



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

MEMORIE

DESCRITTIVE DELLA

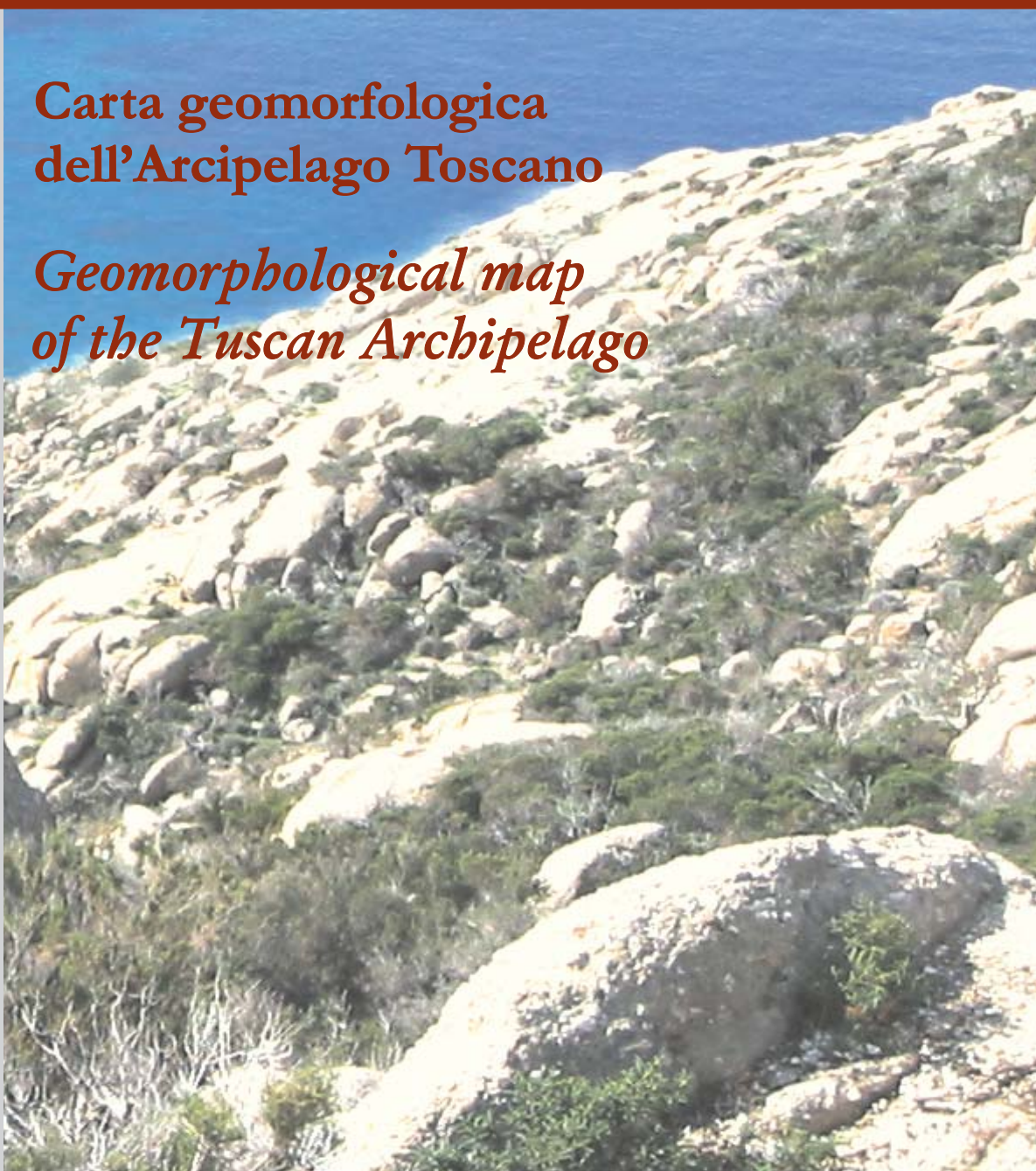
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

VOLUME LXXXVI



**Carta geomorfologica
dell'Arcipelago Toscano**

*Geomorphological map
of the Tuscan Archipelago*





ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

MEMORIE

DESCRITTIVE DELLA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

VOLUME LXXXVI

Carta geomorfologica dell'Arcipelago Toscano

Geomorphological Map of the Tuscan Archipelago

a cura di

D'OREFICE M., DRAMIS F., FEDERICI P.R., GRACIOTTI R., MOLIN P., RIBOLINI A.

stampa

A.T.I. - SYSTEMCART srl - L.A.C. srl - S.EL.CA. srl - 2009

Direttore responsabile: Leonello SERVA

REDAZIONE a cura del Servizio Cartografico, coordinamento base dati e tavoli europei

Dirigente: Norman ACCARDI

Capo Settore: Domenico TACCHIA

Coordinamento Editoriale: Maria Luisa VATOVEC

Allestimento Digitale: Silvana FALCETTI

Stampa: A.T.I. - SYSTEMCART srl - L.A.C. srl - S.EL.CA. srl - 2009

Il Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo dell'ISPRA ha tra i propri compiti istituzionali quello di svolgere un'attività conoscitiva nei riguardi dell'intero territorio nazionale, anche attraverso la realizzazione di carte geomorfologiche, la cui produzione fa riferimento a dei criteri e degli *standard* univoci a livello nazionale, definiti all'interno delle "Linee Guida al rilevamento della Carta Geomorfologica d'Italia", edite dal Servizio Geologico Nazionale nel 1994. Allo scopo di verificare e aggiornare tali "Linee Guida", è stato predisposto, e portato a termine in poco più di due anni, un progetto cartografico che ha indirizzato le sue ricerche in un'area test estremamente significativa sotto l'aspetto geologico e geomorfologico, quale, appunto, quella del territorio dell'Arcipelago Toscano, considerato il più grande parco marino d'Europa. Alle notevoli peculiarità geologiche e geomorfologiche che caratterizzano le sette isole principali dell'Arcipelago Toscano, va senza dubbio aggiunta l'importanza che esse rivestono sotto il profilo paesaggistico, naturalistico, culturale e socio-economico.

Il progetto, attuato mediante una specifica convenzione tra l'ex APAT-Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo e il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre, ha visto coinvolti, oltre ai due soggetti firmatari della convenzione, anche ricercatori afferenti a tutte le principali università toscane. Un utile contributo è stato, inoltre, fornito dalla Regione Toscana e dal Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano.

I risultati di questa ricerca, oggetto della presente pubblicazione, vanno indubbiamente ad integrare il quadro delle conoscenze di un'area abbastanza studiata dal punto di vista geologico, ma non molto conosciuta sotto l'aspetto geomorfologico. Inoltre, dall'esperienza maturata nel corso di questo progetto cartografico, sono scaturite interessanti proposte per un aggiornamento delle citate "Linee Guida al rilevamento della Carta Geomorfologica d'Italia".

Rivolgo un particolare ringraziamento a tutti coloro i quali hanno collaborato alla stesura di questo volume ed alla realizzazione delle dettagliate carte geomorfologiche in esso contenute, le quali costituiscono uno strumento valido e indispensabile per una corretta pianificazione territoriale e per un'adequata tutela e salvaguardia dell'ambiente.

Leonello Serva
Direttore del Servizio Geologico d'Italia-
Dipartimento Difesa del Suolo

Questo volume nasce dall'esigenza di raccogliere e divulgare i risultati di un progetto di ricerca volto alla realizzazione di carte geomorfologiche a scale di diverso dettaglio. Tale progetto, durato poco più di due anni, è stato effettuato nell'ambito delle attività di cartografia geomorfologica promosse dal Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo dell'ex APAT, al fine di verificare, aggiornare e sperimentare l'applicabilità delle "Linee Guida al rilevamento della Carta Geomorfologica d'Italia", edite dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994). La produzione di una cartografia geomorfologica a diverse scale di dettaglio, accompagnata da un *data-base* di tipo geomorfologico, rappresenta il presupposto principale per la realizzazione di una moderna cartografia geotematica, definita secondo criteri di rilevamento e di rappresentazione cartografica unitari su scala nazionale.

Per raggiungere le finalità preposte è stata scelta un'area di estremo interesse geologico-geomorfologico, naturalistico, culturale e socio-economico quale, appunto, quella del territorio dell'Arcipelago Toscano. Questo arcipelago, considerato il più grande parco marino d'Europa, è costituito da sette isole principali: Elba, Giglio, Capraia, Pianosa, Montecristo, Gorgona e Giannutri.

Il presente saggio cartografico segue quelli già realizzati, dal Settore di Geomorfologia dell'ex APAT, in altri differenti contesti geomorfologici presenti nell'Appennino centrale (CHIARINI *et alii*, 1994; D'OREFICE *et alii*, 2001; D'ALESSANDRO *et alii*, 2003; D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005), nell'Alta Valtellina (BELLOTTI *et alii*, 1995), nella Sardegna (D'ANGELO *et alii*, 1996) e nell'Isola di Stromboli (BALDI *et alii*, 2004).

Questo progetto è stato attuato mediante una specifica Convenzione stipulata tra l'ex APAT-Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo e il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi "Roma Tre".

Il progetto si è svolto secondo diverse fasi lavorative. In una prima fase è stata effettuata una ricerca bibliografica ed un'analisi fotointerpretativa multiscalar e multitemporale dell'area. Quest'ultima è stata eseguita su materiale aerofotografico fornito dall'Ufficio Cartografico della Regione Toscana. Successivamente si è proceduto al rilevamento geomorfologico di campagna delle sette principali isole dell'arcipelago. L'attività di terreno è stata condotta alla scala 1:10.000, per le isole maggiormente estese, ed alla scala 1:5.000, per le isole minori, utilizzando le basi cartografiche in formato sia cartaceo sia digitale messe a disposizione dalla Regione Toscana. In questa fase ci si è avvalsi della collaborazione di alcuni ricercatori afferenti ai Dipartimenti di Scienze della Terra delle Università di Firenze, Pisa, Siena e Roma Tre. L'indagine di campagna è stata integrata con osservazioni dirette effettuate da un natante, le quali hanno permesso di studiare e documentare quei tratti di costa non raggiungibili direttamente da terra.

Il Responsabile del Progetto è stato il Prof. F. Dramis, mentre l'organizzazione tecnica è stata coordinata dalla Dott.ssa P. Molin. Alle indagini di terreno ed alla direzione del rilevamento hanno preso parte i dottori: D. Aringoli, M. D'Orefice, L. M. Foresi, R. Graciotti, A. Iotti, P. Molin, M. Pappalardo, P.P. Pierantoni, P. Pieruccini, A. Ribolini e U. Tarchiani. La realizzazione della Banca Dati G.I.S. e l'*editing* cartografico sono stati curati dai dottori: A. Cecili, C. Cipolloni e A. Naseathoen, dell'Università degli Studi "Roma Tre".

Dopo una prima elaborazione dei dati acquisiti sono stati predisposti gli originali cartografici d'Autore. Questi sono stati periodicamente sottoposti all'esame della Commissione Scientifica di verifica e controllo, istituita dal Servizio Geologico d'Italia, che, dopo averne accertato lo stato d'avanzamento, li ha analizzati e validati.

I prodotti cartografici originali sono stati in seguito sottoposti a varie procedure informatiche, finalizzate alla produzione, direttamente da banca dati, di carte geomorfologiche in formato digitale.

Infine, l'omogeneità e la qualità degli originali d'Autore, consegnati al termine dell'indagine di terreno, e dei prodotti cartografici informatizzati è stata valutata da un apposito Comitato Scientifico costituito da: Prof. M. Coltorti (Università degli Studi di Siena, Dipartimento di Scienze della Terra), Dr. M. D'Orefice (Settore di Geomorfologia-Servizio Geologico d'Italia dell'ex APAT), Prof. F. Dramis (Università degli Studi "Roma Tre", Dipartimento di Scienze Geologiche), Prof. P.R. Federici (Università degli Studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra), Dr. R. Graciotti (Settore di Geomorfologia-Servizio Geologico d'Italia dell'ex APAT), Prof. S. Moretti (Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra) e Dr. D. Morini (Ufficio Cartografico Regione Toscana). Lo stesso Comitato ha, inoltre, provveduto alla discussione sulle modifiche e/o integrazioni da apportare alla legenda delle Linee Guida, nonché alla stesura delle Note Illustrative.

Ai fini della stesura del presente volume, tutti gli elementi documentali prodotti nell'ambito della Convenzione sono stati sottoposti ad una revisione finale da parte del prof. F. Dramis e dei dottori M. D'Orefice e R. Graciotti, in qualità di coordinatori scientifici di questa nuova fase del progetto.

Sempre in questa fase il dr. C. Cipolloni ha curato l'aggiornamento della Banca Dati G.I.S. e il nuovo *editing* cartografico, mentre D. Tacchia e S. Falcetti, del Servizio Cartografico, coordinamento base tavoli europei dell'ISPRA, hanno effettuato l'allestimento per la stampa.

Carta geomorfologica dell'Arcipelago Toscano

Geomorphological Map of the Tuscan Archipelago

ARINGOLI D.^(*), COLTORTI M.^(***), D'OREFICE M.^(**), DRAMIS F.^(**),
FEDERICI P.R.^(****), FORESI L.M.^(****), GRACIOTTI R.^(**), IOTTI A.^(****),
MOLIN P.^(**), MORETTI S.^(*****), PAPPALARDO M.^(****), PIERANTONI P.P.^(*),
PIERUCCINI P.^(****), RIBOLINI A.^(****), TARCHIANI U.^(*****)

RIASSUNTO - Questo volume è il risultato di una ricerca svolta nell'ambito di una Convenzione stipulata tra l'ex APAT - Servizio Geologico d'Italia - Dipartimento Difesa del Suolo e il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi "Roma Tre" con l'obiettivo della realizzazione di carte geomorfologiche dell'Arcipelago Toscano a scale di diverso dettaglio. Tali documenti cartografici, accompagnati da un *data-base* in formato digitale e dalle note illustrative in questo volume, rappresentano un evento di indubbia novità, in quanto vanno a integrare le conoscenze geomorfologiche, piuttosto scarse a confronto di quelle geologiche, che sono al contrario particolarmente ricche e approfondite.

Dopo un capitolo introduttivo sulla geologia e la climatologia dell'arcipelago, il volume tratta in dettaglio la geomorfologia delle singole isole, caratterizzate, ad esclusione di Pianosa e di Giannutri, da un'orografia abbastanza accidentata, dovuta essenzialmente all'erosione selettiva del substrato roccioso, costituito da un'estrema varietà di litotipi. In particolare, prevalgono le forme erosive rispetto a quelle deposizionali. Tra i morfotipi marini sono dominanti le falesie, talora ben sviluppate in altezza, mentre risultano numerica-

mente ridotte, e talora di dubbia attribuzione genetica, le spianate di abrasione marina inattive. I depositi dunari antichi sono frequenti all'Elba e a Pianosa. Nell'entroterra, prevalgono i processi fluvio-denudazionali, di alterazione meteorica e, nel caso di Pianosa e Giannutri, anche i processi carsici. I morfotipi fluvio-denudazionali sono soprattutto erosivi (valli fluviali, vallette a "V" e a conca, solchi da ruscellamento concentrato), mentre sono poco diffuse le forme di accumulo (piane alluvionali e costiere). I processi dell'alterazione meteorica hanno originato cataste di blocchi (*tor*), sculture alveolari, tafoni e spesse coltri d'alterazione. I fenomeni gravitativi sono principalmente rappresentati da scarpate di degradazione, frane di crollo e scorrimento e rare frane di colamento. Non vanno inoltre trascurati gli accumuli detritici presenti alla base dei versanti.

Le isole dell'Arcipelago Toscano sono state sede di insediamenti antropici sin dai tempi preistorici. In tempi protostorici e storici lo sfruttamento minerario, nel solo caso dell'Isola d'Elba e dell'Isola del Giglio, congiuntamente con lo sfruttamento insediativo (agricoltura e pastorizia), ha portato a numerosi e importanti cambiamenti dell'ambiente fi-

(*) Università degli Studi di Camerino, Dipartimento di Scienze della Terra

(**) Università degli Studi "Roma Tre", Dipartimento di Scienze Geologiche

(***) ISPRA - Servizio Geologico d'Italia

(****) Università degli Studi di Siena, Dipartimento di Scienze della Terra

(*****¹) Università degli Studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra

(*****²) Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra

sico e del paesaggio. Negli ultimi secoli, alle forme e ai depositi dovuti all'attività estrattiva e al terrazzamento agricolo si sono aggiunti e ampliati altri aspetti della morfogenesi antropica (aree urbanizzate, strutture penitenziarie, interventi di sistemazione idraulica dei corsi d'acqua, infrastrutture portuali) che hanno ulteriormente modificato l'ambiente fisico dell'Arcipelago Toscano.

PAROLE CHIAVE: cartografia geomorfologica digitale, banca dati, Arcipelago Toscano, Italia.

ABSTRACT - This volume is the final issue of a research project on geomorphological mapping at different scales, carried out in the Tuscan Archipelago within an agreement between ex APAT-Geological Survey of Italy-Department Soil Defense and the Department of Geological Sciences of "Roma Tre" University. The resulting maps, digital data-base and explanatory notes (in this volume) represent, without any doubt, an important event. In fact, it introduces geomorphological information to the environmental knowledge of the archipelago, that has been deeply investigated just from the geological and petrological points of view.

After an introductory chapter concerning the archipelago geology and climatology, the volume presents a detailed description of the geomorphological features of each island. Exception made for Pianosa and Giannutri, all islands are characterized by a rough topography, essentially resulting from the selective erosion of the bedrock, made of a large variety of rock-types. Erosional landforms are predominant with respect to depositional landforms. Among coastal features, cliffs are frequent and well developed, whereas inactive abrasion platforms are few and sometimes of uncertain interpretation. Old dune deposits are relatively frequent along the coast of the Elba and Pianosa islands. Fluvial-denudational and weathering processes are dominant in the inner sectors; karstic landforms are present in Pianosa and Giannutri. Fluvial-denudational landforms are mostly erosional (fluvial valleys, gullies, rills), whereas depositional landforms (alluvial and coastal plains) are less frequent. The weathering processes originate tors, honeycomb sculptures, tafoni and thick weathering mantles. Gravitational processes include degradational escarpments, rockfalls, slides, and rare flows. Talus is widely developed at the foot of slopes.

The islands of the Tuscan Archipelago are inhabited since prehistoric times. In protohistoric and historic times, mining in the Elba and Giglio islands, farming, and pasturing induced strong environmental changes. In the last centuries, new and more intensive man-made landforms (urban areas, penalty buildings, hydraulic regulation of streams, portual infrastructures) have increasingly modified the landscape of the Tuscan Archipelago.

KEYWORDS: digital geomorphologic mapping, data-base, Tuscan Archipelago, Italy.

1. - INTRODUZIONE

Le isole dell'Arcipelago Toscano presentano caratteri geologici e geomorfologici di estremo interesse, con una vasta eterogeneità di forme, risultanti dall'interazione tra l'ampia varietà litologica, tipica di alcune isole, e l'azione morfogenetica dei principali processi erosivi che modellano il paesaggio. Il processo morfologico che si manifesta più intensamente, con una molteplicità di morfotipi, è sicuramente quello costiero ma, in virtù dell'elevata energia del rilievo che caratterizza la maggior parte delle isole, è ben sviluppata anche la dinamica gravitativa di versante e quella fluvio-denudazionale. Alcune isole dell'arcipelago sono state, e sono tuttora, sedi di strutture penitenziarie. Questa particolare condizione è stata la causa di un loro forzato isolamento, a volte quasi totale, che le ha preservate dall'attività antropica e ha permesso la conservazione di peculiari ecosistemi, aumentando il loro valore ed interesse naturalistico e geoambientale.

Il territorio dell'Arcipelago Toscano, e dell'Isola d'Elba in particolare, non è stato mai oggetto di studi geomorfologici di dettaglio, sia perché gli aspetti geomorfologici sono stati in parte oscurati da quelli geologici, davvero rilevanti come interesse scientifico ed applicativo, sia a causa della scarsità di depositi marini post-orogenici, che rendono problematica la ricostruzione delle tappe evolutive più recenti. Eppure, se si considerano la molteplicità e la peculiarità dei morfotipi presenti ci si rende conto che in un territorio non molto esteso, costituito da rocce ignee, metamorfiche e sedimentarie, agiscono diversi processi morfogenetici dalle aree costiere, fino alla sommità dei rilievi maggiori, che si manifestano con caratteristiche forme di accumulo e di erosione. In particolare, sono molto interessanti i depositi eolici che affiorano in alcune isole ed in modo specifico in diversi tratti della costa dell'Isola d'Elba.

Per la rappresentazione cartografica delle diverse isole sono state scelte, in funzione della loro superficie, differenti scale di dettaglio: 1:25.000 per l'Elba, 1:5.000 per Gorgona e Giannutri, 1:10.000 per le restanti quattro isole.

Al fine di facilitare la lettura di questo volume, verranno trattate singolarmente tutte le isole dell'arcipelago e, per ognuna di esse, verrà fatta una breve introduzione sull'orografia e la geologia, prima dell'esposizione dei caratteri geomorfologici più salienti.

In base all'esperienza maturata nell'ambito di questo progetto, alla fine del volume è stata effettuata un'analisi critica dei contenuti delle "Linee guida al rilevamento" (SERVIZIO GEOLOGICO NA-

ZIONALE, 1994), da cui sono scaturite delle proposte per un loro aggiornamento.

Considerato l'elevato numero di carte geomorfologiche prodotte e le loro dimensioni, spesso notevoli, si è preferito raccogliere in forma digitale tutta la cartografia prodotta in un unico CD-Rom consultabile, situato in tasca di copertina.

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO GENERALE

2.1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La costa toscana tra Livorno e il Promontorio dell'Argentario è fronteggiata dalle isole dell'Arcipelago Toscano, che formano una sorta di fascia arcuata con la convessità volta verso la Corsica (fig. 1), dalla quale sono separate dal Bacino e dal Canale che da essa prendono il nome. Mentre quasi tutte le isole emergono da bassi fondali di piattaforma continentale, maggiori profondità (> 200 m) si registrano nel Canale di Corsica.

Le isole maggiori sono sette, da nord a sud: Gorgona, Capraia, Elba, Pianosa, Montecristo, Giglio e Giannutri; ad esse si aggiungono alcuni isolotti tra cui: le Formiche di Capraia, le Formiche

della Zanca, Cérboli e Palmaiola nei pressi dell'Elba, le Formiche di Grosseto, le Formiche di Montecristo o Scoglio d'Africa, e vari grossi scogli. Nel complesso l'arcipelago si estende per circa 300 km², dei quali ben 224 spettano all'Isola d'Elba.

Tutte le isole, tranne Pianosa e Giannutri, hanno un rilievo vivacissimo e solitamente dirupato, sebbene raggiungano altezze modeste, a parte l'eccezionale culminazione del plutone del Monte Capanne, nell'Elba occidentale, che sventa a 1018 m.

Probabili resti di una porzione emersa del Paleo-Appennino, la Tirrenide dei Vecchi Autori, le Isole dell'Arcipelago Toscano sono diverse una dall'altra per costituzione, ma sono riunite in un'unica storia geologica, essenzialmente legata all'evoluzione dell'orogeno appenninico, in una omogenea provincia climatica dal clima subtropicale dolce e moderato, e in un unico distretto floristico e vegetazionale con consorzi-climax di tipo macchia mediterranea, naturalmente confinata laddove l'uomo non è intervenuto con una azione, talora millenaria, di trasformazione territoriale, particolarmente evidente nelle isole d'Elba e del Giglio.

Le più recenti vicende politiche ambientali hanno portato il 22 Luglio 1996 alla creazione con



Fig. 1 - Locazione dell'area di studio. - Location of the study area.

D.P.R. del Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano, a significare la svolta verso un nuovo profilo socio-economico e una vocazione forse definitiva e l'abbandono completo delle attività minerarie, che pure tanto hanno dato alla sua storia.

Non va dimenticato, infatti, che le miniere di ferro dell'Elba orientale sono state sfruttate fin dalla più remota antichità greco-etrusco-romana e fino quasi ai giorni nostri, lasciando visibili tracce nel paesaggio. Queste miniere oggi rappresentano un importante patrimonio culturale e turistico. La vocazione naturale dell'Arcipelago è quella turistica, perciò la conservazione dell'ambiente dovrebbe essere il pensiero dominante del governo del territorio.

2.2. - LINEAMENTI GEOLOGICI

L'Arcipelago Toscano è parte integrante della catena dell'Appennino: appartiene alla sua Zona Interna e proprio ad ovest di esso va ricercato il limite meridionale fra le strutture alpine, presenti in Corsica, e quelle appenniniche. E' verosimile, tuttavia, che parte della Zona Interna sia scomparsa con la tetto-genesi e il margine orientale della Corsica rappresenti di fatto il limite naturale fra Alpi e Appennino.

L'Appennino è una catena a falde di ricoprimento derivata dalla deformazione terziaria di una porzione del margine continentale della microplacca Adria, prospiciente il dominio oceanico ligure. Infatti, la genesi dell'Appennino è correntemente intesa come il prodotto della convergenza e della collisione fra le placche Europea e Africana.

La più antica espressione della collisione del microcontinente corso-sardo (Europa) con il margine continentale della microplacca Adria (Africa) in seguito alla sua rotazione ovest-est è coincidente con la zona dell'Isola d'Elba e dell'Arcipelago. L'area, tuttavia, è anche il frutto di una evoluzione legata all'insorgenza tardiva di un plutonismo di natura prevalentemente acida ed alla sua interazione con le serie sedimentarie.

L'Arcipelago presenta una grande varietà litologica con notevoli differenze da isola a isola. Così, Gorgona, estesa per 2,23 km², è costituita da calcescisti, serpentiniti e metabasiti; Capraia, estesa per 20 km² e culminante con i 447 m del M. Castello, è di origine interamente vulcanica, costituita da colate di andesite, con tufi e breccie, ed anche da rocce basaltiche; Pianosa, completamente piatta ed estesa per 10,25 km², è costituita quasi totalmente da una biocalcarenite pliocenica discordante su marne e argille di età miocenica; Montecristo, estesa per circa 10 km², da una massa granitica che

si eleva fino a 645 m con il M. della Fortezza; Giglio, estesa per 21,21 km², culmina con i 498 m del Poggio della Pagana ed è in gran parte monzogranitica eccetto nel Promontorio del Franco dove affiora il Verrucano; Giannutri, estesa per 2,62 km² è di natura carbonatica; infine, l'Elba, dalla geologia e struttura estremamente complesse, costituita da un grande plutone granodioritico a ovest e da una ben nota sequenza di unità tettoniche con successioni sedimentarie di tipo Ligure e Toscano, oltre che da altri prodotti del plutonismo quarzo-monzonitico a est.

Dal punto di vista strutturale, l'area Corsica-Arcipelago-Toscana è contraddistinta da *thrust* est-vergenti interessanti il prisma sedimentario e metamorfico pre-neogenico, sviluppatosi in tre principali fasi di subduzione e collisione (Cretacico-Paleocene; Eocene superiore-Oligocene inferiore; Cattiano) che hanno permesso la chiusura dell'oceano ligure, la strutturazione della catena appenninica e la sua esumazione. A partire dal Miocene la deformazione complessiva dell'orogeno si è propagata da occidente a oriente fino all'Adriatico, ma contemporaneamente, nella parte interna della catena le strutture compressive sono state interessate da una tettonica distensiva la cui intensità è aumentata da nord a sud. Alla latitudine dell'Arcipelago la deformazione distensiva più significativa è del Miocene medio ed è contraddistinta da faglie dirette a basso angolo che hanno permesso la sovrapposizione delle unità tettoniche strutturalmente più elevate (Liguridi) sui complessi anche metamorfici derivati dalla deformazione del margine continentale della placca Adria. Secondo alcuni calcoli la distensione potrebbe aver raggiunto valori elevati, fino al 57%.

Dal Miocene superiore la distensione è continuata con faglie dirette ad alto angolo che hanno segmentato il territorio emerso o in emersione (isostatica) in una serie di *horst* e *graben*, allineati NO-SE, associati a magmatismo intrusivo e vulcanismo e che hanno tagliato tutte le precedenti strutture compressive e distensive. Secondo alcuni autori durante la distensione pre-tortoniana le faglie ad alto angolo hanno determinato un'ulteriore estensione del 6-7%.

Dati geofisici acquisiti nell'ambito del Progetto Crop 3 hanno evidenziato, a 4,5 km di profondità, l'esistenza nell'area elbana di un riflettore (denominato K) blandamente immergente a est e proseguente sotto la penisola italiana fino a 10 km di profondità, messo in relazione alla dinamica estensionale.

L'inizio della tettonica estensionale nell'arcipelago è considerata coeva a quella alto-miocenica dell'adiacente continente poiché la messa in posto

dello stock granitico del M. Capanne, legata appunto alla distensione crostale, ha un'età compresa tra 5,8-6,8 Ma (secondo il metodo Rb/Sr, JATEAU *et alii*, 1984) e 6,7-6,9 Ma (metodo Rb/Sr, FERRARA & TONARINI, 1985; 1993) e quella del più piccolo stock monzogranitico di La Serra-Porto Azzurro è compresa tra 4,9-5,4 Ma (metodo Rb/Sr, SAUPÈ *et alii*, 1982) e 5,9 Ma (metodo Ar^{40}/Ar^{39} , MAINERI *et alii*, 2003). Essa diviene progressivamente più giovane da ovest verso est. E' interessante ricordare che in Corsica si segnala l'inizio della distensione crostale tirrenico-appenninica a 13,5-15,5 Ma (Langhiano), età della lamproite di Sisco. Inoltre, non va dimenticato che la regione dell'arcipelago doveva essere sicuramente emersa nel Miocene inferiore, poiché ciottoli arrotondati di genesi fluviale costituiti da eurite (porfirite tormalinifera, un differenziato acido del plutone del M. Capanne e solo lì presente), si trovano nei conglomerati della "Successione gessifera del bacino di Volterra". Il collasso parziale e la frammentazione in isole devono essere necessariamente posteriori alla messa in posto dello stock granitico.

Una caratteristica peculiare dell'arcipelago e della vicina Toscana è appunto la presenza di rocce magmatiche sia effusive sia intrusive. In particolare, l'Isola di Capraia è composta da rocce vulcaniche calcalcaline alte in K e shoshonitiche, l'Isola d'Elba, da un grande plutone granodioritico a occidente e da una seconda intrusione quarzo-monzonitica a oriente, l'Isola del Giglio da due intrusioni monzogranitiche, Montecristo da un batolite monzogranitico.

I vari centri magmatici hanno un'età di circa 7,6-4,7 Ma a Capraia, da 7 a 5 Ma all'Elba, di circa 7 a Montecristo e di circa 5 al Giglio; le età continuano a decrescere nella Toscana continentale (fino a 0,2 Ma nel Monte Amiata).

La genesi di queste rocce non è dovuta alla sola fusione di roccia continentale, ma ad una più complessa interazione di magma basico e di magma sialico e una loro messa in posto in un ambiente di crosta assottigliata (non più di 25 km di spessore) con una fenomenologia di anatessi intracrostale indotta dall'innalzamento delle geoisoterme durante la risalita del magma basico.

La tettonica neogenica e pleistocenica ha però prodotto un risultato fondamentale, al quale è dovuto l'aspetto attuale della Toscana occidentale: la suddivisione in una serie di alti e bassi strutturali e morfologici. L'arcipelago è parte integrante di questa megastruttura: infatti, più a occidente, il bacino della Corsica è un semi-graben, separato dall'Arcipelago, che giace su una dorsale prevalentemente sommersa, allungata nord-sud comprendente Capraia-Elba-Pianosa. Ad essa

segue poi la piattaforma continentale toscana in cui si distinguono i bacini di Pianosa, di Montecristo, di Punta Ala, delle Formiche di Grosseto, separati da dorsali minori. L'Arcipelago Toscano, dunque, è il risultato di una complessa vicenda geologica ed in questo quadro che va letta la sua evoluzione morfologica.

3. - LINEAMENTI CLIMATICI DELL'ARCIPELAGO TOSCANO (a cura di F. Rapetti)

3.1. - INTRODUZIONE

L'Arcipelago Toscano occupa un'area marina di forma sub-triangolare, con estremi compresi tra 42° 13' 42" (Giannutri) e 43° 26' 54" (Gorgona) di latitudine Nord e 9° 43' 18" (Capraia) e 11° 11' 00" (Giannutri) di longitudine Est.

Le condizioni meteorologiche che interessano l'arcipelago nel semestre freddo sono determinate dalle perturbazioni occidentali in transito sulla Toscana centrale e dall'azione delle depressioni sottovento alle Alpi che si generano sul Golfo di Genova. Tali stati atmosferici determinano tempo instabile, accompagnato da precipitazioni diffuse e prolungate. Nei mesi estivi gli anticloni delle Azzorre e del Sahara determinano nel Mediterraneo occidentale un esteso campo di alte pressioni, accompagnate da tempo stabile e soleggiato, con lunghi periodi di siccità meteorologica.

