



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)

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOMORFOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 316-317-328-329

ISOLA D'ELBA

A cura di

M. D'Orefice ⁽¹⁾ & R. Graciotti ⁽¹⁾

Con contributi di:

F. Rapetti ⁽²⁾ *Climatologia*

A. Bertini, M. Ricci & F. Toti ⁽³⁾ *Palinologia*

L.M. Foresi & G. Ventura ⁽⁴⁾ *Paleontologia e micropaleontologia*

P. Censi Neri, M. Catalano & G. Vizzini ⁽¹⁾ *Analisi granulometriche*

M. Cacopardo ⁽¹⁾ *Preparazione campioni geologici*

F. Capitanio ⁽⁵⁾ *Analisi minero-petrografiche*

C. Cipolloni ⁽¹⁾ *Banche dati e cartografia digitale*

S. Nisio ⁽¹⁾ *Sinkholes*

(1) - ISPR A - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio geologico d'Italia.

(2) - Università degli Studi di Pisa - Dipartimento di Scienze della Terra - Via S. Maria, 53g. - 56126 Pisa.

(3) - Università degli Studi di Firenze - Dipartimento di Scienze della Terra - Via G. La Pira, 4 - I-50121 Firenze.

(4) - Università degli Studi di Siena - Dipartimento di Scienze della Terra - Via Laterina, 8 - 53100 - Siena.

(5) - Via Caulonia 12 - 00183 Roma.

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. CAMPOBASSO

Responsabile del Servizio CARG - Geologia e Geomorfologia: F. GALLUZZO

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

Informatizzazione dei dati geomorfologici:

C. Cipolloni

Allestimento cartografico per la stampa:

S. Falcetti

INDICE

	- INTRODUZIONE	»	7
I	- STUDI PRECEDENTI	»	11
II	- LINEAMENTI OROGRAFICI ED IDROGRAFICI	»	15
III	- CARATTERISTICHE CLIMATICHE	»	21
1.	- INTRODUZIONE.....	»	21
2.	- VENTI.....	»	21
3.	- STATO DEL MARE.....	»	23
4.	- RADIAZIONE SOLARE.....	»	24
5.	- TEMPERATURA DELL'ARIA.....	»	25
6.	- ESTREMI TERMICI.....	»	26
7.	- UMIDITÀ RELATIVA DELL'ARIA.....	»	26
8.	- PRECIPITAZIONI.....	»	27
8.1.	- PIOGGE MENSILI ANNUE.....	»	29
8.2.	- REGIME PLUVIOMETRICO MENSILE.....	»	29
8.3.	- REGIME PLUVIOMETRICO STAGIONALE.....	»	30
8.4.	- PRECIPITAZIONI DA UNO A CINQUE GIORNI CONSECUTIVI.....	»	30
8.5.	- PIOGGE DI BREVE INTENSITÀ E DI BREVE DURATA.....	»	31
8.6.	- PERIODI SICCIOSI.....	»	31
8.7.	- ANDAMENTO DELLE ISOIETE.....	»	31
9.	- BILANCIO IDRICO-CLIMATICO E CLASSIFICAZIONI CLIMATICHE	»	32
10.	- TIPI CLIMATICI	»	35
11.	- DEFLUSSI IDRICI SUPERFICIALI	»	37
12.	- TRASPORTO SOLIDO	»	39
13.	- CONSIDERAZIONI GENERALI SUL CLIMA DELL'ISOLA D'ELBA	»	39
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	41
1.	- LINEAMENTI GEOLOGICI REGIONALI	»	41
2.	- STRATIGRAFIA	»	43
2.1.	- UNITÀ TETTONICHE DELL'ISOLA D'ELBA CENTRO-ORIENTALE	»	45
2.1.1.	- <i>Unità tettonica Ripanera (DL)</i>	»	45
2.1.2.	- <i>Unità tettonica Lacona (DL)</i>	»	47
2.1.3.	- <i>Unità tettonica Monte Strega (DL)</i>	»	47
2.1.4.	- <i>Unità tettonica Gràssera (DL)</i>	»	48
2.1.5.	- <i>Unità tettonica Falda Toscana (DT)</i>	»	50
2.1.6.	- <i>Unità tettonica Monticiano-Roccastrada (DT)</i>	»	51
2.1.7.	- <i>Unità tettonica Acquadolce (DL)</i>	»	52
2.1.8.	- <i>Unità tettonica Ortano (DT)</i>	»	52

2.1.9.	- <i>Unità tettonica Porto Azzurro (DT)</i>	»	53
2.2.	- UNITÀ TETTONICHE DELL'ISOLA D'ELBA OCCIDENTALE.....	»	54
2.2.1.	- <i>Unità tettonica Punta le Tombe (DL)</i>	»	54
2.2.2.	- <i>Unità tettonica Punta Polveraia-Fetovia (DL)</i>	»	54
2.3.	- UNITÀ MAGMATICHE NEOGENICHE.....	»	55
2.3.1.	- <i>Aplite di Capo Bianco</i>	»	55
2.3.2.	- <i>Microgranito di Punta del Nasuto</i>	»	56
2.3.3.	- <i>Porfido di Portoferraio</i>	»	56
2.3.4.	- <i>Porfido di San Martino</i>	»	57
2.3.5.	- <i>Monzogranito di Monte Capanne</i>	»	57
2.3.6.	- <i>Leucogranito di Sant' Ilario</i>	»	57
2.3.7.	- <i>Leucogranito di Punta del Cotoncello</i>	»	58
2.3.8.	- <i>Porfido di Orano</i>	»	58
2.3.9.	- <i>Monzogranito di Porto Azzurro</i>	»	59
2.3.10.	- <i>Skarn e mineralizzazioni</i>	»	59
2.4.	- DEPOSITI QUATERNARI.....	»	60
3.	- ELEMENTI TETTONICI PRINCIPALI.....	»	60
4.	- PRINCIPALI EVENTI TETTONICI E MAGMATICI.....	»	62
V	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	»	63
VI	- GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE	»	69
1.	- ELEMENTI GEOLOGICO-STRUTTURALI.....	»	69
2.	- MORFOLOGIA STRUTTURALE.....	»	71
VII	- FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITÀ	»	79
1.	- LE FRANE.....	»	79
2.	- I DETRITI DI VERSANTE E LE FALDE DI DETRITO.....	»	84
3.	- I <i>DEBRIS FLOW</i>	»	89
4.	- LE SCARPATE DI DEGRADAZIONE E I CANALONI IN ROCCIA.....	»	94
VIII	- FORME FLUVIALI E DI VERSANTE DOVUTE AL DILAVAMENTO	»	97
1.	- LE FORME DI EROSIONE.....	»	97
2.	- LE FORME DI ACCUMULO E I RELATIVI DEPOSITI.....	»	101
IX	- FORME CARSICHE	»	111
X	- FORME EOLICHE	»	115
XI	- FORME ED ELEMENTI DI ORIGINE MARINA E LAGUNARE	»	123
1.	- LE FORME DI EROSIONE.....	»	123

2.	- LE FORME DI ACCUMULO E I RELATIVI DEPOSITI.....	» 136
XII	- FORME E PRODOTTI DI ALTERAZIONE METEORICA	» 141
XIII	- FORME ANTROPICHE E AREE D'INTERESSE PALEONTOLOGICO, ANTROPOLOGICO E ARCHEOLOGICO.....	» 149
1.	- FORME ANTROPICHE.....	» 149
2.	- AREE D'INTERESSE PALEONTOLOGICO, ANTROPOLOGICO E ARCHEOLOGICO.....	» 158
2.1.	- GROTTA DI REALE.....	» 158
2.2.	- GROTTA DI SAN GIUSEPPE.....	» 159
2.3.	- GLI INSEDIAMENTI ETRUSCHI.....	» 160
2.4.	- LE VILLE ROMANE.....	» 161
XIV	- EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA.....	» 163
XV	- ASPETTI DI INTERESSE APPLICATIVO.....	» 169
1.	- EVENTI ALLUVIONALI.....	» 169
1.1.	- EVENTI ALLUVIONALI DEL 4 E DEL 10 SETTEMBRE 2002.....	» 169
1.2.	- EVENTO ALLUVIONALE DEL 7 NOVEMBRE 2011.....	» 170
2.	- <i>SINKOLE</i> DI RIO MARINA (ISOLA D'ELBA ORIENTALE)	» 175
	APPENDICE.....	» 179
1.	- DATI DI SOTTOSUOLO.....	» 179
1.1.	- DATI GEOGNOSTICI ESISTENTI.....	» 179
1.2.	- NUOVE INDAGINI GEOGNOSTICHE.....	» 180
1.2.1.	- <i>Sondaggi meccanici a carotaggio continuo</i>	» 180
1.2.2.	- <i>Sondaggi manuali</i>	» 188
2.	- ANALISI DI LABORATORIO.....	» 189
2.1.	- ANALISI GRANULOMETRICHE.....	» 189
2.2.	- ANALISI MORFOMETRICHE E MINERO-PETROGRAFICHE SULLE QUARZOARENITI EOLICHE.....	» 193
2.3.	- ANALISI RADIOMETRICHE.....	» 195
2.4.	- ANALISI PALEONTOLOGICHE.....	» 197
2.5.	- ANALISI MICROPALAEONTOLOGICHE.....	» 200
2.6.	- ANALISI PALINOLOGICHE.....	» 209
2.6.1.	- <i>Preparazione dei campioni</i>	» 210
2.6.2.	- <i>Sondaggio 2 (scuola di Marina di Campo)</i>	» 210
2.6.3.	- <i>Sondaggio 3 (località La Serra - Marina di Campo)</i>	» 214
2.6.4.	- <i>Interpretazione dei dati</i>	» 216
	BIBLIOGRAFIA.....	» 219

INTRODUZIONE

Il progetto per la realizzazione del Foglio 316-317-328-329 “Isola d’Elba” della Carta geomorfologica d’Italia alla scala 1:50.000 fu avviato dal Servizio geologico d’Italia nel 2009, con l’obiettivo di dar seguito ad un primo progetto cartografico volto alla redazione della Carta geomorfologica dell’Arcipelago Toscano (D’OREFICE *et alii*, 2009a). Quest’ultimo, attuato mediante una specifica convenzione stipulata tra l’ex APAT - Servizio geologico d’Italia e il Dipartimento di Scienze geologiche dell’Università di “Roma Tre”, ha visto coinvolti, oltre ai due soggetti firmatari della convenzione, anche diversi ricercatori afferenti alle università toscane e all’Università di Camerino.

