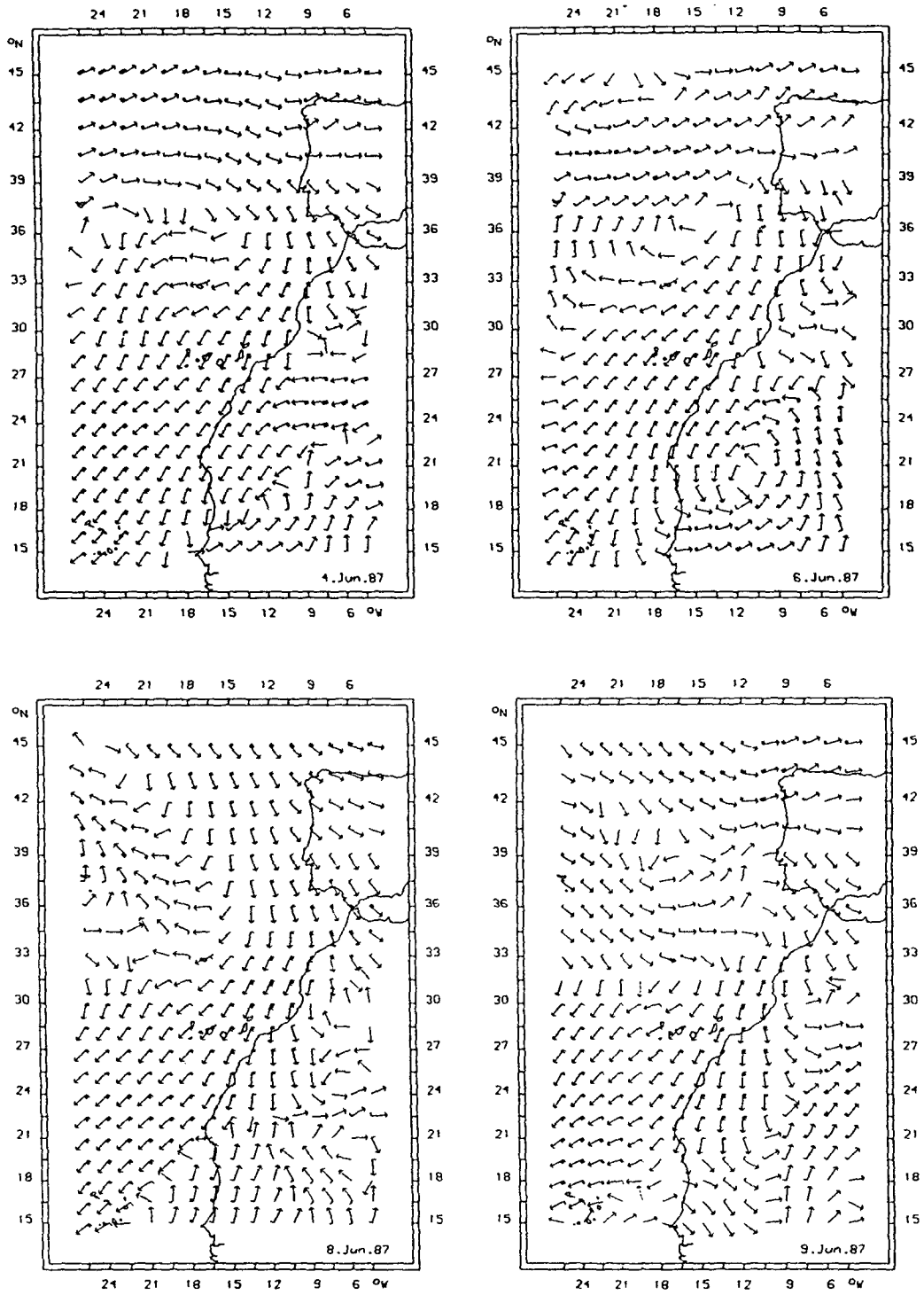


FIG.4b. Winds on 4, 6, 8 and 9 June 1987. Legend as for Fig.2.

Figura 2
 (Van Camp et al, 1991)

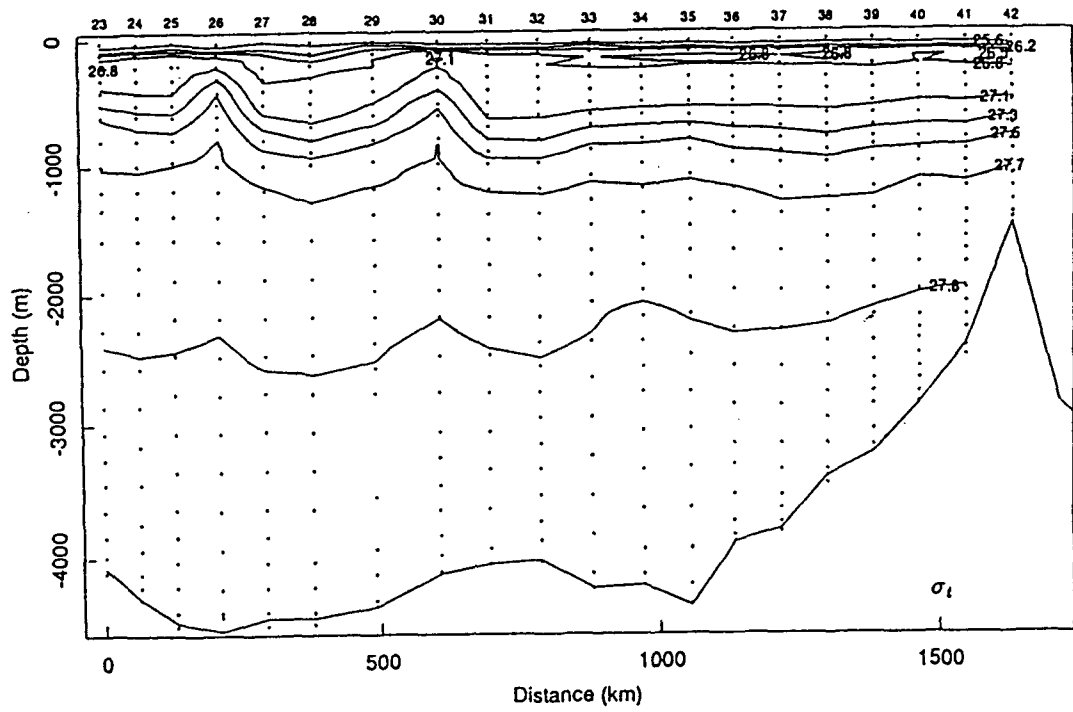


Figura 3 (Pelegri 1992)

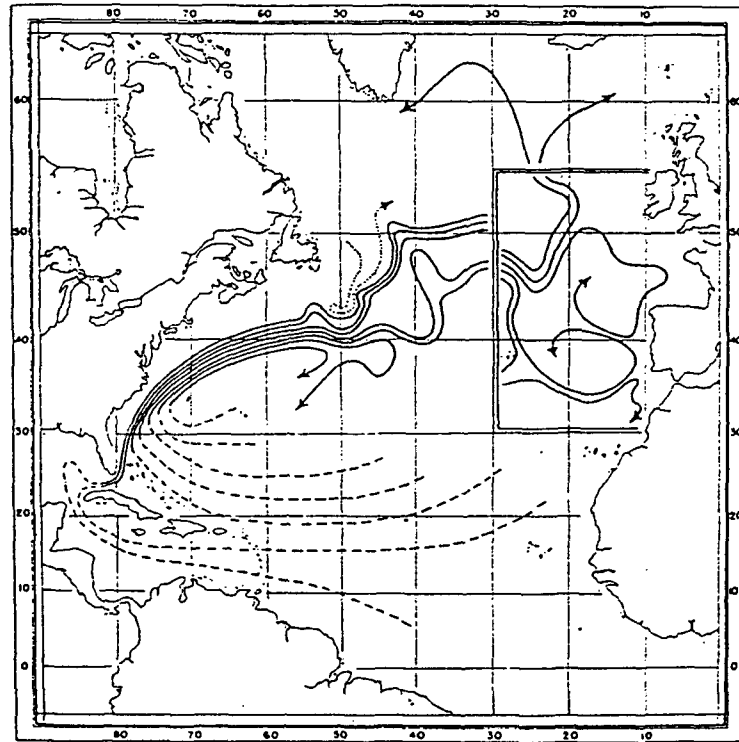


Figure 1

Figure 4.1 A schematic diagram showing the Gulf Stream System as described by Iselin (1936). Each streamline represents a transport interval of about $12 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Figura 4