I fattori geografici che condizionano il clima dell'Arcipelago Toscano sono riferibili alla posizione delle isole rispetto alla Corsica e alla Toscana continentale, alla loro dimensione, al profilo altimetrico, all'esposizione ai venti, alle correnti marine e al regime termico della superficie del mare.

Tra le isole dell'arcipelago, l'Elba presenta una interessante diversificazione climatica, legata sia alla sua maggiore dimensione sia alla notevole articolazione morfologica, determinata in gran parte dalla presenza del M. Capanne, oltre che dai rilievi centrali e orientali. Le differenze tra i microclimi dei siti rivolti ai diversi quadranti sono particolarmente rilevanti soprattutto per l'aspetto pluviometrico: il lato occidentale, più esposto alle perturbazioni atlantiche e influenzato dalla presenza del M. Capanne, e il lato orientale, dove il rilievo supera di poco i 500 m, presentano afflussi meteorici significativamente diversi. Anche nelle altre isole i topoclimi sono nettamente influenzati dalla estensione delle superfici emerse e dall'esposizione dei versanti.

Una descrizione esauriente delle condizioni climatiche dell'arcipelago è resa difficile dallo scarso numero di stazioni meteorologiche presenti

e dalla discontinuità nel loro funzionamento, che in molti casi impediscono il confronto dei dati. Le fonti sono l'Ufficio Idrografico e Mareografico di Pisa, il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, l'Agenzia Regionale Sistemi Ambientali e l'Istituto Meteorologico olandese.

3.2. - VENTI

La velocità del vento e l'altezza dell'ondazione nelle isole sono strettamente legate alla loro posizione rispetto alla Toscana continentale e alla Corsica. Queste due aree emerse esercitano infatti una azione di schermo rispetto ai flussi atmosferici occidentali e orientali, mentre lasciano le isole esposte a quelli settentrionali e meridionali.

Nel settore settentrionale dell'arcipelago la frequenza più elevata spetta ai venti del III quadrante, nel quale si raggiungono anche le velocità medie più elevate. Negli altri quadranti, sia le frequenze sia le velocità sono molto simili, mentre le calme rappresentano circa il 10% delle osservazioni. La velocità più frequente (oltre il 50% delle osservazioni) è quella di 2,5 m/s, mentre la frequenza delle velocità superiori ai 22,5 m/s è molto bassa poiché assomma allo 0,75% di tutte le osservazioni. Nel lato orientale si rileva una sensibile polarizzazione dei venti del I, II e IV quadrante, a scapito di quelli del III quadrante, che registrano la frequenza in assoluto più bassa tra tutti i lati, così come le velocità medie ponderate, che raggiungono i valori più bassi tra quelli osservati. Le calme hanno anch'esse una frequenza modesta, pari all'8,4% delle osservazioni. Nel lato meridionale, che è quello nel quale è stato eseguito il massimo numero di osservazioni, si rileva una distribuzione delle frequenze piuttosto equilibrata tra i vari settori e le velocità

vedono rappresentati casi di vento molto forte. Nel lato occidentale le frequenze cumulate mostrano una sensibile polarizzazione dei venti nel IV quadrante, mentre le velocità medie ponderate più elevate spettano al III quadrante; le calme rappresentano l'11,4% delle osservazioni. In questo lato la frequenza del vento con velocità maggiore di 22,5 m/s, con lo 0,85% delle osservazioni, raggiunge il valore massimo tra tutte le direzioni (tab. 1).

Il campo anemometrico è ben diverso in mare aperto e nelle aree continentali: la morfologia delle terre emerse interagisce infatti con le masse d'aria provocando deviazioni orizzontali e verticali e influenzando sensibilmente sulla velocità del vento. A M. Calamita le frequenze più elevate spettano al nord e al nord-est; in subordine al sud e al sud-est, con una netta polarizzazione in direzione nord-sud. Alle altre direzioni spettano frequenze piuttosto modeste, mentre le calme rappresentano oltre il 22,0% delle osservazioni, che è più che doppia rispetto alla frequenza delle calme registrate in mare aperto (VITTORINI, 1976; PINNA, 1991; RAPETTI, 1992).

3.3. - STATO DEL MARE

Lo studio del moto ondoso nell'arcipelago può essere condotto sulla base delle osservazioni dell'altezza e della direzione dell'ondazione raccolte dal Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) tra il 1961 e il 1990. Risulta che i settori di traversia con la frequenza più elevata sono quelli da sud e da est, come viene confermato dalla frequenza delle calme, pari rispettivamente al 42,2% per il lato nord e il 36,9% per il lato est. L'altezza dell'ondazione è da tutte le direzioni gene-

Tab. 1 - *Frequenza cumulata (F%) della direzione del vento per settori di traversia e valori della velocità media ponderata (m/s).*
- Cumulative frequency (F%) of wind direction according to prevailing wind sectors and values of the weighed average speed (m/s).

Traversia		0°-90°	90°-180°	180°-270°	270°-360°	Totale
Lato Nord	F%	21,73	21,51	24,91	21,58	89,73
	V _{med.}	5,14	5,04	6,66	5,08	5,53
Lato Est	F%	26,57	28,74	11,93	24,41	91,65
	V _{med.}	5,05	4,64	5,48	4,89	4,94
Lato Sud	F%	20,65	23,62	22,73	24,53	91,56
	V _{med.}	5,76	4,93	6,73	5,21	5,63
Lato Ovest	F%	19,38	22,89	21,72	24,64	88,63
	V _{med.}	5,23	5,24	6,45	5,21	5,65

ralmente di bassa entità, se si considera che la frequenza relativa all'ondazione di 2,7 metri rappresenta in media solo l'1,0% dell'intero campione. Poco frequenti sono le ondate superiori a 4 metri, con rari episodi nei quali l'altezza delle onde supera i 6 metri (tab. 2).

3.4. - RADIAZIONE SOLARE

A Pianosa, per la sua forma tabulare e la sua elevazione di 29 m, il soleggiamento è il più elevato della Toscana, sia in termini assoluti che relativi, con 2607 ore di Sole all'anno, che rappresentano il 61,0% del valore astronomico. Il soleggiamento estivo, con il massimo in Luglio (343 ore), costituisce il 36,6% di quello annuo; quello invernale, con il minimo in Dicembre (110 ore), rappresenta il 15,3% del totale. La radiazione globale ha un valore medio annuo di 308 ly/giorno, con estremi di 107 ly/giorno in Dicembre e 504 ly/giorno in Luglio (GUERRINI *et alii*, 1977) (tab. 3).

3.5. - TEMPERATURA DELL'ARIA

Le stazioni termografiche elbane che hanno funzionato con una accettabile regolarità sono quelle di Portoferraio città (1965-1985), Poggio Elba (1951-1964), S. Piero in Campo e M. Calamita (1951-1975); per le altre isole sono disponibili i dati storici di Pianosa (1965-1967) e, per un solo anno, del Giglio (1930).

I fattori geografici che regolano la temperatura all'Elba sono la distanza dal mare, che nei luoghi più interni non supera i cinque chilometri, e l'altitudine dei suoi rilievi, che nel lato occidentale culmina nel M. Capanne. Il territorio elbano si sviluppa per il 75% della propria superficie al di sopra dei 50 m e circa per il 33% sopra i 200 m, fino all'altitudine massima del M. Capanne, di 1018 m.

Il carattere termico più significativo di Portoferraio città è costituito dalle elevate temperature dell'inverno, che raggiungono 10,2 °C. La temperatura media annua di 16,3 °C non trova poi riscontro in nessun luogo della Toscana

Tab. 2 - *Distribuzione percentuale del moto ondoso per classi di altezza (m) e per settori di traversia nell'Arcipelago Toscano (dati KNMI).*

- Percentage distribution of wave motion according to height classes (m) and to prevailing wind sectors in the Tuscan Archipelago (KNMI data).

Classi di altezza (m)		0,2	0,7	1,2	1,7	2,2	2,7	3,2	3,7	4,2	4,7	5,2	5,7	6,2	6,7	7,2	7,7	> 8,0	
Settore	Nord	29,8	13,8	7,0	3,8	3,8	1,0	0,4	0,4	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	60,3%
	Est	33,0	17,2	6,4	3,4	1,4	0,6	0,1	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	62,5%
	Sud	30,7	17,0	7,2	4,4	1,9	1,1	0,4	0,4	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	63,3%
	Ovest	30,1	14,9	7,4	3,3	1,4	0,8	0,2	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	58,1%

Tab. 3 - *Soleggiamento assoluto (F) in ore e soleggiamento relativo (F %); radiazione globale (G) in ly/giorno e radiazione globale relativa (G %) a Pianosa (1958-1972).*

- Absolute insolation (F) measured in hours and relative insolation (F%); global radiation (G) measured in ly/m and global relative radiation (G%) at Pianosa Island (1958-1972).

Pianosa		G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
	F	129	140	189	226	283	302	343	309	240	206	130	110	2607
	F%	48	51	55	60	67	71	79	77	69	65	49	43	61
	G	126	185	278	381	462	498	504	434	336	240	141	107	308
	G%	40	42	46	47	48	49	51	50	48	47	40	38	45

continentale, così come l'escursione media diurna e quella annua, che presentano valori particolarmente contenuti. La stazione di M. Calamita, a circa 400 m, risente scarsamente dell'altitudine, poiché la temperatura media annua in questo luogo è ancora di 13,8 °C. I dati di Pianosa e del Giglio, riportati solo per la loro rarità, non consentono di trarre conclusioni circa il clima termico delle due isole, anche se essi, con le elevate temperature invernali, portano i tratti tipici delle temperature dell'Elba (tab. 4).

Il clima termico di Portoferraio ricade nel tipo *temperato-caldo*, caratterizzato dalla temperatura media annua compresa tra 14,5 °C e 16,9 °C, dalla temperatura media del mese più freddo compresa tra 6,0 °C e 9,9 °C, da quattro mesi con temperatura media maggiore o uguale a 20,0° e da una escursione annua tra 15,0 °C e 17,0 °C; quello di M. Calamita, sia pure con qualche approssimazione, è compreso nel *temperato sublitoraneo* (PINNA, 1969).

Il grado di marittimità delle isole, come dimostrato dagli indici di IVANOW e da quello termoisodromico di KERNER, risulta di grado moderato se confrontato con quello delle stazioni più marittime della Terra, ma è tra i più elevati in Italia. Tale condizione è determinata dall'umidità relativa costantemente elevata e dalle basse amplitudini termiche diurne e da quella annua. Nell'Italia continentale l'indice di continentalità di IVANOW (1959) oscilla tra il 137,0% di Bolzano (clima moderatamente continentale) e il 93,0% di Livorno (clima debolmente marittimo). A Capo Calamita e a Pianosa l'indice è rispettivamente dell'85,5% e dell'84,8% (clima debolmente marittimo), mentre nell'Isola di Gorgona si scende all'81,0% (clima marittimo) (RAPETTI, 1992).

3.6. - ESTREMI TERMICI

Le temperature minime assolute registrate all'Elba si inquadrano negli episodi di gelo estremo che hanno interessato la Toscana nel Febbraio del 1956 e nella prima decade di Gennaio del 1985 (RAPETTI & VITTORINI, 1986; RAPETTI & VITTORINI, 1992). Sotto il profilo dell'intensità del freddo, in questa isola i due inverni possono ritenersi equivalenti, anche se nella Toscana pianiziale e collinare, nelle prime due settimane del Gennaio 1985, si verificarono le temperature più basse mai registrate nella regione. La massima intensità del gelo si localizzò a nord dell'Arno, tra Altopascio e Firenze, dove in alcuni luoghi si raggiunse la punta di -21,2 °C. All'Elba e nelle altre isole dell'Arcipelago Toscano i valori non furono altrettanto severi: in quella circostanza a Portoferraio città furono registrati -4,0 °C (6 Gennaio).

In Italia e in gran parte dell'Europa occidentale l'estate del 2003 rappresenta la stagione più calda mai osservata, sia per intensità, sia per durata. A S. Piero in Campo (Elba) si raggiunse la temperatura massima assoluta di 39,0 °C (6 Agosto), valore che supera di 5,0 °C la massima precedente, misurata nell'estate del 1982 (RAPETTI & VITTORINI, 1992). Tale valore estremo si colloca all'interno di una sequenza di 81 giorni tropicali ($t \geq 30,0$ °C), dei quali 23 consecutivi, e di 12 giorni con $t_{\max} \geq 35$ °C.

3.7. - UMIDITÀ RELATIVA DELL'ARIA

All'Elba, come indicano i valori di M. Calamita, l'umidità relativa è in tutti i mesi piuttosto elevata, certamente per il continuo apporto di va-

Tab. 4 - *Temperatura media mensile e annua ed escursione annua (°C) (periodi di durata variabile e non sovrapponibili).*
- Monthly and annual mean temperatures and annual temperature range (°C) (variable time spans not necessary superimposable).

Stazioni	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Media	Esc.
Portoferraio città	9,6	10,4	11,6	14,0	17,4	20,8	24,3	24,4	21,5	18,0	13,8	10,5	16,3	14,8
Poggio Elba	8,0	8,5	10,4	13,9	17,9	21,8	24,8	24,2	21,5	16,7	12,4	9,5	14,8	16,8
S. Piero in Campo	9,5	8,9	10,8	12,8	18,3	20,8	24,6	26,2	21,5	17,1	13,5	10,7	16,2	17,3
M. Calamita	6,7	6,7	8,2	11,5	15,2	19,1	22,4	22,3	18,8	14,8	11,5	8,0	13,8	15,7
Pianosa	10,3	10,7	12,2	14,0	17,5	20,9	24,0	24,4	21,7	19,7	15,3	12,1	16,9	14,1
Giglio	8,8	7,6	10,4	11,4	14,4	20,6	22,5	22,9	20,4	16,2	13,2	9,5	14,8	15,3

pore acqueo dal mare, sottoposto a forte evaporazione (tab. 5).

I valori più bassi si registrano nel giorno medio dei mesi da Maggio ad Agosto, mentre si supera il valore dell'80% nei mesi da Novembre a Gennaio. Nel corso del giorno medio di ciascun mese i valori minimi si registrano intorno al mezzogiorno, quando si raggiunge il valore medio del 69%, mentre quelli massimi (82%) si osservano nelle prime ore della mattina (PINNA, 1991).

3.8. - PRECIPITAZIONI

I fattori geografici locali che influenzano le precipitazioni all'Elba sono legati al profilo altimetrico dell'isola e all'esposizione dei suoi lati e dei suoi versanti ai flussi atmosferici. Pur considerando che i dati pluviometrici si riferiscono a periodi di osservazione non coincidenti, risulta che gli afflussi meteorici sono legati più alla posizione delle stazioni rispetto al rilievo che alla loro quota assoluta: in tal senso è molto singolare che le precipitazioni di Poggio Elba, che si trova ad una altitudine di 240 m, risultino superiori, quasi senza eccezione, a quelle misurate sul M. Capanne (960 m). Si ritiene che tale circostanza possa essere messa in relazione alla posizione e all'orientamento delle due stazioni: quella del M. Capanne è situata circa 60 m sotto la vetta, in direzione di NE, in una insellatura schermata da un dosso che non si può escludere disturbi la misura del pluviometro; quella di Poggio Elba, situata nella parte medio-bassa del versante nord-orientale del M. Capanne, ad una distanza planimetrica dalla vetta del rilievo di circa 2 km e in posizione sottovento rispetto alla direzione di provenienza delle perturbazioni dai quadranti meridionali, riceverebbe una notevole quantità di precipitazioni per una sorta di inerzia dell'effetto orografico. È infatti noto che le masse d'aria in risalita forzata lungo i versanti dei rilievi subiscono fenomeni termodinamici che favoriscono la formazione delle piogge. Ciò comporta generalmente che gli afflussi si incrementino con la quota, fino

ad un massimo, detto "*optimum* pluviometrico". Generalmente alle altitudini appenniniche tale massimo, per la tendenza delle masse d'aria a sollevarsi lungo un virtuale piano inclinato oltre le parti più elevate del rilievo, si verifica nel versante sottovento, poco oltre la parte apicale. Nel caso del M. Capanne la modesta entità dell'effetto orografico è legata soprattutto alla morfologia del rilievo, che si presenta come una tumescenza isolata che si erge sul mare. Lo studio della interazione tra i flussi dei bassi strati dell'atmosfera e le catene montuose ha dimostrato infatti che nei massicci isolati, in condizioni di stabilità atmosferica, una frazione preponderante della massa d'aria che spira verso il rilievo subisce una deflessione orizzontale aggirando sui due lati la struttura orografica, con formazione dinamica di aree di alta e di bassa pressione, rispettivamente nel versante sopravvento e in quello sottovento. Fatte queste considerazioni si può anche ritenere che la distribuzione degli afflussi meteorici intorno al M. Capanne sia spiegabile con una asimmetrica frequenza dei flussi atmosferici provenienti dai quadranti meridionali, rispetto a quelli provenienti dagli altri quadranti (tab. 6).

I dati pluviometrici mostrano come in nessuna stazione elbana le precipitazioni siano minori di 500 mm annui, come invece accade ad esempio nell'Isola di Pianosa, che è la stazione toscana di minore piovosità. All'Elba il minimo si osserva a Portoferraio (566,8 mm) e il massimo a Poggio Elba (943,3 mm), con valori intermedi di 730,5 mm a M. Capanne e di 688,3 mm a S. Piero in Campo.

La distribuzione delle precipitazioni nell'isola maggiore dell'arcipelago mostra che nell'area del M. Capanne, a partire dall'isoietta dei 700 mm, si incontra quella dei 1000 mm in una ristretta fascia posta sotto la cima del rilievo, in direzione di NE. Sui rilievi centrali e orientali, aventi una direzione approssimativa da nord a sud, è presente l'isoietta dei 700 mm e, nelle parti più elevate, quella degli 800 mm. L'afflusso medio annuo ragguagliato al-

Tab. 5 - *Umidità relativa dell'aria (%) a M. Calamita.*
- Air relative humidity (%) at M. Calamita.

U%	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
min	78	73	71	68	67	63	58	61	68	71	77	76	69
max	85	83	83	81	80	80	77	80	84	86	85	85	82
med	82	78	77	75	74	72	68	71	76	79	81	81	76

l'intera superficie dell'isola ammonterebbe a 730,1 mm (PINNA, 1991), per un volume di acqua stimato in $1,63 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{anno}$.

3.9. - REGIME DELLE PRECIPITAZIONI

La distribuzione annua delle precipitazioni è elemento meteorologico e ambientale di importanza paragonabile, o addirittura superiore, all'entità dell'afflusso meteorico, poiché essa condiziona in modo diretto la vita degli organismi e i processi

geomorfologici continentali. All'Isola d'Elba i regimi presenti sono quello "submediterraneo" (AIPE) e quello "mediterraneo" (IAPE), che si caratterizzano rispettivamente per il massimo principale in autunno e per quello in inverno, con la netta prevalenza del primo tipo (PINNA & VITTORINI, 1985) (tab. 7).

Le differenze percentuali tra gli afflussi dell'autunno e dell'inverno sono tuttavia molto ridotte assommando a circa un terzo del totale annuo. La primavera riceve circa un quarto del totale mentre

Tab. 6 - *Precipitazioni mensili ed annue nell'Arcipelago Toscano (periodi vari).*
- Monthly and annual rainfalls in the Tuscan Archipelago (variable time spans).

Stazioni	h (m.l.m.)	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Portoferraio	25	55,9	59,7	54,6	49,0	33,8	22,8	18,2	36,1	40,7	75,5	65,0	55,5	566,8
Poggio Elba	240	134,1	105,0	98,3	71,7	52,0	30,4	11,1	59,5	71,3	12,5	92,0	92,8	943,3
S. Piero in C.	226	68,9	77,0	67,2	45,8	42,3	24,8	15,3	40,4	66,1	9,7	82,4	66,4	688,3
M. Calamita	396	70,3	71,2	51,6	46,8	37,3	22,3	17,7	30,6	51,1	8,3	91,8	77,8	650,8
M. Capanne	960	90,1	71,0	70,1	55,0	52,9	24,9	14,1	51,8	59,6	98,8	69,2	73,0	730,5
Pianosa	15	49,5	40,4	37,9	33,3	27,2	14,7	6,9	22,5	43,5	64,3	56,9	69,3	466,0
Giglio (semaforo)	400	73,6	65,9	57,3	49,3	34,8	10,6	9,9	14,6	39,4	68,9	88,4	91,0	587,0
Montecristo	40	58,9	76,1	62,6	38,4	40,1	18,8	17,1	17,1	50,8	52,4	100,6	87,5	608,9

Tab. 7 - *Precipitazioni stagionali e regimi pluviometrici (periodi vari).*
- Seasonal rainfall and pluviometrical regimes (variable time spans).

Stazioni	Primavera		Estate		Autunno		Inverno		Regime
Portoferraio	137,4	24,2%	77,1	13,7%	181,2	32,0%	171,1	30,2%	AIPE
Poggio Elba	222,0	23,5%	101,0	10,7%	288,8	30,6%	331,9	35,2%	IAPE
S. Piero in C.	156,1	23,5%	63,9	9,6%	224,6	33,8%	219,1	33,0%	AIPE
M. Calamita	137,5	20,6%	70,6	10,0%	225,2	34,6%	219,3	33,7%	AIPE
M. Capanne	178,0	24,4%	95,3	13,0%	227,6	31,2%	234,1	32,0%	IAPE
Pianosa	98,4	21,1%	9,5	44,1%	164,7	35,3%	159,2	34,2%	AIPE
Giglio (Semaforo)	141,4	24,1%	35,1	6,0%	196,7	33,5%	230,5	39,2%	IAPE
Montecristo	141,1	23,2%	53,0	8,7%	203,8	33,4%	222,5	36,5%	IAPE

l'estate ha un minimo molto accentuato, in alcune stazioni inferiore addirittura al 10% dell'afflusso annuo.

3.10. - PRECIPITAZIONI DA UNO A CINQUE GIORNI CONSECUTIVI

Le isole del Mediterraneo, più che le regioni continentali, sono soggette a una forte variabilità interannuale delle precipitazioni. Questo aspetto presenta un notevole interesse per la gestione e il controllo di tutti i parametri ambientali e antropici. Le massime precipitazioni da uno a cinque giorni consecutivi sono disponibili negli Annali Idrologici (Parte I) dell'Ufficio Idrografico e Mareografico di Pisa (1921-1950) (tab. 8).

A Portoferraio l'incremento degli afflussi da uno a cinque giorni è trascurabile, come segno della occasionalità delle piogge di elevata intensità, di natura quasi esclusivamente temporalesca. Diversa è la condizione di Poggio Elba, dove l'incremento dal primo al terzo giorno risulta del 159%.

3.11. - PERIODI SICCITOSI

In Toscana, come in molte altre parti d'Italia (BENCIVENGA, 1990), l'evento di maggiore siccità meteorologica dall'inizio delle osservazioni si è verificato tra il 1988 e il 1989. A Portoferraio le precipitazioni del 1988 hanno registrato una flessione del 58,1% rispetto alla media pluriennale, con una punta negativa del 96,0% nei mesi di Settembre e di Novembre; nel 1989 la flessione è stata del 35,1%, con scarti negativi sino dell'85,2% nel mese di Dicembre.

Considerando il massimo numero di giorni consecutivi senza pioggia, anch'esso di rilevante interesse ambientale, risulta che in Toscana esso aumenta sensibilmente dall'Appennino centro-settentrionale alle estreme propaggini meridionali della Regione, per assumere i valori più elevati proprio nelle isole dell'Arcipelago Toscano. A

scala regionale il più lungo periodo senza pioggia è quello verificatosi nella fascia costiera della Toscana meridionale a sud del F. Ombrone, all'Elba e al Giglio tra Giugno e Agosto del 1965, quando si registrarono oltre 70 giorni consecutivi di siccità meteorologica (RAPETTI & VITTORINI, 1994).

3.12. - CONSIDERAZIONI GENERALI SUL CLIMA DELL'ARCIPELAGO

L'analisi della temperatura dell'aria e delle precipitazioni svolta in precedenza non consente di trarre indicazioni esaustive circa il tipo di clima di una località, poiché, rivolgendo l'indagine ai due parametri meteorologici considerati separatamente, viene a mancare una chiara visione d'insieme dei rapporti e delle connessioni tra i diversi elementi che determinano il clima.

Risultati più soddisfacenti in tal senso si possono raggiungere utilizzando opportuni indici climatici, oppure particolari criteri di classificazione del clima, come ad esempio quello proposto da Köppen, molto usato per la scala planetaria, ma non adatto, per la sua bassa capacità di discriminazione tra tipi climatici simili, ad essere applicato ad ambiti territoriali di modesta estensione. Tra i sistemi di classificazione di tipo empirico-quantitativo, un ruolo particolare, specie nel campo degli studi sull'ambiente, deve essere riconosciuto ancora oggi all'indice di aridità di De Martonne. Nell'Arcipelago Toscano l'aridità meteorologica può raggiungere i valori più elevati di tutta l'Italia centro-settentrionale. In particolare, nell'Isola di Pianosa, l'indice di De Martonne è generalmente inferiore a 10, configurando un clima arido, caratteristico delle steppe circumdesertiche dove non vi sia scorrimento idrico di superficie (areismo). All'Elba l'aridità meteorologica è generalmente meno accentuata, tuttavia nel 1988 a Portoferraio l'indice ha raggiunto il valore di 6,6 (arido), mentre nel 1951 (anno più umido), con 24,9, si è raggiunto il grado più elevato di umidità climatica (tipo subumido).

Tab. 8 - *Precipitazioni massime con durata da uno a cinque giorni consecutivi (periodi vari).*

- Maximum precipitations with duration from one to five consecutive days (variable time spans).

Stazioni	1 giorno	Data	2 giorni	Data	3 giorni	Data	4 giorni	Data	5 giorni	Data
Portoferraio	129,0	27/08/34	130,0	27-28/08/34	140,0	1-3/11/26	140,0	1-4/11/26	143,5	1-5/11/26
Poggio Elba	132,0	26/09/47	210,0	4-5/03/28	250,0	20-22/09/32	250,0	20-23/11/32	250,0	20-24/11/32

3.13. - BILANCIO IDRICO-CLIMATICO E CLASSIFICAZIONI CLIMATICHE

Tra i numerosi sistemi fino ad oggi proposti per la definizione sintetica dei climi locali risulta di notevole interesse quello proposto da THORNTHWAITE (1948). Tale metodo consente una stima attendibile dell'umidità del suolo, del deflusso idrico di superficie e di quello sotterraneo. Il regime mensile di tali parametri fornisce indicazioni circa la predisposizione dei suoli all'erosione e, in campo agricolo e forestale, la disponibilità idrica della vegetazione.

Le stazioni considerate per tale indagine sono quelle di Portoferraio città, Poggio Elba, Giglio (Semaforo) (tab. 9). A Portoferraio città l'*evapotraspirazione potenziale* (EP), definita come la quantità di acqua (mm) che in un determinato intervallo di tempo passerebbe all'atmosfera per evaporazione

dal suolo e per traspirazione dalla vegetazione nella condizione che il suolo fosse permanentemente saturo, ha assunto il valore medio annuo di 847,6 mm, con un regime stagionale che attribuisce il 7,6% del totale all'inverno, il 20,1% alla primavera, il 48,3% all'estate e il 23,9% all'autunno. Dallo sviluppo del bilancio idrico-climatico risulta che la saturazione del suolo si raggiunge solo nei mesi di Febbraio e di Marzo, con un *surplus* (S) annuo di appena 23,9 mm; il *deficit* (D) annuo, pari a 302,6 mm, è presente da Maggio a Settembre. Nel mese di Settembre la riserva idrica del *suolo* (ST) si riduce fino al valore minimo di 7,7 mm; nei mesi successivi, in conseguenza della ripresa autunnale delle piogge, ha inizio la fase di ricarica del suolo, che si conclude in Febbraio. Il valore più elevato del *deflusso superficiale* (RO) si raggiunge in Marzo con appena 11,1 mm. A Poggio Elba l'evapotraspirazione potenziale media annua è stata di 835,8 mm, impu-

Tab. 9 - *Bilancio idrico-climatico a Portoferraio città, Poggio Elba, Giglio (Semaforo) (periodi vari).*
- Water and climate budget at Portoferraio, Poggio Elba, Giglio (Semaforo) (variable time spans).

Stazioni		G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Portoferraio	EP	20,2	21,9	34,4	51,8	84,2	119,5	149,7	140,3	100,2	66,0	36,6	22,7	847,6
	ST	115,2	150,0	150,0	147,2	105,3	55,3	23,0	11,5	7,7	17,7	46,1	79,5	-
	AE	20,2	21,9	34,4	51,8	75,9	73,0	50,3	47,5	44,7	66,0	36,6	22,7	545,1
	D	0,0	0,0	0,0	0,0	8,3	46,6	99,4	92,7	55,5	0,0	0,0	0,0	302,6
	S	0,0	3,3	20,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	23,9
	RO	0,0	1,7	11,1	5,6	2,8	1,4	0,7	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	23,9
Poggio Elba	EP	16,5	18,0	29,5	52,2	91,4	125,0	154,7	140,1	98,5	59,3	32,1	18,5	835,8
	ST	150,0	150,0	150,0	150,0	113,2	60,1	23,0	13,5	11,2	78,0	137,9	150,0	-
	AE	16,5	18,0	29,5	52,2	88,8	83,1	48,0	69,5	73,3	59,3	32,1	18,5	588,7
	D	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	41,9	106,7	70,6	25,3	0,0	0,0	0,0	247,1
	S	117,5	87,0	68,5	18,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	62,4	354,3
	RO	74,5	80,7	74,6	46,7	23,4	11,7	5,8	2,9	1,5	0,7	0,4	31,4	354,3
Giglio Semaforo	EP	20,6	16,5	33,4	41,8	67,1	116,7	134,6	128,5	94,2	60,6	38,3	22,4	774,7
	ST	150,0	150,0	150,0	150,0	120,9	59,6	26,0	12,1	8,4	16,8	66,9	135,5	-
	AE	20,6	16,5	33,4	41,8	63,9	71,9	43,5	28,4	43,1	60,6	38,3	22,4	484,5
	D	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	44,8	91,0	100,1	51,1	0,0	0,0	0,0	290,2
	S	38,5	49,4	23,9	7,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	119,2
	RO	19,3	34,3	29,1	18,3	9,1	4,6	2,3	1,1	0,6	0,3	0,1	0,1	119,2

tabile per il 6,3% all'inverno, per il 20,7% alla primavera, e rispettivamente per il 50,2% e il 22,7% all'estate e all'autunno. L'umidità climatica di questa località, la più elevata nell'intero Arcipelago, trova riscontro nel valore annuo del *surplus*, risultato pari a 354,3 mm, e nella sua durata, che ha coperto il periodo da Dicembre ad Aprile. Il *deficit idrico*, di 247,1 mm annui, ha interessato esclusivamente i mesi da Maggio a Settembre, assumendo il valore più elevato in Luglio con 106,7 mm. Il *deflusso idrico superficiale*, che presenta i valori più elevati nei mesi dell'inverno e della primavera, con il massimo in Febbraio (80,7 mm), decresce secondo una curva di esaurimento fino a Novembre. A Giglio Semaforo l'*evapotraspirazione potenziale* media annua è stata di 774,7 mm, con la seguente distribuzione stagionale: il 7,7% imputabile all'inverno, il 18,4% alla primavera, il 49,0% all'estate e il 24,9% all'autunno. Il *surplus idrico*, risultato pari a 119,2 mm annui, ha interessato il periodo da Gennaio ad Aprile; il *deficit idrico*, di 290,2 mm annui, ha interessato i mesi da Maggio a Settembre, assumendo il valore più elevato in Agosto con 100,1 mm. Il *deflusso idrico superficiale*, che presenta i valori più elevati nei mesi invernali e primaverili, con il massimo in Febbraio (34,3 mm), decresce secondo una curva di esaurimento fino ad estinguersi in Agosto.

La combinazione del *surplus*, del *deficit* e dell'*evapotraspirazione potenziale* secondo la relazione:

$$I_m = (S - D) / EP \times 100$$

porta alla definizione dell'indice di umidità globale (I_m), che costituisce l'indice guida nella classificazione dei climi di THORNTHWAITE & MATHER (1957). I valori positivi dell' I_m rappresentano i climi umidi, secondo la seguente scala di umidità decrescente: A ($I_m > 100$), B₄ ($100 > I_m > 80$), B₃ ($80 > I_m > 60$), B₂ ($60 > I_m > 40$), B₁ ($40 > I_m > 20$), C₂ ($20 > I_m > 0$); i valori negativi dell'indice indicano i climi aridi C₁ ($0 > I_m > -33,3$), D (-33,3

$> I_m > -66,6$), E ($I_m < -66,6$). Altre relazioni consentono di determinare l'indice di umidità ($I_h = S/EP \times 100$), l'indice di aridità ($I_a = D/EP \times 100$) e la concentrazione estiva dell'efficienza termica ($CEET = \sum EP_{estiva}/EP \times 100$). Sulla base di tali indici si ricava la formula climatica, che si compone di quattro lettere: la prima rappresenta l'indice di umidità globale (I_m), la seconda l'evapotraspirazione potenziale (EP), la terza l'indice di aridità o di umidità e la quarta la concentrazione estiva dell'evapotraspirazione potenziale ($\sum EP_{estiva}/EP_{annua} \times 100$). Secondo tale metodologia, la stazione più umida di tutto l'Arcipelago Toscano è Poggio Elba, dove tuttavia nell'anno medio il tipo climatico non sale oltre il C₂ (subumido), mentre nelle altre stazioni elbane, e presumibilmente nelle altre isole, i tipi presenti vanno dal C₁ (subarido) al D (semiarido) (tab. 10).