L’esigenza di realizzare il Foglio geomorfologico “Isola d’Elba” ha comportato la revisione, l’integrazione e la rielaborazione dei dati precedentemente acquisiti, nel corso della sopra citata convenzione, da parte dei dottori D. Aringoli, M. D’Orefice, L.M. Foresi, R. Graciotti, A. Iotti, P. Molin, M. Pappalardo, P.P. Pierantoni, P. Pieruccini, A. Ribolini & U. Tarchiani. Pertanto, nel periodo 2009÷2014 è stata approntata da M. D’Orefice e R. Graciotti una nuova campagna d’indagini e rilevamento, basata sulle Linee guida al rilevamento della Carta geomorfologica d’Italia (BRANACCIO *et alii*, 1994).

Le attività di terreno sono state condotte alla scala 1:10.000, utilizzando le basi cartografiche, in formato sia cartaceo sia digitale, messe a disposizione dall’Ufficio Cartografico della Regione Toscana.

Gli Originali d’Autore sono stati restituiti, con un’operazione di sintesi interpretativa, sul nuovo foglio topografico IGMI alla scala 1:50.000 (serie 50 - edizione 1).

Le attività di campagna sono state sempre affiancate da fotointerpretazione multiscalare e multitemporale eseguita sulle coperture aerofotografiche del fondo RAF

(1944) e dei voli GAI (1954), Regione Toscana (1975 e 1997), Italia (1988-1989).

I dati litostratigrafici e tettonici relativi al substrato, in maggior parte desunti dal corrispondente Foglio geologico "Isola d'Elba" (ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa), sono stati integrati da dati originali, rilevati dagli autori del presente foglio.

Particolare attenzione è stata rivolta al rilevamento ed allo studio dei depositi continentali e marino-costieri quaternari, che coprono non più del 20% dell'intera superficie del foglio, ma che rivestono una notevole importanza per la ricostruzione dei più recenti eventi paleogeografici, paleoclimatici e paleoambientali avvenuti nell'isola. Com'è noto tali litosomi sono caratterizzati da frequenti variazioni latero-verticali di facies, dalla presenza di discontinuità di varia natura, dalla complessità dei rapporti stratigrafici, da spessori estremamente variabili, dalla distribuzione areale frammentaria e dalla scarsità di affioramenti significativi. Nelle aree di affioramento dei depositi continentali sono state adottate, pertanto, metodologie di rilevamento specifiche, comprendenti un rilievo di dettaglio, l'esecuzione di scavi a mano e di sondaggi con trivella manuale e la realizzazione di sondaggi meccanici a carotaggio continuo. Sono state, inoltre, acquisite alcune relazioni tecniche e stratigrafie di scavi e sondaggi meccanici, effettuati da enti pubblici o da privati per la realizzazione di edifici ed infrastrutture, oppure per scopi idrici.

I sondaggi meccanici a carotaggio continuo sono stati affidati, mediante espletamento di una gara d'appalto, alla società General Trivel S.a.s.

I numerosi campioni prelevati in superficie o tramite scavi e sondaggi, sia manuali sia meccanici, sono stati sottoposti, a seconda dei casi, ad analisi granulometriche, morfometriche, mineralogiche, petrografiche, paleontologiche, paleobotaniche, palinologiche e geocronometriche.

Le analisi granulometriche sono state effettuate dai d.ri P. Censi Neri, G. Vizzini e M. Catalano, presso il Laboratorio di meccanica dei terreni e delle rocce dell'ISPRA.

Le analisi morfometriche e minero-petrografiche, riguardanti le quarzoarenite eoliche affioranti lungo le coste elbane, sono state condotte dal dr. F. Capitano.

Gli studi paleontologici sono stati eseguiti dal dr. L.M. Foresi dell'Università di Siena e dalla d.ssa G. Ventura dell'ISPRA.

L'analisi delle caratteristiche climatiche dell'area è stata effettuata dal prof. F. Rapetti, che ha curato la stesura di un apposito capitolo dedicato a questo argomento.

Nel 2011 è stata avviata una collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze (Laboratorio di Palinologia, responsabile prof.ssa A. Bertini) per lo studio paleobotanico e palinologico delle successioni quaternarie attraversate dai sondaggi a carotaggio continuo, realizzati nell'ambito di questo foglio.

Per l'acquisizione di dati cronologici sono state eseguite datazioni radiometri-

che ^{14}C , mediante la tecnica AMS, presso i laboratori del CEDAD dell'Università del Salento.

La carta geomorfologica è stata prodotta direttamente da una banca dati informatizzata realizzata dal dr. C. Cipolloni; egli ha, inoltre, curato le elaborazioni digitali su alcuni dati specifici.

Gli autori del foglio si sono avvalsi degli utili suggerimenti e scambi di opinioni con i prof.ri F. Dramis, M. Coltorti, P.R. Federici e S. Moretti, membri del Comitato scientifico appositamente istituito nell'ambito della realizzazione della Carta geomorfologica dell'Arcipelago Toscano (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Gli autori desiderano ringraziare per i dati gentilmente forniti e per la loro collaborazione: la Regione Toscana, e nello specifico l'Archivio Cartografico; l'Ente Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano; l'ICCD - Aerofototeca Nazionale nelle persone delle dr.sse L. Moro e E.J. Shepherd; la Provincia di Livorno nella persona del dr. E. Bartoletti; il Comune di Campo nell'Elba. Un particolare ringraziamento va al dr. N. Gherarducci, geologo della Provincia di Livorno, per il contributo tecnico fornito nell'ambito dei diversi sopralluoghi geologici realizzati nel corso del rilevamento, al dr. C. Dini, geologo libero professionista, per i dati geognostici gentilmente messi a disposizione, al dr. L. Nardella dell'Ente Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano, per aver accompagnato gli autori in diversi itinerari all'interno dell'area del Parco. Siamo riconoscenti ai d.ri D. Fiorenza e C. Muraro, geologi dell'ISPRA, per la lettura critica dei capitoli dedicati all'inquadramento geologico e in particolare al prof. E. Pandeli per le preziose osservazioni nell'ambito del capitolo dedicato agli elementi geologico-strutturali. Inoltre, una speciale gratitudine va al sig. M. Galli, per aver messo a disposizione i dati pluviometrici in suo possesso e ai sig.ri F. Calderaro e S. Musella per le preziose informazioni fornite e per la loro enorme disponibilità dimostrata in merito all'esecuzione dei sondaggi meccanici. Infine, rivolgiamo uno speciale ringraziamento al prof. F. Dramis per la revisione scientifica delle note illustrative.

I - STUDI PRECEDENTI

Il territorio dell'isola d'Elba, 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 mancanza di depositi marini post-orogenici, che ha reso problematica la ricostruzione delle tappe morfoevolutive più recenti.

Uno dei primi Autori ad evidenziare l'assenza di depositi marini neogenici sull'isola d'Elba fu **LOTTI** (1886), il quale, per giustificare la mancanza invocò un forte abbassamento dell'isola post-pliocenico, la cui entità avrebbe superato quella del precedente sollevamento, avvenuto alla fine del Pliocene; in questo modo i terreni neogenici, già emersi, sarebbero nuovamente tornati sotto il livello del mare. Egli, inoltre, dopo aver notato la presenza, fino ad una quota di 200 m s.l.m., di depositi quaternari (arenarie calcaree grossolane ricche in conchiglie marine), ritenuti d'origine marina, ipotizzò un recente nuovo sollevamento dell'isola di pari entità.

Successivamente il problema del sollevamento e dello sprofondamento dell'isola fu affrontato anche da **RÜHL** (1912) il quale, sulla base di considerazioni di carattere geomorfologico, osservò come l'Elba mostri nell'insieme un'immagine di terra "annegata" per la presenza di anguste insenature in corrispondenza delle valli fluviali invase dal mare, dal quale l'isola emerge bruscamente.

Contrariamente a Rühl, **DESIO** (1922) ritenne che l'isola avesse subito un recente sollevamento. Egli giunse a tale ipotesi soffermandosi su alcuni aspetti morfologici dei rilievi elbani, tra cui la presenza, su affioramenti di rocce diverse (da quelle granitiche a quelle arenacee), di piccole spianate d'abrasione marina sub-orizzontali a 200 m di quota s.l.m., e esclusivamente sulle rocce granitiche del M. Capanne, di piccole superfici spianate tra i 450 e i 550 m di quota s.l.m., le quali

rappresenterebbero un'antichissima superficie di degradazione o d'erosione marina. Il medesimo Autore nel corso della sua escursione elbana ebbe modo, oltretutto, di soffermarsi su un'altra peculiarità morfologica, sebbene d'ordine minore, ovvero sull'esistenza, lungo la strada che da Portoferraio conduce a Marciana Marina, di forme d'erosione calanchive ("pseudocalanchi") nei terreni eluviali e colluviali formati a spese dei porfidi quarziferi e delle rocce flyschoidi affioranti nell'Elba centrale.

SESTINI (1939), in un lavoro riassuntivo sull'evoluzione morfologica della Toscana costiera e dell'Arcipelago Toscano, concluse che a causa dell'assenza di un approfondito studio morfologico dell'isola d'Elba, le varie problematiche potessero essere solo accennate. Tuttavia, egli, dubitando sull'origine marina dei depositi quaternari descritti da LOTTI (1886), ritenne, in accordo con RÜHL (1912), che esistessero indubbie prove di un abbassamento dell'isola durante il Quaternario (non trascurando anche l'ipotesi dell'eustatismo). Tali prove sono supportate dalla presenza di forme riconducibili ad una sommersione marina, che ha trasformato i tratti inferiori delle valli elbane in golfi e baie.

BIANCHI (1943), nel corso di uno studio morfologico riguardante alcune zone dell'Elba orientale, riscontrò, sul fondo del canale di Piombino, forme sommerse riferibili ad erosione torrentizia e forme d'accumulo sedimentario presso la foce dei corsi d'acqua attuali. Tali forme non furono ascritte a movimenti verticali del terreno, bensì alla recente oscillazione eustatica del livello marino, corrispondente alla regressione post-tirreniana e alla trasgressione "versiliana". Quest'ultima determinò, inoltre, secondo l'Autrice, un sovralluvionamento dell'ampia valle che termina in località Mola con conseguente doppia tracimazione, a monte, dei fossi Valdana e di Mar di Carpisi, che avrebbero così deviato il loro corso verso il golfo Stella, mentre prima alimentavano questa valle; in seguito a quest'evento la valle di Mola fu decapitata e assunse il carattere odierno di valle morta. Infine, la medesima Autrice confutò l'origine marina attribuita da LOTTI (1886) ai depositi quaternari affioranti presso Capoliveri, ritenendoli prevalentemente eolici, e giustificò l'assenza di tracce evidenti di livelli marini tirreniani, lungo la costa orientale elbana, con la loro scomparsa in tempi precedenti ai nostri.