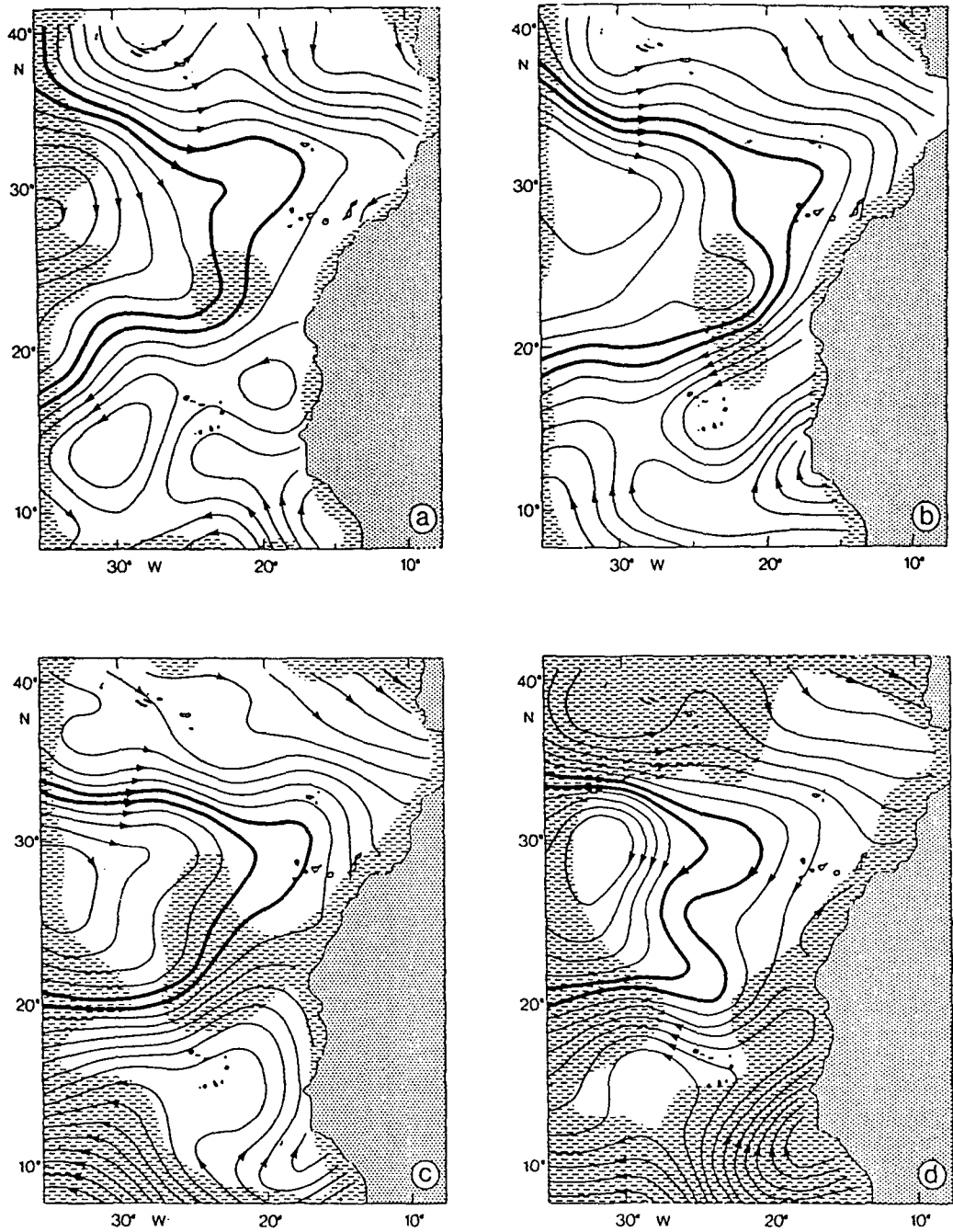


Fig. 3. Integrated volume transport (0 to 200 m) from mean density profiles for (a) January through March (winter), (b) April through June (spring), (c) July through September (summer), and (d) October through December (fall). Contour intervals represent $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The error field larger than $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ is barred. Heavy lines represent limits of the separation area between the two transport bands extending from the Azores Current and are given as indicators for gyre displacements.

Figura 5 (Stramma y Siedler 1983)

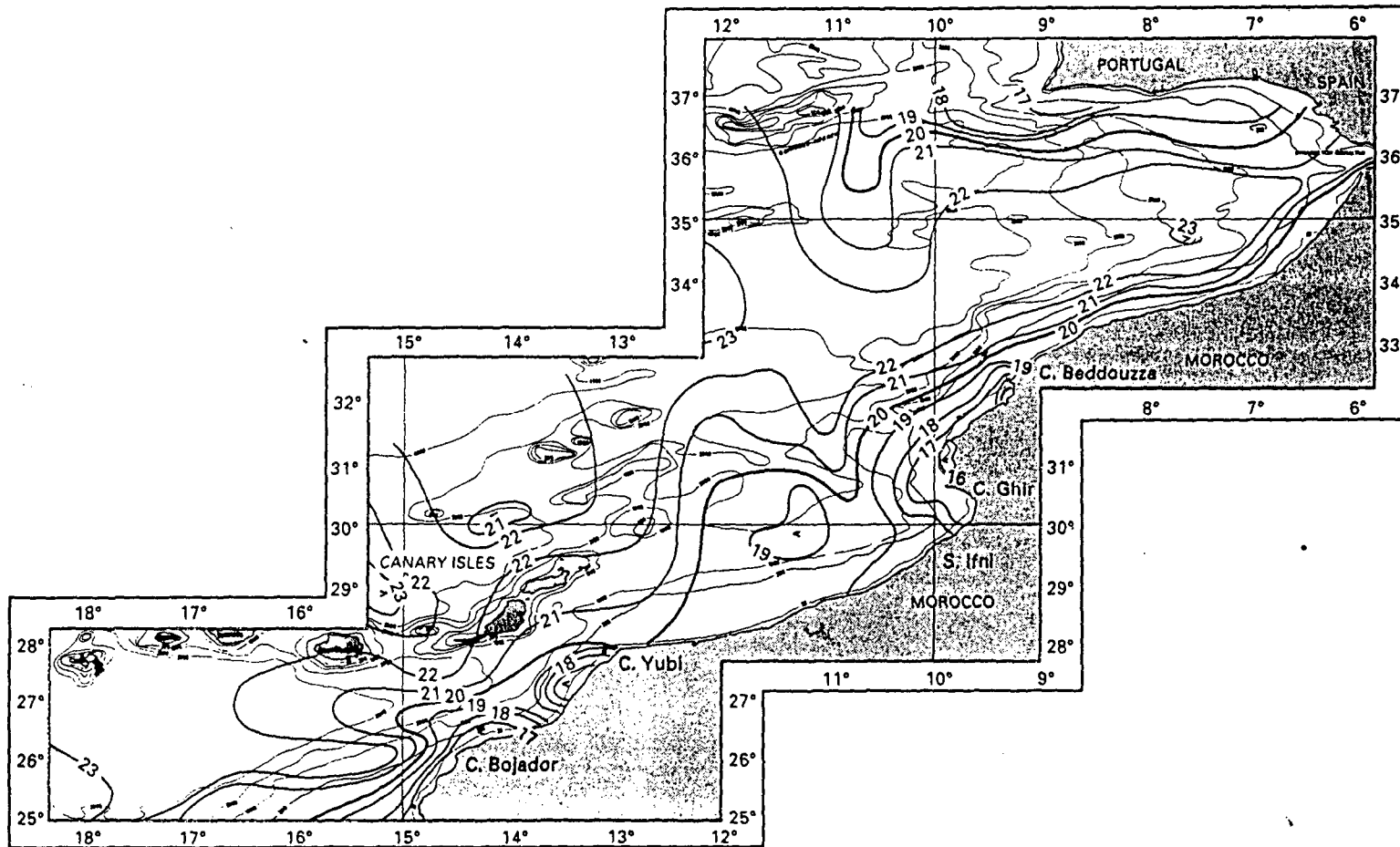


FIG.11. Temperature in summer.