Gli andamenti medi non offrono tuttavia un quadro realistico delle condizioni del clima, che possono essere rappresentate più efficacemente dai valori estremi. A questo proposito sono stati sviluppati i bilanci idrico-climatici relativi all'anno più arido e all'anno più umido a Portoferraio città, Poggio Elba e Pianosa (tab. 11).

A Portoferraio città la massima aridità meteorologica si è verificata nel 1988, quando l'afflusso meteorico è stato di 270,8 mm, con una evapotraspirazione potenziale e reale rispettivamente di 808,4 mm e di 270,8 mm. In nessun mese si è avuta eccedenza idrica, mentre il *deficit*, che si è protratto da Febbraio a Novembre, ha raggiunto valori molto elevati nei mesi da Maggio a Giugno, come indicazione di un estremo disseccamento del suolo. Nell'anno di massima umidità le precipitazioni sono state di 1090,2 mm (1951) e l'evapotraspirazione potenziale e reale rispettivamente di 829,1 mm e di 617,7 mm. La capacità idrica del suolo ha conservato il massimo valore da Settembre a Maggio, con la sola eccezione di Novembre, in cui, in modo anomalo rispetto al regime pluviometrico tipico dell'isola, si è registrato un afflusso meteorico di appena 27,2 mm. Il *deficit* idrico, pari a 211,4

Tab. 10 - *Formule climatiche e descrizione sintetica dei climi (valori medi).*
- Climate equations and short description of climate types (mean values).

	Formula climatica	Descrizione sintetica
Portoferraio	C1 B'2 d b'4	clima subarido – secondo mesodermico – eccedenza molto piccola
Poggio Elba	C2 B'2 s b'4	clima subumido – secondo mesodermico – moderata eccedenza in inverno
Giglio Semaforo	C1 B'2 s b'4	clima subarido – secondo mesodermico – moderata eccedenza in inverno

Tab. 11 - *Formule climatiche e descrizione sintetica dei climi nell'anno più arido e in quello più umido.*
 - Climate equations and short description of climate types regarding the most dry and most wet year.

Stazione	Anni	Formula climatica	Descrizione sintetica
Portoferraio	1988 (anno più arido)	D B'2 d a'	clima <i>semiarido</i> – secondo mesodermico – senza eccedenza idrica
	1951 (anno più umido)	B1 B'2 s a'	clima <i>umido</i> – secondo mesodermico – deficit moderato in estate
Poggio Elba	1957 (anno più arido)	D B'2 d b'4	clima <i>semiarido</i> – secondo mesodermico – senza eccedenza idrica
	1951 (anno più umido)	B1 B'2 s b'4	clima <i>umido</i> – secondo mesodermico – deficit moderato in estate
Pianosa	1965 (anno più arido)	E B'2 d a'	clima <i>arido</i> – secondo mesodermico – senza eccedenza idrica
	1966 (anno più umido)	D B'2 d a'	clima <i>semiarido</i> – secondo mesodermico – senza eccedenza idrica

mm, è stato presente solo nei mesi dell'estate; negli altri mesi si è registrato *surplus* idrico, particolarmente elevato in Settembre (258,7 mm), a seguito della eccezionale precipitazione di 497,8 mm verificatasi in quel mese, sostanzialmente concentrata nei giorni 24 e 25, in cui caddero rispettivamente 245,0 e 182,0 mm di pioggia. Queste condizioni pluviometriche, non certo comuni a Portoferraio, hanno determinato un *surplus* nei mesi di Settembre e Ottobre e da Dicembre a Maggio; il deflusso, ammettendo che il 50% dell'eccedenza idrica disponibile per il deflusso superficiale in un dato mese scorra realmente, mentre la parte rimanente dell'eccedenza sia trattenuta dal suolo e si renda disponibile nel mese successivo, si è conservato in tutto l'anno, con punte di 131,8 mm e di 82,9 mm rispettivamente in Settembre e in Ottobre.

A Poggio Elba, nell'anno di massima aridità meteorologica (1957) le precipitazioni annue sono state di 518,2 mm, l'evapotraspirazione potenziale e reale sono state rispettivamente di 839,8 mm e di 470,5 mm. L'eccedenza idrica è stata presente solo in Maggio, quando è stata raggiunta la massima capacità idrica del suolo; il *deficit* idrico annuo è stato di 369,4 mm, presente in Marzo e da Giugno a Novembre. Nell'anno di massima umidità (1951) le precipitazioni annue sono state di 1194,6 mm, l'evapotraspirazione potenziale e reale sono state rispettivamente di 822,7 mm e di 572,7 mm. La capacità idrica del suolo ha raggiunto il valore massimo in Settembre, Ottobre e da Dicembre a Maggio, quelli minimi in Luglio e in Agosto. Il *deficit* idrico annuo è stato di 250,0 mm, presente solo nei mesi estivi; il *surplus* annuo, che ha raggiunto il valore di 621,9 mm, è stato assente solo nei mesi estivi e in Novembre.

A Pianosa nel 1965, anno di massima aridità

meteorologica, le precipitazioni sono state di 183,8 mm, distribuite in 45 giorni piovosi; l'evapotraspirazione potenziale e reale sono state rispettivamente di 846,2 mm e di 183,8 mm. L'eccedenza idrica è stata assente, mentre il contenuto idrico del suolo, dal mese di Giugno fino a quello di Dicembre, si è ridotto fino al limite possibile del disseccamento; il *deficit* idrico annuo, pari a 662,4 mm, ha interessato tutti i mesi salvo che quello di Gennaio. Nel dopoguerra l'anno di massima umidità è stato il 1966, quando le precipitazioni sono state di 428,2 mm, l'evapotraspirazione potenziale e reale sono risultate rispettivamente di 850,1 mm e di 428,2 mm. La capacità idrica del suolo non ha raggiunto in alcun mese il valore massimo previsto (120 mm), mentre i minimi si sono avuti in Settembre. Il *surplus* idrico e il deflusso superficiale sono stati nulli.

Nelle stazioni elbane, e ancora più marcatamente nel resto delle isole, soprattutto in quelle di ridotta estensione e di profilo topografico piatto, come a Pianosa, negli anni di scarsità di precipitazioni è presente un'aridità climatica di elevatissima intensità, fino al tipo arido, caratteristico del deserto. In questa isola, per la sua estensione di 10,3 km² e per la sua morfologia tabulare, che si eleva di appena 29 m sopra il livello del mare, nel 1965 è stata raggiunta infatti la punta estrema dell'aridità meteorologica mai registrata in Toscana, quando l'indice di umidità globale (I_m) è stato di -78,3. Nelle stazioni elbane, in relazione alla loro altitudine ed esposizione ai flussi nella bassa troposfera, negli anni più piovosi si possono raggiungere discreti livelli di umidità climatica, tuttavia non maggiori di quanto previsto nel tipo umido della classe B₂ di THORNTHWAITE (1948).

3.14. - CONCLUSIONI

Nelle stazioni a clima marittimo le temperature autunnali sono maggiori di quelle primaverili, mentre l'inverso accade in quelle più continentali (stagionalità termica). La definizione della marittimità e della continentalità può risultare dall'indice termoisodromico di KERNER (O), dipendente dalle temperature medie di Ottobre e di Aprile e dell'escursione termica annua secondo la relazione:

$$O = 100 \times (T_X - T_{IV})/A$$

Nelle stazioni elbane il valore dell'indice oscilla tra 27,0 (Portoferraio città) e 16,7 unità (Poggio Elba); al Giglio il valore è di 31,4, mentre a Pianosa, per evidenti motivi geografici e morfologici, l'indice raggiunge il valore di 40,4 unità. Considerando che a Genova il valore ultrasecolare dell'indice è stato di 18,6 e quello dell'ultimo trentennio di 21,2 (CORTEMIGLIA, 2002), risulta con evidenza l'eccezionale grado di marittimità dell'Isola di Pianosa.

Lo sviluppo del bilancio idrico-climatico di THORNTHWAITE & MATHER (1957) alle stazioni dell'Arcipelago Toscano indica nei valori medi una netta prevalenza dell'evapotraspirazione potenziale sulle precipitazioni, che si traduce nella presenza di climi da subumido (C₂) a subarido (D) a arido (E). Specialmente in estate, salvo che in alcune aree molto ristrette e durante eventi pluviometrici rari o eccezionali, la disponibilità di acqua nel suolo è molto scarsa e, per conseguenza, i deflussi, in specie quelli superficiali, sono assenti o di scarsissima entità.

In tali condizioni la vegetazione spontanea e le coltivazioni, in mancanza di apporti idrici artificiali, entrano in una condizione di marcata sofferenza, che inizia nei mesi di Aprile-Maggio e si protrae fino al tardo autunno. Tale condizione di "stress" idrico della vegetazione risulta estremamente pericolosa poiché la espone agli incendi, che in anni recenti hanno devastato aree molto estese dell'Elba. Rispetto a questo quadro generale fa eccezione il versante nord-orientale del M. Capanne (Elba) che, per apporti pluviometrici significativamente più elevati rispetto agli afflussi medi dell'isola, ha una potenzialità idrica relativamente elevata, almeno confrontabile con quella di alcune aree costiere della Toscana centro-meridionale.

Tali tratti climatici hanno determinato una sostanziale omogeneità nell'assetto vegetazionale delle isole, che si caratterizza per la presenza di fitocenosi adattate all'ambiente mediterraneo, con la prevalenza di sclerofille sempreverdi, fino a specie termoxerofile, presenti soprattutto nell'Isola di Pia-

nosa. Non mancano adattamenti a condizioni di aridità estrema, come l'ispessimento dello strato cuticolare e la presenza di tomento nelle foglie, fino alla trasformazione delle foglie stesse in spine. In alcuni casi si osserva il fenomeno dell'estivazione, consistente nel ritardo delle attività vegetative fondamentali, che vengono spostate nelle stagioni più umide: l'euforbia arborea (*Euphorbia dendroides*) ad esempio inizia l'emissione delle nuove foglie verso la fine dell'estate, fiorisce nell'inverno, fruttifica in primavera mentre all'inizio dell'estate perde le foglie, per rimanere in uno stato di quiescenza fino all'autunno successivo. Una maggiore diversificazione adattativa si riscontra nell'Isola d'Elba dove sono presenti anche specie caratteristiche di zone montane, come quelle proprie dei boschi di latifoglie decidue (*Anemone apennina*, *Lilium bulbiferum*, *Neottia nidus-avis*, *Melica uniflora*, *Ostrya carpinifolia*).

Il quadro climatico delineato determina la scarsa disponibilità di risorse idriche in tutto l'arcipelago, ma in particolare all'Elba dove, in relazione ai flussi turistici, la disponibilità idrica nella stagione estiva può scendere sotto i 100 l/giorno *pro capite*. Le risorse idriche disponibili provengono dalle falde acquifere presenti nelle piccole piane costiere, che soddisfano circa l'80% del fabbisogno, e dalle sorgenti, che sono di modesta importanza, sia a motivo dei caratteri climatici dell'isola, sia della piccola estensione degli affioramenti di rocce permeabili, che non facilitano l'infiltrazione delle scarse acque che scorrono in superficie.

4. - L'ISOLA D'ELBA

4.1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

L'Isola d'Elba, posta a circa 10 km dal Promontorio di Piombino sulla terraferma, ha una forma caratteristica; essa è, infatti, allungata maggiormente tra est ed ovest, 27 km tra Capo Ortano e Punta Nera, meno da nord a sud, 18 km tra Capo Vita e Punta dei Ripalti. Con i suoi 224 km² di superficie rappresenta la maggiore delle isole minori italiane e la terza a livello nazionale. Le coste dell'isola, contraddistinte da un continuo susseguirsi di cale, insenature, promontori e spiagge, raggiungono uno sviluppo complessivo di 147 km.

La parte occidentale ha una forma pseudo-circolare, indotta dalla presenza del grande plutone granodioritico del M. Capanne (1.018 metri), con una sola minuscola insenatura a sud protetta dalla Punta di Fetovaia. Il M. Capanne ha l'aspetto di vera montagna con versanti acclivi.

Tre notevoli golfi, di Campo, della Lacona e

Stella, separati dai promontori di Capo di Fonza e Capo della Stella, caratterizzano invece il sud della porzione centrale dell'isola. Anche a nord tre ampie insenature, i golfi di Procchio e della Biodola e la grande Rada di Portoferraio, segnano il perimetro costiero. La parte centrale dell'isola è chiaramente delimitata da due restringimenti, uno fra Procchio e Marina di Campo e l'altro fra la Rada e il Golfo Stella. Nell'interno si raggiungono modeste altitudini (359 m nel M. Barbatoia e 368 m nel M. S. Martino).

La parte orientale, assai allungata (circa 18 km) da nord a sud, ha una notevole altitudine media, con quote costantemente fra i 200 e i 400 m circa. Essa presenta, inoltre, una grande articolazione costiera ed un ampio golfo, detto di Porto Azzurro. Quest'ultimo si trova allo sbocco di una singolare depressione, la Piana della Mola, che divide l'estremità settentrionale dal M. Calamita, cosicché durante la trasgressione tirreniana un canale marino separava l'Elba più orientale in due tronconi insulari.

Già nell'Introduzione è stato accennato alla posizione e all'importanza dell'Isola d'Elba nel contesto dell'arcipelago e delle opposte terre della Corsica e della Toscana. In effetti, è difficile trovare in uno spazio limitato una varietà geologica e una complessità strutturale così rilevanti. E per questo motivo che sull'Elba vi è una vastissima letteratura, che annovera alcuni grandi nomi della geologia internazionale, tra cui Livio Trevisan. Il

suo schema strutturale (TREVISAN, 1950; 1951) è stato il punto di arrivo di studi già iniziati nella prima metà dell'800 ed anche il punto di partenza per gli studi successivi, che l'hanno sempre confermato, salvo, naturalmente, gli arricchimenti e le modifiche intervenute con l'enorme progresso compiuto dalle scienze della Terra negli ultimi 50 anni.

Il più recente modello prevede la presenza, nel settore centro-orientale dell'isola, di nove unità tettoniche (BORTOLOTTI *et alii*, 2001), qui di seguito elencate. In tabella 12 è schematizzata la corrispondenza esistente con i complessi di TREVISAN (1950; 1951) e le unità di BORTOLOTTI *et alii* (2001).

1) Unità di Porto Azzurro

È composta da filladi, micascisti e quarziti, polimetamorfosate ("Gneiss del Calamita" Auct.) correlabili a simili litotipi del basamento paleozoico toscano. Queste rocce sono state interessate anche da un intenso termo-metamorfismo indotto dall'intrusione monzogranitica di La Serra-Porto Azzurro e dal relativo corteo filoniano aplitico. I litotipi metamorfici sono ricoperti localmente e in modo discordante da una coltre sedimentaria costituita da calcari dolomitici cristallini e dolomie (?Triassico superiore–?Hettangiano). Questa copertura è stata interessata dall'orogenesi alpina, mentre solo le rocce metamorfiche mostrano strutture compressive riferite alla orogenesi varisica (GARFAGNOLI *et alii*, 2005).

Tab. 12 - *Corrispondenza tra i Complessi di TREVISAN (1950) e le unità tettoniche di BORTOLOTTI et alii (2001).*
- Correspondence between the "Complessi" by TREVISAN (1950) and the tectonic units by BORTOLOTTI *et alii* (2001).

Complessi (TREVISAN, 1950)	Unità tettoniche (BORTOLOTTI <i>et alii</i> , 2001)	Litologie
Complesso I	Unità Porto Azzurro	Filladi, micascisti, quarziti (Paleozoico)
		Calcari dolomitici (Triassico)
Complesso II	Unità Ortano	Scisti, filladi, metavulcaniti (Paleozoico)
	Unità Acquadolce	Calcescisti, filladi, metasiltiti, metareniti (Triassico-Oligocene)
Complesso III	Unità Monticiano-Roccastrada	Metasedimenti Carbonifero-triassici e giurassico-oligocenici
	Falda Toscana	Calcari (Triassico-Giurassico)
	Unità Gràssera	Argilloscisti (Cretacico)
Complesso IV	Unità Ofiolitica	Suite ofiolitifera (Giurassico-Cretacico)
Complesso V	Unità del Flysch Cretacico	Flysch (Cretacico-Eocene)
	Unità del Flysch Paleogenico	

2) Unità di Ortano

Una fascia cataclastica mineralizzata, visibile fra Capo d'Arco e Capo Ortano oltre ad un minore affioramento nei dintorni di Valdana, divide l'unità di Porto Azzurro da quella di Ortano. Essa è costituita da metavulcaniti (porfiroidi) grigie, massicce o grossolanamente stratificate, da quarziti nerastre e filladi, scisti e micascisti nero-bruni, microconglomerati quarzitici e infine da quarziti e filladi grigio-argentate. Per le somiglianze con le formazioni paleozoiche della Sardegna e delle Alpi Apuane, questo insieme di terreni è attribuibile all'Ordoviciano. Almeno una parte dell'unità (Scisti di Capo d'Arco) è interessata da un notevole termometamorfismo.

3) Unità di Acquadolce

Essa affiora nell'Elba orientale, da Terranera a Rio Marina e nel Golfo Stella, ed ha alla base una fascia cataclastica che la separa dalla sottostante Unità di Ortano. Essa è costituita da un pacco di marmi massicci, parzialmente dolomitici, di spessore variabile, che in alto passano gradualmente a una formazione di calcescisti ben stratificati, che hanno una potenza molto variabile. I calcescisti a loro volta passano gradualmente a una potente sequenza silicoclastica, composta da filladi grigio-verdi con metarenarie, filladi quarzitiche nere e metasiltiti e ancora con livelli di metacalcari e calcescisti fossiliferi del Cretacico inferiore. Di pertinenza dibattuta, questa sequenza è correlata a quelle di affinità Piemontese-Ligure degli "Schistes Lustrés" della Corsica e dei Calcescisti della Liguria. Presso Capo d'Arco-Casa Carpini sono segnalati dei filoni lamprofirici. Al di sopra, in una posizione piuttosto ambigua, sta una formazione di serpentiniti passanti a lherzoliti e harzburgiti, caratterizzata da una tessitura porfiroblastica, potente fino a 200 m.

4) Unità Monticiano-Roccastrada

Questa unità epimetamorfica affiora estesamente nell'Elba orientale e con essa sono collegati i giacimenti di ematite di Rio Marina. Alla base è costituita da una formazione, spessa fino a 250 metri, di filladi grafitiche e metarenarie grigie, metasiltiti e metaconglomerati di ambiente deposizionale litorale e deltizio. Talora fossilifera, questa formazione è attribuibile al Westfaliano-Permiano inferiore. Segue una sequenza silicoclastica riconoscibile come "Verrucano" e nella quale è possibile distinguere la Formazione della Verruca di età carnica, spessa 130-150 m, le Quarziti di M. Serra (Quarziti Verdi e Quarziti Bianco-Rosa) di età carnica e di ambiente fluviale e deltizio grossolano, potente fino a 250 m. Seguono calcari, calcari diasprigni, calcescisti, calcari micritici, scisti sericitici varicolori, grovacche del tipo Pseudomacigno, che

chiudono la serie, anche se la parte sommitale è probabilmente mancante. L'intera sequenza silicoclastica comprende un intervallo temporale tra il Giurassico e l'Oligocene ed è chiaramente correlabile alla serie della Toscana meridionale.

5) Unità della Falda Toscana

Nell'Elba orientale, lungo una striscia che va da Cavo a Porto Azzurro, e a ovest del Fosso Valdana nell'Elba centrale, affiora una successione ridotta, debolmente ricristallizzata, di formazioni in facies toscana, talora rappresentata dal solo Calcarea Cavernoso o costituita da formazioni carbonatiche (Calcarea Cavernoso, Calcarea del tipo Pania di Corfino, Calcari del tipo M. Cetona, Calcarea Massiccio, Calcari stratificati grigi, Rosso Ammonitico, Calcari diasprigni, Marne a Posidonia) temporalmente comprese tra il Norico-Retico e l'Aaleniano. La parte superiore della tipica serie toscana non è visibile, probabilmente troncata da un contatto tettonico.

6) Unità Gràssera

Affiora in una stretta fascia ad andamento meridiano sia nell'Elba centrale (Golfo Stella) sia orientale (da Cavo a Porto Azzurro) ed è essenzialmente costituita da argilloscisti varicolori, spesso mangesifere, con locali intercalazioni di calcari silicei. Può avere alla base calcescisti ed è potente fino a 200 m. L'unità, presumibilmente di età cretacea, è assimilabile alle unità Liguri-Piemontesi del Dominio Ligure.

7) Unità Ofiolitica

È un complesso tipicamente ligure, composto da un "basamento oceanico" formato da peridotiti serpentizzate e gabbri, ricoperto da una coltre di basalti e poi da una successione sedimentaria con diaspri, calcari sublitografici e Calcari a Calpionella, Argille a Palombini. L'unità affiora largamente nell'Elba orientale e centrale, sebbene sia presente anche intorno al M. Capanne. Sono stati osservati alcuni filoni a composizione calcalcalina nei basalti di Capo Stella e un filone shoshonitico verso Porto Azzurro.

8) Unità del Flysch Paleogenico

Affiora nell'Elba centrale e in una sottile fascia dell'Elba occidentale. È costituita da argilliti fissili grigie, in letti sottili con scarse intercalazioni calcareo-marnose, calcarenitiche, arenacee e localmente anche di breccie carbonatico-ofiolitiche. Nel complesso ha un'affinità epiligure. È intrusa da filoni aplitici (tra cui la nota "Eurite" Auct.) e da porfidi. Il contenuto fossilifero dei litotipi carbonatici (Globorotalie e Nummuliti) indica un'età medio-eocenica.

9) Unità del Flysch Cretacico

Affiora nell'Elba centrale a ovest di Colle Re-ciso e a est del Fosso Valdana. È composta da una

successione analoga alle serie della Liguria orientale comprendente il "Flysch arenaceo del Gottero". Alla base sono presenti scarsi lembi di ofioliti e brecce ofiolitiche, seguono Argilliti a Palombini, Argilliti Varicolori e una potente sequenza torbida da arenaceo-conglomeratica a calcareo-marnoso-arenacea. Mentre quest'ultima è stata riferita al Cretacico superiore, sulla base delle associazioni a nannoplancton rinvenute, la base della serie è stata attribuita al Cretacico inferiore. Anche questa unità, come la precedente, è intersecata da filoni e laccoliti, spesso porfirici, di composizione acida.

Come già ricordato nell'Introduzione generale sull'arcipelago, le unità tettoniche, riferibili ai domini paleogeografici Toscano e Ligure (comprese le unità Liguri-Piemontesi), sono accompagnate da uno spettacolare stock granitico, di età miocenica, comprendente il grande plutone granodioritico del M. Capanne (di età compresa tra 5,8 e 6,9 Ma; JATEAU *et alii*, 1984; FERRARA & TONARINI, 1985; 1993), quello monzogranitico di La Serra-Porto Azzurro (di età compresa tra 4,9 e 5,9 Ma; SAUPÈ *et alii*, 1982; MAINERI *et alii*, 2003) e i filoni di varia tipologia (aplitici, shoshonitici, calcalcalini e lamprofirici; 8,5 e 5,4 Ma; PERTUSATI *et alii*, 1993; ROCCHI *et alii*, 2002).

Il plutone granodioritico del M. Capanne è circondato da un'aureola termometamorfica (fig. 2). Tra le rocce dei complessi tettonici che lo circondano sono essenzialmente presenti i Complessi IV

e V di TREVISAN (1950; 1951), rappresentati dall'unità Ofiolitica e dalle unità del Flysch Paleogenico e Cretacico (BORTOLOTTI *et alii*, 2001). L'unità Ofiolitica si struttura con pieghe sin-metamorfiche est-vergenti, naturalmente con ripiegamenti tardivi dovuti al sollevamento del plutone. L'evento intrusivo ha provocato la ricristallizzazione delle rocce originarie fino al medio-alto grado. Tuttavia, è pure presente un evento tettono-metamorfico precedente, di età eo-alpina.

Separata da una superficie di *thrust* evoluta in faglia, sull'unità Ofiolitica giace l'unità del Flysch calcareo-marnoso Paleogenico, con un olistostroma verso l'alto e con alla base una coltre di serpentiniti e brecce carbonatico-ofiolitiche. Verso Marina di Campo è presente l'Unità del Flysch arenaceo e calcareo-marnoso Cretacico. Entrambi i flysch sono intersecati da dicchi porfirici e filoni aplitici, legati al plutone granodioritico del M. Capanne. I filoni sono tagliati dai contatti tettonici fra le unità. Le rocce che circondano il plutone sono visibilmente interessate da un'aureola termometamorfica in cui le sequenze ofiolitiche sono arricchite di orneblenda, con genesi di cornubianiti.

Il corpo intrusivo di La Serra-Porto Azzurro è di natura monzogranitica. La sua messa in posto è stata accompagnata da un'importante fase di metamorfismo di basso grado sin e post-cinematico e da una leggera aureola di metamorfismo termico. Sono presenti anche masse subvulcaniche di rioliti

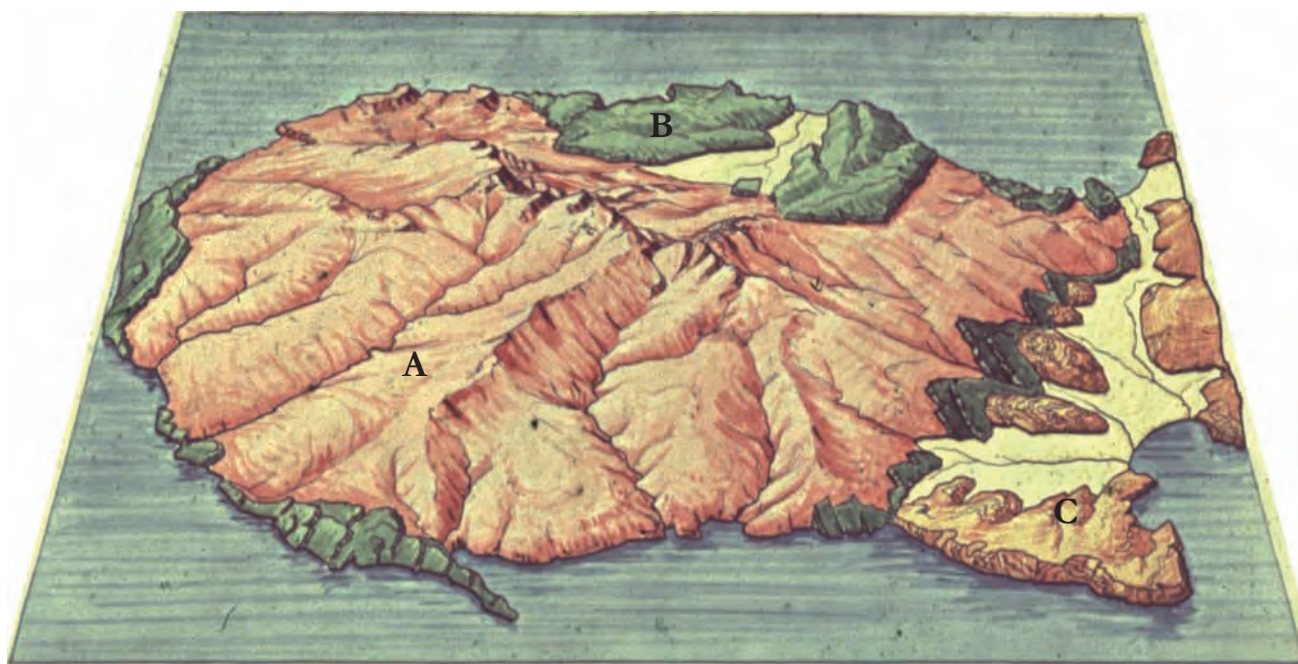


Fig. 2 - Blocco-diagramma (TREVISAN & TONGIORGI, 1976) raffigurante il plutone (A) del Monte Capanne circondato dalle rocce dell'aureola metamorfica (B) e del complesso V (C) (TREVISAN, 1950; 1951). In giallo sono raffigurati i depositi alluvionali presso Marciana Marina, Marina di Campo e Procchio.
- Block diagram (TREVISAN & TONGIORGI, 1976) showing the Monte Capanne pluton (A) surrounded by the metamorphic aureoles (B) and by the V complex rocks (C) (TREVISAN, 1950; 1951). Alluvial deposits outcropping close to Marciana Marina, Marina di Campo and Procchio are reported in yellow.

porfiriche e di recente sono stati rinvenuti dicchi shoshonitici. Infine, alla messa in posto dell'intrusione di La Serra-Porto Azzurro, nelle fasi estensionali dell'orogenesi, è connessa la formazione dei giacimenti minerari e degli *skarn*.

Risultano completamente mancanti litologie riferibili al Pliocene, mentre sono poco diffusi i depositi quaternari (BOSSIO *et alii*, 1993). Questi sono costituiti principalmente da sedimenti di origine continentale, ed in particolare da depositi eolici (BARBERI *et alii*, 1967; MAZZANTI, 1983; CENTAMORE *et alii*, 1988; CREMASCHI & TROMBINO, 1998; D'OREFICE *et alii*, 2007), da depositi alluvionali, localmente terrazzati, da coltri eluvio-colluviali, da accumuli di frana e di *debris flow*, e da depositi di spiaggia attuale. Talora i sedimenti quaternari affiorano su superfici relitte che CENTAMORE *et alii* (1988) suddividono in tre ordini (circa 120 m, 45-60 m, 15-20 m) e che interpretano come superfici di abrasione marina.

Infine, sono da ricordare i giacimenti minerari di ferro, localizzati nell'Elba orientale e sfruttati dal periodo etrusco (IX-VIII secolo a.C.) fino a tempi recenti (le ultime attività sono terminate agli inizi degli anni '70), che hanno fortemente ed estesamente modificato il paesaggio mediante la realizzazione di scavi in galleria e a cielo aperto, riporti e infrastrutture di servizio (BARBERI *et alii*, 1969; ROCCHI *et alii*, 2003). La fine del loro sfruttamento industriale ha spinto alla creazione di un Parco minerario.

Le mineralizzazioni sono connesse alla messa in posto dei corpi magmatici sopra riportati e si trovano distribuite in corpi stratiformi o irregolari, lungo una zona di faglia orientata N-S (BARBERI *et alii*, 1969; LIPPOLT *et alii*, 1995). In base alla paragenesi predominante sono stati distinti tre distretti: distretto del Calamita (magnetite), a SE, distretto di Ortano (pirite, specularite, pirrotina, magnetite), nell'area centrale e distretto di Rio Marina (specularite, pirite), a NE (BARBERI *et alii*, 1969; LIPPOLT *et alii*, 1995; ROCCHI *et alii*, 2003). In generale le mineralizzazioni si trovano al contatto degli scisti permo-triassici con le sovrastanti rocce carbonatiche (BARBERI *et alii*, 1969; LIPPOLT *et alii*, 1995).

Le litologie affioranti nell'Isola d'Elba raccontano una storia evolutiva complessa. Infatti, fanno parte del sistema Corsica-Appennino, cuneo orogenico a doppia vergenza, che consiste in una porzione "alpina" ovest-vergente (Cretacico-Eocene) e una "appenninica" est-vergente (Miocene-Pleistocene) (PRINCIPI & TREVES, 1984; MINNELLI & KELLER, 2003). Tuttavia i suddetti litotipi presentano evidenze di una storia ancora più lunga. Essa risale al Paleozoico, poiché le formazioni delle unità inferiori hanno mantenuto i segni delle de-

formazioni tettono-metamorfiche erciniche e le loro porzioni superiori mostrano i legami con i cicli sedimentari permo-carboniferi di tipo estensionale post-ercinico. Successivamente, come mostrano le serie toscane delle unità intermedie, si è avuta la sedimentazione del ciclo alpino con la fase di *rifting* giurassico della Tetide. Nel Cretacico superiore-Terziario inferiore si consuma la crosta oceanica del Bacino Ligure-Piemontese e si ha la collisione tra il blocco sardo-corso (placca europea) e la microplacca Adria (placca africana), e la deformazione polifasica dei rispettivi margini. In questi eventi sono compresi quasi tutti i fenomeni di piegamento e di sovrapposizione tettonica lungo superfici di *thrust*, con l'impilamento delle unità Liguri e Liguri-Piemontesi sulle unità Toscane e i fenomeni di ripiegamento delle varie unità tettoniche. A questa lunga serie di eventi segue la risalita di magmi per innalzamento dell'astenosfera e assottigliamento crostale. Infatti, dal Miocene, il cuneo orogenico Corsica-Appennino è stato interessato da tettonica estensionale, accompagnata da attività magmatica (DANIEL & JOLIVET, 1995): in particolare, alla fine del Miocene, faglie normali hanno guidato la messa in posto delle intrusioni ignee dell'Isola d'Elba. È questo un evento basilare, poiché con l'ascesa del plutone del M. Capanne, una parte della copertura costituita dalle unità di flysch, già iniettate da filoni porfirici, si scolla e scivola verso est sfruttando una superficie poco inclinata. La progressiva ascesa del plutone ha poi spinto ulteriormente le unità di flysch sopra l'unità Ofiolitica e le unità già sovrapposte ad est e ha causato lo sviluppo di faglie di trasferimento NO-SE. Successivamente avviene la messa in posto del corpo intrusivo di La Serra-Porto Azzurro, con la formazione della relativa aureola metamorfica sulle unità inferiori affioranti a oriente. Una superficie tettonica a basso angolo (faglia dello Zuccale) separa le unità di questa parte dell'isola da quelle dell'Elba centrale. Fra le conseguenze della risalita di questo secondo plutone si ha anche il retroscorrimento dell'unità Ofiolitica su quella del Flysch Paleogenico.