BARBERI *et alii* (1969), nell'ambito della realizzazione del Foglio geologico 126 "Isola d'Elba", sollevarono molti dubbi sull'origine delle spianate osservate da DESIO (1922), ritenendo, altresì, che quelle presenti nella parte orientale dell'isola fossero di natura strutturale, poiché appartenenti ad antiche superfici di scivolamento tettonico, successivamente riesumate dall'erosione. Gli stessi Autori, in accordo con RÜHL (1912), interpretarono le insenature costiere poste allo sbocco in mare delle valli fluviali, come forme di sommersione connesse all'ultima risalita eustatica del livello marino. Oltre a ciò, in conseguenza della totale assenza in affioramento di depositi marini neogenici e quaternari, essi ipotizzarono una generale subsidenza dell'isola, che avrebbe coinvolto questi depositi in un lento abbassamento a partire dal Pliocene.

In una corposa sintesi a carattere regionale, MAZZANTI (1983) ha descritto con dettaglio i numerosi affioramenti di depositi quaternari marini e continentali lungo la fascia costiera peninsulare ed insulare toscana. Egli, inoltre, ha segnalato la presenza, a differenti quote sul livello del mare e in varie località dell'isola, di "superfici piuttosto sub-pianeggianti". A queste superfici l'Autore però non ha attribuito un significato geomorfologico preciso, ad eccezione di quelle poste fino a circa 20 m s.l.m., a suo parere riferibili all'abrasione del mare tirreniano.

Successivamente anche CENTAMORE *et alii* (1988) hanno concentrato le loro ricerche sulle controverse superfici di spianamento elbane. Il riconoscimento, in quasi tutta l'isola, di relitti di almeno tre ordini di superfici di spianamento (rispettivamente 90÷120 m, 45÷75 m e 15÷20 m s.l.m.) ha indotto gli Autori ad ipotizzare, anche se in assenza di precisi riferimenti crono-biostratigrafici, il loro collegamento con livelli marini pleistocenici. Il confronto con situazioni analoghe nella Toscana marittima peninsulare ha consentito, ai medesimi Autori, di tracciare uno schema sull'evoluzione morfostrutturale recente dell'isola. Secondo questo schema la dinamica elbana sarebbe stata caratterizzata da alternanze di emersioni e sommerzioni marine, dovute sia ai movimenti glacio-eustatici del livello del mare e sia ai movimenti tettonici verticali recenti.

Tra la fine del secolo scorso e gli inizi di quello attuale si registra un rinnovato interesse nei confronti dei depositi quaternari già osservati da LOTTI (1886), affioranti lungo le coste dell'Elba centro-orientale, di origine dibattuta e indicati in passato con il termine di "panchina". A tal proposito vanno citati CREMASCHI & TROMBINO (1998) che, attraverso indagini sedimentologiche, pedologiche, geomorfologiche e analisi di laboratorio, hanno accertato l'origine eolica di questi depositi in due località dell'Elba orientale. Essi, inoltre, in base alle età radiometriche dei paleosuoli intercalati nelle eolianiti affioranti in località Madonna delle Grazie e cala Cancherelli ed alla presenza di manufatti musteriani al loro interno, hanno ipotizzato che la messa in posto dei sedimenti eolici sia legata a fasi fredde ed aride registratesi nel corso degli stadi isotopici 4 e 2 dell'ultimo glaciale.

I più recenti lavori di ÅBERG *et alii* (2007), D'OREFICE *et alii* (2007) e D'OREFICE *et alii* (2008), mediante rilevamenti di dettaglio e analisi morfologiche, sedimentologiche, mineralogiche, petrografiche e paleontologiche, hanno ulteriormente chiarito l'origine eolica di questi depositi e contribuito alla ricostruzione delle vicende evolutive che nel tardo-Quaternario hanno interessato l'isola d'Elba.

Con la pubblicazione della monografia dedicata alla Carta geomorfologica dell'Arcipelago Toscano (D'OREFICE *et alii*, 2009a), per la prima volta viene riservato ampio spazio alla descrizione degli aspetti geomorfologici dell'isola e alla loro rappresentazione mediante una dettagliata cartografia alla scala 1:25.000.

II - LINEAMENTI OROGRAFICI ED IDROGRAFICI

L'isola d'Elba è situata nel mar Tirreno centro-settentrionale e, insieme alle isole di Gorgona, Capraia, Pianosa, Montecristo, Giglio e Giannutri, costituisce l'Arcipelago Toscano (fig. 1). A queste isole maggiori 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'Affrica, e vari grossi scogli.



Fig. 1 - Localizzazione dell'area in studio.

L'Elba con i suoi 224 km² di superficie, che ne fanno la terza isola italiana per estensione, si erge da una piattaforma continentale, caratterizzata da bassi fondali, sviluppata dal litorale toscano sino al canale di Corsica. La relativa regolarità del fondale marino, appartenente all'area di piattaforma continentale circostante l'Elba, è interrotta a nord e a sud dalle depressioni che s'immettono rispettivamente nel bacino marino ubicato tra Capraia ed il continente (bacino di Capraia) ed in quello situato tra Montecristo ed il Giglio, e ad ovest dalla dorsale sottomarina Elba-Pianosa (WEZEL, 1982), allungata in direzione N-S parallelamente al bacino Corso (fig. 2).

Ad uno sguardo d'insieme, il territorio elbano si presenta fortemente accidentato per la contiguità di rilievi di varia altezza e conformazione morfologica (fig. 3). Comunque, a parte l'eccezionale culminazione del M. Capanne, che si eleva sino a 1.018 m s.l.m. nell'Elba occidentale, le quote massime degli altri rilievi raggiungono altezze modeste.

L'estrema varietà litologica e il particolare assetto morfostrutturale si riflettono indubbiamente sui lineamenti orografici dell'isola, che mostrano caratteri diversi da settore a settore.

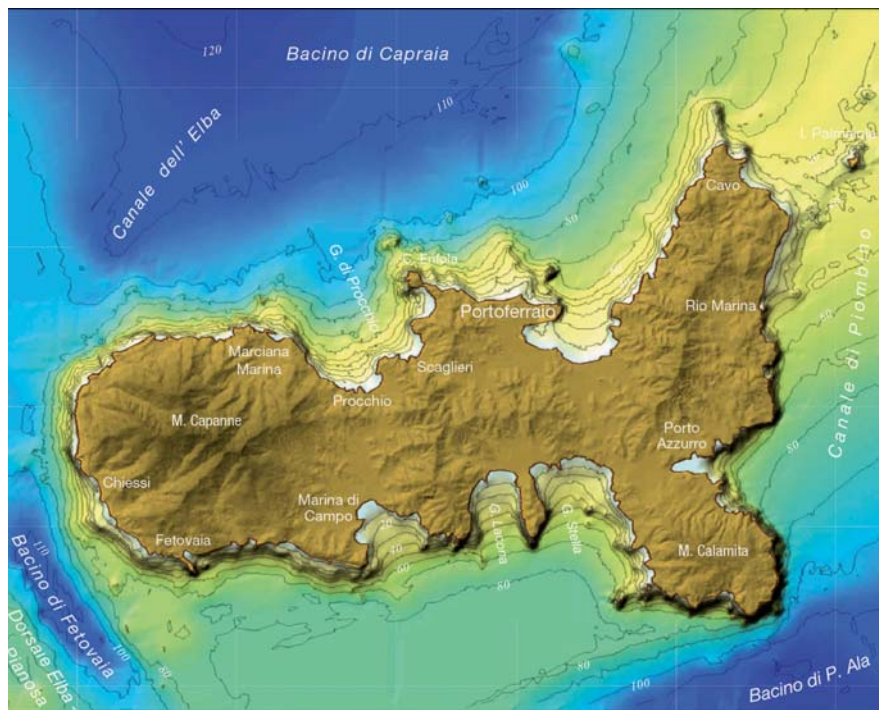


Fig. 2 - Schema morfologico dei fondali elbani (tratto da ISPRA-Servizio geologico d'Italia, in stampa).

L'intero settore occidentale dell'Elba è occupato dal massiccio del M. Capanne prima menzionato, che si estende per circa 80 km² con una forma in pianta subcircolare di circa 10 km di diametro, indubbiamente condizionata dalla presenza del plutone monzogranitico omonimo, e con versanti generalmente molto acclivi. La dorsale principale, orientata prevalentemente in direzione est-ovest, è costituita, oltre dal citato M. Capanne, dalle seguenti cime: Le Calanche (903 m), il M. Maolo (750 m) e il M. Perone (630 m) a est, il M. di Cote (950 m) ed il Troppolo (748 m) a ovest. Degno di nota è, inoltre, il M. Giove (853 m), situato più a nord della suddetta dorsale. I valori di pendenza più rappresentati del versante settentrionale del M. Capanne sono compresi tra 25 e 30° e quelli più elevati (dai 30 ai 50° ed oltre) sono raggiunti nella sua porzione sommitale e sul suo fianco occidentale (fig. 4). Il valore medio delle pendenze di tutta l'area raggiunge quasi i 25°. Nel versante meridionale la pendenza media è decisamente inferiore (circa 20°) a quella del versante settentrionale, dove i valori più frequenti variano fra 15 e 25°.

Il settore centrale dell'isola d'Elba è caratterizzato, invece, da elevazioni più modeste, allineate lungo due dorsali principali tra loro perpendicolari. La più lunga, orientata in direzione est-ovest, raggiunge le massime culminazioni, partendo da ovest, in corrispondenza del M. San Martino (365 m), del M. Barbatoia (360 m), del

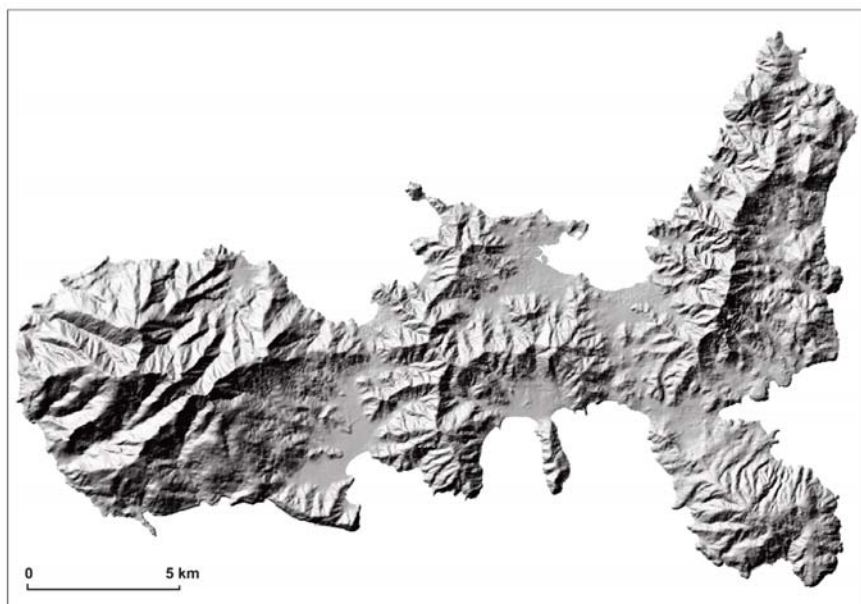


Fig. 3 - Rilievo ombreggiato dell'isola d'Elba ricavato da un modello digitale del terreno con risoluzione di 20 m.