Figura 7 (Mittelstaedt, 1991)

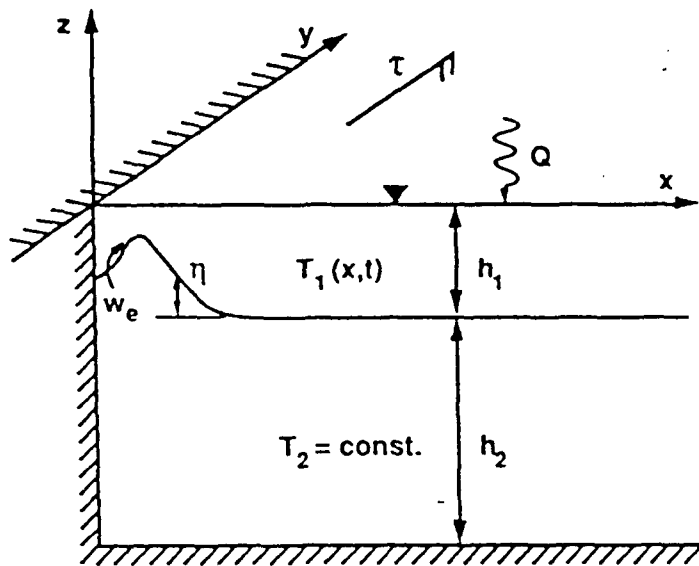


Figura 6
(Pelegri y
Richman, 1993)

Fig. 1. Schematic representation of the main elements of the model.

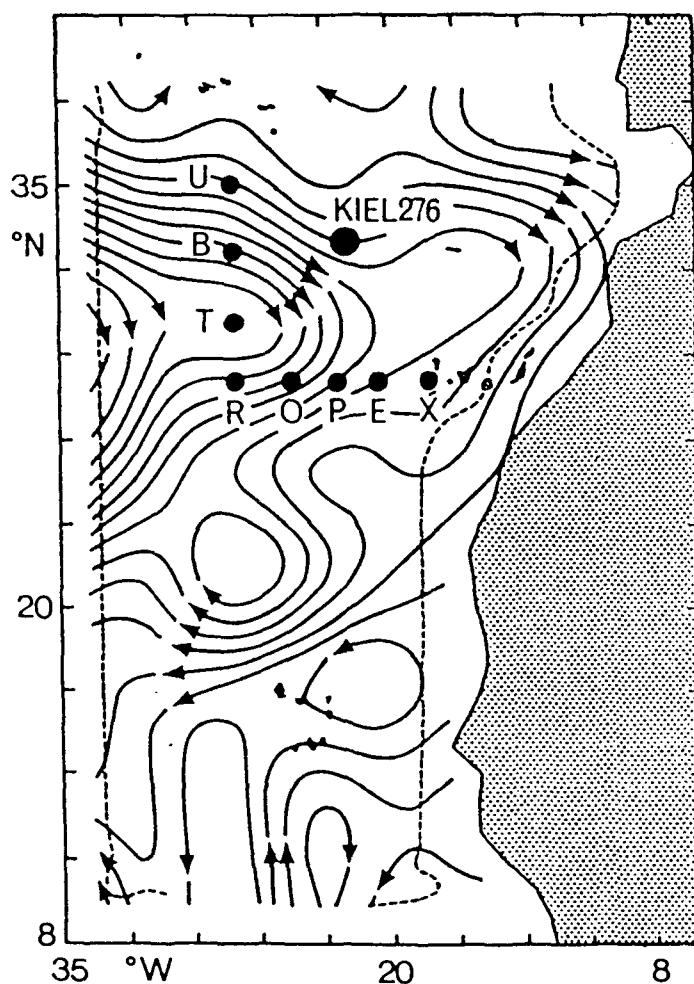


Figura 8
(Stramma 1984)

Fig. 2. Map of observational area, with locations of moorings U, B, T, R, O, P, E, X, and KIEL276 and mean 0- to 800-m geostrophic volume transports from hydrographic data [after Stramma, 1984]. Transport between lines is $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

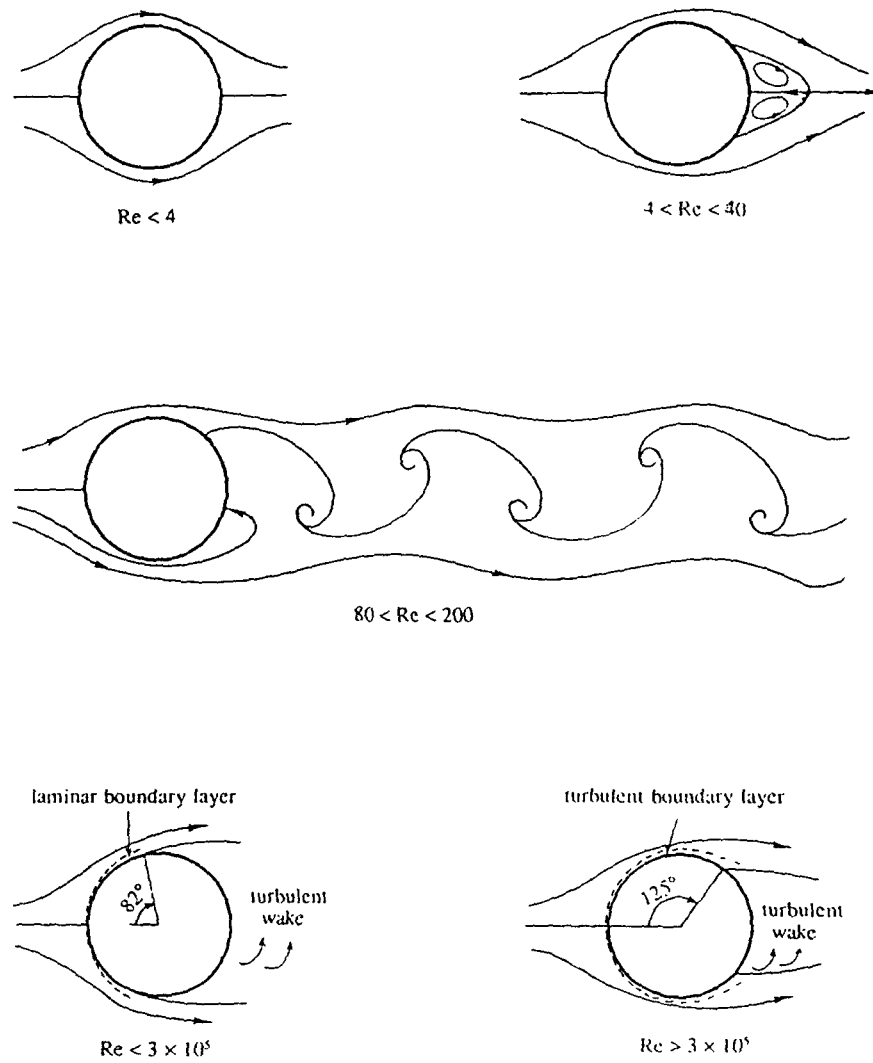


Fig. 10.14 Some regimes of flow over a circular cylinder.

