

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 quarzatici 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 quarzatiche 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 serpentinite 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 calcarea-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-cinemato 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 - Scarpate 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 vallecule 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 vallecule 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 notano 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'Uvale 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'Uvale, 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 (516 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 (516 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 vallecole, 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 vallecchia 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 vallecole 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.*