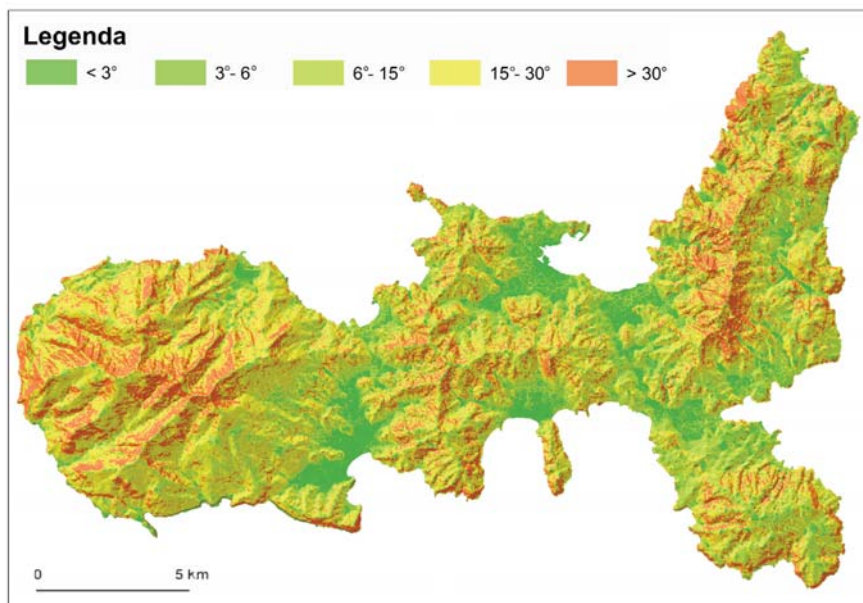


Fig. 4 - Carta dell'acclività dei versanti dell'isola d'Elba.

Poggio dei Mulini a Vento (290 m), del colle Reciso (348 m), del M. Orello (377 m) e del M. Fabbrello (135 m). La seconda dorsale, sviluppata in direzione meridiana, tocca le quote massime, a partire da nord, in coincidenza de le Cime (230 m), del Serrone delle Cime (256 m), del M. Pericoli (335 m), del M. Tambone (378 m) e del M. FONZA (297 m). Questo settore comprende, inoltre, le più estese pianure alluvionali e costiere dell'isola: San Martino, San Giovanni, Magazzini e Schiopparello a nord, Campo nell'Elba, Lacona e fosso Valdana-Mola a sud. L'intervallo di acclività più rappresentato nelle zone collinari è quello tra i 15 e i 30°, che scende a valori compresi tra 4 e 0° in corrispondenza delle aree pianeggianti (fig. 4).

Il settore nord-orientale dell'Elba è costituito da una dorsale orientata circa NNE-SSO che, partendo da M. Castello (390 m), sale verso nord sino alla quota massima di 516 m della Cima del Monte, per poi proseguire con le culminazioni del M. Capannello (496 m), del M. Strega (427 m), del M. Serra (422 m) e del M. Grosso (344 m). I versanti di questa dorsale presentano un profilo asimmetrico; il versante occidentale è, infatti, più breve e contraddistinto da un'acclività media maggiore (circa $15 \div 16^\circ$) rispetto a quello orientale (circa 8°), in genere più lungo ed estremamente articolato. Tuttavia, proprio in una ristretta area del versante orientale, e precisamente in corrispondenza di M. Castello, si riscontrano le massime acclività dell'isola, con pendenze che raggiungono i 90° (fig. 4).

Il settore sud-orientale dell'isola è caratterizzato da una peculiare forma tozza che si erge bruscamente dal mare raggiungendo, con il M. Calamita, la quota massima di 412 m s.l.m. Tale conformazione orografica è strettamente connessa al particolare assetto strutturale dell'area, contraddistinto dalla presenza di una mega-antiforme (GARFAGNOLI *et alii*, 2005). Dal M. Calamita si dipartono una serie di alture meno elevate, che verso nord digradano dolcemente nella piana che si estende tra il fosso Valdana e la località Mola, mentre verso i quadranti meridionali terminano bruscamente a picco sul mare, con ripide falesie che raggiungono altezze anche superiori ai cento metri, come nel tratto di costa compreso tra punta delle Ripalte e punta Galera (estremo settore meridionale dell'isola). I versanti di questo settore presentano pendenze che mediamente si aggirano intorno ai 10° (fig. 4).

Il reticolo idrografico è in linea di massima poco sviluppato a causa dell'assetto orografico accidentato e per le ridotte dimensioni dell'isola, che impediscono il formarsi di estesi bacini imbriferi. Le aste fluviali sono quindi brevi, al massimo di circa 5 km di lunghezza (settore occidentale), e di ordine gerarchico basso. In queste linee d'impluvio scorrono corsi d'acqua, in genere a regime temporaneo, caratterizzati da forti alternanze stagionali.

Gli aspetti litostrutturali e tettonici, uniti a quelli morfologici, hanno condizionato l'andamento del reticolo idrografico nei vari settori dell'isola.

Nel settore occidentale dell'Elba le aste fluviali s'irradiano dalle cime più elevate del massiccio del M. Capanne sino al mare, secondo un *pattern* radiale di tipo divergente. Complessivamente la densità di drenaggio del reticolo idrografico è bassa. Da uno sguardo d'insieme emerge una netta differenza fra il versante settentrionale e quello meridionale del massiccio in esame. La differenza diventa ancora più marcata se si include nel primo settore anche il bacino del Rio Pomonte, posto nella zona sud-occidentale del M. Capanne. Nel versante 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 M. 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. Nel versante meridionale, i reticoli fluviali sono poco sviluppati e risultano in generale meno incisi rispetto al settore settentrionale. Il bacino del fosso di Vallebuia, che termina nell'abitato di Seccheto, mostra una forma decisamente asimmetrica, con versanti di sinistra molto più sviluppati ed incisi. Il resto degli impluvi 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 inciso e con spartiacque meno evidenti (D'OREFICE *et alii*, 2009a). In entrambi i versanti si osserva, comunque, un sostanziale allineamento fra le aste fluviali, ad andamento pressoché rettilineo, e i principali sistemi di fratture sia primarie da raffreddamento sia secondarie da ri-

lascio tensionale di stress meccanici (D'OREFICE *et alii*, 2009a). L'ordine gerarchico è basso (non superiore al 4°) secondo la classificazione di STRAHLER (1957).

Il settore centrale è caratterizzato da aste fluviali più brevi e con una pendenza media nettamente minore rispetto al settore occidentale. Di contro, i bacini idrografici hanno un fattore di forma ($F=A/L^2$) generalmente maggiore nei confronti di quello dei bacini del settore occidentale, raggiungendo, con il bacino del fosso Galeo-fosso della Pila (Campo nell'Elba), la massima estensione e l'ordine gerarchico più elevato dell'isola (5° secondo la classificazione di STRAHLER, 1957). Il reticolo idrografico è prevalentemente di tipo dendritico e in misura minore di tipo parallelo (aree di San Giovanni, Schiopparello e Lacona). Nell'insieme la densità di drenaggio in questo settore è medio-alta.

Il settore sud-orientale dell'Elba, analogamente a quello occidentale, è interessato da un reticolo idrografico prevalentemente di tipo radiale divergente e in subordine di tipo parallelo (versante nord-orientale del promontorio del M. Calamita), anche in questo caso la densità di drenaggio è medio-alta. Le aste fluviali, in genere abbastanza rettilinee e di ordine gerarchico basso (non superiore al 4° secondo la classificazione di STRAHLER, 1957), sottendono bacini imbriferi spesso stretti ed allungati. Tali bacini hanno una pendenza media variabile tra i 10° e i 22° e un'estensione media di circa 0,8 km²; i bacini di maggior estensione sono esposti prevalentemente verso i quadranti occidentali. Gli attuali *thalweg* sono fortemente in incisione sia nel substrato metamorfico e sedimentario sia nei depositi alluvionali più antichi.

Il settore nord-orientale è caratterizzato da una forte influenza tettonico-strutturale sottolineata dall'orientazione delle aste fluviali di ordine maggiore (4° secondo la classificazione di STRAHLER, 1957) che tendono ad assumere una direzione pressappoco parallela a quella dei principali elementi tettonici. Il reticolo idrografico, prevalentemente di tipo dendritico e secondariamente di tipo parallelo (bacino del fosso di Rialbano), è caratterizzato da una densità di drenaggio media.

III - CARATTERISTICHE CLIMATICHE

(a cura di F. Rapetti)

1. - INTRODUZIONE

Il clima dell'isola d'Elba è influenzato da alcuni peculiari fattori geografici, quali la dimensione dell'isola, lo sviluppo delle coste, il profilo topografico, la posizione rispetto alla Corsica e alla Toscana continentale.

L'ambiente fisico si caratterizza per la presenza di rilievi collinari e montani, di strette valli con versanti acclivi e di solchi torrentizi appena incisi, di coste alte rocciose, di golfi e di piccole insenature dove sono presenti le rare spiagge e le piccole pianure costiere.

L'articolazione dei topoclimi, più marcata tra i quadranti settentrionali e i quadranti meridionali, riguarda l'irradiazione solare, la temperatura dell'aria, la direzione e l'intensità del vento, la distribuzione delle piogge.¹

Alcuni aspetti del modellamento sono in equilibrio con le attuali condizioni del clima; altri paiono invece ereditati da condizioni più aride, o più umide, ovvero più fredde delle attuali.