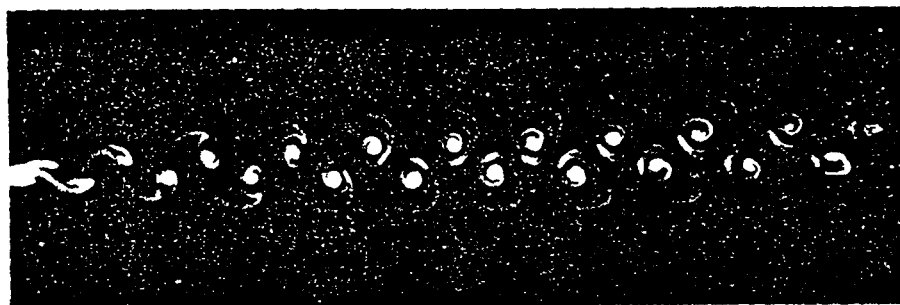


Fig. 10.15 Kármán vortex street downstream of a circular cylinder at $Re = 55$. Flow visualized by condensed milk. [From Taneda (1965).]

Figura 9 (Kundu 1990)

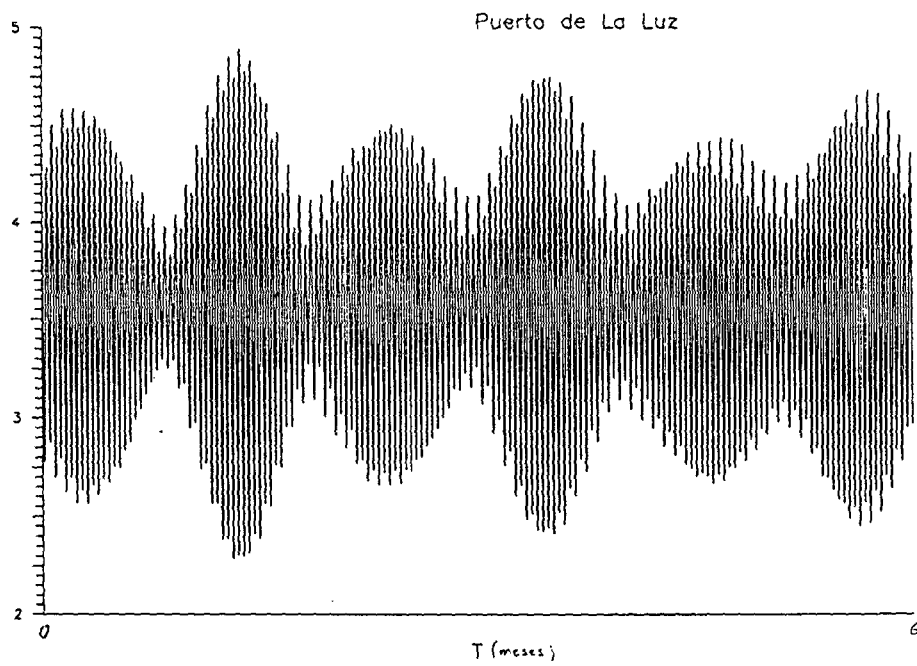
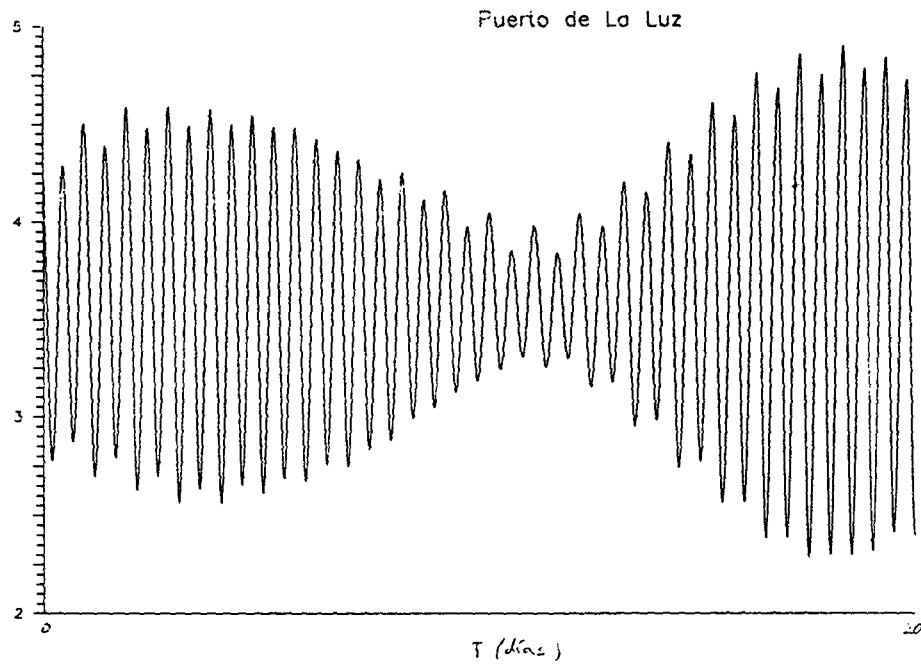


Figura 10 (contenida de A. Martínez)

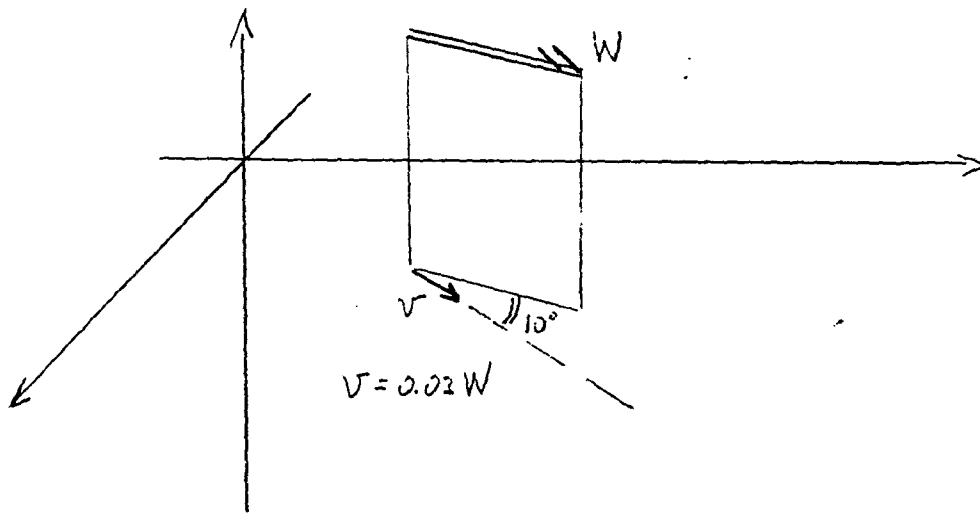
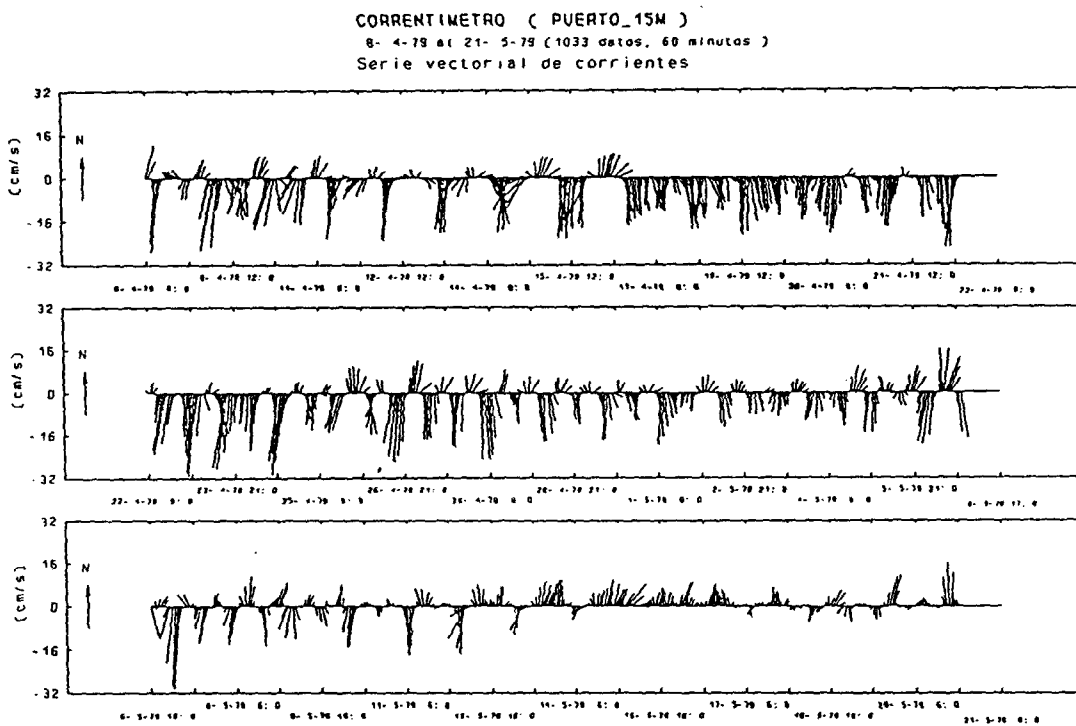