L'intero edificio strutturale elbano è stato, infine, disarticolato da una fase tettonica distensiva, che ha originato faglie normali ad alto angolo ad andamento prevalente N-S, le quali hanno permesso la risalita dei fluidi mineralizzanti.

Il quadro strutturale dell'Isola d'Elba è caratterizzato dalla presenza di superfici di *thrust* a basso angolo separanti alcune delle unità tettoniche. Due sono le principali superfici di sovrascorrimento, quasi suborizzontali e inclinate verso est: il *thrust* della Parata, separante l'unità Gràssera dalla sottostante unità della Falda Toscana, e il *thrust* della Ma-

donna della Lacona, separante l'unità del Flysch Cretacico da quella inferiore del Flysch Paleogenico (BORTOLOTTI *et alii*, 2001). Altri *thrust* sono secondari.

Vi sono inoltre alcune superfici a basso angolo di interpretazione più difficile, non chiaramente legate alla tettonica, sia fra le unità tettoniche che all'interno di esse, delle quali si farà menzione nella parte di questo volume dedicata alla geomorfologia.

Sono infine presenti faglie pre-, sin- e post-intrusione di tipo *detachment fault*. Fra le prime citiamo la faglia di M. Arco, fra le seconde le faglie del Fosso dell'Acqua, di Mar dei Carpisi e di Casa Galletti, e fra le ultime la faglia dello Zuccale, la faglia di Casa Unginotti, la faglia di Colle Reciso (BORTOLOTTI *et alii*, 2001).

4.2. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

L'Elba, per la sua estensione, il particolare assetto morfostrutturale e la varietà litologica, è l'isola dell'Arcipelago Toscano che presenta la maggiore complessità geomorfologica. Per tale motivo, e per facilitare la lettura di queste note in rapporto alle carte geomorfologiche, si procederà alla descrizione delle forme e dei relativi processi morfogenetici all'interno di settori definiti sotto l'aspetto geografico e geologico: settori occidentale (Monte Capanne), centrale, nord-orientale e sud-orientale (Monte Calamita).

4.2.1. - Settore occidentale: il Monte Capanne

Il rilievo del Monte Capanne si estende per circa 80 km² con una forma in pianta sub-circolare e versanti generalmente molto acclivi. La dorsale principale è costituita dalle cime del Monte Capanne (1.018 m), Le Calanche (903 m), il Monte Maolo (750 m) ed il Monte Perone (630 m) a est, il Monte di Cote (950 m) ed il Troppolo (748 m) a ovest. Da un semplice esame della carta topografica emerge una netta differenza fra il settore settentrionale e quello meridionale della dorsale. La differenza diventa ancora più marcata se si comprende nel primo tratto anche il bacino del Rio Pomonte, posto nella zona sud-occidentale del Capanne. Nel settore settentrionale le aste fluviali sono mediamente approfondite e articolate a comporre bacini ben sviluppati. Il più importante di questi, comprendente nella parte terminale l'abitato di Marciana Marina, è composto da più valli tributarie che salgono direttamente fino alle pendici della cima del Capanne. I bacini dell'Uviale dei Patresi, del Fosso della Gneccarina e di Pomonte, invece, hanno una forma allungata e sono quasi del tutto privi di valli tributarie. Le classi di pendenza

più rappresentate in questo settore sono comprese fra 25 e 30° ed i valori più elevati sono raggiunti nella porzione sommitale del Monte Capanne e sul suo fianco orientale. Il valore medio delle pendenze di tutta l'area raggiunge quasi i 25°.

Nel settore meridionale, i reticoli fluviali sono poco sviluppati e risultano in generale meno approfonditi rispetto al settore settentrionale. Il bacino del Fosso di Vallebuia, che si chiude sull'abitato di Seccheto, mostra una forma decisamente asimmetrica, con versanti di sinistra molto più sviluppati ed incisi. Il resto dei canali del settore evidenzia un approfondimento relativamente elevato solo nei tratti apicali e prima di confluire nella pianura di Marina di Campo. Nella fascia altimetrica fra 200 e 300 m, il reticolo risulta invece poco approfondito e con spartiacque meno evidenti. La pendenza media è decisamente inferiore (circa 20°) a quella del settore settentrionale, e le classi più rappresentate variano fra 15 e 23°.

Ai sistemi di fratture primarie da raffreddamento e secondarie da rilascio di *stress* meccanico, sono legate le forme strutturali osservate nell'area del Monte Capanne. Questi elementi morfologici, che caratterizzano fortemente il rilievo del settore occidentale dell'Isola d'Elba, rappresentano l'ossatura del paesaggio sulla quale hanno insistito vari processi morfogenetici. Fra le fratture primarie si riconoscono *joints* longitudinali e trasversali ad alto angolo di immersione o impostati a circa 45° rispetto alle strutture lineari magmatiche. Le fratture più importanti sotto l'aspetto geomorfologico sono quelle di genesi secondaria, soprattutto quelle disposte parallelamente alla superficie topografica (*sheeting joints*) (fig. 3).

Numerose faglie presunte interessano il batolite e la relativa area termometamorfica.

Dal rapporto fra l'insieme dei processi esogeni di smantellamento del plutone granitico e i sistemi di fratture si sono generate numerose superfici strutturali. In particolare, processi di esfoliazione lungo fratture parallele alla superficie hanno favorito la formazione di ampie spianate estese ad interi settori di versante. Talvolta le superfici strutturali sono limitate verso l'alto da cornici corrispondenti alle cicatrici di distacco di masse rocciose e impostate a loro volta lungo fratture trasversali. Le più evidenti si trovano nei pressi dell'abitato di Chiessi, nel tratto terminale dell'Uviale dei Patresi, nella Valle di Pomonte e sul versante occidentale della culminazione del Monte Capanne. Altre superfici di questo tipo interrompono il profilo dei crinali inducendo discontinuità altimetriche. I dati raccolti hanno messo in evidenza come si siano generate dall'intersezione di fratture suborizzontali con quelle parallele alla superficie.

La successione altimetrica di queste forme conferisce alla profilatura dei crinali un andamento a gradinata. Gli esempi più evidenti sono rappresentati dai crinali che dal Monte Giove e dal Monte Perone si dirigono verso nord, e da quelli su cui sorgono gli abitati di San Piero in Campo e San Ilario in Campo.

Nei settori dove l'esfoliazione ha aggredito il rilievo da più direzioni, tendendo a convergere verso un punto centrale, si sono generati duomi di esfoliazione (fig. 4). Il crinale del Monte di San Bartolomeo mostra in più punti questa conformazione morfologica, con rilievi isolati i cui versanti sono costituiti da superfici strutturali debolmente arcuate. Oltre alla cima del Monte Capanne, altri esempi di duomi di esfoliazione si trovano lungo il crinale Monte di Cote-Monte Giove.

L'assetto strutturale del Monte Capanne da una parte si riflette direttamente nella forma della maggior parte dei versanti e dei crinali, dall'altra

rappresenta la condizione predisponente di molti dei processi esogeni che ne determinano il progressivo smantellamento. L'intensità dei processi elementari di alterazione subaerea è stata, infatti, fortemente accresciuta dal reticolo di fratture primarie e secondarie, dando origine alle tipiche forme di degradazione delle rocce granitiche.

Il processo di alterazione meteorica del substrato granitico è di tipo fisico-chimico (arenizzazione), il cui prodotto finale è un materiale granulare compreso fra la sabbia grossolana e la ghiaia fine con uno scheletro di frammenti litici fino a 3-5 cm di diametro massimo. Laddove osservabili, gli spessori di questo materiale di alterazione possono arrivare a 1,5-2 m, ma mediamente si mantengono nell'ordine di qualche decimetro.

L'alterazione meteorica lungo i sistemi di *joints* fra loro ortogonali ha generato blocchi isolati, talvolta impilati a costruire veri e propri *tor*. La modesta stabilità di queste forme sui ripidi pendii del



Fig. 3 - Fratture di genesi secondaria, in rocce granodioritiche disposte parallelamente alla superficie topografica (*sheeting joints*) presso Capo S. Andrea.
- Secondary sheeting joints in granodioritic rocks parallel to the topography surface at Capo S. Andrea.



Fig. 4 - Duomo di esfoliazione, in rocce granodioritiche, utilizzato come base per la Torre S. Giovanni, struttura di avvistamento risalente al XI secolo, costruita dalla Repubblica di Pisa per la difesa del presidio elbano.
- Granodioritic exfoliation dome, used as settlement of Torre S. Giovanni, a watch tower (XI century), built by the Pisa Republic to defend Elba Island.

Capanne fa sì che si ritrovino poco sviluppate in altezza, raggiungendo 3-5 m solamente nelle aree subpianeggianti corrispondenti a superfici strutturali. È il caso di alcune zone lungo il crinale fra i fossi della Gneccarina e di Chiessi, della Serra Ventosa a nord-ovest del Monte Giove, e del crinale a nord del Santuario di Madonna del Monte e, in generale, di tutto il settore meridionale del Monte Capanne.

Nel complesso però l'alterazione meteorica non ha costruito forme colonnari sviluppate, ma blocchi singoli di forma sub-sferoidale raggruppati a costruire estese coperture alla cui genesi possono aver partecipato anche massi derivanti dal collasso di *tor*, talora ancora visibili all'interno degli ammassi detritici (fig. 5). Per questo motivo gli accumuli di massi granitici sono stati indicati nella carta geomorfologica con la denominazione "forme ruderali", cioè almeno in parte relitti di *tor*. L'arrotondamento dei blocchi granitici può essere avvenuto sia per alterazione all'interno del rego-

lite, sia tramite processi di esfoliazione in condizioni subaeree. Nel primo caso è necessario ammettere l'allontanamento del mantello regolitico in cui erano immersi i blocchi granitici. In questa prospettiva, alcuni dei profili di alterazione localmente visibili potrebbero essere i relitti di un'antica copertura regolitica successivamente erosa e, quindi, rappresentare un dato importante per la ricostruzione dell'evoluzione morfoclimatica di questo settore dell'Isola d'Elba. Nel secondo caso, la sfericità dei blocchi dipende dall'intensità dei processi subaerei, e quindi la distribuzione geografica di queste forme potrebbe permettere di ricavare informazioni sulla variabilità nello spazio e nel tempo delle condizioni climatiche (umidità e temperatura dell'aria, direzione dei venti) in questo settore dell'isola. A condizioni subaeree sono legate alcune forme di alterazione meteorica rilevate in corrispondenza di blocchi o affioramenti granitici: i tafoni e le sculture alveolari (fig. 6a, b).

I tafoni sono stati osservati sia su superfici ver-



Fig. 5 - Blocchi sferoidali isolati o impilati di granodiorite (*tor*) presso lo stradello per S. Piero.
- Tors of granodiorite close to the little road to S. Piero.

**a****b**

Fig. 6 - a) Tafone basale nelle rocce granodioritiche nei pressi del paese di Cavoli; b) Sculture alveolari presso Capo S. Andrea.
- Basal tafone in the granodioritic rocks close of Cavoli village; b) Honeycomb sculptures close to Capo S. Andrea.

ticali di affioramento o su blocchi isolati senza nessun apparente legame con sistemi di fratture, sia sviluppati in più direzioni, in corrispondenza di discontinuità suborizzontali. Si tratta di cavità emisferiche con diametri generalmente variabili da 50 a 100 cm, ma che possono raggiungere anche diversi metri, soprattutto nel caso dei tafoni legati a fratture; le profondità sono comprese tra 20 cm e qualche metro. Le dimensioni delle cavità variano a seconda della quota e dell'esposizione dei versanti. Le cavità più ampie e profonde si trovano fra i 10 ed i 200 m di quota. Al di sotto di 10 m le pareti granitiche sono generalmente raggiunte dagli spruzzi e aerosol marini che tendono ad annullare le differenze ambientali (soprattutto di umidità) fra l'interno e l'esterno delle cavità, inibendo lo sviluppo del tafone. Al di sopra dei 400 m la frequenza di queste forme decresce velocemente fino a praticamente azzerarsi al di sopra dei 500-600 m.

Nella cavità dei tafoni presenti nelle fasce altimetriche inferiori (10-200 m) la superficie della cupola si esfolia facilmente (una pressione esercitata a mano produce scaglie di qualche millimetro di spessore) e la base risulta coperta da materiale granulare. Passando a quote superiori si osserva un progressivo incremento della compattezza delle pareti interne che, in alcuni casi, presentano anche una copertura lichenica.

Le maggiori concentrazioni di tafoni ben sviluppati sono state rilevate lungo i crinali ed i versanti del settore orientale del Monte Capanne, nelle aree degli abitati di La Guardia, Fetovaia, Seccheto e Cavoli, aree che hanno in comune scarsità o assenza di vegetazione, un elevato numero di ore di insolazione, l'esposizione a un regime giornaliero e annuale dei venti variabile. A queste condizioni si associa un forte contrasto microclimatico fra l'ambiente interno ed esterno alle cavità, determinante per lo sviluppo dei tafoni.

L'alveolizzazione delle rocce granitiche interessa sia superfici affioranti, che blocchi sferoidali isolati e pareti interne ed esterne di tafoni. Questo tipo di processo di alterazione del granito, che scolpisce piccole depressioni a goccia di diametro massimo di qualche decimetro e profonde pochi centimetri, è praticamente limitato alle falesie e ai primi 100 m di quota.

Contrariamente a quanto avviene per i tafoni, il processo di alveolizzazione si realizza quando le condizioni ambientali non sono sufficientemente contrastanti e solo in corrispondenza di piccole fratture o disomogeneità mineralogiche della roccia. È il caso delle falesie dove l'aerosol marino genera condizioni di umidità e di salinità elevate ma relativamente uniformi sulle superfici esposte. L'alveolizzazione delle pareti dei tafoni può quindi es-

sere interpretabile come un segnale dell'instaurarsi di nuove e più omogenee condizioni ambientali, e quindi dell'inizio del deterioramento di queste forme.

Anche nei tratti superiori dei versanti del Monte Capanne, processi di disaggregazione meccanica sono stati fortemente favoriti dal denso reticolo di fratture del substrato granitico. L'intersezione fra il sistema di fratture parallele alla superficie topografica e quelli ad essa perpendicolari genera una segmentazione del substrato in blocchi lastriformi estesa ad interi settori di versante fin quasi sui crinali (fig. 7). Il distacco dei blocchi può essere netto, con allontanamento del detrito tramite cinematiche del tipo scorrimento planare, ribaltamento o crollo e conseguente accumulo alla base o lungo il versante. In altri casi, invece, i blocchi risultano interessati da modeste dislocazioni rispetto alla posizione originaria, dalla quale sono limitatamente allontanati per mezzo di piccoli scorrimenti o ribaltamenti incipienti.

La forma dei blocchi negli accumuli è costantemente lastriforme, con dimensioni del lato maggiore variabile da qualche decimetro ad anche 3-4 metri. Nella maggioranza dei casi questi elementi lastriformi si dispongono lungo il versante con il lato maggiore parallelo alla direzione della massima pendenza, conferendo al deposito un aspetto ordinato. Questi accumuli sono praticamente esclusivi dei versanti settentrionali del Monte Capanne, raggiungendo la loro massima estensione nella parte superiore dei bacini che sottendono gli abitati di Marciana e Poggio, dove caratterizzano quasi tutta la fascia dei rilievi al di sopra dei 600 m. Verso il basso gli accumuli raggiungono l'apice dei canali di *debris flow*, lasciando intendere che ne abbiano rappresentato la principale fonte di alimentazione detritica.

In letteratura, depositi con caratteristiche di questo tipo sono spesso interpretati come crioclastici, e quindi associati a condizioni climatiche di tipo periglaciale o comunque di ambiente arido-freddo, caratterizzate da un'elevata frequenza dei cicli gelo-disgelo dell'acqua nel substrato. Le condizioni climatiche attuali dell'Isola d'Elba fanno ritenere che i processi meccanici legati al gelo discontinuo siano inattivi anche alle quote più elevate, e possibili solo occasionalmente nei versanti poco esposti alla radiazione solare. Inoltre, il notevole volume dei detriti all'interno degli impluvi, lungo i versanti e, talvolta, anche nelle aree di crinale, deve far ricondurre la loro formazione ad un periodo climatico freddo in cui l'efficacia di questi processi doveva essere particolarmente elevata.

Le forme a nicchia rilevate sul lato settentrionale dei crinali del Monte Capanne, molto ripide e



Fig. 7 - Detriti a grandi blocchi lastriformi, localizzati nel versante settentrionale del Monte Capanne.
- Debris formed by large flat blocks, located on the northern slope of Monte Capanne.

con la parte superiore costituita generalmente da una parete verticale, verosimilmente modellata e arretrata per effetto del crioclastismo, sono state rappresentate in carta con il simbolo di scarpata di degradazione (fig. 8).

I fenomeni franosi più importanti del Monte Capanne si trovano in corrispondenza delle rocce dell'aureola termometamorfica. Le scadenti caratteristiche meccaniche di queste rocce e gli sfavorevoli rapporti giacitureali con il versante rappresentano fattori d'instabilità. Non va dimenticato, infine, che le formazioni dei complessi ofiolitici e dei flysch hanno subito più fasi di deformazione, anche recenti, in relazione alla risalita del plutone. In particolare, il tratto di versante che sottende la costa fra Punta del Timone e Punta della Fornace presenta la più alta frequenza di forme legate all'instabilità dei versanti nell'intera area del Monte Capanne. Si tratta prevalentemente di frane di scorrimento multiple, solo localmente di crollo. I due scorrimenti principali, le cui testate

sono riconoscibili a 235-250 m s.l.m., sono stati interessati da una recente ripresa del movimento nelle porzioni inferiori, estese fino alla spiaggia. Un'intensa produzione di detrito caratterizza questo settore del Monte Capanne. Numerosi sono, infatti, i canali in roccia percorsi da scariche di detrito che talvolta raggiungono la spiaggia e che hanno indotto l'installazione di opere di contenimento, soprattutto reti paramassi, per proteggere la strada (Anello Occidentale N. 25).

Fra gli altri fenomeni franosi dell'area del Monte Capanne, è da segnalare lo scorrimento multiplo che interessa il tratto meridionale del Promontorio di Punta della Madonna, ad ovest di Marciana Marina. La nicchia di distacco è ripida e mostra evidenti segni di instabilità, con crolli di blocchi isolati. Il corpo di frana si estende per circa 200 m ed è riattivato al piede. Entrambi i depositi raggiungono la spiaggia dell'insenatura della Calletta. Altri scorrimenti multipli si osservano sui versanti settentrionali del Monte Perone (Fosso di



Fig. 8 - Scarbate in degradazione a nicchia con detrito di versante attivo alla base, ubicate sul lato settentrionale del Monte Capanne.
- Degradational escarpments with active debris slope at its bottom, located on the northern slope of Monte Capanne.

Redinoce, Fosso dell'Acqua Calda).

I versanti del Monte Capanne sono interessati da numerosi fenomeni franosi, oltre che da frane di scorrimento (fig. 9), i più estesi dei quali si trovano nella parte terminale della Valle di Chiessi (confluenza Fosso di Chiessi-Fosso della Gneccarina) e alle pendici occidentali del Monte di San Bartolomeo. Qui, la meccanica del distacco è da ricondurre ai processi di *sheeting* che hanno interessato le superfici strutturali granitiche.

Crolli sono stati osservati anche in corrispondenza delle rocce poste a contatto con il plutone granitico, come avviene nei pressi del Colle di Palombaia.

Le giaciture dei contatti e delle superfici di frattura, oltre alle qualità geomeccaniche scadenti degli affioramenti, sono i principali fattori predisponenti i fenomeni gravitativi. Fra le cause scatenanti, in aggiunta alle precipitazioni meteoriche, è da considerare anche lo scalzamento al piede esercitato dall'erosione fluviale o marina.

Altre forme legate a fenomeni gravitativi sono le falde e i conii detritici lungo i versanti delle valli che risalgono il M. Capanne. Particolarmente estese sono le coperture detritiche presenti alla base dei versanti dell'Uviale dei Patresi, del Fosso della Gabbiola (Capanne occidentale) e del Fosso dell'Acqua Calda (Monte Perone nord-occidentale).

Fra le forme di erosione, alle scarpate di frana e ai canali in roccia devono essere aggiunte le scarpate di degradazione, che risultano particolarmente frequenti nelle aree costiere. Nel tratto di costa fra Punta Nera e Punta della Fornace è presente una scarpata di degradazione alta mediamente più di 70 m, che termina nella parte inferiore in corrispondenza dell'orlo della falesia. La stessa situazione morfologica è stata osservata nell'area del Promontorio di Punta del Nasuto. In altri casi però, come ad esempio ad est della Guardia o a sud della Punta Nera, la scarpata di degradazione si sviluppa fino al mare, non mostrando tuttavia caratteri riferibili all'erosione marina. Si può quindi ritenere che queste forme rappresentino l'evoluzione di antiche scarpate di frana, i cui corpi sono attualmente sommersi.

Il Monte Capanne è inciso da un reticolo di solchi di ruscellamento e di vallette di erosione con caratteristiche variabili a seconda dei versanti che si prendono in considerazione. Il settore nord-orientale mostra solchi di erosione profondamente incisi, ad andamento solo localmente rettilineo; spostandosi nel settore nord-occidentale e occidentale i solchi diventano meno incisi ma mostrano una maggiore rettilinearità. In particolare spicca l'andamento rettilineo dell'Uviale dei Pa-

tresi, del Fosso della Gabbiola e della Noce. Nel settore meridionale l'erosione lineare ha invece raramente prodotto canali e valli incise, fatta eccezione per i rami superiori della Valle Buia (Fosso dell'Inferno, Fosso dei Malocci).

L'andamento rettilineo e alcuni gomiti fanno ritenere importante il controllo esercitato dall'assetto strutturale sullo sviluppo delle forme di erosione lineare.

I depositi di colata da trasporto in massa del tipo *debris flow* costituiscono le forme di accumulo più importanti, essendo i conoidi ed i depositi alluvionali relativamente poco estesi. La sovrapposizione spaziale e temporale di più eventi di colata ha generato in alcuni settori complessi conii di *debris flow* che hanno raggiunto volumi importanti se paragonati alle dimensioni dei bacini di alimentazione. Nella parte medio-superiore dei canali e delle vallette di alimentazione i depositi di *debris flow* sono quasi del tutto assenti, ad eccezione della Valle di Pomonte e dei punti di confluenza di più rami tributari (Fosso S. Francesco nei pressi di S. Ilario). Per contro, nella parte terminale delle valli, i depositi hanno spesso riempito l'intero fondo valle, come nel caso del tratto finale del Fosso di Mortigliano, dell'area di S. Andrea e del Fosso dell'Acqua Calda. La presenza di una scarpata di erosione marina, scolpita sui corpi d'accumulo, fa ritenere che questi progradino sommersi anche per diverse decine di metri (fig. 10a, b). Le osservazioni sulle caratteristiche stratigrafiche e tessiturali dei depositi sono state effettuate lungo le scarpate di erosione marina e le incisioni da parte di solchi di ruscellamento. I depositi si presentano massivi, generalmente matrice-sostenuti, scarsamente assortiti e privi di embriciatura o di strutture interne. La matrice è ghiaiosa sabbiosa grossolana, solo localmente limosa. La gradazione è frequentemente inversa, con blocchi di taglia plurimetrica sulla superficie. Lenti isolate di depositi ghiaiosi grossolani e limosi indicano l'alternanza di *debris flow* con eventi di più bassa energia a carattere torrentizio. Nella composizione litologica dei clasti dominano decisamente gli elementi granodioritici; solo i blocchi più grandi assumono frequentemente forme sferoidali derivanti da un'alterazione post-deposizionale.

La Valle dell'Uviale di Marciana merita un discorso a parte sia per la quantità dei depositi di *debris flow* presenti nella sua porzione medio-superiore, sia per il fatto che nel suo tratto terminale è presente l'unica vera pianura alluvionale del versante settentrionale del Monte Capanne. A nord di Poggio, si riuniscono gli accumuli dei trasporti in massa avvenuti nei diversi canali che confluiscono nella valle. La giustapposizione



Fig. 9 - Frana di scorrimento traslativo situata nel settore orientale del M. Capanne. - *Translational rock slide located on the eastern slope of Monte Capanne.*



a



b

Fig. 10 - a) Deposito di *debris flow* con tipica gradazione inversa, interessato dalla dinamica del moto ondoso: in basso a sinistra si notino i ciottoli della spiaggia attuale formatasi alla base della falesia; b) particolare del deposito.
 - a) *Debris flow deposit showing a reverse grading pattern, affected by wave erosion: lower left pebbles of the present beach formed at the bottom of the cliff; b) detail of the deposit.*



Fig. 11 - Depositi di *debris flow* presenti nella Valle dell'Uviale presso Marciana Marina formati dalla giustapposizione e sovrapposizione di diverse colate e con spessori di circa 10 m.
- 10 m thick debris flow deposits outcropping in the Valle dell'Uviale, close Marciana Marina, and generated by several superimposed flows.

e sovrapposizione delle colate ha generato un corpo detritico complesso dove non sempre sono riconoscibili i limiti fra i diversi lobi. L'intero corpo detritico è stato poi inciso dall'erosione fluviale che ha generato scarpate mediamente superiori a 5 m (fig. 11). Risalendo i canali di alimentazione gli accumuli diminuiscono progressivamente di spessore e di estensione fino a risultare praticamente assenti al di sopra dei 500-600 m s.l.m. L'alimentazione di queste colate è quindi da ricondurre agli accumuli detritici presenti lungo i tratti superiori dei versanti del Capanne e alla base delle sue pareti granitiche. Nella parte inferiore dell'Uvale di Marciana i lobi di *debris flow* lasciano spazio a depositi alluvionali. Il limite fra i due è stato stimato sia tenendo conto dell'andamento più regolare della superficie topografica, sia tramite alcuni caratteri stratigrafici tipici del trasporto trattivo (embriciatura, selezione granulometrica) osservabili in alcune sezioni. Tuttavia le modificazioni post-deposizionali dei depositi di *debris flow* e la carenza dei punti di osservazione stratigrafica rendono questo limite piuttosto incerto.

Sul versante meridionale del Monte Capanne, fenomeni di *debris flow* si sono verificati in tempi recenti (ottobre 1990) nella valle di Pomonte, con

effetti distruttivi sulle infrastrutture viarie (ponti) presenti nell'abitato di Pomonte. Considerando che i *debris flow* spesso arrivano al mare e che, proprio in concomitanza dello sbocco al mare delle principali valli sono presenti i maggiori abitati dell'area meridionale del Monte Capanne, risulta chiaro l'elevato grado di rischio cui questi sono soggetti.

Le coste del Monte Capanne sono quasi esclusivamente rocciose e poco articolate con lunghi tratti ad andamento marcatamente rettilineo. Fra questi ultimi sono da segnalare i tratti da Punta della Fornace a Punta Nera e da Capo S. Andrea a Punta della Zanca nella parte occidentale, e tra Punta Palombaia e Capo di Poro nella parte meridionale. Le insenature più grandi, oltre ai golfi di Campo e di Procchio ai bordi occidentali del Monte Capanne, sono quelle di Marciana Marina e Fetovaia.

Le falesie sono quasi tutte attive e con altezze mediamente attorno a 10 m. I valori di altezza più elevati, in alcuni casi superiori a 20 m, sono stati osservati in corrispondenza di Capo S. Andrea, Punta della Fornace e Punta Polveraia, nel settore occidentale del Capanne.

Talvolta l'azione del moto ondoso si è esercitata direttamente su accumuli di frana e di tra-



Fig. 12 - Vista panoramica di Monte Castello (390 m s.l.m.), dove affiora estesamente la Formazione dei Diaspri. In secondo piano Cima del Monte (576 m s.l.m.).
- Panoramic view of Monte Castello (390 m a.s.l.), where Diaspri Formation widely crops out. In the background Cima del Monte (576 m a.s.l.).

sporto in massa, come nel caso del deposito di *debris flow* nel tratto finale dell'Uvia dei Patresi.

I depositi di spiaggia più estesi sono quelli prevalentemente sabbiosi-ghiaiosi del Golfo di Procchio e dell'insenatura di Fetovaia, ai quali si devono aggiungere quelli minori di Cavoli e Seccheto. Gli altri accumuli lungo le coste del Capanne sono di dimensioni modeste, discontinui e composti prevalentemente da ghiaie. Essi si trovano localizzati in piccole insenature della costa rocciosa (a nord di Punta Polveraia e a est di Punta della Crocetta), alla base di ampie scarpate di degradazione (a nord di Punta Nera e Punta le Tombe) e allo sbocco di alcune valli principali (spiagge di Pomonte, Chiessi, La Cala, Redinoce e Punta Agnone).

4.2.2. - Settore centrale

Il settore centrale dell'Isola d'Elba è caratterizzato da elevazioni modeste (la massima quota raggiunta sono i 390 m del Monte Castello (fig. 12),

da valli svasate e poco profonde, dove scorrono corsi d'acqua brevi a regime torrentizio. Vi si rinvencono inoltre le maggiori aree pianeggianti: Magazzini, Schiopparello, San Giovanni, Fosso Valdana-Mola, San Martino, Lacona, Campo nell'Elba.

Tra le forme di origine strutturale, sono particolarmente evidenti le scarpate presenti nell'area di Monte Castello-Monte Mar di Capanna, a nord di Porto Azzurro (fig. 13). Queste sono caratterizzate da un andamento irregolare, strettamente controllato dall'assetto giaciturale della formazione dei Diaspri e dall'affioramento di bancate di strato più spesse e resistenti. Laddove l'inclinazione degli strati è elevata, si osservano alcuni *hogback* di dimensioni limitate (fig. 14). Più ad ovest, nell'area di Monte Orello, il contatto stratigrafico tra litologie diverse genera altri *hogback* con superfici sub-strutturali corrispondenti ai piani di strato.

Le forme d'erosione e d'accumulo dovute a processi gravitativi sono diffuse in tutta l'area.



Fig. 13 - Scarpate e linee di cresta di origine strutturale presenti nel rilievo di Monte Castello.
- Structural escarpments and ridges at Monte Castello.

Nella porzione orientale di Monte Castello la presenza di versanti in roccia molto acclivi e prevalentemente denudati ha favorito il modellamento di scarpate di degradazione, che evolvono prevalentemente per distacco di detriti e crolli.

I fenomeni gravitativi sono principalmente rappresentati da frane per scorrimento, di dimensioni relativamente ridotte, a volte non cartografabili. Una frana per colamento inattiva, che interessa il detrito è stata riconosciuta subito ad est del Residence del Sole, sulla destra idrografica del Fosso della Madonna, poco prima del suo sbocco nella Piana di San Giovanni. Generalmente le frane di scorrimento non presentano indizi di attività recente ad eccezione di quella che interessa Colle Carene, il cui movimento è testimoniato dai danni osservabili lungo la strada che da Colle Reciso va verso Portoferraio. Nelle zone interne della porzione occidentale del settore in esame, i fenomeni maggiori sono ubicati lungo il versante nord di Poggio dei Mulini a Vento e lungo le pendici di Monte Pericoli, Monte Bacile e Monte Castello. Sono stati anche riconosciuti alcuni fenomeni di crollo e scorrimento lungo la costa nord tra Portoferraio e Capo d'Enfola e scorrimenti e crolli lungo

la costa sud presso i promontori di Monte Fonza e Monte Turato.

Le altre forme di versante dovute alla gravità, principalmente inattive, sono rappresentate da orli di scarpata di degradazione, accumuli detritici presenti alla base di versanti acclivi, raramente organizzati in falde (ad esempio a sud di Monte Castello, a nord di Monte Barbatoia). Il loro spessore è molto variabile da 1-2 m fino a 4-5 m circa. Inoltre, quando il detrito si depone all'interno delle vallecicole, conferisce a quest'ultime un caratteristico profilo a conca. I depositi detritici sono costituiti generalmente da clasti eterometrici, eterogenei, non classati, angolosi, immersi in matrice sab-bioso-siltosa, spesso di colore rossastro.