2. - VENTI

Il campo anemometrico in mare aperto è influenzato dalla posizione dell'isola

Nota 1 - La descrizione delle condizioni climatiche dell'isola d'Elba presenta qualche incertezza a causa dello scarso numero di stazioni meteorologiche presenti, della loro non omogenea distribuzione piano-altimetrica e della discontinuità del funzionamento. Le fonti utilizzate sono l'ex Ufficio Idrografico di Pisa, il Servizio Idrologico Regionale della Toscana, il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, l'Agenzia Regionale Sistemi Ambientali, l'Istituto Meteorologico olandese (KNMI), il Servizio Idrografico della Marina.

rispetto alle aree continentali ed insulari contermini, che interferiscono con i flussi atmosferici zonali, mentre la circolazione dei venti meridionali trova minori ostacoli. Nel lato settentrionale il vento più frequente ed intenso proviene dal III quadrante; agli altri quadranti spettano frequenze e velocità simili; le calme rappresentano circa il 10,3% delle osservazioni. Le brezze leggere (2,5 m/s), con oltre il 50% delle osservazioni, hanno la frequenza più elevata; ai venti di burrasca forte (22,5 m/s) spetta la frequenza dello 0,75% delle osservazioni. Nel lato orientale si rileva una sensibile polarizzazione dei venti del I, II e IV quadrante; le calme rappresentano l'8,4% delle osservazioni. Nel lato meridionale le velocità assumono valori elevati con frequenze tra i vari settori nel complesso omogenee. Nel lato occidentale i venti del IV quadrante sono prevalenti, mentre le velocità medie più elevate spettano al III quadrante; le calme rappresentano l'11,4% delle osservazioni. In questo lato la frequenza dei venti di burrasca forte è dello 0,85%, che rappresenta il valore massimo tra tutte le direzioni (tab. 1).

Il campo anemometrico sull'isola è sensibilmente diverso rispetto a quello in mare aperto, poiché i flussi dei bassi strati della troposfera subiscono deviazioni orizzontali e verticali nell'impatto con i rilievi. Nella stazione di M. Calamita, situata a 396 m s.l.m. nel promontorio sud-orientale dell'isola, 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; le calme, con il 22% delle osservazioni, hanno una frequenza doppia rispetto alle calme in mare aperto (VITTORINI, 1976; PINNA,

Tab. 1 - *Frequenza cumulata (F%) della direzione del vento per quadranti e valori della velocità media ponderata (m/s) in mare aperto nell'Arcipelago Toscano (fonte: KNMI).*

Direzioni	F%/V	I Quadrante	II Quadrante	III Quadrante	IV Quadrante	Calme/ V pond.
Lato settentrionale	F%	21,7	21,5	24,9	21,6	10,3
	V med	5,1	5,0	6,7	5,1	5,5
Lato orientale	F%	26,6	28,7	11,9	24,4	8,4
	V med	5,1	4,6	5,5	4,9	4,9
Lato meridionale	F%	20,7	23,6	22,7	24,5	8,4
	V med	5,7	4,9	6,7	5,2	5,6
Lato occidentale	F%	19,4	22,9	21,7	24,6	11,4
	V med	5,2	5,2	6,5	5,2	5,7

1991; RAPETTI, 1992). A M. Grosso (344 m s.l.m.), situato nella prominenza di NE dell'isola, di fronte al promontorio di Piombino, le frequenze più elevate riguardano i venti del I e del III quadrante, rispettivamente al NE (24,5%), al nord (14,6%) e al SO (16,5%) (ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA, 1978).

3. - STATO DEL MARE

Lo stato del mare determina i processi erosivi nella fascia costiera, con la dissipazione dell'energia associata al moto ondoso e il "sovrалzo di tempesta" (*wave setup*). In mare aperto l'altezza significativa delle onde è generalmente di bassa entità: le "onde piccole" (1,75 m) hanno la frequenza del 3÷4%; le onde oltre i 4 m sono rare, ed estremamente rare le onde oltre i 6 m. Rispetto alla direzione dell'onda, con il 3,8% delle osservazioni, si distingue la frequenza del settore direzionale da nord relativo alla classe delle onde intorno ai 2,25 m (tab. 2).

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

Settore	Classi di altezza (m)													
	0,25	0,75	1,25	1,75	2,25	2,75	3,25	3,75	4,25	4,75	5,25	5,75	6,25	6,75
Nord	29,8	13,8	7,0	3,8	3,8	1,0	0,4	0,4	0,2	0,1	0,00	0,05	0,00	0,00
Est	33,0	17,2	6,4	3,4	1,4	0,6	0,1	0,2	0,0	0,1	0,08	0,00	0,00	0,00
Sud	30,7	17,0	7,2	4,4	1,9	1,1	0,4	0,4	0,1	0,1	0,08	0,08	0,01	0,02
Ovest	30,1	14,9	7,4	3,3	1,4	0,8	0,2	0,3	0,1	0,0	0,02	0,06	0,00	0,00

Lungo le coste della Toscana centro-meridionale - tra il 1977 e il 1983 - sono state effettuate misure dirette delle altezze d'onda nel golfo di Follonica e nelle Secche di Vada (Cecina) (tab. 3).

La frequenza delle onde di altezza significativa minore di 0,50 m ha rappresentato il 62,0% delle osservazioni; gli stati d'onda compresi tra 1,25 e 4,00 m hanno avuto la frequenza del 12,0% e le osservazioni superiori a 4,0 m lo 0,2% (REGIONE TOSCANA, 1989). Il "sovrалzo di tempesta" (*wave setup*), che ha effetto sui fenomeni di abrasione delle coste alte e sulla distribuzione dei sedimenti nell'intorno degli apparati focali, può raggiungere 70÷90 cm, ma il valore medio è inferiore a 50 cm.

Tab. 3 - Valori assoluti e percentuali delle classi di altezza significativa delle onde a Cecina (1977÷1983).

Valori	Altezza significativa d'onda (m)					
	< 0,10	0,10-0,5	0,5-1,25	1,25-2,50	2,50-4,0	> 4,0
N° minimo	129 (1983)	2148 (1980)	1056 (1980)	491 (1980)	48 (1982)	3 (1982)
N° massimo	1343 (1982)	4303 (1979)	2121 (1983)	764 (1978)	191 (1981)	34 (1978)
N° totale	4323	19817	9695	3934	780	83
Frequenza %	11,0	51,0	25,0	10,0	2,0	0,2

4. - RADIAZIONE SOLARE

Nei decenni trascorsi la radiazione solare è stata misurata nell'isola di Pianosa (27 m s.l.m.), distante circa 20 km dalla costa elbana in direzione di SO (GUERRINI *et alii*, 1977), dove il soleggiamento assoluto è stato di 2607 ore all'anno, che rappresenta il valore più elevato della Toscana. Dalle misure radiometriche raccolte a Portoferraio città si ricavano i valori dell'irradianza mensile, che risultano compresi tra 64 W/m² (dicembre) e 293 W/m² (luglio) (tab. 4).

Tab. 4 - Irradianza globale media mensile e annua (W/m²) a Portoferraio (1990÷2010).

Anni	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
1995	110	120	202	201	232	283	290	222	173	146	85	62	177
1996	61	113	129	170	252	279	284	248	174	124	74	66	165
1997	68	113	189	-	-	-	282	243	213	133	79	65	-
1998	77	119	179	201	262	295	305	249	191	132	82	64	180
media	83	117	170	191	249	286	293	240	179	134	80	64	174

Alle latitudini della Toscana centro-meridionale i valori più elevati dell'irradiazione globale sono intercettati dai versanti esposti a sud ed acclivi 35° sull'orizzonte ($6,4 \text{ GJ/m}^2/\text{anno}$), nei quali, pertanto, i processi elementari di degradazione fisico-meccanica delle rocce possono raggiungere intensità più elevate; all'irradiazione dei versanti esposti a nord ed acclivi 55° spettano i valori più bassi ($2,7 \text{ GJ/m}^2/\text{anno}$) (BATINI *et alii*, 2011).

5. - TEMPERATURA DELL'ARIA

I fattori geografici che regolano la temperatura dell'aria all'isola d'Elba sono riferibili all'elevata radiazione solare, alla distanza dal mare, che nei luoghi più interni dell'isola è inferiore a cinque chilometri, al regime termico della superficie del mare, alle tiepide correnti marine di provenienza meridionale (ZANCLA & D'ANDREA, 1970), all'esposizione e all'altitudine dei rilievi. Le stazioni termografiche che assicurano una accettabile regolarità di funzionamento sono quelle di Portoferraio città (1965÷1985), Poggio Elba (1951÷1964), San Piero in Campo e M. Calamita (1951÷1975).

A Portoferraio città la temperatura media dell'inverno è di $10,2^\circ\text{C}$; la temperatura media annua di $16,3^\circ\text{C}$ non trova frequente riscontro in altri luoghi della Toscana continentale, così come l'escursione media diurna ($8,6^\circ\text{C}$) e l'escursione annua ($14,8^\circ\text{C}$). La stazione di M. Calamita (396 m) risente scarsamente dell'altitudine, poiché la temperatura media annua, rispetto ai valori della fascia costiera, si mantiene abbastanza elevata ($13,8^\circ\text{C}$) (tab. 5). Le temperature medie sulla cima del M. Capanne, con le stime ricavate dai gradienti termici verticali, risultano di $2,9^\circ\text{C}$ in gennaio, di $15,8^\circ\text{C}$ in agosto; la temperatura media annua è di $8,4^\circ\text{C}$ (RAPETTI, 1999).

Tab. 5 - *Temperatura media mensile e annua ed escursione annua ($^\circ\text{C}$) (periodi di durata variabile e non sovrapponibili).*

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
San 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

Il clima termico di Portoferraio è di tipo *temperato-caldo*, caratterizzato dalla temperatura media annua compresa tra 14,5° e 16,9 °C, dalla temperatura media del mese più freddo tra 6,0° e 9,9 °C, da quattro mesi con temperatura media maggiore o uguale a 20,0° e da una escursione annua tra 15,0° e 17,0 °C.

Il clima termico di M. Calamita è, invece, di tipo *temperato sublitoraneo* (PINNA & GAZZOLO, 1969).

6. - ESTREMI TERMICI

Nella fascia costiera i giorni con gelo ($T_{\min} \leq 0$ °C) sono rari: a Portoferraio città la media del periodo 1989÷2011 è stata di 6,7 giorni. La temperatura minima assoluta è stata di -5,0 °C (18.01.1956), seguita da -4,8 °C (02.03.2005) e da -4,0 °C (06.01.1985), quest'ultima registrata durante l'episodio di gelo estremo che ha interessato la Toscana nella prima decade di gennaio 1985 (RAPETTI & VITTORINI, 1986). Nelle altre stazioni si segnalano i valori minimi di M. Calamita (-7,0 °C, 07.01.1985), Poggio Elba (-5,5 °C, 09.01.1985), San Piero in Campo (-5,0 °C, 07.01.1985). Nella fascia costiera, e nelle attuali condizioni morfoclimatiche, si può escludere che i cicli gelo/disgelo abbiano efficacia morfogenetica; il fenomeno potrebbe essere più intenso sui versanti a maggiore acclività del M. Capanne esposti tra NO e NE, dove l'irradiazione invernale è molto basso.