Figura 11



Figura

Figura 12 (Tejedor 1991)

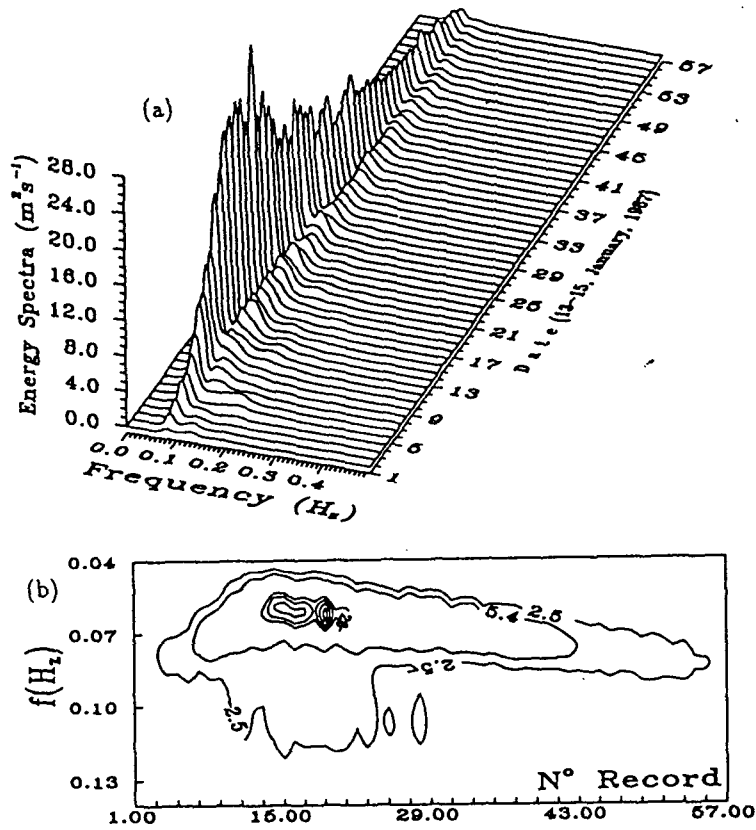


Figure 4: (a) Temporal variation of wave spectra.(b) Time-frequency spectral contours.

Figura 13 (Rodríguez 1992)

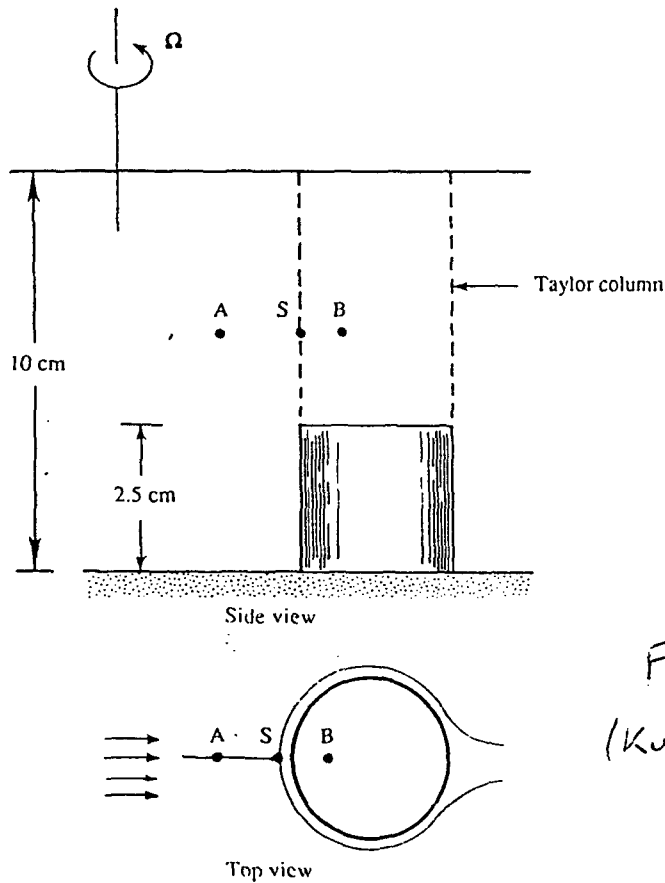


Figura 14
(Kundu 1990)

Fig. 13.6 G. I. Taylor's experiment in a strongly rotating flow of a homogeneous fluid.

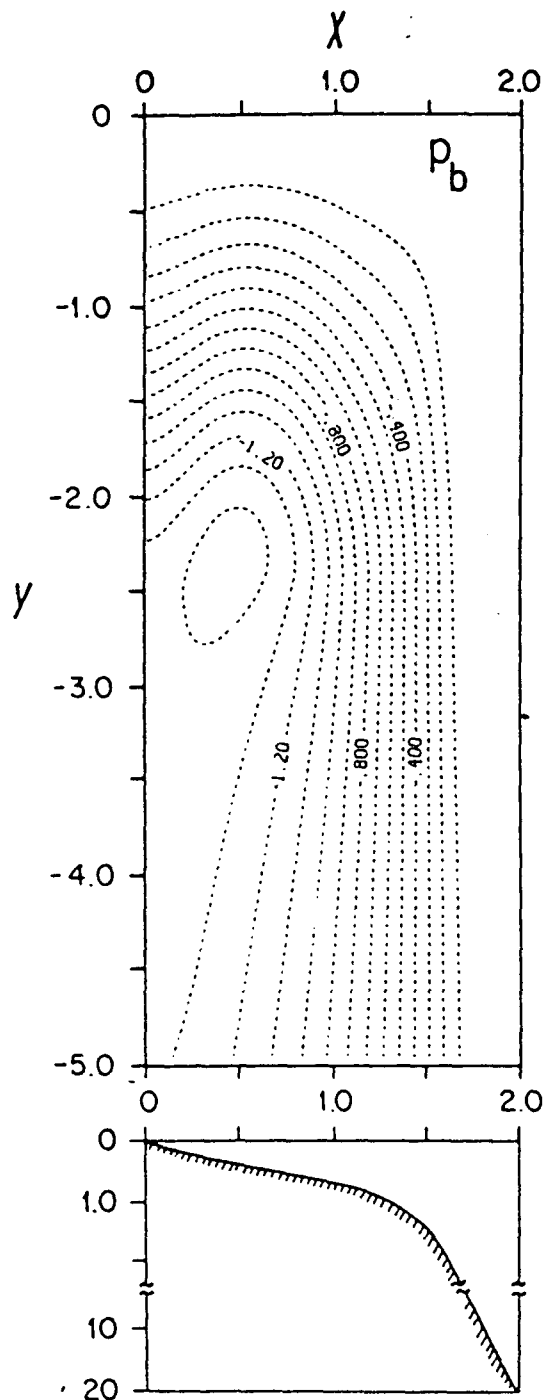


Fig. 3. Numerically calculated bottom pressure (i.e., streamline) field over more realistic shelf-slope topography (bottom). Forcing was due to constant wind stress curl limited to $-2.5 < y < 0$, a crude model of a storm. Over a large forward (negative y) portion of the outer shelf and upper slope strong alongshore currents are generated. The depth scale of 1 corresponds to 100-m depth. There is no significant flow penetration to a much greater depth.