Localmente, lungo la strada che conduce alla Miniera la Crocetta, è stato possibile osservare la presenza di due generazioni di depositi colluviali. Quella più antica è alterata da un suolo profondo, rubefatto, lisciviato, con caratteristiche screziature e zone di concentrazione di ferro ridotto, che richiamano i caratteri di una vera e propria plintite, anche se il grado di cementazione non è molto elevato (fig. 15). Ad ogni modo si tratta di alterazione profonda in condizioni di prolungata stabilità del



Fig. 14 - *Hogback* con inclinazione degli strati molto elevata nel rilievo di Monte Castello.
- *Steep strata hogback in the Monte Castello relief.*



Fig. 15 - Colluvio alterato da un paleosuolo rubefatto, fortemente lisciviato e parzialmente cementato. Al tetto si osserva la generazione più recente, meno alterata (Piana di Capoliveri).

- Reddish, strongly leached and partially cemented paleosol developed by colluvial deposit. To the top, the youngest colluvium is less weathered (Piana di Capoliveri).

versante con scarso o nullo apporto detritico. La prima generazione di colluvi è troncata e sepolta da depositi con le medesime caratteristiche, ma con colore bruno della matrice e scarsa cementazione (fig. 15).

Il reticolo idrografico dell'area è caratterizzato dalla presenza di brevi corsi d'acqua a regime prevalentemente torrentizio. Lungo i versanti prevalgono valleciole a "V" che verso valle assumono, a volte, una forma a conca. Anche i solchi di ruscellamento concentrato sono diffusi e molto approfonditi, soprattutto in corrispondenza delle principali coperture detritiche e colluviali (fig. 16). Localmente, come a nord-est di San Piero in Campo, essi incidono direttamente il substrato. A luoghi, come ad esempio ad ovest di Porto Azzurro, sono presenti anche valleciole a fondo piatto.

Le principali forme di accumulo sono costituite da depositi alluvionali antichi, presenti sulle ampie superfici, debolmente inclinate, di raccordo tra i rilievi collinari ed il mare, incisi dal reticolo

idrografico olocenico. I depositi sono costituiti da ghiaie eterometriche, eterogenee, poco arrotondate, sciolte e immerse in abbondante matrice sabbioso-limosa di colore bruno rossastro. Questi sedimenti formano le pianure costiere leggermente inclinate verso mare di Magazzini, Schiopparello, San Giovanni (fig. 17), Fosso Valdana-Mola, San Martino, Lacona (fig. 18), Campo nell'Elba.

Le pendenze divengono un poco più accentuate alla base dei versanti, in corrispondenza di estese coltri colluviali e piccoli conoidi alluvionali inattivi, profondamente incisi da corsi d'acqua. La forte incisione dei conoidi alluvionali ha dato origine a scarpate di erosione alte fino a 10 m e ad alcuni ordini di terrazzo, che non è stato possibile rappresentare sulla carta a causa della loro limitata estensione areale. Esempi significativi sono osservabili lungo la Valle di Filetto a nord-est di Marina di Campo, lungo la valle del Fosso della Madonnina a sud-ovest di Portoferraio, a Lacona, nella valle di San Martino nei pressi della Villa di



Fig. 16 - Solco di ruscellamento concentrato poco a monte della Piana di Lacona.
- Gully located just upslope of Piana di Lacona.



Fig. 17 - Piana costiera presso la località S. Giovanni. - *Coastal plain close to S. Giovanni.*



Fig. 18 - Vista panoramica del Golfo di Lacona con la retrostante piana costiera.
- *Panoramic view of Golfo di Lacona and the coastal plain lying behind.*

Napoleone.

I depositi alluvionali attuali sono costituiti da ghiaie sciolte, eterometriche, eterogenee e subarotonde, presenti sempre all'interno dagli alvei che incidono i depositi alluvionali più antichi. In prossimità della fascia costiera, dove si trovano i maggiori depositi di spiaggia (Marina di Campo, Lacona, Biodola, Procchio) (fig. 19), i materiali fluviali risultano spesso difficilmente delimitabili, essendo gli stessi interdigitati con quelli di origine marino-costiera.

Indizi di un'importante cattura fluviale si osservano a C. Marchetti, lungo la strada che da Portoferraio conduce a Porto Azzurro, sullo spartiacque tra la costa settentrionale e quella meridionale dell'area. Qui il Fosso dei Catenacci, proveniente da nord-ovest, compie una brusca deviazione verso sud-est, in direzione di Cala di Mola. In corrispondenza dello spartiacque e del gomito di cattura è presente un'ampia sella sulla quale si trovano depositi fluviali parzialmente ter-

razzati, con una scarpata molto sinuosa. Inoltre, poco ad est del gomito fluviale, è presente un'altra ampia sella con depositi alluvionali (Campo ai Peri) che indica probabilmente un'ulteriore antica direzione di scorrimento verso sud del medesimo corso d'acqua. Non si può escludere che le deviazioni del reticolo di drenaggio in questa area siano connesse a fenomeni locali quali gli apporti detritici del Fosso del Buraccio, proveniente da est-nord-est, il cui fondovalle è sovralluvionato e caratterizzato dalla presenza di depositi fluviali che potrebbero aver sbarrato il corso del Fosso dei Catenacci.

Le principali forme di origine eolica riconosciute nell'area sono costituite dai cordoni dunari presenti a Marina di Campo, Procchio, alle spalle della Spiaggia Grande, nel Golfo di Lacona (fig. 20) e della Spiaggia del Margidore, nel Golfo Stella. Essi presentano generalmente una tipica forma arcuata, ben riconoscibile nonostante la copertura vegetale e l'intensa antropizzazione. A Cala di



Fig. 19 - Depositati attuali di spiaggia costituiti da sabbia grossolana e ghiaia minuta, lungo la costa del Golfo di Lacona.
- Present beach deposits made by coarse sand and fine gravel, located along the Golfo di Lacona.

Mola, presso Porto Azzurro, sono presenti i lembi residui di un cordone dunare di limitate dimensioni che attualmente è stato quasi del tutto obliterato a seguito della recente realizzazione di opere portuali.

Depositi eolici più antichi, costituiti prevalentemente da sabbie generalmente ben classate e cementate, sono invece stati rinvenuti lungo la costa della Penisola di Capo Stella (fig. 21), a Viticcio, a Scaglieri e a Biodola. Essi presentano stratificazioni incrociate planari, spesso con andamento tangenziale dei *set* al piede. Localmente è stato osservato l'appoggio di questi depositi direttamente sul substrato. In questi casi i depositi sono caratterizzati dalla presenza di facies detritiche grossolane. In prossimità dell'area dei campeggi, in località Lacona, queste sabbie sono fortemente alterate da un paleosuolo relitto rubefatto, lisciviato e argillificato, le cui figure pedologiche e micromorfologiche principali sono costituite da rivestimenti e riempi-menti di argilla illuviale. A un'analisi in sezione sot-

tile i depositi eolici appaiono costituiti prevalentemente da bioclasti arrotondati, in genere appartenenti a frammenti di alghe rosse, e subordinatamente da granuli silicatici (quarzo, feldspato potassico, plagioclasio). La maggior parte dei vuoti intergranulari è riempita da due generazioni di cemento carbonatico. I depositi sono generalmente molto inclinati e localmente affiorano sotto il livello del mare; ciò fa presupporre una loro messa in posto nel Pleistocene superiore, durante un periodo di basso stazionamento marino (CREMASCHI & TROMBINO, 1998; D'OREFICE *et alii*, 2007).

La morfologia costiera del settore centrale dell'Elba si presenta molto articolata e caratterizzata da coste alte a falesia che si alternano a coste basse, generalmente corrispondenti ai principali golfi e insenature. Tratti continui di falesie attive, alte fino a 25 m, si osservano lungo la costa a nord e a nord-ovest di Portoferraio, lungo tutta la costa di Capo Stella, lungo la costa meridionale tra la Spiaggia del



Fig. 20 - Cordoni dunari parzialmente vegetati alle spalle della spiaggia del Golfo di Lacona.
- Partially vegetated coastal dunes behind the present beach of Golfo di Lacona.



Fig. 21 - Depositi eolici antichi lungo la costa della penisola di Capo Stella. I depositi affiorano anche sotto il livello del mare, indicando la loro messa in posto nel Pleistocene superiore, durante un periodo di basso stazionamento marino.

- Ancient aeolian deposits located along the Capo Stella Peninsula. The deposits also crop out below sea level, suggesting that their formation occurred in Late Pleistocene, during a sea level low standing.

Mergidore e la Spiaggia del Lido e nell'area di Porto Azzurro. Le falesie hanno in genere andamento irregolare e sono interessate da frequenti processi gravitativi (fig. 22). Falesie inattive sono riconoscibili nell'area a ovest di Porto Azzurro dove le scarpate, parallele alla linea di costa e degradate, raggiungono altezze comprese tra i 75 e i 50 m s.l.m.

Le spiagge, a granulometria prevalentemente ghiaiosa, sono in genere di limitata larghezza (poche decine di metri), ma possono raggiungere lunghezze considerevoli (circa 2 km nel caso di Magazzini-Schiopparello). Spiagge a granulometria prevalentemente sabbiosa si rinvengono nel settore meridionale dell'isola; l'esempio più spettacolare è quello di Marina di Campo (fig. 23), dove l'arenile raggiunge una lunghezza superiore a 1,5 km e sono presenti barre e cordoni litoranei emersi. Le spiagge sono prevalentemente stabili:

solo localmente (Cala di Mola) si osservano fenomeni di arretramento per erosione. In genere lungo le coste sono frequenti gli accumuli di posidonie morte.

Depositi di spiaggia sono osservabili a Schiopparello-Magazzini, dove bordano verso mare sedimenti di laguna costiera. Questi ultimi si estendono verso terra per circa 1 km e sono ben marcati anche dall'andamento della Strada Provinciale di Bagnaia, che originariamente ne seguiva a grandi linee i margini.

A Cala di Mola si riconosce un'antica laguna costiera, estesa verso l'interno per circa 1 km e sbarrata verso mare da un cordone dunare oggi non più conservato (fig. 24).

Lungo la costa si osservano numerosi scogli emersi e semisommersi, testimoni dell'arretramento delle falesie; sono inoltre presenti alcune grotte di modeste dimensioni (ad esempio sul lato



Fig. 22 - Palesia interessata da crolli presso Portoferraio. - *Marine cliff affected by rock falls close to Portoferraio.*

occidentale di Capo Pini), impostate lungo fratture o linee di debolezza del substrato. Un solco di abrasione attivo è stato riconosciuto sul lato orientale del Promontorio di Capo Marinaro e a Padulella (fig. 25).

Lungo la costa sono anche presenti alcune piccole spianate di probabile abrasione marina su roc-

cia delimitate da scarpate più o meno degradate.

L'Isola d'Elba è stata sede di insediamenti antropici sin da tempi preistorici. In tempi protostorici e storici lo sfruttamento minerario, congiuntamente con lo sfruttamento insediativo (agricoltura e pastorizia), ha portato a numerosi ed importanti cambiamenti dell'ambiente fisico e del



Fig. 23 - Vista panoramica del Golfo di Campo. È identificabile l'arenile che raggiunge una lunghezza superiore a 1,5 km e una ampiezza di varie decine di metri.
- Panoramic view of Golfo di Campo. The beach is 1.5 km long and several tens of meters wide.



Fig. 24 - Depositi di laguna in località Cala di Mola. L'antico cordone dunare che sbarrava l'accesso verso mare oggi non è più conservato.
- Lagoon deposit at Cala di Mola. The ancient coastal dunes that separated the lagoon from the sea has been completely eroded.



Fig. 25 - Solco di abrasione attivo alla base di un costone roccioso in località Padulella ad ovest di Portoferraio.
 - Active wave-cut notch at the bottom of the cliff at Padulella, west of Portoferraio.

paesaggio. Uno degli effetti principali dello sfruttamento minerario è stato senza dubbio la deforestazione che ha condotto al denudamento dei versanti dell'isola e l'istaurarsi di dinamiche di erosione accelerata del suolo e di dilavamento dei versanti.

Nel settore centrale dell'Elba le principali forme di origine antropica riguardano l'attività estrattiva, con la presenza di numerose miniere a cielo aperto ormai inattive, delle quali si conservano scarpate e superfici di sbancamento, e di alcune aree estrattive attualmente in attività, presenti sul versante settentrionale del Monte Orello o alla Miniera Crocetta ad ovest di Porto Azzurro. Si osservano, inoltre, interventi di sistemazione idraulica dei fondovalle con canalizzazioni e arginature artificiali (ad esempio presso Magazzini-Schiopparello). Molto comuni sono anche le opere di sistemazione agricola dei versanti, quali terrazzamenti e muretti, gran parte dei quali è oggi in stato di degradazione.

A Portoferraio la presenza dell'area portuale e delle opere connesse hanno modificato profondamente la morfologia della costa, così come la realizzazione di saline, oggi scomparse (fig. 26). È possibile che le saline fossero state realizzate in corrispondenza di lagune, presenti anche in altri tratti costieri dell'area, ma l'intensa antropizzazione non permette più il riconoscimento di forme caratteristiche.

Un'altra importante opera antropica che ha modificato il paesaggio nell'area del Golfo di Portoferraio è la discarica degli altiforni presenti nell'area portuale e attivi fino agli anni '50. La superficie sommitale della discarica è posta ad alcuni metri sopra il piano campagna ed è bordata da scarpate sinuose. I materiali della discarica sono prevalentemente costituiti da scorie provenienti dalla lavorazione dei minerali di ferro. Tutta l'area della discarica è oggi sede del settore artigianale, industriale e commerciale di Portoferraio.



Fig. 26 - Golfo di Portoferraio in un'immagine del 1890; sono visibili una serie continua di saline, oggi scomparse.
- *The Portoferraio Gulf in a picture taken in 1890; in the centre of the photo there are several salt evaporation ponds that are presently inactive.*



Fig. 27 - Ripida falesia nel tratto di costa del Promontorio di Punta Calamita compreso tra Punta delle Ripalte e Punta Galera.
- *Steep cliff along the coast of Punta Calamita Promontory between Punta delle Ripalte and Punta Galera.*

4.2.3. - Settore sud-orientale: Monte Calamita

Il settore sud-orientale dell'Isola d'Elba è caratterizzato da una peculiare forma tozza, da mettere in relazione al particolare assetto strutturale dell'area, contraddistinto dalla presenza della mega-antiforme del Monte Calamita. In questo settore affiorano prevalentemente micascisti paleozoici, che divengono sempre più quarzitici verso il tetto. I depositi quaternari hanno un'estensione areale piuttosto ristretta e sono costituiti principalmente da sedimenti eolici, da depositi di spiaggia emersa, alluvionali, di versante, e da coltri eluvio-colluviali.

Il Promontorio di Punta Calamita si erge bruscamente dal mare fino a raggiungere la quota di 412 m, ed è circondato, per più dello 80% della sua costa, da ripide falesie, in gran parte attive. Queste raggiungono anche altezze superiori ai cento metri, come nel tratto di costa compreso tra Punta delle Ripalte e Punta Galera (fig. 27). In questa zona, sottoposta ad un'intensa azione erosiva da parte

del moto ondoso, sono presenti, tra l'altro, numerose cavità di piccole dimensioni modellate dalla dinamica costiera.

La linea di riva è molto frastagliata e articolata da numerose insenature intercalate a promontori, quali, ad esempio, Punta Morcone e Punta Pareti.

I depositi di spiaggia emersa, compresi all'interno delle cale e delle piccole baie (fig. 28), dal punto di vista granulometrico sono estremamente variabili, passando dalle sabbie grossolane ai grossi blocchi arrotondati.

La parte sommitale del Calamita mostra un allungamento preferenziale in direzione E-O, corrispondente alla dorsale Monte Calamita-Poggio Fino. Da tale dorsale si dipartono in più direzioni numerose vallecole a "V", che con un'elevata pendenza, dopo un percorso di circa 2 km, raggiungono il mare (fig. 29). La totalità delle vallecole a "V" e dei solchi di ruscellamento concentrato sono attualmente in evoluzione. Infatti, in conseguenza dei violenti nubifragi che nell'ultimo decennio hanno gravemente colpito l'Elba, tali morfotipi



Fig. 28 - Piccola spiaggia nei pressi di Punta Rossa lungo la costa del Promontorio di Punta Calamita.
- Small beach close to Punta Rossa along the coast of Punta Calamita Promontory.

hanno subito un'intensa erosione lineare e laterale. Questa attività erosiva ha innescato modesti fenomeni franosi alla base dei versanti e ha dato luogo a rotte fluviali e a depositi di tracimazione fluviale, non riportati in carta a causa della loro modesta estensione.

Le aste fluviali, in genere abbastanza rettilinee e di ordine gerarchico basso, sono comprese in bacini imbriferi stretti ed allungati di qualche km² di estensione. Gli attuali *thalweg* sono fortemente in incisione sia nel substrato metamorfico e sedimentario, sia nei depositi alluvionali più antichi.

Nella parte orientale del Monte Calamita sono presenti alcune zone soggette a dilavamento diffuso; questo processo è stato favorito dagli incendi boschivi che recentemente si sono sviluppati su vasti areali di questo settore.

I depositi alluvionali si rinvengono in strette fasce a monte della Spiaggia della Madonna, a Morcone, a Pareti e nella Cala dell'Innamorata e presso la Spiaggia di Cala Grande. Sono costituiti in prevalenza da sabbie sciolte e ghiaie scarsamente

elaborate, ma in alcuni casi, come nelle valli che interessano Morcone e Pareti, possono raggiungere la dimensione del blocco.

Piccoli conoidi alluvionali di origine mista, generati da dinamiche fluviali e di massa, sono ubicati allo sbocco dei corsi d'acqua nelle cale prospicienti la costa. Questi corpi sedimentari sono stati rappresentati in carta come conoidi alluvionali, essendo quello fluviale il processo prevalente.

I depositi di origine colluviale ammantano, con spessori abbastanza elevati (in genere superiori al metro), soprattutto i versanti collinari circostanti il centro abitato di Capoliveri. Generalmente si tratta di sedimenti fini, massivi, sabbioso-limosi, contenenti clasti di varia natura e manufatti antropici. I clasti, spesso a spigoli vivi, hanno dimensioni variabili dal centimetro al decimetro e non presentano un'orientazione prevalente.

Le coltri eluviali d'alterazione meteorica sono limitate a piccole aree sub-pianeggianti, ubicate lungo la fascia costiera occidentale del Calamita (Punta di Praticciolo, Ba' di Sugarello, Barabarca).



Fig. 29 - Vallecola a "V" caratterizzata da un'elevata pendenza, che si diparte dal Promontorio di Punta Calamita e dopo un percorso di qualche chilometro raggiunge il mare.

- Several 1 km long steep v-shaped small valleys go down to the sea from the ridge of the Punta Calamita Promontory.

Esse sono costituite da accumuli detritici eterometrici, generalmente grossolani, composti prevalentemente da regolite e, in misura minore, da suoli.

Le coste alte a falesia, modellate nel substrato metamorfico e sedimentario, sono spesso interessate da piccoli movimenti franosi, in prevalenza crollo e ribaltamento. Tali fenomeni coinvolgono anche le areniti di origine eolica, ma le loro dimensioni ridotte non ne permettono la rappresentazione cartografica.

I detriti di versante, eterometrici e a spigoli vivi, sono costituiti da clasti poligenici, formati da frammenti di rocce micascistose, quarzitiche e carbonatiche, con scarsa matrice sabbiosa e tessitura a supporto di clasti. Si rinvencono presso l'abitato dell'Innamorata, Pareti, Morcone e tra Stecchi e la Spiaggia della Madonna.

Depositi di natura prevalentemente eolica, analoghi a quelli descritti nel paragrafo precedente, affiorano soprattutto lungo la costa occidentale del

Monte Calamita, dove danno luogo alle esposizioni più peculiari ed estese di tutta l'isola (fig. 30). In particolare, si rinvencono con continuità tra la Punta di Barabarca e la Spiaggia della Madonna, mentre alloggiavano in corpi isolati all'interno delle cale della Spiaggia di Peducelli, di Morcone, di Pareti e dell'Innamorata. Piccoli affioramenti sono inoltre ubicati a est di Capoliveri, lungo la valle che da Fonte Rovigoli raggiunge la Spiaggia di Naregno.

I sedimenti eolici ammantano le antiche coste rocciose scolpite nel substrato e spesso risalgono, con spessori anche di decine di metri, le preesistenti valli fluviali di Stecchi, Madonna delle Grazie (fino ai circa 100 m di quota s.l.m.), Morcone, Pareti e dell'Innamorata. La loro incisione da parte degli attuali corsi d'acqua, genera forre al cui interno spesso si rinvencono corpi di frana di crollo e/o ribaltamento.

Dal punto di vista granulometrico, i depositi



Fig. 30 - Depositi eolici affioranti lungo la costa occidentale del Promontorio di Punta Calamita caratterizzati da stratificazione incrociata a grande scala di tipo piana-tabulare.

- Planar cross-bedded aeolian deposits cropping out along the western coast of the Punta Calamita Promontory.

eolici sono costituiti prevalentemente da sabbie a grana media e grossolana e, in minor misura, da ghiaie minute (granuli di diametro tra 2 e 4 mm). Essi presentano una matrice quasi del tutto assente e una tessitura prevalentemente aperta; tuttavia la maggior parte dei vuoti intergranulari è riempita da due generazioni di cemento carbonatico. Il grado di cementazione è spesso così elevato da generare vere e proprie areniti e ruditi. Al loro interno, le eolianiti sono caratterizzate da stratificazione incrociata a grande scala, di tipo piana-tabulare; in essa prevalgono i *set* di strati frontali ad alto angolo, che hanno una disposizione tangenziale e un'immersione generalmente verso terra. I depositi sono, inoltre, contraddistinti da strutture sedimentarie secondarie, rappresentate da concrezioni intrasedimentarie verticali e sub-orizzontali. Frequentemente essi sono intercalati con paleosuoli rubefatti e con brecce di versante (D'OREFICE *et alii*, 2007).

L'analisi petrografica ha consentito di classificare le eolianiti come quarzo-areniti bioclastiche; esse, infatti, annoverano tra i costituenti principali bioclasti carbonatici (frammenti di gusci di lamelibranchi, gasteropodi, echinodermi, briozoi, alghe rosse nodulari e foraminiferi bentonici), clasti silicatici (granuli di quarzo e feldspati) e inclusi litici (D'OREFICE *et alii*, 2007).

Anche in questo caso, la continuazione dei depositi eolici per diversi metri al di sotto del livello del mare attuale e la loro erosione ad opera dell'odierna dinamica marina, stanno a dimostrare che essi si sono formati nel corso di una fase di basso stazionamento del livello marino. In queste condizioni, emergeva progressivamente dal mare un fondo sabbioso, che costituiva la zona d'alimentazione dei depositi. I risultati delle datazioni al radiocarbonio effettuate sui paleosuoli intercalati ai depositi eolici ed i dati cronologici sui reperti archeologici in essi contenuti (CREMASCHI & TROM-



Fig. 31 - Discariche minerarie nel Promontorio di Punta Calamita. Le miniere sono state coltivate sin dall'epoca etrusca per l'estrazione di ossidi di ferro.
- Mining dumps in Punta Calamita Promontory. Iron oxide mining started since Etrurian time.

BINO, 1998), consentono di attribuire le eolianiti in esame ai due stadi freddi dell'ultimo glaciale (MIS 4 e 2). La loro età è quindi ascrivibile al Pleistocene superiore.

Il Promontorio di Punta Calamita è fortemente caratterizzato dalla presenza di discariche minerarie (fig. 31); tali miniere sono state coltivate sin dall'epoca etrusca per l'estrazione, soprattutto, dell'ematite e della magnetite. Anche se attualmente l'attività mineraria è sospesa, tali miniere non possono considerarsi abbandonate, in quanto rappresentano ancora riserve minerarie strategiche

per il nostro Paese.

La Miniera del Polveraio (Punta della Calamita), che, con un'estensione planimetrica di circa 2 km², rappresenta uno dei più vistosi esempi di attività mineraria dell'isola, conferisce una forte impronta al paesaggio del promontorio (fig. 32). All'interno dell'area mineraria è presente una serie di terrazzamenti antropici che, a partire dalla quota di 250 m, scendono sino al livello del mare. Si rinvenivano, inoltre, molte superfici di sbancaamento e terrapieni. Nella carta geomorfologica si è preferito rappresentare soltanto gli orli di scar-



Fig. 32 - L'area mineraria del Polveraio a Punta Calamita ha un'estensione planimetrica di circa 2 km² e conferisce una forte impronta al paesaggio.
- Close to Punta Calamita the mining zone of Polveraio is around 2 km² wide and imparts a strong fingerprint to the landscape.

pata di miniera, in quanto essi costituiscono gli elementi morfologici che maggiormente caratterizzano questa zona. Nel tratto di costa sottostante l'area mineraria, compreso tra Punta Rossa e Punta della Calamita, si individuano enormi blocchi di rocce mineralizzate, arrotondati dall'azione del moto ondoso.

Altre due miniere, di dimensioni più ridotte rispetto alla precedente, sono ubicate nel settore orientale del Promontorio di Punta Calamita. La prima, denominata Miniera del Ginepro, è anch'essa caratterizzata da una serie di orli di scarpate, sbancamenti e terrapieni. La seconda, di estensione molto più limitata, è conosciuta con il nome di Miniera dei Sassi Neri.

I terrazzamenti agrari a muretti hanno un'estensione tale da essere cartografati, soprattutto nella parte orientale del promontorio. I versanti collinari circostanti l'abitato di Capoliveri sono vistosamente interessati da tali morfotipi di origine antropica. In questo caso, però, i terrazzamenti non sono stati cartografati, poiché si è preferito privilegiare la rappresentazione dei depositi colluviali, che in questa zona assumono un'estensione e uno spessore significativi.

4.2.4. - Settore nord-orientale

Il settore nord-orientale dell'Isola d'Elba è costituito da una dorsale orientata circa N-S che raggiunge la massima elevazione con i 516 m di Cima del Monte. Essa è caratterizzata da una notevole complessità geologica, con fitte alternanze di formazioni litologicamente piuttosto dissimili. Sul versante occidentale della dorsale affiora soprattutto una successione sedimentaria (Diaspri di M. Alpe, Calcari a Calpionella, Formazione di Nisporino) con giacitura a franapoggio ed immersione ad ovest, e basalti (BORTOLOTTI *et alii*, 2001). Diversamente, sul versante orientale prevalgono unità tettoniche sovrapposte e traslate verso est, costituite principalmente da rocce metamorfiche. Di conseguenza, la morfologia di entrambi i versanti della dorsale è fortemente influenzata dall'assetto litologico e tettonico-strutturale del substrato. In particolare, il controllo strutturale si manifesta attraverso versanti di faglia spesso contraddistinti da faccette triangolari o trapezoidali (versante sulla destra idrografica del Rio d'Ortano, quello destro della Valle del Frasso ad est di Bagnaia, nella zona del paese di Cavo e a Monte Grosso). Inoltre, l'in-



Fig. 33 - Ampia vallecola a "V" presente in località Le Secche. - *Wide v-shaped valley close Le Secche.*

fluenza strutturale è sottolineata dall'orientazione dei corsi d'acqua di ordine maggiore che tendono ad assumere una direzione pressappoco parallela a quella dei principali elementi tettonici.

Nel complesso l'intera dorsale è incisa da numerose vallette a "V" (fig. 33) e da solchi di ruscellamento concentrato, che hanno dato origine localmente a piccoli conoidi inattivi. Alla base della dorsale, lungo i corsi d'acqua principali, sono presenti modeste piane alluvionali.

Il versante orientale è caratterizzato da una maggior lunghezza, rispetto a quello occidentale, da una maggiore complessità dal punto di vista tettonico-strutturale e dalla presenza di un'elevata percentuale di rocce metamorfiche; litotipi, questi, facilmente alterabili sotto l'azione degli agenti atmosferici. Il risultato è un paesaggio molto articolato con una serie di vallette variamente orientate separate da piccoli rilievi spesso tondeggianti. Il reticolo idrografico ne risulta influenzato con aste di dimensioni ridotte che sfociano nelle valli principali con andamento circa NO-SE. Il profilo trasversale delle valli è mediamente aperto, con fianchi svasati e poco inclinati. Risultano quindi dominanti le forme ed i depositi legati alle acque correnti, prevalentemente inattivi e localmente ter-

razzati, come a valle di Rio nell'Elba. Forme e depositi legati alla gravità sono diffusi nella fascia costiera, da Capo Vita a Porto Azzurro, dove è presente una falesia di altezza inferiore ai 25 m (tranne a sud di Rio Marina), interrotta localmente da tratti di costa bassa. L'assetto morfologico del versante orientale risulta fortemente modificato dall'intervento antropico. In particolare sono presenti aree a terrazzamento agricolo, sia integre che in degradazione. Inoltre, forme negative relative all'attività estrattiva mineraria contraddistinguono il paesaggio costiero da Porto Azzurro fino a Cavo.

Sul versante occidentale affiorano rocce discretamente resistenti all'azione degli agenti morfogenetici e caratterizzate da un generale assetto monoclinale con immersione a franapoggio verso ovest. Il risultato è un paesaggio contraddistinto da un'acclività media maggiore rispetto a quella del versante orientale. Sono anche presenti brusche variazioni di inclinazione in corrispondenza delle litologie più resistenti, come è il caso delle scarpate di degradazione legate all'affioramento dei diaspri. Coltri e falde di detrito stratificato inattive si rinvengono sulla porzione meridionale del versante occidentale, circa tra Nisporto e Magazzini (figg. 34, 35). Frane di scorri-



Fig. 34 - La strada che da Nisporto sale verso Rio nell'Elba interessa un'estesa falda di detrito stratificato, inattiva.
- The road that goes from Nisporto to Rio nell'Elba cuts across a wide inactive stratified scree slope.

mento interessano il substrato a monte dell'abitato di Nisportino, mentre altre di minore estensione interessano spesso le coltri di alterazione dei diaspri.

Il settore montano è in generale interessato principalmente da processi d'erosione per ruscellamento, favoriti dall'assenza di copertura vegetale. Alle quote inferiori, l'azione antropica ha ampiamente modificato l'evoluzione naturale dei versanti attraverso l'impianto di terrazzi antropici. Nei fondovalle principali sono presenti depositi alluvionali costituiti da ghiaie eterometriche ed eterogenee poco elaborate, immerse in matrice sabbioso li-

mosa di colore bruno rossastro.

Come avviene per la costa orientale, anche quella occidentale è caratterizzata da una falesia attiva di modesta altezza (sempre inferiore a 25 m), interessata da fenomeni di crollo (fig. 36).

La costa a falesia è interrotta localmente da vallecole a "V", con andamento perpendicolare alla linea di riva, che alimentano, al loro sbocco a mare, spiagge ghiaioso-sabbiose (fig. 37).

Di particolare interesse sono i depositi di origine eolica rinvenuti sia a Cala Mandriola (fig. 38) sia a monte dell'abitato di Cavo e del tutto simili a quelli descritti nei paragrafi precedenti.



Fig. 35 - Sezione antropica, nei pressi di Nisporto, realizzata nella falda di detrito stratificata, inattiva, costituita principalmente da clasti centimetrici, a spigoli vivi, provenienti dalla Formazione dei Diaspri.

- Road cut close Nisporto showing inactive stratified scree slope, mainly made by Diaspri Formation angular clasts of around some centimeters of size.



Fig. 36 - Tratto di costa in località Le Secche, caratterizzata da una falesia attiva, di altezza inferiore a 25 m, con vistosi fenomeni di crollo.
- Portion of the coast called Le Secche characterized by an active cliff (less than 25 m high) with huge rock falls.



Fig. 37 - In località Zupignano, la continuità della costa a falesia è interrotta da vallecicole a "V", perpendicolari alla linea di riva, che alimentano spiagge ghiaioso-sabbiose.
- In Zupignano area, the cliff is interrupted by v-shaped small valleys that, perpendicular to the coastline, generate gravel-sandy beaches.



Fig. 38 - Nei depositi di origine eolica presenti a Cala Mandriola è ben visibile la stratificazione incrociata a grande scala di tipo piana-tabulare.
- *Planar cross-bedded aeolian deposits at Cala Mandriola.*

5. - ISOLE MINORI

5.1. - ISOLA DEL GIGLIO

5.1.1. - *Assetto orografico, rete idrografica e inquadramento geologico*

L'Isola del Giglio, la maggiore delle sei isole minori dell'Arcipelago Toscano (2.121 ettari), è costituita da una dorsale montuosa allungata in direzione NNO-SSE che raggiunge la quota massima al Poggio della Pagana (496 m). Il reticolo idrografico è poco sviluppato, i corsi d'acqua, che presentano direzioni prevalentemente E-O, sono molto brevi ed hanno un regime torrentizio.