A Portoferraio città i giorni con $T_{\max} \geq 35$ °C sono molto rari, poiché dal 1982 ad oggi si sono contati solo tre episodi; la temperatura massima assoluta ha raggiunto 35,4 °C il 18 luglio del 1994. A San Piero in Campo, nel corso dell'estate 2003, la più calda mai osservata in Italia e in gran parte dell'Europa occidentale, la temperatura massima assoluta è stata di 39,0 °C (6 agosto); 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.

7. - UMIDITÀ RELATIVA DELL'ARIA

All'isola d'Elba l'umidità relativa, per il continuo apporto di vapore acqueo dal mare, è in tutto l'anno molto elevata (tab. 6). A M. Calamita i valori più bassi si registrano da maggio ad agosto, quelli più elevati, superiori all'80%, da novembre a gennaio. I valori minimi diurni si registrano intorno a mezzogiorno (69%), quelli più elevati (82%) nelle prime ore della mattina (PINNA, 1991).

A Portoferraio città l'umidità relativa delle minime e delle massime, secondo le medie giornaliere di periodo, è stata rispettivamente del 92,6 e del 76,3%; il valore medio annuo è stato dell'84,5% e l'escursione media diurna del 16,3% (1989÷2011).

Tab. 6 - *Umidità relativa dell'aria (%) a 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

8. - PRECIPITAZIONI

La distribuzione delle piogge all'isola d'Elba appare più legata al profilo altimetrico dell'isola che all'esposizione dei versanti: le precipitazioni di M. Capanne, misurate in un'insellatura posta a una quota di circa 960 m s.l.m. (pressappoco 60 m sotto la vetta) in direzione di NE (fig. 5), sono minori degli afflussi della stazione di Poggio Elba, ubicata nel versante nord-orientale del rilievo (240 m s.l.m.), ad una distanza planimetrica dalla vetta di circa due chilometri.

Le masse d'aria, in risalita lungo i versanti dei rilievi, subiscono sollevamenti



Fig. 5 - Funzionari e tecnici dell'Ufficio Idrografico di Pisa al lavoro presso il pluvionivometro totalizzatore del M. Capanne (fonte: archivio fotografico dell'Ufficio Idrografico di Pisa - fine anni Cinquanta).

forzati che favoriscono la formazione delle piogge; generalmente gli afflussi si incrementano con la quota, fino ad un valore massimo, detto *optimum pluviometrico*: il M. Capanne, per il modesto ingombro orografico, poiché si presenta come una tumescenza isolata che si erge dal mare, determina un effetto orografico di bassa intensità. Le interazioni tra i flussi dei bassi strati dell'atmosfera e il massiccio monzogranitico elbano, in condizioni di stabilità atmosferica, determinano deflessioni orizzontali con una forte attenuazione dell'effetto orografico. La distribuzione delle piogge intorno al M. Capanne è spiegabile con la morfologia dei versanti e delle valli e con una maggiore frequenza dei flussi atmosferici provenienti dai quadranti meridionali, come indicano le “tracce a ritroso” dei quadri sinottici più frequenti che interessano l'Arcipelago e la Toscana continentale² (tab. 7).

La diversa distribuzione delle piogge nell'area del M. Capanne è confermata dall'evento pluviometrico del 7 novembre 2011, che ha determinato la violenta esondazione dei torrenti che, dal versante sud-orientale del rilievo, scendono nel golfo di Campo. Durante il nubifragio, che ha provocato ingenti danni alle infrastrutture e la perdita di una vita umana, a fronte di piogge cumulate di 45 mm nell'intervallo di circa dodici ore a M. Perone (690 m s.l.m.), posto sotto la vetta del M. Capanne in direzione di NE, e di 32 mm a Portoferraio città (13 m s.l.m.), nei bacini imbriferi che versano nel golfo di Campo si sono verificati afflussi molto intensi. Sulla base dei dati ufficiali del Servizio Idrologico Regionale, in mancanza di dati pluviometrici in quell'area, la prova indiretta della ineguale distribuzione delle

Tab. 7 - *Precipitazioni mensili ed annue (mm) nell'Arcipelago Toscano (periodi vari).*

Stazioni	Quota s.l.m. m.	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Portofer- raio città	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
San Piero in Campo	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. Cala- mita	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. Ca- panne	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

Nota 2 - Le tracce a ritroso delle masse d'aria possono essere delineate con il modello meteorologico HY-SPLIT 4.9 della NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

piogge è costituita dalla distribuzione delle fulminazioni sull'isola d'Elba, che mostra una eccezionale concentrazione di attività elettrica dell'atmosfera, tra le ore 6:30 e le ore 11:00 del 7 novembre 2011, proprio sui versanti sud-orientali del M. Capanne (fonte: SERVIZIO IDROLOGICO REGIONALE DELLA TOSCANA, 2011). Ricerche effettuate sul campo dall'ISPRA - Servizio geologico d'Italia / Dipartimento difesa del Suolo - nell'immediatezza dell'evento pluviometrico, hanno consentito di raccogliere i dati di una stazione privata ubicata in località Gli Alzi (30 m s.l.m.), frazione di Campo nell'Elba, prossima allo sbocco del fosso Stabbiati, che, scendendo dalle falde sud-orientali del M. Capanne, versa le proprie acque nel golfo di Campo³. Nella frazione Gli Alzi la pioggia ha iniziato a cadere alle ore 05:00 del 7 novembre 2011, alle ore 08:00 si erano accumulati 250 mm di pioggia, e, alle ore 10:00, al termine dell'evento, 283 millimetri. La massima intensità pluviometrica, verificatasi tra le ore 06:00 e le ore 08:00, è stata di 95 mm/ora (cfr. fig. 124).

8.1. - PIOGGE MENSILI E ANNUE

La località meno piovosa dell'isola è Portoferraio città (566,8 mm) e la più piovosa Poggio Elba (943,3 mm), con valori intermedi a M. Capanne (730,5 mm) e San Piero in Campo (688,3 mm).

8.2. - REGIME PLUVIOMETRICO MENSILE

Il regime pluviometrico mensile presenta i valori più elevati in gennaio; nei mesi successivi, fino a luglio, le piogge decrescono in modo regolare, per poi incrementarsi da agosto fino a novembre (fig. 6).



Fig. 6 - Regime pluviometrico mensile relativo alle stazioni dell'isola d'Elba.

Nota 3 - La stazione meteorologica posta in località Gli Alzi, che ha fornito i dati dell'evento del 7 novembre 2011, è di proprietà del sig. Marco Galli. La posizione geografica della stazione rende i dati preziosi per la Comunità scientifica, per la Protezione Civile e per tutti gli Organi dello Stato preposti allo studio degli eventi pluviometrici estremi. Un ringraziamento al sig. Marco Galli per aver messo a disposizione i dati in suo possesso.

8.3. - REGIME PLUVIOMETRICO STAGIONALE

I regimi stagionali presenti sono il *submediterraneo* (A.I.P.E. – Autunno-Inverno-Primavera-Estate) e il *mediterraneo* (I.A.P.E. - Inverno-Autunno-Primavera-Estate), che si caratterizzano rispettivamente per il massimo principale in autunno oppure in inverno (PINNA & VITTORINI, 1985). Le differenze tra gli afflussi dell'autunno e dell'inverno sono tuttavia molto ridotte; la primavera riceve circa un quarto del totale annuo e l'estate ha un minimo molto accentuato (tab. 8).

Tab. 8 - *Precipitazioni stagionali (in mm e in percentuale) e regimi pluviometrici (periodi vari).*

Stazioni	Primavera		Estate		Autunno		Inverno		Regime
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	
Portoferraio	137,4	24,2%	77,1	13,7%	181,2	30,2%	171,1	30,2%	AIPE
Poggio Elba	222,0	23,5%	101,0	10,7%	288,8	30,6%	331,9	35,2%	IAPE
San Piero in Campo	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

8.4. - PRECIPITAZIONI DA UNO A CINQUE GIORNI CONSECUTIVI

L'isola d'Elba è soggetta a una forte variabilità pluviometrica, definita come rapporto tra le piogge dell'anno più piovoso e meno piovoso (*coefficiente di irregolarità*): a Portoferraio città il coefficiente di irregolarità è di 4,0, caratteristico del clima francamente mediterraneo. Di tale variabilità si trova traccia anche nella cumulazione delle piogge da uno a cinque giorni consecutivi e nelle piogge intense e di breve durata. A Portoferraio città l'incremento degli afflussi da uno a cinque giorni consecutivi è generalmente di modesta entità, poiché gli eventi sono spesso di natura temporalesca, e dunque legati a fenomeni localizzati di instabilità atmosferica. Costituisce una notevole eccezione l'evento del settembre 1951, quando a Portoferraio città, in due giorni consecutivi, caddero rispettivamente 245,0 (24.09.1951) e 182,0 mm (25.09.1951) (tab. 9). Eventi pluviometrici giornalieri più recenti di una certa consistenza sono quelli di 86 mm (09.09.2003) e di 66 mm (06.11.1994).

Tab. 9 - *Precipitazioni massime (in mm) con durata da uno a cinque giorni consecutivi (periodi vari).*

Stazioni	1 giorno	Data	2 giorni	Data	3 giorni	Data	4 giorni	Data	5 giorni	Data
Portofer- raio	245,0	24.09.51	427,0	24-25.09.51	439,0	24-26.09.51	441,0	23-26.09.51	441,2	22-26.09.51
San. Mar- tino	235,0	24.09.51	331,0	24-25.09.51	352,0	24-26.09.51	352,0	24-26.09.51	352,0	24-26.09.51
Poggio Elba	132,0	24.09.47	210,0	4-5.03.28	250,0	20-22.09.32	250,0	20-23.11.32	250,0	20-24.11.32

8.5. - PIOGGE DI BREVE INTENSITÀ E DI BREVE DURATA

L'intensità pluviometrica è generalmente bassa, ad eccezione di quanto avviene nel corso degli eventi temporaleschi che generalmente interessano l'isola d'Elba alla fine dell'estate o all'inizio dell'autunno: a San Piero in Campo si segnala una pioggia di 29 mm/15 minuti (4.09.2002); a Portoferraio città si osservano gli eventi di 47,4 mm, di 104,0 mm, di 245,0 mm, rispettivamente in una, due e tre ore (24.09.1951). Di straordinaria intensità è la pioggia caduta in località Gli Alzi il 7.11.2011, che ha dato luogo al già ricordato grave evento alluvionale.

8.6. - PERIODI SICCIOSI

In Toscana la siccità meteorologica più severa si è verificata tra il 1988 e il 1989 (BENCIVENGA, 1990). A Portoferraio città le precipitazioni del 1988 sono state inferiori del 58,1% rispetto alla media pluridecennale, con una punta negativa del 96% nei mesi di settembre e di novembre; nell'anno successivo la flessione è stata del 35,1%, con scarti negativi sino dell'85,2% nel mese di dicembre.