Figura 15 (Csanady y Shaw 1983)

Sesión 13. El clima en Canarias

BIBLIOGRAFIA

- BARASOAIN, J. (1943) *El mar de nubes en Tenerife*. S.M.N. Madrid.
- DORTA, P. (1989) *Las olas de calor estivales en Tenerife y Gran Canaria*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna. Inédita.
- DORTA, P.; MARZOL, MOV.; RODRIGUEZ, J. (1990) "Estudio del clima urbano en una ciudad del litoral. El caso de Santa Cruz de Tenerife (islas Canarias)". En *Energía, Medi Ambient i Edificació*. VI Trobades Científiques de la mediterrània. Menorca. Págs. 79-87.
- DORTA, P.; MARZOL, MOV.; SANCHEZ, J. (1991) "Los incendios en el archipiélago canario y su relación con la situación atmosférica. Causas y efectos. XII Congreso Nacional de Geografía. Valencia. Págs. 151-158.
- DORTA, P. (1993) "El clima: tipos de tiempo. En *Geografía de Canarias*. Nº 8. La Provincia/Diario de Las Palmas.
- DORTA, P.; MARZOL, Mav. (1993) "La degradación del medio natural: los incendios forestales en la Isla de La Palma". *I Encuentro de Geografía, Historia y Arte de la isla de La Palma*. Santa Cruz de La Palma. Inédito.
- FONT TULLOT, I. (1955) "Factores que gobiernan el clima de las Islas Canarias". *Estudios Geográficos*. Nº 58. Págs. 5-21.
- FONT TULLOT, I. (1956) *El tiempo atmosférico en las Islas Canarias*. S.M.N. Madrid.
- HUETZ DE LEMPS, A. (1969) *Le climat des îles Canaries*. SEDES. París.
- MARTIN RUIZ, J.F. (1984) "Los rasgos climáticos de la fachada de barlovento de Gran Canaria". *Revista de Geografía Canaria*. Tomo I. Págs. 129-157.
- MARZOL, MOV. (1980) "Problemas de las Fuentes Meteorológicas en las Investigaciones de Geografía Climática. El caso de Canarias". *II Coloquio Ibérico de Geografía*. Tomo II. Lisboa. Págs. 321-328.
- MARZOL, Mav. (1987) "La contaminación atmosférica en Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias)". *Finiesterra*. Vol. XXII, nº 43. Págs. 162-181.
- MARZOL, MOV. (1987) "El régimen anual de las lluvias en el archipiélago canario". *Ería*. Nº 14. Págs. 187-194.
- MARZOL, Mav; RODRIGUEZ, J.; AROZENA, C.; LUIS, M. (1988) "Rapport entre la dynamique de la mer de nuages et la végétation au Nord de Tenerife (îles Canaries)". *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*. Colloque D'Aix-en-Provence. Vol I. Págs. 273-285.
- MARZOL, Mav. (1989) *La lluvia, un recurso natural para Canarias*. Caja General de Ahorros de Canarias. Santa Cruz de Tenerife.
- MARZOL, MOV. (1989) "Situaciones atmosféricas de lluvias intensas en Canarias". En *Avenidas Fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*. Instituto Universitario de Geografía. Universidad de Alicante. Págs. 107-116.
- MARZOL, MOV.; DORTA, P.; RODRIGUEZ, J. (1991) "Variations temporelles et particularités de la température horaire dans la ville de Santa Cruz de Tenerife (îles Canaries)". En *Publications de l'Association de Climatologie*. Vol 4. Colloque de Fribourg. Suiza. Págs. 43-53.

MARZOL, M_aV. (1993) "El clima: rasgos generales". En *Geografía de Canarias*. Nº 7. La Provincia/Diario de Las Palmas.

MARZOL, M_aV. (1993) "Tipificación de las tres situaciones atmosféricas más importantes en las islas Canarias". En *Strenae Emmanuetae Marrero Oblatae*. Universidad de La Laguna. Págs. 79-95.

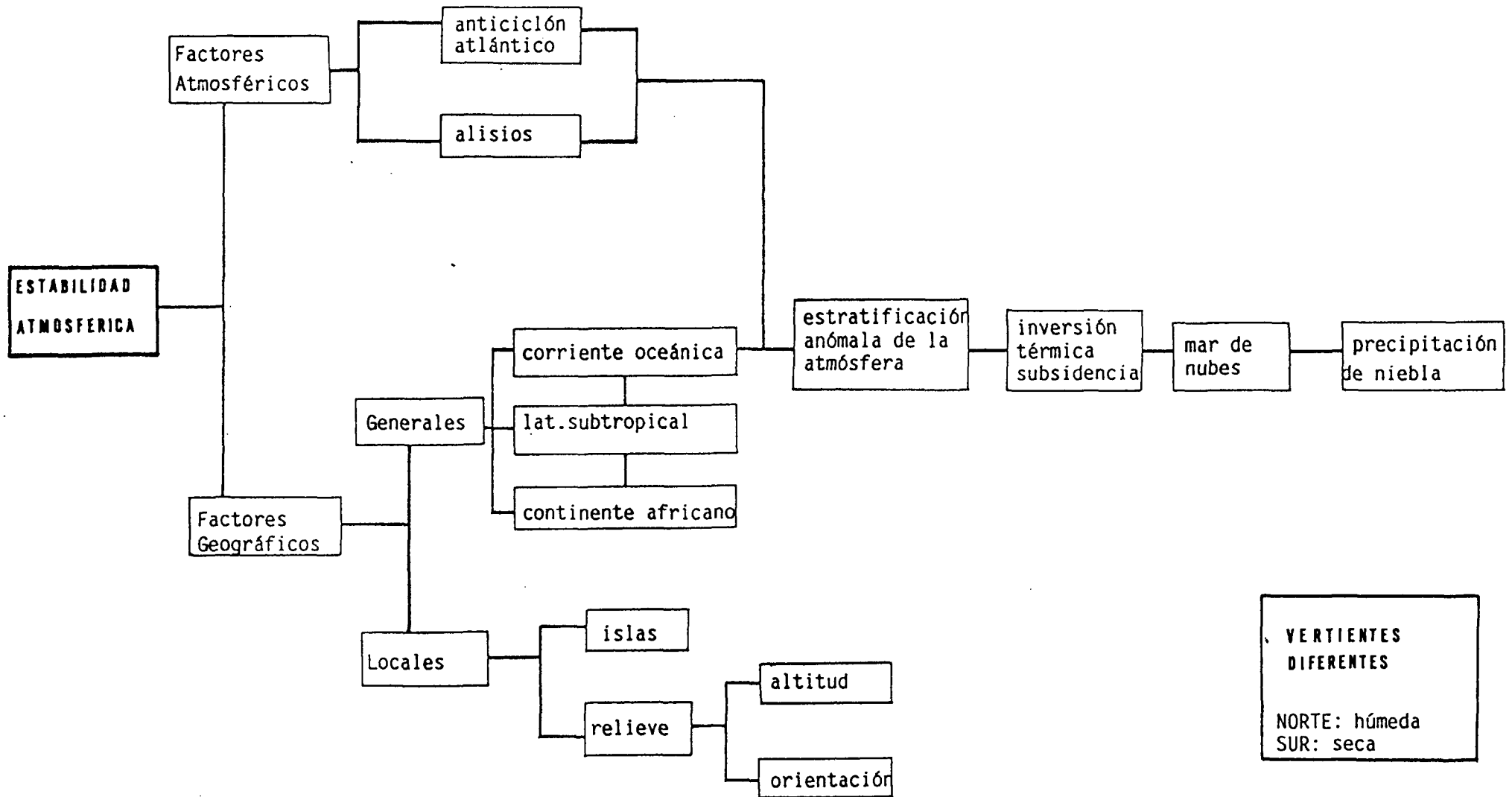
MARZOL, M_oV. (1993) "Los agentes que intervienen en la calidad del Medio Ambiente Urbano. El caso de Santa Cruz de Tenerife. Canarias". En *El futuro de las ciudades canarias en el contexto del Libro Verde sobre Medio Ambiente urbano de la Comisión de las Comunidades Europeas*. Págs. 33-39.