Il substrato geologico è costituito in buona parte da intrusioni monzogranitiche tardo-mioceniche (circa 5 Ma), messe in posto nell'ambito dell'attività magmatica associata alla tettonica estensionale di retroarco del sistema appenninico (WESTERMAN *et alii*, 1993; ROSSETTI *et alii*, 1999;

WESTERMAN *et alii*, 2003). Solo nell'area del Promontorio del Franco, lungo la costa occidentale, affiorano litotipi mesozoici, metamorfici e sedimentari, suddivisi in tre unità tettoniche sovrapposte (ALBERTI *et alii*, 1970; CAPPONI *et alii*, 1997; ROSSETTI *et alii*, 1999). Queste sono costituite da: 1) metasedimenti riferibili al Verrucano Toscano del Triassico medio-superiore; 2) *melange* tettonico (metapeliti e calcescisti) e rocce metabasiche del tardo Giurassico; 3) dolomie massive e calcari stratificati in associazione a breccie tettoniche di Calccare Cavernoso (Auct.) (ROSSETTI *et alii*, 1999 e bibliografia allegata). Il contatto tra le unità tettoniche e il monzogranito è costituito da una zona di faglia ampia circa 50 m ed orientata NNO-SSE (ROSSETTI *et alii*, 1999).

I litotipi descritti sono stati raggruppati, secondo quanto previsto dalla legenda geomorfologica delle linee guida edita dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994), in distinti accorpamenti: 1) rocce prevalentemente calcaree; 2)

rocce prevalentemente arenitiche; 3) rocce ruditiche; 4) rocce effusive e vulcanoclastiche; 5) rocce metamorfiche scistose per la zona del Promontorio del Franco; 6) rocce intrusive e metamorfiche massive per il resto dell'isola.

5.1.2. - Geomorfologia

La geomorfologia dell'isola è fortemente influenzata dall'assetto litologico del substrato e dalla fitta rete di fratture allineate circa NNE-SSO, che lo interessa (fig. 39). Infatti, proprio nell'area del Promontorio del Franco, dove si riscontra una maggiore varietà litologica, sono presenti alcuni particolari morfotipi quasi completamente assenti nel resto dell'isola. Si tratta principalmente di forme riferite a processi gravitativi, quali fenomeni franosi di scorrimento e di crollo, che contraddistinguono praticamente tutta la fascia costiera del promontorio (fig. 40), scarpate di degradazione, accumuli detritici e coltri indifferenziate di alterazione. Inoltre, in questa porzione dell'isola sono presenti solchi da ruscellamento concentrato e vallecole a conca e a "V". A sud di Giglio Campese, è presente un ampio conoide di deiezione che raggiunge il Fosso di Valle dell'Ortana. Un modesto fenomeno di trasporto in massa inattivo (*debris flow*) si rinviene nella parte settentrionale del promontorio, tra la punta detta Faraglione e la Spiaggia di Campese.

Le forme di origine marina, rilevabili lungo tutta la costa dell'isola, sono quasi unicamente rappresentate da falesie attive e non attive, di altezza sempre inferiore a 25 m. Nella maggior parte dei casi le falesie non sono verticali, ma sono costituite da piani inclinati ad elevata pendenza, modellati sul substrato roccioso granitico (fig. 41). Spianate di abrasione marina si trovano concentrate intorno ai 15-20 m di quota sulla costa orientale, ed intorno ai 25-30 m sulla costa occidentale, sebbene non manchino esempi anche a quote superiori (45-50 m e 90 m). La costa è molto frastagliata essendo costituita da una fitta serie di piccoli promontori e calette, alcune delle quali presentano depositi di spiaggia a granulometria medio-fine (Cala delle Cannelle, Cala delle Caldane, Cala dell'Arenella, fig. 42). L'unica spiaggia con un'estensione superiore a 0,5 km, è quella del Campese (fig. 43), ubicata a nord del Promontorio del Franco. Lungo la costa sono presenti un po' ovunque scogli isolati, mentre sono poco diffuse le grotte marine, ad eccezione della Cala del Corvo. Infine, è interessante notare che, sull'orlo di alcune falesie, sono osservabili, in sezione, vallecole sospese sull'attuale livello del mare.

In tutta l'isola e, soprattutto nelle zone in-

terne, il substrato roccioso monzogranitico condiziona le modalità di erosione e le forme risultanti. In particolare, l'alterazione chimico-fisica per arenizzazione induce la formazione di sabbioni granitici che, in alcuni casi, costituiscono corpi anche di notevole estensione e con spessori superiori a 3 m, cartografati come coltri indifferenziate di alterazione. Questi depositi si rinvennero nei pressi delle località Renaio, Poggio Temeti, Le Porte e Scopeto. Inoltre, sempre l'alterazione meteorica, agendo lungo i piani di fratturazione e le "bancate" dei graniti, genera la tipica esfoliazione a "cipolla", lo *sheeting* di blocchi lastriformi e la formazione di blocchi sferoidali isolati (fig. 44). Tutti questi morfotipi sono riuniti in carta con il simbolo di catasta di blocchi (*tor*). In questo modo, si origina un paesaggio dalle forme molto arrotondate, dai contorni smussati, talora anche su pendenze notevoli. Su gran parte del territorio dell'Isola del Giglio, sono state individuate forme strutturali quali orli di scarpate e spianate di erosione selettiva da suborizzontali a inclinate, ubicate sul fianco dei rilievi. Localmente, i graniti sono interessati da tipiche sculture alveolari e tafoni (fig. 45).

Numerose sorgenti sono presenti in tutta l'isola, quasi sempre sopra ai 100 m di quota, soprattutto in corrispondenza dei litotipi granitici; le acque correnti superficiali sono drenate da vallecole a conca e da solchi da ruscellamento concentrato attivi, che si originano dalla linea di cresta principale e arrivano direttamente al mare con un andamento rettilineo. Alcuni conoidi di deiezione sono presenti allo sbocco di vallecole a "V" nei pressi di Giglio Campese, Giglio Porto e Cannelle. Nella fascia costiera si rinvennero alcune forre e, come già accennato, alcune valli sospese in corrispondenza del loro sbocco sulla falesia.

Superfici di spianamento relitte di genesi complessa sono ubicate, a quote variabili, sui fianchi e sulle porzioni sommitali dei rilievi.

In tutta l'isola sono stati rilevati orli di scarpata di degradazione attivi e inattivi, canaloni in roccia e accumuli detritici inattivi ed attivi. In località Rocconi è stato cartografato un accumulo di frana di crollo, mentre a NO di Le Porte una frana di scorrimento inattiva.

Tra le forme antropiche, le più importanti sono le infrastrutture portuali di Giglio Porto e quelle non più in funzione di Campese dove permangono i residui delle strutture di sfruttamento dei giacimenti minerari, realizzate nel precedente secolo (fig. 46). Inoltre, su tutto il territorio sono diffuse cave e miniere, terrazzamenti e muretti. A sud della località Le Porte è ubicata una grande discarica.



Fig. 39 - Intensa fatturazione che interessa i graniti a Punta del Capel Rosso.
- *Deep fracturing affecting the granite at Punta del Capel Rosso.*



Fig. 40 - Frana di scorrimento rotazionale che interessa il versante occidentale del Promontorio del Franco.
- *Rotational slide affecting the western slope of Promontorio del Franco.*



Fig. 41 - Falesia subverticale lungo la costa nord-occidentale dell'Isola del Giglio.
- *Subvertical cliff located in the north-western coast of Giglio Island.*



Fig. 42 - Deposito di spiaggia attuale a granulometria medio-fine affiorante nella Cala dell'Arenella.
- *Present beach deposit characterized by a medium-fine granulometry at Cala dell'Arenella.*



Fig. 43 - La spiaggia presso Campese, ubicata presso il Promontorio del Franco, è l'unica ad avere un'estensione superiore a 0,5 km.
- *Campese beach, close to Promontorio del Franco, is the only one more than 1.5 km long.*



Fig. 44 - Cataste di blocchi sferoidali (*tor*) presenti lungo il versante occidentale dell'Isola del Giglio.
- *Spheroidal boulders (tor) located on the western flank of Giglio Island.*



Fig. 45 - Tafone nelle rocce granitiche dell'Isola del Giglio. - *Tafone in the granitic rocks of Giglio Island.*



Fig. 46 - Infrastrutture portuali attualmente non più attive presso Campese, in un'immagine dei primi del '900.
 - No more active portual infrastructures in Campese area, in a picture taken at the beginning of 1.900.

5.2. - ISOLA DI GORGONA

5.2.1. - *Assetto orografico, rete idrografica e inquadramento geologico*

Gorgona è la più piccola isola dell'Arcipelago Toscano con un'estensione di 220 ettari e uno sviluppo costiero di 5 km (fig. 47). È interamente montuosa, raggiungendo la massima quota di 250 m circa in corrispondenza di Punta Gorgona. Il settore occidentale è estremamente scosceso con coste ripide a falesia che scendono direttamente in mare con altezze di diverse decine di metri (fig. 48); il settore orientale presenta anch'esso ripide pareti rocciose, ma le falesie hanno altezze inferiori rispetto a quelle che caratterizzano il lato occidentale dell'isola.

L'Isola di Gorgona è costituita da due unità tettoniche principali d'origine oceanica, una metasedimentaria, che occupa circa i $\frac{3}{4}$ della superficie dell'isola, ed una ofiolitica, affiorante

nell'estremità nord-orientale, separate da un contatto tettonico orientato NO-SE (ROSSETTI *et alii*, 2001; ORTI *et alii*, 2002).

L'unità inferiore metasedimentaria è costituita dalla formazione delle Metareniti di Cala di Pancia, affiorante all'estremità sud-occidentale dell'isola, in grosse bancate dall'aspetto massiccio di colore grigio cenere, e dalla formazione dei Calcescisti di Punta Gorgona. Questi ultimi in particolare presentano intercalate fasce di aspetto lenticolare di metacalcari grigio scuro, di forma allungata e con spessore di 3-5 m. I Calcescisti di Punta Gorgona presentano anche due piccole intercalazioni di prasiniti, che costituiscono episodi di messa in posto di materiali basaltici di probabile natura ialoclastica. L'unità inferiore è stata interessata da metamorfismo d'alta pressione e bassa temperatura (ROSSETTI *et alii*, 2001).

L'unità ofiolitica, sovrapposta per contatto tettonico alla precedente, è costituita dalle unità delle Serpentiniti di Cala Maestra e delle Metaba-

siti di Punta Maestra. In queste ultime sono talora riconoscibili le strutture a *pillow*. L'unità ofiolitica è caratterizzata da metamorfismo di basso grado (facies degli scisti blu) (ROSSETTI *et alii*, 2001).

Nella carta geomorfologica, sono stati distinti gli affioramenti di rocce metamorfiche scistose, prevalenti, che includono le rocce appartenenti alla formazione dei Calcescisti di Punta Gorgona con l'eccezione delle lenti di metacalcari, le quali con le rocce dell'unità ofiolitica e con le Metareniti di Cala di Pancia sono state incluse fra le rocce metamorfiche massive. Il piccolo affioramento di prasiniti è poi stato distinto da tutto il resto (rocce effusive).

Dal punto di vista tettonico, sul territorio dell'Isola di Gorgona sono rilevanti, per il controllo morfostrutturale esercitato, le strutture legate alla fase deformativa denominata D2 (ROSSETTI *et alii*, 2001), di tipo plicativo, che si esplica in una scistosità di piano assiale e che orienta le strutture secondo piani immergenti verso NE, e quelle legate alla tettonica fragile estensionale relative all'apertura del bacino tirrenico ed a tarde fasi

distensive, le quali determinano un triplo sistema di fratture: due subverticali con direzione rispettivamente NO-SE e NE-SO, ed il terzo lungo piani paralleli alla superficie.

5.2.2. - Geomorfologia

L'assetto geomorfologico attuale dell'Isola di Gorgona risente di un forte controllo lito-strutturale, dovuto alle differenti caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti, alla giacitura dei piani di scistosità ed alla fitta rete di fratturazione, comune a tutte le formazioni affioranti.

L'assetto lito-strutturale tratteggiato nel sottoparagrafo precedente, non solo determina un'orientazione preferenziale degli elementi morfologici principali (vallecole, linea di costa, creste e superfici sommitali), ma anche indirizza l'azione dei principali agenti geomorfici.

I processi di alterazione meteorica delle rocce danno luogo, lungo le coste dell'isola, a forme quali tafoni e sculture alveolari (fig. 49), ma anche ad un mantello detritico superficiale di spessore



Fig. 47 - Vista panoramica dell'Isola di Gorgona. - Panoramic view of Gorgona Island.



Fig. 48 - Il settore occidentale dell'Isola di Gorgona è caratterizzato da coste ripide a falesia con altezze di diverse decine di metri.
- *The western sector of Gorgona Island is characterized by steep marine cliff several tens of meters high.*

esiguo esteso praticamente su tutti i versanti. La diffusione di queste forme d'erosione è controllata non tanto da fattori litologici e strutturali, quanto piuttosto dalla prossimità al livello del mare ed all'esposizione, specialmente in relazione al vento dominante (Libeccio). Questo in quanto si individuano, nella estrema variabilità delle condizioni microclimatiche sulla superficie in roccia e nella penetrazione di sali in sospensione nell'aerosol marino (aloclastismo), i fenomeni responsabili del modellamento di tali forme.

Quindi, ad esempio, i tafoni sono situati quasi esclusivamente lungo i versanti che si affacciano sul mare, a quote raramente superiori ai 100 m, mentre, nell'interno, si trovano esclusivamente su versanti esposti a SO (Punta Gorgona). Le dimensioni di queste forme sono maggiori sui Calcescisti, dove raggiungono anche i 2 m di diametro, e minori sulle Metareniti; al contrario, quanto interessano le rocce ofiolitiche, i tafoni mostrano uno sviluppo maggiore nel senso della profondità.

Nelle ofioliti troviamo anche tipiche forme d'alterazione di tipo sferoidale, con diametro dei blocchi superiore al metro. Le sculture alveolari si accompagnano ai tafoni in una fascia altimetricamente inferiore. Tuttavia, in particolare sui Calcescisti, si trovano sporadicamente anche al di fuori della fascia costiera, come sopra la scarpata della grande frana di Costa dei Cantoni, dove superano i 150 m di quota. La loro diffusione è, per quanto riguarda l'esposizione, esclusiva sui versanti esposti al Libeccio.

Tra i fenomeni dovuti alla gravità, occorre distinguere, per la differenza di forme prodotte, quelli presenti sui versanti interni e quelli che interessano i versanti della fascia costiera, in stretta connessione con il modellamento delle coste dovuto al moto ondoso. Su questi ultimi, salvo qualche eccezione, l'azione della gravità si esplica attraverso fenomeni di *creeping* che interessano la coltre eluvio-colluviale presente. L'unico corpo di frana individuato lungo i versanti interni è quello



Fig. 49 - Tafoni e sculture alveolari originati da processi di alterazione meteorica sono frequenti nel settore meridionale dell'Isola di Gorgona.
- *Tafoni and honeycomb sculptures generated by weathering processes are frequent in the southern sector of Gorgona Island.*

a SO di Cala Maestra. La scarpata principale, riconoscibile ma non netta, si trova nei pressi del contatto fra le unità Metaofiolitica e Metasedimentaria, in corrispondenza di bancate rocciose fortemente fratturate. Il corpo di frana, costituito da una matrice fine, di tipo limoso-argilloso, presenta all'interno clasti angolosi isorientati secondo la massima pendenza, diminuendo di dimensioni procedendo dai livelli più profondi a quelli più superficiali. La frana è stata interpretata come un colamento, avvenuto in un contesto morfoclimatico diverso dall'attuale e soggetto a modeste riattivazioni superficiali dovute all'attività agricola.

Lungo la fascia costiera, l'azione del moto ondoso, combinata con la presenza di una fitta rete di fatturazione, determina l'insorgere di un gran numero di fenomeni gravitativi. Movimenti iniziali di ribaltamento/crollo, soprattutto lungo il settore occidentale, sono dovuti allo scalzamento alla base operato dai marosi di Libeccio, mentre successivi scorrimenti di blocchi e di cunei rocciosi avvengono lungo le superfici costituite dall'intersezione di diversi piani di fatturazione.

In generale, sulla costa esposta ad ovest si osservano le frane arealmente e volumetricamente maggiori in funzione della elevata energia di rilievo e dell'esposizione ai venti di Libeccio, ad esempio può essere citato il corpo di frana presente nei pressi dello Scoglio dei Cantoni (fig. 50), mentre sulle coste esposte a est i fenomeni franosi sono più numerosi, ma limitati come volumi ed estensioni (fig. 51), risentendo maggiormente di un controllo lito-strutturale.

Per quanto riguarda lo stato di attività dei fenomeni gravitativi, le scarpate più attive sembrano essere quelle di degradazione, mentre quelle sottese da ampi corpi di frana sembrano trovarsi in una condizione di inattività o quiescenza.

L'assetto planimetrico delle coste dell'Isola di Gorgona è il risultato di una morfoselezione prodotta dalla diversa risposta all'erosione dovuta al moto ondoso sui diversi litotipi affioranti. Tale aspetto è particolarmente evidente lungo i settori costieri nord-occidentali e sud-orientali, dove l'andamento della linea di costa risulta fortemente condizionato dall'esposizione ai venti dominanti (Maestrale e Scirocco) che, agendo nella stessa direzione delle discontinuità strutturali, hanno favorito l'erosione selettiva da parte del moto ondoso e della gravità sui livelli meno resistenti dei Calcesisti. Ciò ha determinato l'alternanza di promontori e insenature, la cui evoluzione è avvenuta attraverso la retrogressione delle falesie.

Per quanto riguarda lo sviluppo altimetrico delle coste di Gorgona, la falesia attiva, che è il morfotipo di gran lunga dominante, si presenta

abbastanza continua ed il suo orlo si attesta ad altezze prossime ai 10 m. Sono inoltre presenti numerose grotte di interstrato ed alcuni scogli isolati, a testimonianza dell'intensità dei fenomeni di abrasione marina.

Sono state cartografate due presunte superfici d'abrasione, l'una presso la località Villa Margherita e l'altra presso la località Pollaio, con margine interno rispettivamente a 80 e 45 m di quota. Si tratta, in entrambi i casi, di aree molto rimaneggiate dall'attività antropica. I frammenti di una calcarenite di origine locale sul terrazzo di Villa Margherita, menzionati da MAZZANTI (1983), non sono stati rinvenuti durante l'indagine di terreno, in quanto la parte centrale del terrazzo non è accessibile.

Lungo il ripido versante costiero modellato nelle metareniti a NO di Cala di Pancia, e nei calcescisti nel tratto verso la Punta dei Giunchi, è stato cartografato un orlo di falesia inattivo che si attesta su quote prossime ai 50 m, sebbene la sua interpretazione sia dubbia.

I versanti interni sono caratterizzati dalla presenza di superfici di spianamento relitte, ubicate presso le sommità o lungo il pendio, e presentano una copertura eluviale modesta. Sono state individuate anche creste allungate e continue che si è ritenuto poter correlare con tali superfici, come i residui di morfologie di origine complessa formatesi in un contesto paleogeografico remoto, in cui l'attuale isola faceva parte di una terra emersa molto più ampia.

L'Isola di Gorgona attualmente non presenta una rete idrografica vera e propria, ma il drenaggio delle acque meteoriche avviene lungo solchi di ruscellamento e brevi vallecicole a "V", impostate secondo i maggiori sistemi di fratture e poco ramificate. Esse si attestano in prevalenza lungo la fascia costiera, mentre nell'interno si sovrappongono ai resti di una paleoidrografia, riferibile al contesto paleogeografico sopracitato, che ha lasciato ampie forme vallive e depositi. I rami di queste valli, sebbene presentino una direzione generalmente E-O con drenaggio verso est, risultano smembrati da una successiva evoluzione morfologica.

I depositi relativi alla paleoidrografia, osservati anche in sezione, sono caratterizzati da una granulometria piuttosto fine, tipica in generale di corsi d'acqua nella porzione terminale del loro corso. La superficie di questi depositi è molto pianeggiante.

I terrazzamenti sono la principale espressione della morfogenesi antropica (fig. 52). Essi sono stati costruiti in più fasi, dove i prodotti eluviali e colluviali sono più spessi.



Fig. 50 - Movimento franoso il località Scoglio dei Cantoni: è ben visibile la nicchia di distacco, il corpo di frana, che arriva direttamente in mare, e la parte sommitale completamente inerbita.
- Landslide at Scoglio dei Cantoni: the edge, the body going down to the sea and its vegetated upper portion are recognizable.



Fig. 51 - Piccolo movimento franoso con tipologia di crollo e ribaltamento in località Cala Martina. L'accumulo di frana, situato a pochi metri sul livello del mare, è costituito da grandi lastroni di rocce scistose.
- Small landslide including rock falls and topplings at Cala Martina. The body, located few meters above sea level, is composed by huge blocks of shaly rock types.



Fig. 52 - Terrazzamenti antropici realizzati in corrispondenza di elevati spessori di prodotti eluviali e depositi colluviali.
- Man-made terraces built up where eluvium and colluvium are more thick.

5.3. - ISOLA DI CAPRAIA

5.3.1. - *Assetto orografico, rete idrografica e inquadramento geologico*

L'Isola di Capraia è sviluppata in senso meridiano con una superficie di 1930 ettari e uno sviluppo costiero di circa 27 km. Il suo territorio, interamente montuoso, raggiunge la quota più elevata a M. Castello (445 m) nel suo settore occidentale. La rete idrografica, poco sviluppata, è costituita da corsi d'acqua a regime stagionale, aventi prevalentemente direzione E-O.

Dal punto di vista geologico, l'isola è completamente costituita da rocce d'origine vulcanica (POLI & PERUGINI, 2003): sono riconoscibili prodotti effusivi costituiti prevalentemente da flussi lavici sovrapposti (rappresentativi gli affioramenti visibili sulla falesia fra Punta Manza e Punta della Teglia) e, secondariamente, da flussi piroclastici

ad affinità calcalina (caratteristici gli accumuli di pomici affioranti alla Torretta del Bagno, nelle immediate vicinanze di Forte S. Giorgio).

Localmente, sono presenti anche brecce. Le fasi d'attività magmatica sono raggruppabili in due distinti periodi. Il primo, datato 7,5-7,1 Ma (Tortoniano–Messiniano), ha dato origine a gran parte delle rocce affioranti quali andesiti, daciti e riolaciti originatesi in duomi che giustificano le forme più rilevate del paesaggio. Il secondo periodo d'attività magmatica (circa 4,6 Ma, Pliocene inferiore) è testimoniato solo nella porzione più meridionale di Capraia (Punta dello Zenobito), dove sono presenti sottili colate laviche intercalate a scorie, entrambe di colore rosso vivo, in cui è intruso un corpo shoshonitico di colore grigio (fig. 53). Degli estesi originali apparati vulcanici non rimane attualmente alcuna forma evidente, probabilmente a causa del ripetersi di collassi gravitativi, anche di rilevante entità, che avrebbero



Fig. 53 - A Punta dello Zenobito, estremità meridionale dell'Isola di Capraia, sono presenti sottili colate laviche intercalate a scorie, entrambe di colore rosso vivo, in cui è intruso un corpo shoshonitico di colore grigio.
 - At Punta dello Zenobito, in the southern edge of Capraia Island, thin lava flows interbedded with scoria layers, both of them reddish in colour, crop out. A gray shoshonitic body is intruded in them.

completamente smantellato la forma originaria.

Comunque, la direzione delle colate principali verso i quadranti orientali e il profilo topografico trasversale dell'isola fortemente asimmetrico fanno supporre la presenza dell'edificio vulcanico principale (del periodo miocenico) ad ovest di Capraia.

Tutte le litologie affioranti nell'isola sono state raggruppate nella carta geomorfologica, in un unico colore seguendo le linee guida edite dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994).

5.3.2. - Geomorfologia

L'Isola di Capraia rappresenta il relitto del versante orientale di un vulcano, il settore occidentale dell'isola è costituito da un ripido versante con pareti rocciose sub-verticali, il settore orientale presenta, invece, versanti che degradano

verso il mare con pendenze leggermente più dolci. Le forme strutturali sono particolarmente diffuse a causa della conformazione geologica dell'isola. In particolare, lungo il suo versante occidentale, l'erosione selettiva esercitata sull'alternanza di colate laviche e piroclastiche, ha indotto la formazione di pendii e pareti a gradini con scarpate strutturali, caratterizzate a volte da notevole continuità laterale (fig. 54). Data l'elevata acclività del versante, l'evoluzione di queste scarpate è prevalentemente gravitativa e spesso, infatti, la loro continuità è interrotta da nicchie di frane di crollo e da scarpate di degradazione. Sul versante orientale, meno acclive per un generale assetto a franapoggio, si riconoscono gradinate di bancate di strato e superfici strutturali con acclività maggiore di 5°, bordate da scarpate strutturali continue lateralmente che, localmente, potrebbero corrispondere a colate laviche o a flussi piroclastici.

stici più competenti.

Data l'acclività dei versanti dell'isola, lungo i tratti costieri sono presenti numerosi fenomeni gravitativi in atto. Si tratta essenzialmente di frane di crollo e ribaltamento che evolvono prevalentemente per erosione al piede ad opera dell'azione delle onde. In corrispondenza del paese di Capraia Isola, è presente un grosso corpo di frana (fig. 55) che ha interessato il lato a mare della Fortezza nel 1853 (GROPPELLI *et alii*, 2001). Inoltre, nicchie ed accumuli di crollo sono presenti lungo tutta la costa dell'isola, mentre, lungo il versante occidentale più acclive, sono frequenti scarpate e creste di degradazione in roccia, nonché canali in roccia, che danno luogo a scariche di detrito.

Corpi di frana per scivolamento di grandi dimensioni si osservano lungo i versanti occidentale e settentrionale di Monte Campanile a sud di Capraia. Gli accumuli sono vegetati e non si os-

servano morfologie superficiali che ne indichino il movimento in atto.

All'interno delle valli e al piede dei principali versanti sono presenti coltri detritiche che possono raggiungere alcuni metri di spessore. Le testate delle valli, che interessano il versante orientale dell'isola, spesso sono contraddistinte da forme circolari, interpretate come scarpate di degradazione inattive poiché si presentano smussate e localmente coperte di vegetazione. Inoltre, i displuvi tra una valle e l'altra sono caratterizzati da crinali di forma arrotondata cartografati come creste inattive di genesi complessa.

A causa delle dimensioni ridotte di Capraia e della forte asimmetria dei versanti occidentale e orientale, le forme dovute allo scorrimento superficiale delle acque sono essenzialmente legate all'approfondimento vallivo. La forma prevalente delle valli è a conca, mentre solo localmente pro-



Fig. 54 - Lungo il versante occidentale dell'Isola di Capraia, l'alternanza di colate laviche e piroclastiche ha prodotto, per processi d'erosione selettiva, la formazione di pendii a gradoni con scarpate di notevoli dimensioni.

- In western slope of Capraia Island, since the alternance of lava and pyroclastic flows, the selective erosion generated stepped slope characterized by high scarps.



Fig. 55 - Corpo di frana che ha interessato la falesia sulla quale è ubicato il paese di Capraia.
- *Capraia Isola village, landslide at the foot of the marine cliff.*

cessi di approfondimento in atto generano valli con il profilo a “V”. In corrispondenza delle coperture detritiche, i fondi delle vallecole sono spesso caratterizzati dalla presenza di solchi di erosione. Depositi di origine alluvionale affiorano solo in settori molto limitati, come ad esempio nella piccola depressione posta a ovest del Monte Campanile, dove risultano costituiti da sedimenti prevalentemente fini, sabbioso-siltosi con ciottoli sparsi. È possibile che questa depressione si sia formata per sbarramento della valle a seguito dell’attivazione della frana presente sul versante occidentale del Monte Campanile stesso. Infatti, a valle della frana il reticolo si presenta molto inciso e forma una forra che prosegue per alcune centinaia di metri verso Cala del Ceppo. Depositi molto grossolani, con blocchi di dimensioni notevoli, incisi dal reticolo attuale, affiorano invece a Porto Vecchio, probabilmente messi in posto

durante i principali eventi meteorici con meccanismi prevalenti di *debris flow*. Depositi simili, ma più rielaborati, si individuano lungo la valle del Vado del Porto. Anche in questo caso sono incisi di 2-3 metri ad opera del corso d’acqua attuale. Depositi di più problematica interpretazione, anche per gli affioramenti limitati, sono invece presenti, sospesi di circa 50 m nell’abitato di Capraia. È probabile che siano connessi con un’antica direzione di scorrimento, attraverso un allineamento di selle a SO di Capraia e poi all’interno dell’ampia paleovalle a sud dell’abitato stesso. Un’ulteriore evidenza dell’antico tracciato del corso d’acqua è stata riconosciuta nell’area a monte della Cala dello Zurletto, dove, all’interno di una vallecola a fondo piatto, sono presenti depositi fini correlabili con quelli già descritti. È verosimile quindi che il Vado di Porto originariamente scorresse attraverso l’area del-



Fig. 56 - Grotta nel lato orientale dell'Isola di Capraia. - Cave in the eastern side of Capraia Island.

l'abitato di Capraia e in direzione della Cala dello Zurletto e che, successivamente, sia stato catturato in direzione del Porto.

La zona costiera dell'Isola di Capraia è nel complesso dominata dalla presenza di coste molto alte con falesie attive fino a 50 m di altezza. Tali forme sono più evidenti sul fianco occidentale, dove l'assetto giaciturale ha favorito il modellamento di un versante molto acclive. Le falesie sono in arretramento, essenzialmente a causa di crolli e distacchi di roccia.

Le spiagge, prevalentemente ghiaiose, sono presenti solo in corrispondenza delle principali insenature (Porto Vecchio e Cala della Mortola). Lungo le coste si osservano numerosi scogli emersi, alcuni di grandi dimensioni, e numerose grotte (fig. 56) originatesi in corrispondenza delle principali fratture. Sulla punta a nord della Cala del Reciso è presente un arco in roccia, mentre lembi ridotti di spianate di probabile abrasione

marina sono ubicati alle quote di 15, 25 e 50 m s.l.m. in prossimità di Punta del Fanale e di Cala dello Zurletto. Non sono stati rilevati depositi marini sulla loro sommità.

All'estremità meridionale dell'isola, in corrispondenza della Piana dello Zenobito, è situata un'ampia superficie sub-pianeggiante interpretata come superficie di spianamento relitta di genesi complessa.

Lungo le coste dell'Isola di Capraia sono frequenti aree a cataste di blocchi (*tor*), quali forme residuali dell'alterazione in superficie dei depositi vulcanici. Tali forme sono più frequenti dove il substrato è composto di brecce che contengono grandi blocchi o frammenti di rocce vulcaniche. Localmente, inoltre, sono osservabili sculture alveolari, soprattutto in corrispondenza delle falesie e dove l'azione combinata del vento e della salsedine è più sensibile (fig. 57).

Infatti, queste forme sono più frequenti sul



Fig. 57 - Tafoni e sculture alveolari presenti in corrispondenza delle ripide falesie dove l'azione combinata del vento e della salsedine è più sensibile.

Questi morfotipi sono più frequenti sul lato occidentale dell'isola.

- Tafoni and honeycomb sculptures are present on steep cliff where combined action of wind and saltiness is stronger. These landforms are more frequent in the western sector of the island.



Fig. 58 - Alcune zone dell'Isola di Capraia sono caratterizzate dalla notevole estensione delle opere di terrazzamento realizzate in pietra per scopi agricoli. Alcuni terrazzi sono posti in posizioni molto alte sui versanti.

- Some areas of Capraia Island are strongly characterized by farming rocky terraces. Locally the terraces are located in the summit portion of slopes.

lato occidentale dell'isola.

Gli effetti del modellamento del paesaggio da parte dell'uomo sono molto evidenti e concentrati nella parte settentrionale dell'isola, sede di una colonia penale agricola fino a pochi decenni fa. A parte la rete viaria, che localmente è interessata da importanti opere di difesa e tratti di carraresce selciate, l'area è caratterizzata dalla presenza di alcuni edifici che facevano parte delle strutture del penitenziario e di un'impressionante estensione di opere di terrazzamento in pietra a scopi agricoli, alcune delle quali poste in posizioni molto alte sui versanti (fig. 58).

Inoltre, sono presenti anche opere di sistemazione e regimazione idraulica, quali briglie, muretti e brevi canalizzazioni, sempre rigorosamente in pietra e a secco.

Un'altra caratteristica dell'azione antropica sul paesaggio è l'esistenza di alcuni sentieri che, per attraversare più agevolmente la macchia mediterranea fitta e impenetrabile, sono stati costruiti su muri in pietra e sono quindi rialzati rispetto al terreno.

Alla sommità dell'isola, a quota 315 m circa tra il Monte Forcone e il Monte Rucitello, è ubicato un piccolo stagno semi-perenne, detto il Laghetto, caratterizzato dalla presenza di una folta vegetazione igrofila (fig. 59). Lo stagno è sbarrato verso valle, ad est, da una soglia rilevata di forma arcuata che è plausibilmente di origine antropica. Nelle sue vicinanze, è situata un'altra piccola area depressa dove periodicamente si accumula acqua. È probabile che i due specchi d'acqua fossero stati realizzati per scopi di pastorizia.