Il numero di giorni consecutivi senza pioggia si incrementa dall'Appennino centro-settentrionale alle estreme propaggini meridionali della regione, per assumere i valori più elevati nelle isole dell'Arcipelago Toscano: a Portoferraio città il più lungo periodo senza pioggia si è verificato tra il 7 giugno e il 14 agosto 1965 (RAPETTI & VITTORINI, 1994).

8.7. - ANDAMENTO DELLE ISOIETE

Nei valori medi le piogge annue all'isola d'Elba non superano 1000 mm. L'isoieta dei 950 mm racchiude un'area ristretta nel versante nord-orientale del M. Capanne, in direzione di Marciana Marina; in quel settore le isoiete decrescono fino agli 800 mm del golfo di Procchio (fig. 7). Sui rilievi centrali (M. Orello, 377 m) è

presente l'isoieta di 750 mm, come sul promontorio nord-orientale (M. Grosso, 344 m). La parte meridionale dell'isola è meno piovosa, con precipitazioni comprese tra 600 e 650 mm. L'afflusso medio annuo ragguagliato alla superficie dell'isola è valutato in 730,1 mm (PINNA, 1991), pari ad un afflusso di $1,63 \times 10^8 \text{ m}^3$.

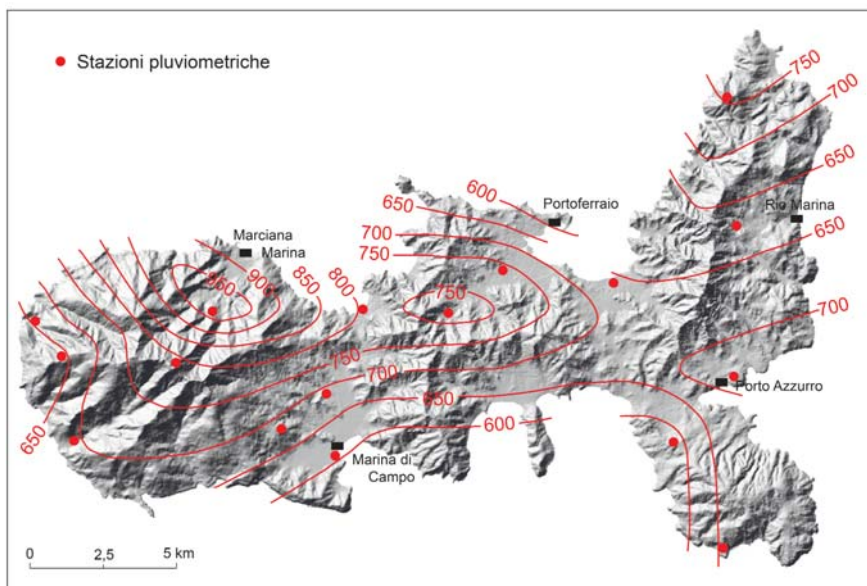


Fig. 7 - Andamento delle isoiete all'isola d'Elba (1922÷1981) (fonte: modificato da BENCINI et alii, 1986).

9. - BILANCIO IDRICO-CLIMATICO E CLASSIFICAZIONI CLIMATICHE

Il bilancio idrico-climatico del suolo (THORNTHWAITE, 1948; THORNTHWAITE & MATHER, 1957) consente la stima del surplus, del deficit e del deflusso idrico totale. Il regime mensile e stagionale di tali elementi del bilancio idrologico indica la predisposizione stagionale dei suoli all'erosione e alle piene fluviali e, in campo agricolo e forestale, la disponibilità idrica della vegetazione (tab. 10; fig. 8):

- a Portoferraio città l'evapotraspirazione potenziale (EP) annua è stata 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. La saturazione del suolo (ST) (150 mm), ha riguardato solo febbraio e marzo; il surplus (S) annuo è di 23,9

Tab. 10 - Bilancio idrico-climatico a Portoferraio città, Poggio Elba, San Piero in Campo (periodi vari) ("piena capacità di campo": 150 mm). P = precipitazioni; EP = evapotraspirazione potenziale; ST = saturazione del suolo; AE = evapotraspirazione reale; D = deficit; S = surplus; RO = deflusso superficiale.

Stazioni		G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Portoferraio	P	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
	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	11,7	5,6	2,8	1,4	0,7	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	23,9
Poggio Elba	P	134,1	105,0	98,3	71,7	52,0	30,4	11,1	69,5	71,3	12,5	92,0	92,8	943,3
	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	39,5	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
San Piero in Campo	P	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
	EP	17,2	19,4	32,4	49,2	86,8	121,8	151,5	143,8	97,5	64,3	33,0	19,6	836,5
	ST	150,0	150,0	150,0	150,0	106,4	55,7	21,8	10,2	8,1	41,3	100,4	150,0	-
	AE	17,2	19,4	32,4	49,2	79,0	75,5	44,8	41,1	64,6	64,3	33,0	19,6	540,1
	D	0,0	0,0	0,0	0,0	7,9	46,3	106,7	102,7	32,8	0,0	0,0	0,0	296,5
	S	50,9	44,4	25,1	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	131,8
	RO	26,9	35,6	30,4	18,1	9,0	4,5	2,3	1,1	0,6	0,3	0,1	2,9	131,8

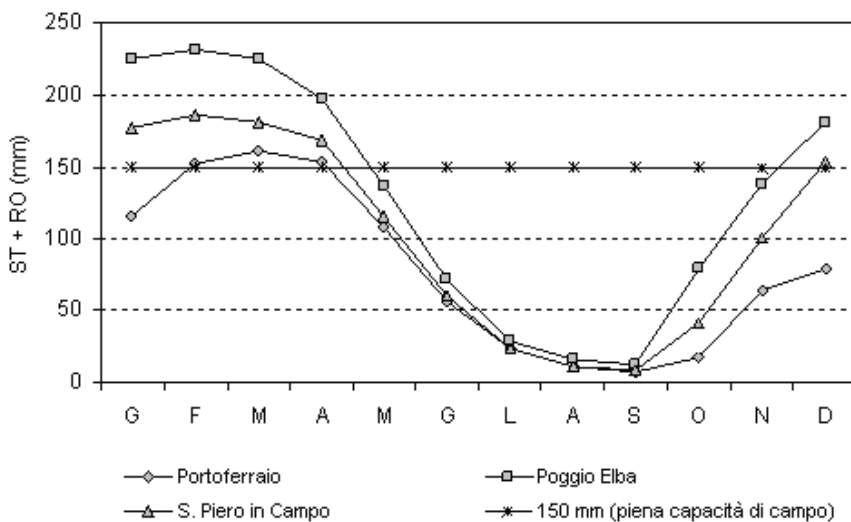


Fig. 8 - Ciclo dell'acqua nel suolo a Portoferraio città, Poggio Elba, San Piero in Campo.

mm; il deficit (D) annuo, pari a 302,6 mm, si è verificato da maggio a settembre. Nei mesi successivi, in conseguenza della ripresa autunnale delle piogge, ha avuto inizio la fase di ricarica del suolo, che si è conclusa in febbraio. Il valore più elevato del deflusso superficiale (RO) si è raggiunto in marzo con 11,7 mm.

- a Poggio Elba l'evapotraspirazione potenziale annua è stata di 835,8 mm, imputabile per il 6,3% all'inverno, per il 20,7% alla primavera, per il 50,2% e per il 22,7% rispettivamente all'estate e all'autunno. L'umidità climatica, la più elevata dell'isola, trova riscontro nel valore annuo del surplus (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 i mesi da maggio a settembre, assumendo il valore più elevato in luglio (106,7 mm). Il deflusso ha raggiunto i valori più elevati nei mesi dell'inverno e della primavera, con il massimo in febbraio (80,7 mm).

- a San Piero in Campo l'evapotraspirazione potenziale annua è stata di 836,5 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, di 131,8 mm annui, ha interessato il periodo da dicembre ad aprile; il deficit idrico, di 296,5 mm annui, è stato presente da maggio a settembre, assumendo il valore più elevato in luglio (106,7 mm). Il deflusso idrico ha presentato i valori più elevati nei mesi dell'inverno e della primavera, con il massimo in febbraio (35,6 mm).

10. - TIPI CLIMATICI

L'umidità globale (I_m) costituisce l'indice guida nella classificazione dei climi secondo THORNTHWAITE & MATHER (1957):

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

I valori positivi dell' I_m rappresentano i climi umidi, secondo la 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 ($I_m < -66,6$).

La stazione di maggiore umidità idro-climatica è Poggio Elba, dove nell'anno medio è presente il tipo C₂ (subumido), mentre Portoferraio città e San Piero in Campo ricadono nel tipo C₁ (subarido) (tab. 11).

Tab. 11 - *Tipi climatici nell'anno medio a Portoferraio città, Poggio Elba e San Piero in Campo.*

	Formula climatica	Descrizione sintetica
Portoferraio città	C ₁ B' ₂ db' ₄	clima subarido, secondo mesodermico, eccedenza molto piccola
Poggio Elba	C ₂ B' ₂ sb' ₄	clima subumido, secondo mesodermico, moderata eccedenza in inverno
San Piero in Campo	C ₁ B' ₁ sb' ₄	clima subarido, secondo mesodermico, deficit in estate

Gli andamenti medi non offrono tuttavia un quadro realistico delle condizioni del clima, che possono essere rappresentate più efficacemente dai campi di variazione dei parametri considerati (tab. 12):

- a Portoferraio città la massima aridità meteorologica si è verificata nel 1988, quando l'afflusso meteorico annuo è stato di 269,8 mm (47 giorni piovosi); l'evapotraspirazione potenziale e reale sono state rispettivamente di 808,4 mm e di 270,8 mm. In nessun mese si è avuta eccedenza idrica, mentre il deficit idrico, che si è protratto da febbraio a novembre, ha raggiunto valori molto elevati nei mesi da maggio a giugno. 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 la piena capacità di campo nei mesi da settembre a maggio, con la sola eccezione del mese di novembre. Il de-

Tab. 12 - *Tipi climatici a Portoferraio città e Poggio Elba nell'anno più arido e nell'anno più umido.*

Stazione	Anni	Formula climatica	Descrizione sintetica del tipo di clima
Portoferraio	arido: 1988	D B ₂ d a'	clima <i>semiarido</i> - secondo mesodermico - senza eccedenza idrica
	umido: 1951	B ₁ B ₂ s a'	clima umido - secondo mesodermico - deficit moderato in estate
Poggio Elba	arido: 1957	D B ₂ d b' 4	clima <i>semiarido</i> - secondo mesodermico - senza eccedenza idrica
	umido: 1951	B ₁ B ₂ s b' 4	clima umido - secondo mesodermico - deficit moderato in estate

ficid idrico, pari a 211,4 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 quasi tutta concentrata nei giorni 24 e 25, in cui caddero rispettivamente 245,0 e 182,0 mm di pioggia. Queste condizioni pluviometriche, rare a Portoferraio città, 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 nei mesi successivi, è stato presente in tutti i mesi, 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 nei mesi 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 nei mesi da dicembre a maggio, i 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.