TABEAUD, M. (1982) "Contribution des images satellites Météosat à la connaissance de l'influence des îles sur les formations nuageuses: exemple de l'Archipel des Canaries". *Norois*. Nº 116. Págs. 528-533.

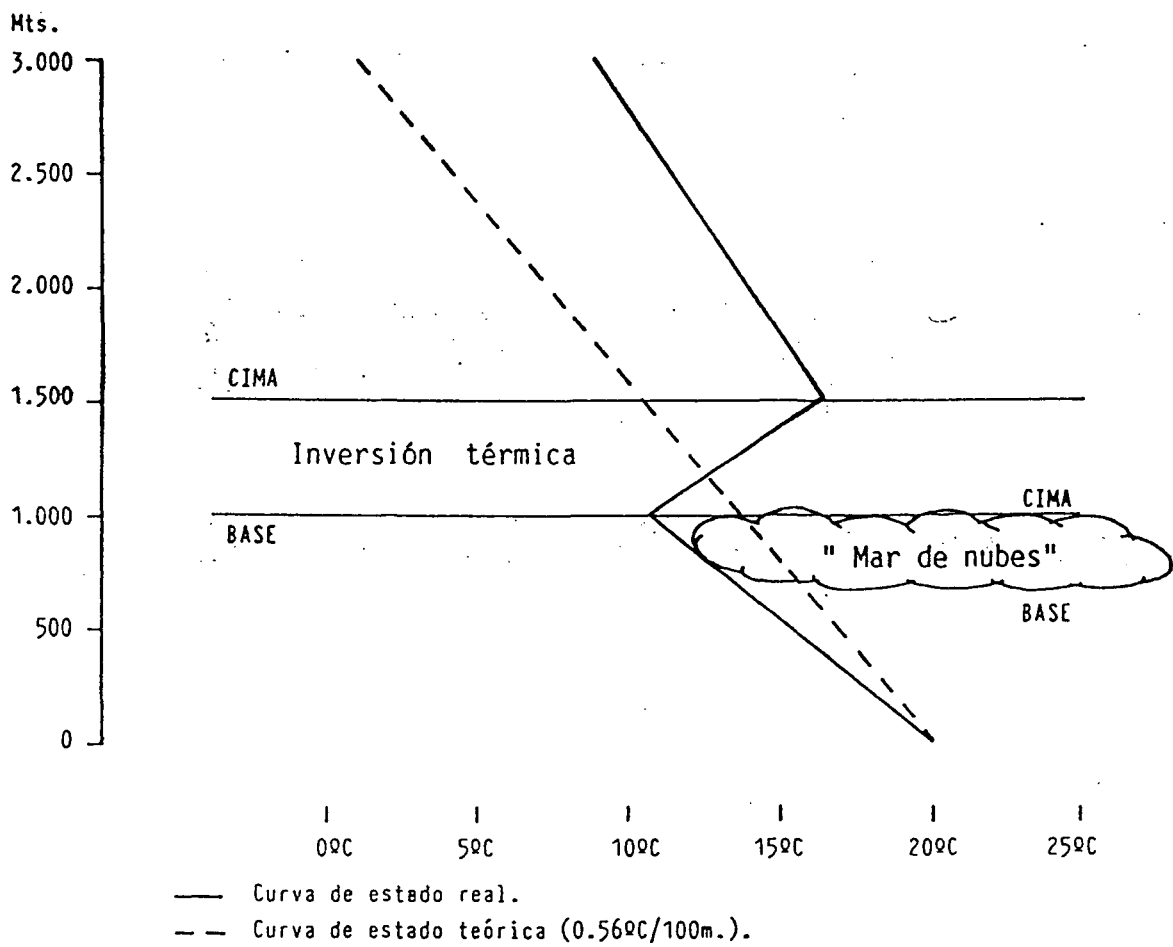
ANEXO

(Esquemas y Figuras)

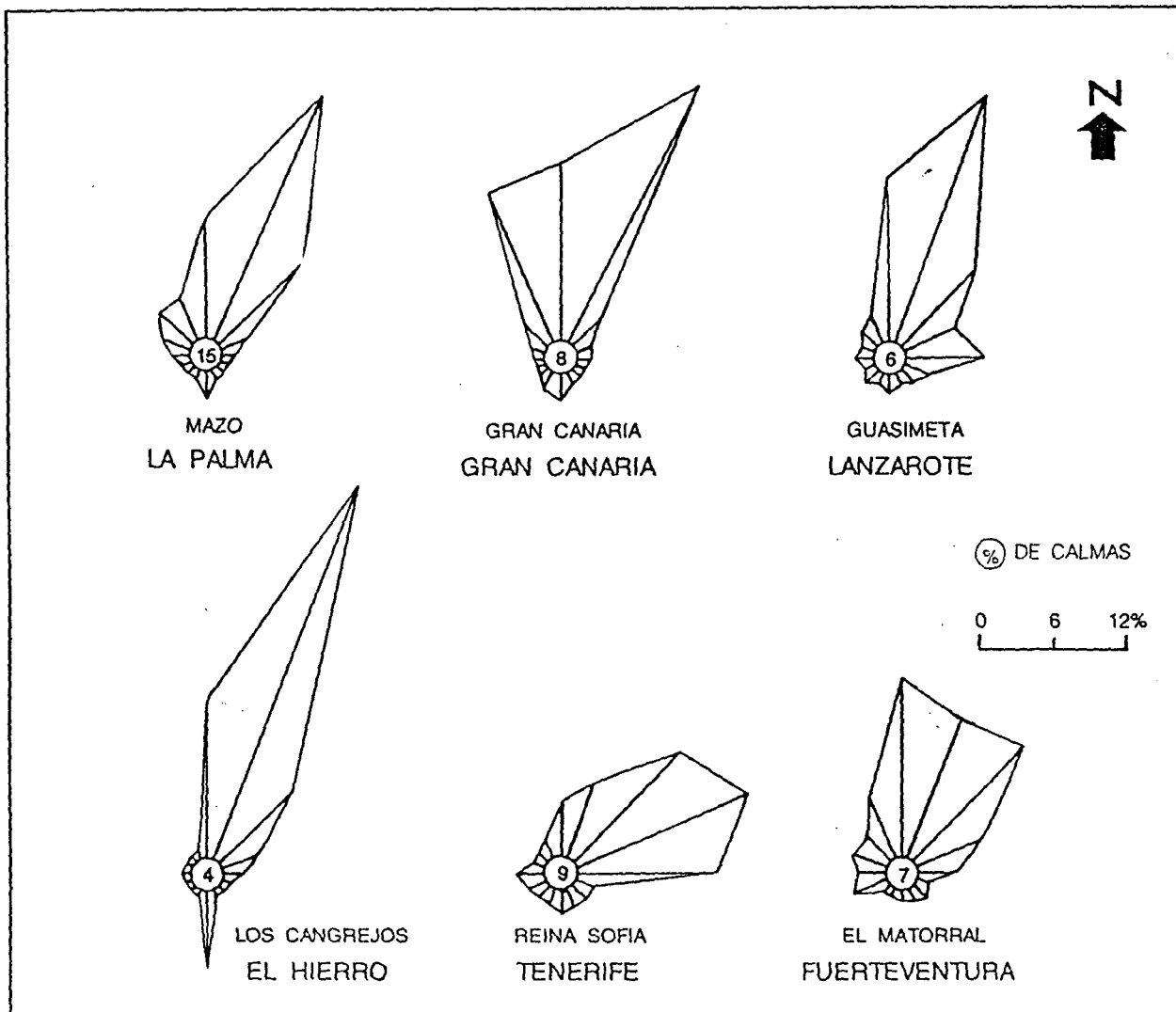
RASGOS CLIMÁTICOS DOMINANTES EN CANARIAS



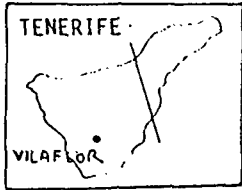
MARZOL, M^aV., 1992.
 Departamento de Geografía
 Universidad de La Laguna