Fig. 59 - Un piccolo stagno semi-perenne, detto il Laghetto, è ubicato alla sommità dell'Isola di Capraia, a quota 315 m circa s.l.m. tra il Monte Forcone e il Monte Rucitello.

- A small intermittent pond, called the Laghetto, is located at the top of Capraia Island, around 315 m a.s.l. in between Monte Forcone and Monte Rucitello.

5.4. - ISOLA DI PIANOSA

5.4.1. - *Assetto orografico, rete idrografica e inquadramento geologico*

L'Isola di Pianosa rappresenta la porzione emersa di una lunga dorsale sottomarina che, allungandosi in direzione Nord-Sud, collega l'Isola di Capraia allo Scoglio d'Affrica, affiorante alcune miglia ad ovest di Montecristo. L'isola, situata a circa 13 km a SO dell'Elba, è la quinta per estensione delle sette che costituiscono l'Arcipelago Toscano e dista circa 40 km dalla Corsica e 50 km dalla penisola italiana.

Essa è costituita da un tabulato, totalmente privo di reticolo idrografico, con una superficie di circa 10 km², uno sviluppo costiero di circa 18 km

e un'altitudine massima di soli 29 m s.l.m. presso il Belvedere; un valore più elevato, 34 m s.l.m., si riscontra nell'isolotto della Scola.

Il substrato dell'isola è costituito dalle unità emipelagiche torbiditiche di età miocenica che recentemente sono state suddivise in due formazioni (BOSSIO *et alii*, 2000): la Formazione di Marina del Marchese (Burdigaliano), caratterizzata da marne con intercalazioni arenacee e, più raramente, conglomeratiche di circa 120 m di spessore e la Formazione del Golfo della Botte (Tortoniano superiore-Messiniano), contraddistinta da circa 300 m di depositi argilloso-sabbiosi e conglomeratici, depositi in un ambiente lacustre, salmastro o marino-costiero.

Questi litotipi affiorano lungo il settore nord-occidentale dell'isola, da Marina del Marchese fino

a Punta del Pulpito e nella Cala della Ruta.

Su entrambe le formazioni mioceniche poggia, in discordanza angolare e con assetto sub-orizzontale (fig. 60), la Formazione di Pianosa riferibile al Pliocene medio-superiore, suddivisa in due membri (COLANTONI & BORSETTI, 1973).

Questa formazione, costituita da calcareniti organogene e sabbie, depostesi in ambiente marino di bassa profondità, è ricca in macrofossili, rappresentati per lo più da bivalvi, gasteropodi, echinidi, briozoi e brachiopodi. L'unità ha uno spessore di circa 20 metri.

Studi recenti (GRACIOTTI *et alii*, 2003; DUCCI & FORESI, 2004), pur confermando la divisione della Formazione di Pianosa in due unità deposizionali principali, attribuiscono ad esse un'età diversa in quanto i dati biostratigrafici, la collocano al passaggio fra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Di particolare interesse è la superficie che separa le due unità, costituita da una *unconformity* marcata da un livello fosfatizzato ed

ossidato al tetto dell'unità inferiore.

Il Pleistocene superiore è rappresentato da depositi di origine marina che poggiano, mediante una netta discordanza angolare, sui depositi della Formazione di Pianosa. Gli affioramenti sono rappresentati da piccoli lembi discontinui che si rinvencono soltanto lungo la costa orientale dell'isola, in giacitura orizzontale (fig. 61) e con uno spessore di circa un metro. Il contenuto fossilifero descritto, per gli aspetti malacologici, da COLANTONI & BORSETTI (1973) è degno di nota soprattutto per la presenza di *Strombus hubonius* (fig. 62).

Le quote di affioramento dei depositi tirreniani variano dal livello del mare fino ad un massimo di circa 5-6 m s.l.m. Gli affioramenti alle quote più basse contengono esemplari di *Patella ferruginea*, elemento indicativo, ma non esclusivo, di questo intervallo temporale. Lungo tratti della costa occidentale e meridionale è presente una paleofalesia tirreniana, generalmente arretrata di alcuni metri rispetto all'attuale linea di costa e caratterizzata, a



Fig. 60 - A Marina del Marchese, la Formazione di Pianosa, riferibile al Pliocene medio-superiore, con assetto sub-orizzontale poggia in discordanza angolare sui sottostanti terreni miocenici.

- At Marina del Marchese the Pianosa Formation, referred to middle-upper Pliocene and with a subhorizontal pattern, overlies by angular unconformity on the Miocene formations.



Fig. 61 - A Cala dei Turchi, il Pleistocene superiore, rappresentato da piccoli lembi discontinui di depositi di origine marina di circa un metro di spessore, poggia in discordanza angolare sui depositi della Formazione di Pianosa.

- At Cala dei Turchi, the upper Pleistocene, represented by small discontinuous outcrops of marine deposits 1 m thick, overlies by angular unconformity on the Pianosa Formation.

volte, da tracce di organismi litodomi. A Cala dei Turchi i fori di litodomi sono stati rinvenuti sino alla quota di circa 7 m s.l.m. (fig. 63a, b).

I depositi quaternari continentali, che ricoprono localmente la “panchina tirreniana”, affiorano nel fondo di piccole calette e sulle spianate di erosione. Essi sono costituiti da sabbie fini di colore rosso, più raramente giallastro, spesso sottilmente stratificate e a luoghi litificate; alla loro base è spesso presente una breccia o, a volte, un paleosuolo.

La genesi delle sabbie è probabilmente eolica: la deposizione è avvenuta verosimilmente in un periodo del Pleistocene superiore caratterizzato da un clima freddo ed arido, tipico dell'ultimo glaciale, con il livello marino sensibilmente inferiore a quello attuale.

All'interno delle depressioni di origine carsica, situate nella parte centro-meridionale dell'isola, sono presenti coltri eluviali costituite da clasti calcarei a spigoli vivi, immersi in abbondante matrice sabbioso-argillosa rossastra e inter-

pretati come prodotti residuali dell'attività carsica che ha interessato il substrato pliocenico di natura carbonatica.



Fig. 62 - Esemplare di *Strombus bubonius* rinvenuto nel terrazzo marino alle spalle di Cala S. Giovanni.

- Specimen of *Strombus bubonius* found in the marine terrace located behind of Cala S. Giovanni.



a

b



Fig. 63 - a) Nella falesia presente a Cala dei Turchi sono stati rinvenuti fori di litodomi sino alla quota di circa 7 m s.l.m; b) Particolare della figura 63a.

- a) At Cala dei Turchi the cliff rock is affected by lithodomus holes up to an elevation of 7 m a.s.l.; b) detail of the figure 63a.

5.4.2. - Geomorfologia

L'Isola di Pianosa si presenta come un tavolo di forma sub-triagonale, leggermente basculato verso oriente, la cui apparente omogeneità topografica è interrotta da alcune depressioni endoreiche di forma sub-ellittica e da alcune modeste sporgenze rocciose che si elevano di pochi metri dal piano campagna.

È possibile notare una netta differenza tra la parte occidentale e quella orientale dell'isola. La prima presenta coste ripide a falesia, un andamento piuttosto uniforme, ed è caratterizzata da una profonda ed ampia insenatura, il Golfo della Botte, con la concavità rivolta verso nord-ovest, coincidente con la direzione del vento dominante, il maestrale. Le falesie, alte circa 10-20 metri, hanno pareti pressoché verticali (fig. 64).



Fig. 64 - Nel Golfo della Botte le falesie attive, alte circa 20 metri, hanno pareti pressoché verticali ed alla base un solco di battente in formazione.
- The active marine cliff, high up to 20 m, are vertical and with a forming wave cut notch at their bottom: an example from Golfo della Botte.

La parte orientale dell'isola mostra coste meno ripide, degradanti verso est, con un andamento frastagliato ed articolato dovuto dalla presenza di piccoli promontori rocciosi, baie e scogli isolati. L'unico tratto di costa bassa pianeggiante è compreso tra il Promontorio del Teglia ed i Bagni di Agrippa.

Questo differente contesto geomorfologico tra le due parti dell'isola è strettamente legato all'assetto geologico-strutturale. Infatti, nel lato occidentale affiorano alla base della falesia, i terreni miocenici, facilmente erodibili; nel lato orientale sono invece presenti soltanto i litotipi calcarenitici organogeni pliocenici, meno erodibili dei precedenti.

L'agente morfogenetico che ha maggiormente contribuito alla conformazione dell'attuale paesaggio è indubbiamente quello costiero. La sua azione si manifesta con caratteristiche forme legate alla dinamica del moto ondoso quali falesie, piattaforme d'abrasione, marmitte d'erosione, sol-

chi di battente, scogli isolati, promontori rocciosi, archi e piccole cale.

La parte occidentale dell'isola, tra Punta del Pulpito e Punta Libeccio, quella meridionale nei pressi di Punta Brigantina e quella settentrionale, tra la Punta del Grottone e la Punta del Marchese, sono interessate da coste ripide a falesia con pareti pressoché verticali, a volte aggettanti, in alcuni tratti con altezza anche superiore ai 25 m s.l.m.

Data la conformazione dell'isola, la dinamica gravitativa è limitata alla degradazione delle falesie per successivi crolli e ribaltamenti, innescati dallo scalzamento alla base da parte del moto ondoso, oltre che dall'azione disgregatrice delle radici e dalla dissoluzione chimica lungo le fratture.

Lungo il Golfo della Botte ed a cala la Ruta è presente un tipo di falesia caratterizzato dalla presenza costante, alla sua base, di estesi accumuli detritici a grossi blocchi messi in posto per successivi fenomeni di crollo e di ribaltamento (fig. 65), a seguito dello scalzamento al piede della



Fig. 65 - Falesia, con pareti verticali, caratterizzata dalla presenza di estesi accumuli detritici a grossi blocchi messi in posto per successivi fenomeni di crollo e di ribaltamento.

- Vertical marine cliff with huge blocks generated by successive falls and topplings.

ripa rocciosa. Le grandi dimensioni dei massi e l'enorme volume complessivo degli accumuli frantati, ancora in posto e a volte completamente inerbiti da una fitta macchia ed alberi ad alto fusto, testimoniano il rapido e intenso smantellamento ed arretramento di questo tratto di costa, probabilmente avvenuto in un periodo di tempo quando il livello del mare era più alto dell'attuale, durante l'ultimo interglaciale.

Significativa è stata l'azione del processo carsico come documentato da caratteristiche micro e macro-forme epigee di dissoluzione quali solchi, scannellature (fig. 66), vaschette, docce e depressioni a contorno irregolare. Sull'isola sono presenti molte forme ipogee come condotte (fig. 67), sifoni, grotte (fig. 68), a volte contraddistinte dalla presenza di concrezioni e accumuli di crollo.

Di particolare interesse sono le forme di erosione derivanti dall'azione combinata dell'alterazione meteorica, della dissoluzione carsica, dell'attività biologica e della corrosione eolica.

Per quanto concerne l'attività antropica è da

notare che il paesaggio è caratterizzato dalla presenza di un'enorme quantità di muri, costruiti a "secco" ed a "sacco" con lo scopo di svolgere una importantissima azione frangivento, isolando campi e poderi, rendendo così possibile lo sviluppo dell'attività agricola. Sull'isola si rinvencono, un po' dovunque, numerosi accumuli di massi, alcuni di dimensioni ragguardevoli, frutto della "disodazione" dei campi. Questi ammassi, quando inerbiti, si integrano con il paesaggio interrompendone la apparente monotonia pianeggiante.

Negli anni novanta è stato costruito un imponente muro in cemento armato, alto diversi metri, che interessa la costa orientale dell'isola da cala San Giovanni ai Bagni di Agrippa, per una lunghezza complessiva superiore al chilometro (fig. 69). Questa struttura, oltre che a deturpare irrimediabilmente il paesaggio, arreca gravi danni all'ambiente circostante perché la sua presenza, a diretto contatto con i sedimenti sabbiosi della spiaggia di cala Giovanna, altera il normale sviluppo dei processi morfogenetici.



Fig. 66 - Micro-forme epigee di dissoluzione carsica. - *Epigean karst micro-landforms*.



Fig. 67 - Apertura di cavità ipogea a prevalente sviluppo orizzontale. - *Hypogean karst cave with horizontal development.*



Fig. 68 - Le grotte di origine carsica sono molto diffuse sull'Isola di Pianosa; al loro interno si rinvencono caratteristici depositi concrezionali.
- Karst caves are widespread on the Pianosa Island: inside speleothems are typical features.



Fig. 69 - Un imponente muro in cemento armato, alto diversi metri e con lunghezza superiore al chilometro, realizzato negli anni novanta, è presente lungo la costa orientale dell'Isola di Pianosa.
- Reinforced concrete wall, several meters high and more than 1 km long, has been built up in the nineties along the eastern coast of Pianosa Island.



Fig. 70 - Grandi cristalli di feldspato alcalino: l'asse maggiore di alcuni raggiunge i 10 cm di lunghezza.
- *Huge alkali feldspar crystal: the major axis of some of them reaches a length of 10 cm.*

5.5. - ISOLA DI MONTECRISTO

5.5.1. - *Aspetto orografico, rete idrografica e inquadramento geologico*

L'Isola di Montecristo ha un'estensione areale di circa 1.040 ettari, il suo sviluppo costiero è di circa 16 km; è caratterizzata totalmente da rilievi aspri, con forti pendenze, raggiungendo la sua quota più elevata con i 645 m del Monte della Fortezza. L'isola è praticamente disabitata se si fa eccezione per la presenza di un presidio del Corpo Forestale dello Stato.

Dal punto di vista geologico essa è completamente costituita da un corpo magmatico intrusivo. Si tratta di un monzogranito di circa 7,5 Ma, (Tortoniano superiore, FERRARA & TONARINI, 1985), nel quale spesso spiccano grossi cristalli di feldspato alcalino, alcuni con asse maggiore sino a 10 cm (fig. 70). Il complesso granitico, inoltre, è spesso attraversato da filoni aplitici. Piccoli lembi di rocce ofiolitiche e di scisti, in affioramenti di estensione metrica, si rinvengono sul lato nord-occidentale dell'isola. Tutte queste litologie sono state raggruppate, secondo quanto previsto dalle linee guida edite dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994), sotto un unico litotipo (rocce intrusive), che rende il substrato monocromatico sulla carta geomorfologica.

5.5.2. - *Geomorfologia*

Il substrato monzogranitico dell'Isola di Montecristo è fortemente interessato da un'intensa fratturazione che, per rendere leggibile la carta, non è stata riportata in dettaglio, ma che ha influenzato l'azione degli agenti esogeni e lo sviluppo delle relative morfologie. In particolare, le fratture sono talora molto ravvicinate, favorendo il modellamento di affilate creste in roccia, allungate nella medesima direzione dei sistemi principali di fratturazione. Dove questi sistemi si intersecano, si sono sviluppati alcuni picchi rocciosi, che caratterizzano la morfologia delle parti più elevate dell'isola (Monte della Fortezza e Punta dei Lecci).

A causa delle elevate acclività, i versanti sono soggetti ad intenso modellamento gravitativo. La maggior parte delle forme presenti sono dovute a processi di degradazione. Creste rocciose, comunemente trasversali rispetto all'andamento delle fratture, e picchi isolati sono osservabili lungo i versanti e alla sommità dei rilievi.

Frequentemente si osservano scarpate di degradazione sotto le quali sono presenti canali in roccia, che durante gli eventi meteorici principali sono interessati da scariche di detrito. Grandi orli

di scarpata di degradazione si osservano sul versante settentrionale e al piede di alcune di esse si rinvengono accumuli detritici di alcuni metri di spessore. Questi accumuli a volte sono costituiti da blocchi di grandi dimensioni e localmente sono stabilizzati da vegetazione arbustiva (fig. 71). Coni detritici di piccole dimensioni, anch'essi vegetati, sono presenti presso Cala dello Scirocco e Cala della Fortezza.

I corsi d'acqua dell'isola sono di ridotte dimensioni e a carattere torrentizio (fig. 72). Gli unici due corsi perenni sono quelli che drenano verso Cala Maestra, Cala S. Maria e Cala della Fortezza, poiché a monte sono ubicate alcune risorgive di acqua dolce legate alla presenza di sistemi di fratture. Il corso d'acqua di Cala Maestra, nel tratto subito a monte e a valle degli edifici del Corpo Forestale dello Stato e della Villa Reale, è caratterizzato dalla presenza di depositi alluvionali molto grossolani, con granulometria variabile dalle ghiaie ai blocchi con volumi anche dell'ordine del metro cubo (fig. 73).

Tali depositi, incisi profondamente dal corso d'acqua attuale, si sono messi in posto attraverso una serie di eventi alluvionali successivi; essi conservano una morfologia articolata in cui si possono riconoscere i lobi messi in posto per meccanismi di *debris flow* (fig. 74). Nel 1989, durante un evento alluvionale, il torrente ha distrutto il ponticello che permetteva di raggiungere con gli automezzi le abitazioni.

Inoltre, il trasporto e la deposizione di grandi blocchi ha provocato localmente la deviazione del torrente. Lo stesso evento ha causato la distruzione del pontile di attracco a mare e ha provocato l'avanzamento della spiaggia di alcuni metri.

Sedimenti fluviali grossolani si trovano anche alle spalle di Cala Maestra, Cala Giunchitelli e Cala della Fortezza. A Cala dello Scirocco simili depositi sono stati messi in posto recentemente e sono solo parzialmente colonizzati dalla vegetazione (fig. 75). La forma delle vallecole è generalmente a "V" a causa dell'elevata acclività dei versanti e il letto della maggior parte degli impluvi è in roccia. Sono presenti anche numerosi solchi da ruscellamento concentrato in roccia, incisi fino ad una profondità di 1,5 m dal piano campagna.

L'Isola di Montecristo presenta coste molto alte e frastagliate. Falesie con altezze che raggiungono i 50 metri sono presenti prevalentemente sul lato orientale e meridionale dell'isola. Gli unici tratti di costa bassa si trovano in corrispondenza delle insenature e sono costituiti generalmente da depositi molto grossolani e blocchi.

Presso la Cala Maestra, unico approdo dell'isola, è presente una spiaggia ciottoloso-sabbiosa formatasi in seguito al già citato evento alluvionale del 1989 (fig. 76).

Due piccoli lembi di superfici erosive orizzontali sono osservabili a nord del Calone e a Cala del Santo: rappresentano le uniche testimonianze di terrazzamento di probabile abrasione marina. Lungo tutta la costa sono, inoltre, visibili numerose grotte che si aprono in corrispondenza di fratture e scogli emersi. Un solco di

abrasione al livello del mare è presente sul lato sud di Cala dello Scirocco.

Infine, sculture alveolari, tafoni (fig. 77) e cataste di blocchi sono comuni sulle ripide pareti rocciose che caratterizzano i tratti costieri, costituendo una peculiarità del paesaggio dell'isola. Localmente la degradazione superficiale del substrato lungo le principali superfici di foliazione e i principali *joints* dà luogo a caratteristici accumuli di blocchi (*tor*). La loro distribuzione sembra indipendente dall'esposizione dei versanti.



Fig. 71 - Estesi accumuli detritici costituiti da blocchi sferoidali di grandi dimensioni, localmente stabilizzati da vegetazione arbustiva.
- *Wide amount of large size spheroidal blocks, locally stabilized by vegetation.*

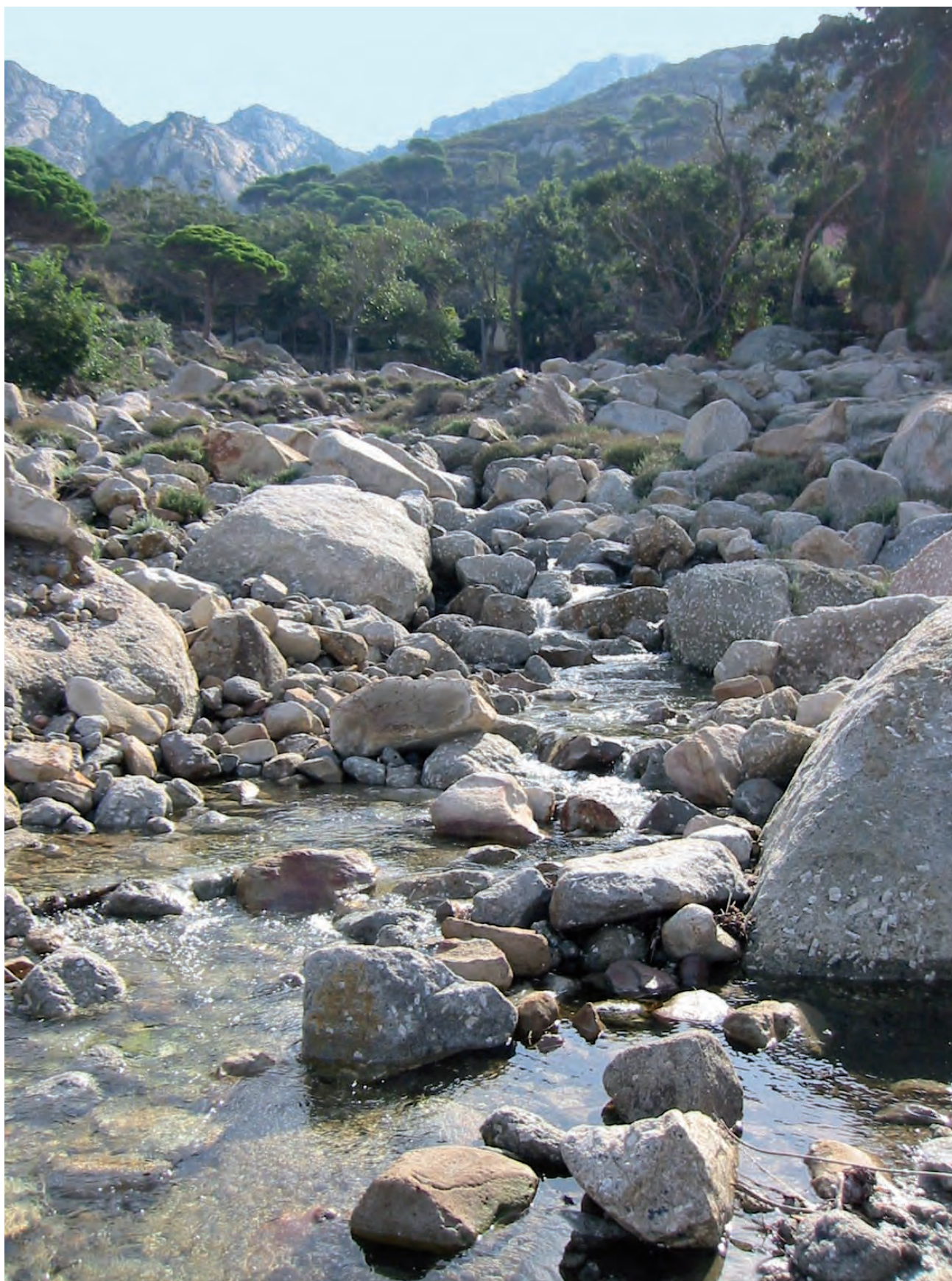


Fig. 72 - Isola di Montecristo. Corsi d'acqua di ridotte dimensioni con tipico regime torrentizio.
- *Short ephemeral streams in Montecristo Island.*



Fig. 73 - Depositi alluvionali grossolani, arrotondati, con granulometria variabile dalle ghiaie ai grossi blocchi, presenti lungo il torrente di Cala Maestra, nei pressi dell'edificio del Corpo Forestale dello Stato e della Villa Reale.
- Coarse, well rounded clasts of fluvial deposits with a granulometry ranging between gravel and huge blocks, located in the stream of Cala Maestra, close to Corpo Forestale dello Stato building and to Villa Reale.



Fig. 74 - Tipico deposito messo in posto attraverso una serie di eventi successivi per meccanismi di *debris flow*.
- Typical *debris flow* deposit composed by several successive flows.



Fig. 75 - A Cala dello Scirocco recenti depositi di *debris flow* arrivano sino al mare e sono solo parzialmente colonizzati dalla vegetazione.
 - At Cala dello Scirocco the recent debris flow deposits, that reach the sea, are just partially vegetated.



Fig. 76 - Vista panoramica di Cala Maestra, unico approdo esistente dell'isola. Si possono notare le uniche strutture antropiche presenti e la spiaggia costituita da sabbia grossolana e ciottoli.
 - Panoramic view of Cala Maestra, the only landing place of the island, where there are the only buildings. The beach is made of coarse sand and pebbles.



Fig. 77 - Tafoni e sculture alveolari sono molto diffusi sull'isola. - *Tafoni and honeycomb sculptures are widespread all over the island.*

5.6. - ISOLA DI GIANNUTRI

5.6.1. - *Assetto orografico, rete idrografica e inquadramento geologico*

L'Isola di Giannutri, con un'estensione di circa 262 ettari, ha una forma ad anfiteatro (fig. 78), con tre culminazioni topografiche. A sud, il Poggio di Capel Rosso, che raggiunge la quota massima di 89 m s.l.m., è collegato da un tratto di terra bassa a Monte Mario (79 m) a nord-ovest (figg. 79, 80) e a Poggio San Francesco o Cannone (68 m) a nord-est. In tale contesto di rilievi molto modesti, lo sviluppo dell'idrografia superficiale è molto ridotto.

L'Isola di Giannutri è contraddistinta da un'unica formazione affiorante, il Calcarea Caver-

noso triassico, lo stesso affiorante nel Promontorio del Franco nell'Isola del Giglio. Questa formazione è caratterizzata da una struttura anticlinale a vergenza occidentale ed è interessata da rare discontinuità, probabilmente fratture, organizzate secondo tre direzioni principali: NNO-SSE, N-S e NE-SO. Spesso le fratture sono riempite da calcite.

Tale litotipo è stato rappresentato sulla carta geomorfologica con il colore di fondo previsto per le rocce prevalentemente calcaree, come indicato dalle linee guida edite dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994).

5.6.2. - *Geomorfologia*

Sul lato orientale dell'isola, nei pressi di Cala dello Schiavo, le giaciture degli strati calcarei hanno



Fig. 78 - Immagine aerea raffigurante la caratteristica forma ad anfiteatro dell'isola di Giannutri (tratta dal sito ufficiale del Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano <http://www.islepark.it/>).

- Air view of the typical amphitheatre shape of the Giannutri Island (downloaded from the official web site of the National Park of the Tuscan Archipelago <http://www.islepark.it/>).

condizionato la formazione di una superficie strutturale, che costituisce un caso isolato nel contesto morfostrutturale dell'isola.

Come precedentemente scritto, le quote non superano gli 89 m di Poggio Capel Rosso, e pertanto il paesaggio risulta abbastanza dolce nelle forme e privo di particolari dislivelli o scarpate, sia nelle limitate aree interne, sia nell'area costiera. I versanti si presentano in genere poco ripidi e gradualmente degradano verso il mare senza dar luogo a particolari scarpate.

Lungo la costa sono presenti limitate (per estensione e varietà) forme di origine marina che essenzialmente consistono in: a) brevi tratti di fallesia, con altezza media di circa 10 m; b) superfici di abrasione marina attive in corrispondenza di Cala dello Spalmatoio e piattaforme inattive a circa 15 m di quota (fig. 81), e meno evidenti, alla quota di 25-30 m, 40-45 m e a 50-60 m. Inoltre, lungo la costa si rinvencono scogli isolati e alcune grotte.

Queste ultime, in alcuni casi di chiara origine carsica, sono attualmente sottoposte alla dinamica marina. Talvolta, quando si verifica il crollo della volta, la forma risultante è quella di un piccolo anfiteatro costiero (fig. 82), il cui settore centrale ospita il materiale crollato.

L'azione del carsismo si manifesta con morfotipi di erosione epigea quali doline dalla forma circolare, spesso obliterate dalla vegetazione.

Praticamente assenti, data la forma pianeggiante e l'estensione areale limitata dell'isola, sono i morfotipi connessi all'azione fluvio-denudazionale e alla gravità sui versanti, ad eccezione di accenni di vallecicole a conca e di rare scarpate di degradazione presso la costa. Anche le forme di accumulo costituite da materiali detritici sono state rilevate molto raramente. Tuttavia, l'azione della degradazione meteorica ha favorito l'accumularsi dei prodotti dell'alterazione, i quali danno luogo a coltri di tipo indifferenziato, soprattutto a granulo-



Fig. 79 - Vista del Poggio di Capel Rosso, che raggiungendo gli 89 m s.l.m., rappresenta la massima culminazione topografica. In primo piano è visibile l'eliporto, impostato su coltri esigue di materiali risultanti dall'alterazione meteorica.
 - Panoramic view of Poggio di Capel Rosso, that reaching an elevation of 89 m a.s.l. is the highest relief. In foreground there is the heliport, built on a thin weathering mantle.



Fig. 80 - Monte Mario (79 m s.l.m.), uno dei maggiori rilievi dell'isola. - Monte Mario (79 m a.l.m.) is one of the main relief of the island.



Fig. 81 - Piattaforma di abrasione marina inattiva a circa 15 m s.l.m. di quota in località Punta S. Francesco.
- *Punta S. Francesco. Inactive abrasion marine terrace at an elevation of 15 m a.s.l.*



Fig. 82 - Relitto di grotta carsica, la cui volta è stata fatta crollare dalla dinamica del moto ondoso, presso Cala dello Spalmatoio.
- *At Cala dello Spalmatoio, there is a relict of a karst cave, whose ceiling fell down because of wave erosion.*

metria fine, del tipo “terre rosse” (fig. 79).

Tali coltri affiorano in aree di modesta estensione, ma sono diffuse lungo le porzioni interne dell'isola.

Infine, sulla sommità del Poggio San Francesco, alla quota di circa 68 m s.l.m., è presente una superficie suborizzontale relitta, probabilmente di genesi complessa.

Ad eccezione dei resti di una villa romana, gli insediamenti antropici sono limitati alla costa di Cala dello Spalmatoio e di Cala Maestra e alla presenza di un eliporto. Questo è stato costruito su una coltre di materiali di alterazione (fig. 79).

6. - BANCA DATI E CARTOGRAFIA DIGITALE (a cura di C. Cipolloni)

In un'ottica moderna in cui si è sempre più attenti al dato e alla sua qualità, l'uso dei sistemi informativi geografici diviene indispensabile. Di qui l'esigenza all'interno del progetto di “Carta Geomorfologia dell'Arcipelago Toscano” di realizzare una banca dati. Tale progetto aveva il compito, oltre che di redigere la carta geomorfologica di dettaglio delle isole (1:5.000/1:10.000/1:25.000), di testare e valutare criticamente l'applicabilità delle Linee Guida per la realizzazione della Carta Geomorfologica alla scala 1:50.000 (1994), anche tramite l'impiego di strumenti digitali. In tale ambito, si è inoltre voluto sperimentare la realizzazione della cartografia direttamente a partire da una banca dati informatizzata che, con opportune procedure semi-automatizzate, arrivasse alla produzione della rappresentazione associata.

La banca dati è stata desunta dalle informazioni cartografiche e dalle note illustrative redatte dai singoli rilevatori, componendo le informazioni in campi numerici, alfanumerici e/o descrittivi, così come previsto dal modello fisico concettuale elaborato (CIPOLLONI *et alii*, 2008). Tale modello dei dati ha scomposto le informazioni, relative alle forme, in campi alfanumerici, ricavabili direttamente dalla codifica dei morfotipi dettata dalle linee guida. Questa scomposizione degli agenti morfogenetici in processi primari e secondari ha poi permesso di riconoscere ed eventualmente modificare le simbologie delle forme poligenetiche. Viceversa la rappresentazione cartografica ha richiesto una notevole mole di lavoro per definire una libreria di simboli da associare ai codici, al fine della realizzazione della carta geomorfologica, e una lunga opera di analisi e revisione di alcune simbologie (colore, forma, grandezza), al fine di ottenere la miglior veste grafica in modo diretto dalla banca dati.

6.1. - MODELLO BANCA DATI

La banca dati prevede la suddivisione dell'informazione geomorfologica in vari strati informativi, tenendo conto, sia della diversa tipologia geometrica delle forme da rappresentare, sia della possibilità di visualizzare singolarmente, o contemporaneamente, diversi strati, talora sovrapposti.

Il modello concettuale dei dati in parte è stato realizzato pensando alla cartografia geomorfologica dell'arcipelago, ed in parte considerando le esigenze di analisi e rappresentazione di alcuni fenomeni interconnessi con la pericolosità geomorfologica.

Si è, quindi, proceduto a digitalizzare le forme superficiali in primitive geometrie (punti, linee e poligoni) a partire dai supporti *raster* acquisiti dagli originali d'autore, identificando per ognuna delle geometrie i seguenti strati informativi: forme antropiche, forme ed elementi geologici, forme dovute ai vari processi morfogenetici di tipo naturale. Quest'ultimo strato informativo, in una successiva analisi del modello fisico dei dati, è stato poi modificato, separando in due strati, le informazioni: forme dovute ai processi gravitativi e forme dovute ad altra genesi naturale.

Nel corso della realizzazione della banca dati è emersa l'esigenza di integrare nel codice identificativo dell'oggetto “forma geomorfologica”, quando previsto dalle linee guida, anche il possibile stato di attività.

Un campo contemplato in parte dalle linee guida, ma che è risultato indispensabile inserire nella banca dati, è quello relativo all'orientazione delle forme areali e puntuali (poligoni e punti); tale orientazione non trova diretta corrispondenza nelle forme lineari che, comunque, presentano un'orientazione associata al verso di digitalizzazione. L'informazione relativa all'orientazione delle forme è stata desunta in parte dalla lettura diretta sull'originale d'autore e in parte dall'analisi integrata del modello dell'esposizione dei versanti, ottenuto dal modello digitale di terreno (DTM).

L'integrazione del campo orientazione e del codice di attività, ha inoltre facilitato, nella fase di allestimento della stampa, la produzione e la gestione della legenda relativa alla cartografia digitale, realizzata e allegata nel volume come CD-Rom consultabile. Ancora, nella banca dati sono stati inseriti i campi necessari alla descrizione sintetica e completa della singola forma e della sua genesi. Non meno importante, soprattutto per la definizione temporale di alcuni fenomeni gravitativi verificatisi di recente nell'Elba occidentale, è stato il campo “data evento” relativo all'anno di attivazione dell'evento franoso, utilizzato successiva-

mente anche come etichetta descrittiva in prossimità della forma rappresentata sulla cartografia.

Di complessa realizzazione sono state l'informazione e la veste grafica associata ai conoidi, forme piuttosto irregolari e casuali nel loro andamento plano-altimetrico.

Pertanto, per la rappresentazione delle linee di flusso del deposito, si è dovuti ricorrere alla realizzazione grafica di oggetti geografici indipendenti, rappresentativi delle singole linee di flusso; tali oggetti geometrici poligonalari, però, non hanno un'informazione associata. Inoltre allo scopo di fornire un'informazione più completa, agli aspetti morfologici del conoide è stata associata, mediante apposita simbologia, la caratteristica granulometrica prevalente del deposito.

La banca dati è composta di sette insiemi di dati (*Features Dataset*), ciascuno corrispondente alle sette isole cartografate. All'interno di questi è contenuto un numero variabile di strati informativi vettoriali, da un minimo di quattro per l'Isola di Pianosa (elementi geologici poligonalari, forme geomorfologiche poligonalari, lineari e puntuali) a un massimo di sette per l'Isola d'Elba (elementi geologici poligonalari e lineari, forme geomorfologiche poligonalari, lineari e puntuali e forme antropiche poligonalari e lineari). Il pacchetto d'informazioni della banca dati si compone, poi, del dato *raster* relativo alla base topografica in scala 1:10.000 (fornito dalla Regione Toscana), del reticolo idrografico vettoriale e del modello digitale di terreno alla risoluzione di 10 metri per pixel.

In ragione della disponibilità del DEM con una cella di risoluzione di 10 metri è stato possibile ricostruire e omogeneizzare alcune informazioni, di incerta o anomala collocazione, in particolare è stato filtrato il dato delle superfici spianate, accreditando le superfici di incerta o complessa genesi segnalate dai rilevatori e poste al di sotto della quota di massimo riconoscimento dei terrazzi marini come possibili superfici di abrasione.

La banca dati, così realizzata, risulta composta da oltre 9.000 elementi geometrici per la sola Isola d'Elba e da un totale di oltre 13.000 elementi per l'intero Arcipelago Toscano.

7. - ANALISI CRITICA DELLA LEGENDA

Alla fine del lavoro svolto, è stata effettuata un'analisi critica delle "Linee guida al rilevamento" edite dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) per la compilazione della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000. In particolare, in base alle considerazioni dei rilevatori e alle discussioni che sono sorte in seno al Comitato Scientifico al

termine delle attività di rilevamento e di informazione, è nata la necessità di un aggiornamento delle suddette linee guida.

L'uso della simbologia prevista dalle linee guida ha incontrato alcune difficoltà. Esse, infatti, sono state concepite per la cartografia alla scala 1:50.000 del progetto CARG, mentre per il rilevamento e per la rappresentazione delle isole dell'Arcipelago Toscano sono state utilizzate scale di maggiore dettaglio. Inoltre, sono emersi problemi nel descrivere alcune forme non previste nella simbologia delle linee guida e alcuni fenomeni complessi non facilmente riconducibili alle semplici classi proposte. Per tali motivi sono stati introdotti:

- tre nuovi simboli puntuali: il picco roccioso isolato (VG) dovuto all'attività di fenomeni gravitativi e quello relitto (SR) di genesi complessa, la sella ad influenza strutturale (SV) e quella dovuta al dilavamento (FD);

- un nuovo simbolo lineare, relativo alla cresta di genesi complessa;

- un nuovo modello rappresentativo dei conoidi alluvionali, inserendo le campiture in modo del tutto simile a quelle dei depositi alluvionali, al fine di fornire un'informazione riguardo la natura del deposito;

- un simbolo lineare per perimetrare le piane costiere, utile per la ricostruzione degli ambienti deposizionali.

Infine, dopo un'ampia discussione, il gruppo di lavoro ha ritenuto che le colate rapide di detrito e di fango (*debris flow*, *mud flow*) abbiano un'errata collocazione nella rappresentazione iconografica delle linee guida. Infatti, tali forme sono inserite tra i processi fluvio-denudazionali e di dilavamento essendo attivate da eventi pluviometrici critici, ma sono molto più vicine, per la dinamica di trasporto e di messa in posto, ai processi gravitativi. Per tale motivo questi elementi geomorfologici sono stati rappresentati nella cartografia dell'Arcipelago Toscano con i colori delle forme di versante dovute alla gravità e si propone di introdurre la stessa modifica nelle linee guida. Tale modifica ha un riscontro pratico molto importante: infatti, nel caso in cui la carta sia consultata ai fini della gestione del territorio, una colorazione simile ai processi gravitativi evidenzia bene la pericolosità di tali fenomeni per la popolazione e le infrastrutture.

8. - SINTESI FINALE

La realizzazione di una cartografia geomorfologica di dettaglio estesa alle sette isole principali che formano l'Arcipelago Toscano, rappresenta un evento di indubbia novità, in quanto va ad inte-

grare il quadro delle conoscenze di un'area abbastanza studiata dal punto di vista geologico, ma quasi del tutto sconosciuta sotto l'aspetto geomorfologico.

Queste isole, disseminate nel Mar Tirreno tra la costa toscana e quella corsa, sono caratterizzate da un bilancio idrico-climatico medio variabile, secondo la classificazione di THORNTHWAITE & MATHER (1957), da subarido (C_1) a semiarido (D); solo nel versante settentrionale del M. Capanne (stazione di Poggio Elba) il tipo climatico non va oltre il subumido (C_2). Specialmente in estate, salvo che in alcune aree molto ristrette e durante eventi pluviometrici rari o eccezionali, la disponibilità di acqua nel suolo è molto limitata e, per conseguenza, i deflussi, soprattutto quelli superficiali, sono assenti o di scarsissima entità.

A uno sguardo d'insieme le isole dell'arcipelago, ad esclusione di Pianosa e di Giannutri, sono caratterizzate da un'orografia abbastanza vivace e di solito accidentata, frutto di un'intensa morfoselezione da parte dei processi esogeni, che hanno scolpito il substrato roccioso, costituito da un'estrema varietà di litotipi, spesso contraddistinti da un complesso assetto tettonico-strutturale. Tale assetto, non solo determina l'orientazione preferenziale degli elementi morfologici principali, ma indirizza anche l'azione degli agenti geomorfici prevalenti. Prendono corpo, in questo modo, le ampie e numerose superfici strutturali che caratterizzano interi settori dei versanti del M. Capanne, nell'Elba occidentale, le scarpate strutturali e gli *hogback* presenti alla sommità della dorsale M. Castello-M. Mar di Capanna e del M. Orello, nell'Elba centro-orientale, e i versanti di faglia, spesso contraddistinti da faccette triangolari e trapezoidali, nell'Elba nord-orientale.

Sulle isole dell'arcipelago predominano le forme d'erosione rispetto a quelle di deposizione. Tra le prime, lungo tutto il perimetro costiero, prevalgono i morfotipi marini, che danno un'impronta peculiare al paesaggio litoraneo di queste isole.

Ne sono un suggestivo esempio le falesie, che con valori di altezza variabili da circa 10 m a più di 100 m bordano, alla stregua di inaccessibili bastioni, la gran parte delle isole dell'arcipelago. La loro apparente stabilità è, comunque, continuamente minata alla base dall'intensa dinamica marina, che inesorabilmente ne sta provocando il loro arretramento per successivi fenomeni gravitativi. La retrogressione delle falesie è testimoniata dalla presenza di numerosi scogli emersi e semisommersi, di isolotti, di faraglioni e di innumerevoli massi accumulati alla base delle pareti rocciose costiere. Questi accumuli gravitativi in genere sono provocati da frane di crollo, di ribaltamento e da

scorrimenti di blocchi e di cunei rocciosi lungo piani di discontinuità preesistenti.

Ad eccezione delle attuali spianate di abrasione marina, quelle di età più antica sono molto scarse e spesso d'incerta attribuzione genetica e cronologica per l'assenza di depositi marini o di altri elementi diagnostici certi. Appartengono a questa categoria i piccoli lembi rinvenuti a quote diverse nell'Isola d'Elba (area di Fetovaia, S. Andrea, Marciana Marina, e settore NE del Promontorio di Punta Calamita), nell'Isola del Giglio (15-20 m di quota sulla costa orientale; 25-30 m, 45-50 m e 90 m sulla costa occidentale), a Gorgona (45 e 80 m di quota s.l.m.), a Capraia (15, 25 e 50 m di quota s.l.m. in prossimità di Punta del Fanale e di Cala dello Zurletto), a Montecristo (a nord del Calone e a Cala del Santo) e a Giannutri (15, 25-30, 40-45 e 50-60 m di quota s.l.m.). Di indubbia origine marina sono, invece, le spianate di abrasione identificate nell'Isola di Pianosa nei seguenti tre intervalli di quota: 2-4 m, 7-9 m e 22-25 m s.l.m. Dei tre ordini individuati, il più basso è costellato da lembi di "panchina" tirreniana, con tipiche faune senegalesi.

Questi depositi, in cui spicca la presenza dello *Strombus bubonius*, rappresentano gli unici sedimenti marini di sicura età Tirreniana finora documentati nelle principali isole dell'Arcipelago Toscano. Lembi di "panchina" marina di incerta attribuzione cronologica sono stati, comunque, segnalati in letteratura anche all'Isola del Giglio. In ogni modo, la rarità dei sedimenti marini tirreniani si accompagna alla pressoché totale mancanza, nelle altre cinque isole, di sedimenti neogenici e quaternari marini.

Dove la continuità delle coste alte a falesia è interrotta, si aprono delle baie o dei veri e propri golfi, che ospitano delle spiagge sabbiose o ghiaiose, in genere di limitata larghezza (poche decine di metri), ma che in alcuni casi possono raggiungere lunghezze di un certo rilievo, come avviene nelle località balneari dell'Isola d'Elba di Marina di Campo (circa 1,5 km), di Procchio (circa 1 km), di Lacona (circa 1 km), della Spiaggia del Mergidore (circa 0,7 km) e di Magazzini-Schiopparello (circa 2 km). In queste località, le zone di retrospiaggia sono frequentemente interessate da cordoni dunari olocenici, attualmente stabilizzati dalla vegetazione e intensamente antropizzati.

Le aree di retrocordone erano spesso occupate da antiche lagune costiere che, come nel caso di Magazzini-Schiopparello si estendevano verso l'entroterra per circa 1 km. Molto probabilmente a Portoferraio, in corrispondenza di queste lagune, sono state realizzate delle antiche saline, oggi quasi del tutto scomparse.

Testimonianza di più antichi depositi dunari sono le quarzo-areniti bioclastiche affioranti in più punti dell'Elba (Cavo, Cala Mandriola, Cala Cancherelli, Viticcio, Scaglieri, Biodola, Capo Stella, tra la Punta di Zuccale e la Cala dell'Innamorata, a est di Capoliveri e nella Valle di Lazzaro), nell'Isola di Pianosa e molto probabilmente anche nell'Isola del Giglio. Si tratta di eolianiti formati nel corso di periodi di basso stazionamento del livello marino, avvenuti durante i due stadi freddi dell'ultimo glaciale (MIS 4 e 2).

Spostandoci verso l'entroterra, ai processi di tipo marino-costiero ed eolico, subentrano quelli fluvio-denudazionali, quelli di alterazione meteorica e, nel caso di Pianosa e Giannutri, anche quelli carsici. I processi gravitativi, invece, oltre ad operare lungo i versanti della fascia costiera, dove agiscono in stretta connessione con il modellamento marino, si manifestano con varie tipologie di forme d'erosione e d'accumulo anche sui versanti interni.

Se i processi marini hanno conferito una forte connotazione al paesaggio costiero delle isole dell'arcipelago, quelli fluvio-denudazionali, ad eccezione di Pianosa e Giannutri, ne hanno caratterizzato le zone interne, dando luogo ad una serie di morfotipi prevalentemente erosivi, come valli fluviali, valleciole a "V" e a conca, solchi da ruscigliamento concentrato, forre, superfici soggette a dilavamento diffuso, creste più o meno affilate. Sia i solchi da ruscigliamento concentrato, sia le valleciole a "V" hanno in genere un percorso breve (non più di 3-4 km) un'elevata pendenza e un andamento spesso rettilineo. Molte di queste valleciole raggiungono direttamente il mare e in alcuni casi, in corrispondenza del loro sbocco sulla falesia, danno luogo a valli sospese.

Ad una rilevante presenza di morfotipi erosivi si contrappone una minore diffusione delle forme di accumulo di origine fluvio-denudazionale. Queste sono soprattutto rappresentate dalle pianure alluvionali e costiere debolmente inclinate che caratterizzano aree abbastanza limitate dell'Elba centro-orientale (Magazzini, Schiopparello, San Giovanni, Fosso della Valdana-Mola, San Martino, Lacona, Campo nell'Elba, Porto Azzurro). Più significativa risulta la presenza dei depositi di origine colluviale, che ammantano con spessori abbastanza elevati (in genere superiori al metro) il settore inferiore e medio dei versanti collinari. L'abbondanza di questi depositi è stata sicuramente favorita dalla intensa deforestazione e dai numerosi incendi che si sono susseguiti in queste isole e che hanno condotto all'instaurarsi di ripetute dinamiche di erosione accelerata del suolo e di dilavamento dei versanti.

Nel settore occidentale dell'Isola d'Elba (M.

Capanne), al Giglio e a Montecristo, la presenza di un substrato intrusivo di tipo granitico, peraltro intensamente fratturato, ha favorito i processi di alterazione meteorica, che hanno dato luogo a spettacolari forme d'erosione quali, cataste di blocchi (*tor*), sculture alveolari, tafoni, nonché a spesse coltri d'alterazione. Sculture alveolari e tafoni sono presenti anche a Gorgona e a Pianosa, mentre a Capraia sono state individuate aree a cataste di blocchi e sculture alveolari.

Il modellamento carsico, essendo legato all'esistenza di un substrato carbonatico, si manifesta solo nelle isole di Pianosa e Giannutri, mentre è scarsamente rappresentato nelle aree dell'Elba nord-orientale, dove affiorano litotipi calcarei meno carsogeni, come la formazione dei Calcari a Calpionella, costituita essenzialmente da calcilutiti silicee con rari interstrati argillitici.

La dinamica gravitativa è particolarmente evidente nei rilievi interni delle isole, caratterizzati da una significativa energia del rilievo. Essa è quindi assente nell'entroterra delle isole di Pianosa e Giannutri, data la loro conformazione pressoché pianeggiante.

I fenomeni gravitativi sono principalmente rappresentati da scarpate di degradazione, frane di crollo e scorrimento, rare risultano invece le frane di colamento. Non vanno inoltre trascurati gli accumuli detritici presenti alla base dei versanti, che in alcuni casi (Elba centrale e nord-orientale) sono organizzati in falde detritiche stratificate di considerevole spessore.

Tra le forme di origine gravitativa, sono stati inseriti anche i depositi di colata da trasporto in massa del tipo *debris flow*, i quali costituiscono in molti settori delle isole dell'Arcipelago Toscano (Isola d'Elba occidentale, Montecristo, Giglio e Capraia) le forme di accumulo più importanti dal punto di vista volumetrico. Fenomeni di questo tipo, manifestatisi anche in tempi recenti, come a Montecristo nel 1989 e nella valle di Pomonte (versante meridionale del M. Capanne) nel 1990, testimoniano l'elevato grado di rischio cui sono soggetti i centri abitati e le infrastrutture spesso concentrate proprio in concomitanza dello sbocco al mare delle valli.

Le isole dell'Arcipelago Toscano sono state sede di insediamenti antropici sin dai tempi preistorici. In tempi protostorici e storici lo sfruttamento minerario, come nel caso dell'Elba e del Giglio, congiuntamente con lo sfruttamento insediativo (agricoltura e pastorizia), ha portato a numerosi ed importanti cambiamenti dell'ambiente fisico e del paesaggio. A ciò si può sommare l'uso di alcune isole (Pianosa, Gorgona e Capraia), sin dalla fine dell'800, come colonie penali agricole o

come strutture carcerarie (Elba).

I terrazzamenti agricoli costituiscono, comunque, la principale espressione della morfogenesi antropica; a questi vanno aggiunte le forme e i depositi riguardanti l'attività estrattiva, le aree urbanizzate, le strutture penitenziarie, le opere connesse alla presenza delle colonie penali agricole (i muri divisorii e le barriere in cemento armato, i muretti frangivento in pietra per isolare campi e poderi, gli accumuli di massi frutto del dissodamento del terreno), gli interventi di sistemazione idraulica e le infrastrutture portuali.

Ringraziamenti

Si ringrazia l'Archivio Cartografico della Regione Toscana che ha fornito le basi topografiche (CTR) e le foto aeree dell'Isola d'Elba e delle sei isole minori dell'Arcipelago Toscano.

Un sentito ringraziamento va all'Amministrazione Penitenziaria di Gorgona e di Porto Azzurro, del Ministero della Giustizia, che hanno reso possibile l'accesso e la permanenza, ai vari ricercatori impegnati nel progetto, rispettivamente all'Isola di Gorgona e all'Isola di Pianosa.

Un particolare ringraziamento è rivolto al personale del Presidio di Polizia Penitenziaria dell'Isola di Pianosa per avere risolto i numerosi problemi logistici legati alla permanenza sull'isola dei vari ricercatori.

I sopralluoghi geologici sull'Isola di Montecristo sono stati effettuati grazie alla fattiva collaborazione e disponibilità dell'UTB di Follonica del Corpo Forestale dello Stato.

Si ringrazia inoltre l'Ente Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano per il rilascio delle autorizzazioni di accesso nelle aree protette.

Uno speciale ringraziamento va al dott. N. Gherarducci della Provincia di Livorno ed al dott. L. Nardella dell'Ente Parco Arcipelago Toscano per la loro disponibilità ed il valido apporto fornito nell'ambito dei diversi sopralluoghi geologici realizzati nelle fasi iniziali e finali del progetto.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A., BERTINI M., DEL BONO G.L., NAPPI G. & SALVATI L. (1970) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – Foglio 136 Toscana – Foglio 142 Civitavecchia*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli): pp. 141.
- BALDI P., BRANCA S., COLITELLI M., D'OREFICE M., GRACIOTTI R., MARSELLA M., MAUCERI R., MONTICELLI R., PAPASODARO F. & SIGNORETTO V. (2004) – *Geomorphological map of the Stromboli Island (Aeolian Arc, Italy)*. 32° International Geological Congress, Firenze.
- BARBERI F., BRANDI G.P., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI R., RICCI C.A., SQUARCI P., TAFI L. & TREVISAN L. (1967) – *Carta Geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000*. E.I.R.A., Firenze.
- BARBERI F., DALLAN L., BRANZINI M., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI G., SQUARCI P., TAFI L. & TREVISAN L. (1969) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – Foglio 126 Isola d'Elba*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli): pp. 41.
- BELLOTTI B., D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (1995) – *Saggio di rilevamento geomorfologico in Alta Valtellina (Vedretta de' Piazzzi): esempio di applicazione della normativa per la Carta Geomorfologica d'Italia in scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. d'It., **114**, Roma.
- BENCIVENGA M. (1990) – *La siccità in Italia nella stagione autunno-inverno 1988-1989*. In: (a cura di M. PINNA) *Le variazioni recenti del clima (1800-1990) e prospettive per il XX secolo*. Proceedings of the Italian Geographical Society Conference, 5-6 Aprile 1990. Mem. Soc. Geogr. It., **46**: 343-361.
- BORTOLOTTI V., FAZZUOLI M., PANDELI E., PRINCIPI G., BABBINI A. & CORTI S. (2001) – *Geology of Central and Eastern Elba Island, Italy*. Ofioliti, **26**(2): 97-150.
- BOSSIO A., CORNAMUSINI G., FERRANDINI J., FERRANDINI M., FORRESI L.M., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2000) – *L'evoluzione sedimentaria neogenica dell'area tirrenica settentrionale (Toscana Marittima, Isola di Pianosa, Bacino di Aléria)*. Atti del Congresso Environment et Identité en Méditerranée. Corte 13-15 Giugno 2000.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) – *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.
- CAPPONI G., CORTESOGNO L., CRESPINI L., GAGGERO L. & GIAMMARINO S. (1997) – *The promontorio del Franco (Island of Giglio): a blueschist element in the tuscan archipelago (central Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**: 175-192.
- CENTAMORE E., DRAMIS F. & FEDERICI P.R. (1988) – *Superfici di spianamento relitte e vicende morfoneotettoniche dell'Isola d'Elba*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**: 155-160.
- CHIARINI E., D'OREFICE M., GRACIOTTI R., LA POSTA E., ONORATI G. & PAPASODARO F. (1994) – *Cartografia geomorfologica: due metodi a confronto*. Boll. Serv. Geol. d'It., **111** (1992): 163-178, 8 figg., 1 tav., Roma.
- CIPOLLONI C., CECILI A., DRAMIS F. & GRACIOTTI R. (2008) – *Un modello concettuale di banca dati per l'informatizzazione di carta geomorfologica: alcuni casi d'esempio*. In: *Geomorfologia, Dinamica Ambientale e Rappresentazione Cartografica con Tecniche GIS*. Mem. Desc. Carta Geol. d'It., **78**: 61-68.
- COLANTONI B. & BORSETTI A.M. (1973) – *Geologia e stratigrafia dell'Isola di Pianosa (Arcipelago Toscano, Mar Tirreno)*. Giornale di Geologia, **39** (2): 287-302.
- CORTEMIGLIA G.C. (2002) – *Messa a punto di una procedura per l'analisi climatica delle serie termopluviometriche storiche italiane con relativa applicazione esemplificativa alla serie storica di Genova (1833-2001)*. Quaderno N. 3. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse dell'Università di Genova. Litocoop Tortona: 1-162.
- CREMASCHI M. & TROMBINO L. (1998) – *Eolianites, Sea Level Changes and Paleowinds in the Elba Island (Central Italy) during Late Pleistocene*. In: BUSACCA A.J. (Ed), *Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change*. Washington State University College of Agriculture and Home Economics, Pullman, WA: 131-134.
- D'ALESSANDRO L., DE SISTI G., D'OREFICE M., PECCI M., & VENTURA R. (2003) – *Geomorphology of the summit area of the Gran Sasso d'Italia (Abruzzo, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **26**: 125-141.
- D'ANGELO S., LEMBO P., ORRÙ P., PANTALEONE N.A., PAPASODARO F., SACCHI L. & ULZEGA A. (1996) – *Cartografia geomorfologica alla scala 1:50.000: un esempio nell'area del Golfo di Orosei (Sardegna Orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **113**: (1994), Roma.

- DANIEL J.M. & JOLIVET L. (1995) – *Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrhenian Sea)*. Bull. Soc. Geol. France, **166**(4): 341-354.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & SAPPÀ M. (2001) – *L'importanza della geomorfologia negli interventi sul territorio: un esempio applicativo*. G.E.A.M.: 135-138, Roma.
- D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (2005) – *Geological and Geomorphological aspects of the central-western area of the Carsoli Basin (L'Aquila, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **28**: 181-191.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & CAPITANIO F. (2007) – *Le eolianità dell'Isola d'Elba: i depositi del promontorio del M. Calamita e del Golfo di Viatico*. Il Quaternario, **20** (1): 21-44.
- DUCCI S. & FORESI L.M. (2004) – *Il patrimonio archeologico e paleontologico dell'Isola di Pianosa (LI): stato della ricerca e prospettive di Tutela*. In: "I Segni dell'Uomo", Livorno 7 dicembre 2004. Atti del Convegno, 147-158.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) – *Radiometric geochronology in Tuscany. Results and problems*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **40**: 11-124.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1993) – *L'Isola d'Elba: un laboratorio di geocronologia*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 227-232.
- GARFAGNOLI F., MIENNA F., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2005) – *The Mt. Calamita Unit (Elba Island)*. Boll. Soc. Geol. It., **3**: 119-138.
- GRACIOTTI R., FORESI L. & PANTALONI M. (2003) – *Lineamenti geomorfologici dell'Isola di Pianosa*. Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. serie A, **108**: 95-111.
- GROPPELLI G., IOTTI A. & TARCHIANI U. (2001) – *Frane costiere: la frana del Castello di Capraia (LI)*. Mem. Soc. Geol. It., **56**: 71-75.
- GUERRINI A., LAVAGNINI A. & VIVONA F. (1977) – *L'insolazione sull'Italia*. Raccolta dei dati registrati da servizi nazionali ed Enti vari (1913-19729). Istituto di Fisica dell'Atmosfera, S.P., n° 11, Roma: 1-116.
- JATEAU M., MICHARD A., ZIMMERMANN J.L. & ALBAREDE F. (1984) – *Isotopic heterogeneities in the granitic intrusion of Monte Capanne (Elba island, Italy) and dating concepts*. J. Petrol., **25**: 532-545.
- LIPPOLT H.J., WERNICKE R.S. & BÄHR R. (1995) – *Paragenetic specularite and adularia (Elba, Italy): concordant (U + Th)-He and K-Ar ages*. Earth Planet. Sci. Lett., **132**: 43-51.
- MAINERI C., BENVENUTI M., COSTAGLIELLA P., DINI A., LATTANTI P., RUGGIERI G. & VILLA I.M. (2003) – *Sericitic alteration at the La Crocetta deposits (Elba Island, Italy): interplay between magmatism, tectonic and hydrothermal activity*. Mineralium Deposita, **38**: 67-86.
- MAZZANTI R. (1983) – *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 419-556.
- MINNELLI G. & KELLER J.V.A. (2003) – *The Island of Elba: tectonic setting and geological evolution*. Per. Mineral., **72**: 65-72.
- ORIT L., MORELLI M., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2002) – *New Geological data from Gorgona Island (northern Tyrrhenian Sea)*. Ofioliti, **27** (2): 133-144.
- PERTUSATI P.C., RAGGI G., RICCI C.A., DURANTI S. & PALMERI R. (1993) – *Evoluzione post-collisionale dell'Elba centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 297-312.
- PINNA M. & VITTORINI S. (1985) – *Contributo alla determinazione dei regimi pluviometrici in Italia*. Mem. Soc. Geogr. Ital. In: *Contributi di Climatologia* (M. PINNA a cura di), **34**: 147-167.
- PINNA M. (1991) – *Sui caratteri climatici dell'Arcipelago Toscano*. Riv. Geogr. Ital., **98**: 303-344.
- PINNA M. & GAZZOLO T. (1969) – *La distribuzione della temperatura in Italia nel trentennio 1926-1955*. In: "Min. L.L. PP., Servizio Idrografico", Pubbl. n. **21**, II Ed., Fasc. IV, Roma: pp. 116.
- POLI G. & PERUGINI D. (2003) – *The Island of Capraia*. Per. Mineral., **73**: 195-201.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) – *Il sistema Corso-Appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1986) – *L'episodio di gelo del gennaio 1985 in Toscana con particolare riguardo alla bassa valle dell'Arno*. Riv. Geogr. Ital., **93**: 437-447.
- RAPETTI F. (1992) – *Osservazioni sul clima dell'Arcipelago Toscano*. A.N.I.S.N. Provincia di Pisa: 30-37.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1992) – *Gli estremi termici in Toscana*. Riv. Geogr. Ital., **99**: 415-441.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1994) – *Le precipitazioni in Toscana: osservazioni sui casi estremi*. Riv. Geogr. Ital., **101**: 47-76.
- ROCCHI S., DINI A., INNOCENTI F., TONARINI S. & WESTERMAN D.S. (2003) – *Elba Island: intrusive magmatism*. Per. Mineral., **72**: 73-104.
- ROCCHI S., WESTERMAN D.S., DINI A., INNOCENTI F. & TONARINI S. (2002) – *Two-stage growth of laccoliths at Elba Island, Italy*. Geology, **30** (11): 983-986.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., JOLIVET L., FUNICIELLO R., GOFFÉ B., TECCE F., BRUNET C., MONIE' P. & VIDAL O. (2001) – *Structural signature and exhumation P-T-t path of the Gorgona blueschist sequence (Tuscan Archipelago, Italy)*. Ofioliti, **26** (2): 175-186.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., JOLIVET L., FUNICIELLO R., TECCE F. & BRUNET C. (1999) – *Syn- versus post-orogenic extension: the case study of Giglio Island (northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Tectonophysics, **304**: 71-93.
- SAUPÉ F., MARIGNAC C., MOINE B., SONET J. & ZIMMERMANN J. L. (1982) – *Datation par les méthodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île d'Elbe (Province de Livourne, Italie)*. Bull. Mineral., **105**: 236-245.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) – *Carta geomorfologica d'Italia – 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Serv. Geol. Naz., ser. 3, **4**: pp. 42, Roma.
- THORNTHWAITE C.W. & MATHER J.R. (1957) – *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Publications in Climatology, **10**(3): 186-311.
- THORNTHWAITE C.W. (1948) – *An approach toward a rational classification of climate*. Geogr. Review, **38**: 55-94.
- TREVISAN L. (1950) – *L'Elba orientale e la sua tettonica di sviluppo per gravità*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**: 5-39.
- TREVISAN L. (1951) – *La 55ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana. Isola d'Elba. Settembre 1951*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1953): 435-472.
- VITTORINI S. (1976) – *Le condizioni climatiche dell'Arcipelago toscano*. L'Universo, **56**: 147-176.
- WESTERMAN D.S., INNOCENTI F. & ROCCHI S. (2003) – *Giglio Island: intrusive magmatism*. Per. Mineral., **72**: 119-126.
- WESTERMAN D.S., INNOCENTI F., TONARINI S. & FERRARA G. (1993) – *The Pliocene intrusions of the island of Giglio*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 345-364.

INDICE/*INDEX*

PRESENTAZIONE	Pag.	3
PREFAZIONE	»	5
RIASSUNTO.....	»	7
ABSTRACT.....	»	8
1. - INTRODUZIONE.....	»	8
2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO GENERALE.....	»	9
2.1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	»	9
2.2. - LINEAMENTI GEOLOGICI	»	10
3. - LINEAMENTI CLIMATICI DELL'ARCIPELAGO TOSCANO	»	11
3.1. - INTRODUZIONE	»	11
3.2. - VENTI	»	12
3.3. - STATO DEL MARE	»	12
3.4. - RADIAZIONE SOLARE	»	13
3.5. - TEMPERATURA DELL'ARIA	»	13
3.6. - ESTREMI TERMICI	»	14
3.7. - UMITÀ RELATIVA DELL'ARIA	»	14
3.8. - PRECIPITAZIONI	»	15
3.9. - REGIME DELLE PRECIPITAZIONI	»	16
3.10. - PRECIPITAZIONI DA UNO A CINQUE GIORNI CONSECUTIVI	»	17
3.11. - PERIODI SICCIOSI	»	17
3.12. - CONSIDERAZIONI GENERALI SUL CLIMA DELL'ARCIPELAGO	»	17
3.13. - BILANCIO IDRICO-CLIMATICO E CLASSIFICAZIONI CLIMATICHE	»	18
3.14. - CONCLUSIONI	»	21
4. - L'ISOLA D'ELBA	»	21
4.1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO	»	21
4.2. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE	»	26
5. - ISOLE MINORI	»	60
5.1. - ISOLA DEL GIGLIO	»	60
5.2. - ISOLA DI GORGONA	»	67
5.3. - ISOLA DI CAPRAIA	»	74
5.4. - ISOLA DI PIANOSA	»	81
5.5. - ISOLA DI MONTECRISTO.....	»	91
5.6. - ISOLA DI GIANNUTRI.....	»	97
6. - BANCA DATI E CARTOGRAFIA DIGITALE	»	101
6.1. - MODELLO BANCA DATI	»	101
7. - ANALISI CRITICA DELLA LEGENDA	»	102
8. - SINTESI FINALE	»	102
BIBLIOGRAFIA	»	105