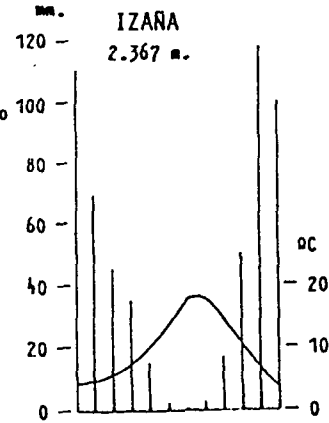
CURVA DE ESTADO MAS FRECUENTE DE LA ATMOSFERA EN CANARIAS.



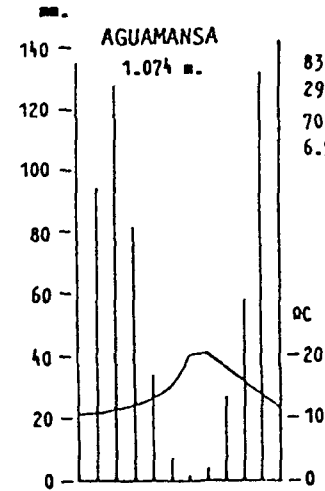
FRECUENCIA MEDIA ANUAL DE LOS VIENTOS EN LOS AEROPUERTOS DE CANARIAS.
 El Archipiélago Canario, por su localización geográfica, está sometido a la circulación de los vientos alisios. Estos vientos proceden del anticiclón de las Azores, tienen una dirección dominante del primer cuadrante (Norte-Noreste, Norte-Este, Este-Noreste). FUENTE: I.N.M.



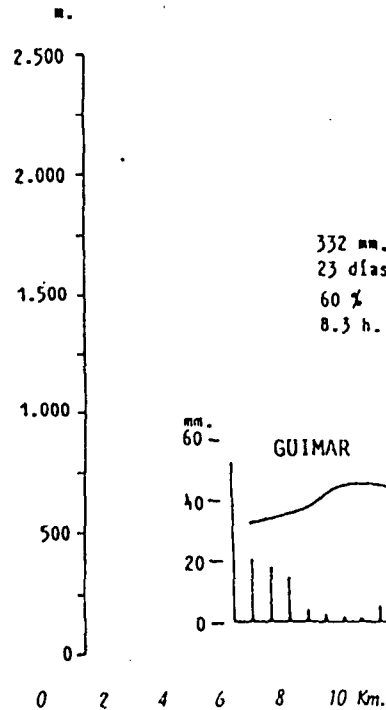
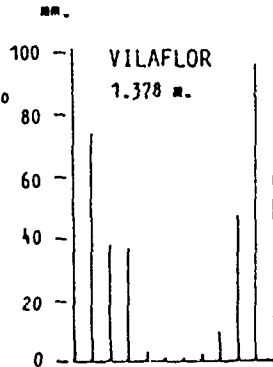
IZARA
2.367 m.
564 mm.
9.5 °C
45 días lluvia/año
47 % humedad
9.5 h. sol/día



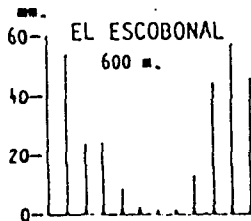
AGUAMANSA
1.074 m.
836 mm.
29 días lluvia/año
70 % humedad
6.5 h. sol/día



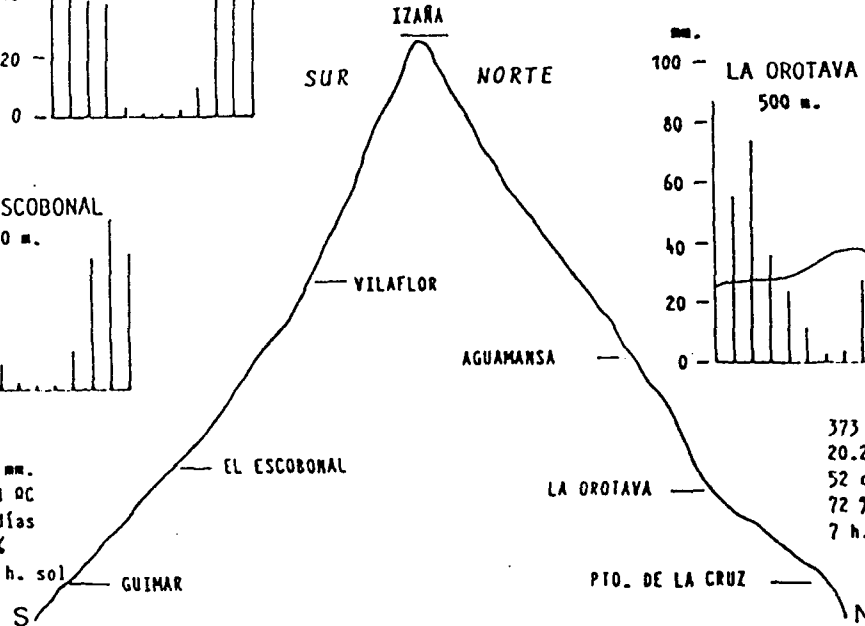
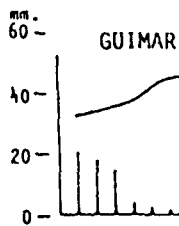
VILAFLOL
1.378 m.
469 mm.
29 días lluvia/año
45 %
8.7 h. sol/día



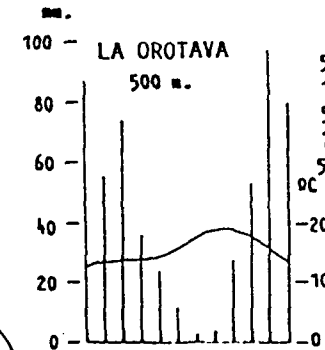
332 mm.
23 días
60 %
8.3 h.



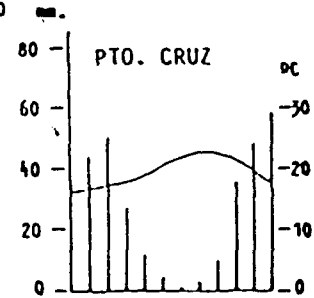
127 mm.
19.1 °C
27 días
66 %
8.5 h. sol



LA OROTAYA
500 m.
547 mm.
15.7 °C
50 días lluvia/año
78 % humedad
5.5 h. sol/día



373 mm.
20.2 °C
52 días
72 %
7 h. sol/día



0 2 4 6 8 10 Km.

E. horizontal

VARIACION DE LOS PARAMETROS CLIMATICOS EN FUNCION DE LA ALTITUD Y ORIENTACION DE LA ISLA DE TENERIFE

MARZOI, M.V. 1987

MASTER EN GESTION AMBIENTAL
Curso 1.2. El medio físico y sus recursos

Sesiones 14 y 15. Actividades prácticas