11. - DEFLUSSI IDRICI SUPERFICIALI

Le conoscenze relative ai deflussi liquidi dei corsi d'acqua dell'isola d'Elba sono nel complesso carenti, poiché, agli atti dell'ex Ufficio Idrografico di Pisa, risultano solo i bilanci idrologici di alcuni dei torrenti che scendono con un *pattern*

Tab. 13 - *Elementi caratteristici del bilancio idrologico dei torrenti rio di Vallebuia (1972÷1981), rio di Pomonte (1969÷1981), rio Bovalico (1952÷1960 e 1969÷1981), rio di Marciana (1955÷1959). Q_{med} : portata media mensile e annua dei periodi rispettivi (m^3/s); deflussi (mm), afflussi (mm), coefficienti di deflusso.*

Stazioni	Parametri	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Rio di Vallebuia	Qmed	0,095	0,097	0,087	0,085	0,053	0,018	0,007	0,005	0,008	0,023	0,04	0,065	0,048
	De-flusso	49	45	45	42	27	9	3	2	4	12	20	33	293
	Afflusso	94	76	73	55	48	17	16	36	53	117	68	71	724
	C. de-flusso	0,52	0,59	0,62	0,76	0,57	0,56	0,21	0,007	0,007	0,010	0,29	0,47	0,40
Rio di Pomonte	Qmed	0,152	0,176	0,145	0,122	0,067	0,023	0,008	0,007	0,020	0,059	0,066	0,091	0,077
	De-flusso	54	56	52	42	24	8	3	3	7	21	23	32	323
	Afflusso	88	86	77	57	49	25	16	38	64	97	65	78	739
	C. de-flusso	0,61	0,65	0,67	0,73	0,49	0,31	0,18	0,007	0,11	0,22	0,35	0,42	0,44
Rio Bovalico	Qmed	0,121	0,112	0,091	0,072	0,037	0,011	0,003	0,004	0,015	0,041	0,068	0,115	0,057
	De-flusso	49	40	36	28	15	4	1	2	6	17	26	46	270
	Afflusso	86	75	72	58	47	27	15	30	52	83	79	94	720
	C. de-flusso	0,56	0,54	0,51	0,48	0,31	0,16	0,08	0,05	0,11	0,20	0,33	0,49	0,37
Rio di Marciana	Qmed	0,103	0,112	0,208	0,127	0,098	0,023	0,001	0,000	0,003	0,049	0,162	0,147	0,086
	De-flusso	35	35	70	42	33	8	0	0	1	17	53	50	344
	Afflusso	52	53	90	64	51	24	11	14	49	98	130	119	755
	C. de-flusso	0,67	0,66	0,78	0,66	0,65	0,33	-	-	0,02	0,17	0,41	0,42	0,46

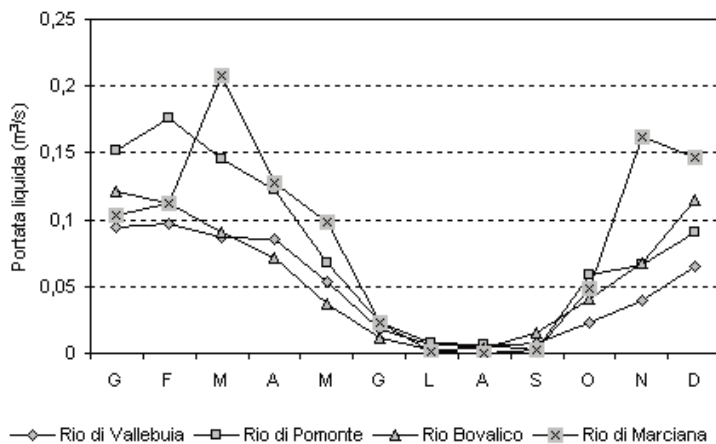


Fig. 9 - Regime mensile delle portate liquide (m^3/s) dei torrenti principali del M. Capanne: rio di Vallebuia, rio di Pomonte, rio di Bovalico, rio di Marciana.

centrifugo dal versante meridionale del M. Capanne, e relativi ad alcuni anni della seconda metà del secolo scorso (Annali Idrologici, Parte II), sviluppati nell'ambito delle attività promosse in quegli anni dalla Cassa del Mezzogiorno (tab. 13, fig. 9).

Il rio di Pomonte, che dal M. Capanne scende in mare in direzione di SO, con un bacino idrografico di $7,54 \text{ km}^2$, ha una portata media annua di $0,077 \text{ m}^3/s$, corrispondente ad un deflusso di 323 mm ($2,4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$). Nei mesi da maggio a settembre il deflusso si riduce a pochi litri al secondo e, in numerosi anni, si arriva fino al disseccamento dell'alveo, anche per l'acqua sottratta al deflusso naturale dagli usi antropici. Nel resto dell'autunno e all'inizio dell'inverno i deflussi hanno una ripresa lenta nonostante le piogge autunnali, per i processi di ricarica dei suoli.

Gli idrogrammi di piena dei torrenti del M. Capanne sono molto acuminati ed hanno durate di poche ore: ordinariamente nel giorno successivo all'evento di piena le por-

Tab. 14 - Portate massime giornaliere nei torrenti che scendono dal M. Capanne.

Torrenti	Superficie (km^2)	Q_{\max} (m^3/s)	Data
rio di Bovalico	6,7	7,200	14 novembre 1976
rio di Vallebuia	5,2	1,740	30 aprile 1974
rio di Pomonte	7,5	7,310	14 ottobre 1972
rio di Marciana	7,9	2,867	23 marzo 1956

tate si riducono ai valori del giorno precedente. Le portate massime giornaliere si sono verificate nel rio Bovalico ($7,2 \text{ m}^3/\text{s}$) e nel rio di Pomonte ($7,310 \text{ m}^3/\text{s}$) (tab. 14).

12. - TRASPORTO SOLIDO

Il censimento incompleto dei deflussi dei corsi d'acqua elbani è di pregiudizio per la conoscenza dei processi geomorfologici d'alveo e di versante, soprattutto in assenza di misure sul trasporto in sospensione e sul fondo. Da studi effettuati sui bacini idrografici della Toscana risulta tuttavia la stretta correlazione tra la torbidità specifica, l'estensione delle superfici erodibili e coltivabili e le precipitazioni (CAVAZZA, 1984):

$$\text{Log } T_b = 19,0980 + 4,8581 \times \text{Log } T_e - 7,7404 \times \text{Log } T_a - 3,9127 \times \text{Log } P$$

dove: T_b = deflusso torbido specifico medio annuo ($\text{tonn}/\text{km}^2/\text{anno}$);
 T_e = percentuale dei terreni erodibili del bacino (%);
 T_a = superficie dei terreni coltivabili del bacino (%);
 P = totale delle precipitazioni annue nel bacino (mm).

L'applicazione ai bacini idrografici che convogliano i deflussi idrici superficiali nel golfo di Campo⁴, che occupano un'estensione complessiva di $27,9 \text{ km}^2$ (12,5% della superficie dell'isola), indica un deflusso specifico di $820 \times 10^3 \text{ kg}/\text{km}^2$, cui corrisponde un deflusso torbido di $22,9 \times 10^6 \text{ kg}/\text{anno}$. Secondo varie stime il trasporto sul fondo dei corsi d'acqua rappresenta il 20÷30% del trasporto solido totale: se ne ricava la stima del deflusso solido totale versato nel golfo di Campo, pari a $30,5 \times 10^6 \text{ kg}/\text{anno}$, corrispondente ad un denudamento medio dei versanti di $0,4 \text{ mm}/\text{anno}$ (RAPETTI, 2007).

13. - CONSIDERAZIONI GENERALI SUL CLIMA DELL'ISOLA D'ELBA

Nell'isola d'Elba l'aridità meteorologica può raggiungere valori estremamente elevati, non altrimenti riscontrabili nella Toscana continentale: il campo di variazione dell'indice di aridità di De Martonne a Portoferraio città ha per estremi i valori di 6,6 (1988) e 24,6 (1951), corrispondenti ai tipi *arido* e *subumido* (DE MARTONNE, 1941).

Nota 4 - Tra i torrenti che defluiscono nel golfo di Campo si possono individuare le seguenti aste principali: fosso la Pila (sviluppo rettificato 4,5 km); fosso Galea (5,7 km), fosso Filetto (3,0 km), fosso Segagnana (3,0 km circa). Tutti gli altri fossi minori possono essere considerati tributari dei principali.

Lo sviluppo del bilancio idrico-climatico di THORNTHWAITE & MATHER (1957) indica la netta prevalenza dell'evapotraspirazione potenziale sulle precipitazioni, che si traduce nella presenza di climi da subumido (C_2) a subarido (D) ad arido (E). Specialmente in estate la disponibilità di acqua nel suolo è molto scarsa e i deflussi idrici superficiali sono assenti o di modesta entità. Rispetto a questo quadro generale si distingue il versante nord-orientale del M. Capanne, che, per apporti pluvio-metrici significativamente più elevati rispetto agli afflussi medi dell'isola, ha una maggiore potenzialità idrica, almeno confrontabile con quella delle aree costiere della Toscana meridionale.

Le portate medie annue dei torrenti che scendono dal M. Capanne sono di alcune decine di litri al secondo (tab. 13); le portate giornaliere massime non hanno superato $7,310 \text{ m}^3/\text{s}$ (rio di Pomonte, 14 ottobre 1972) (tab. 14). Ne consegue un trasporto solido sul fondo e in sospensione generalmente di modesta entità, pur considerando che, in occasione di forti nubifragi, come quello occorso il 7 novembre 2011 nei bacini che colano verso il golfo di Campo, l'elevata acclività dei versanti produce forti velocità della corrente: in tali circostanze la corrente fluviale raggiunge un'elevata competenza e capacità di incisione degli alvei. Il riformimento terrigeno delle piccole spiagge dell'isola d'Elba è tuttavia scarso, se si considera, ad esempio, che la spiaggia di Marina di Campo, la più estesa dell'isola, negli ultimi decenni ha subito una forte erosione, che in alcuni tratti della falcatura sabbiosa ha ridotto la profondità dell'arenile a poche decine di metri.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - LINEAMENTI GEOLOGICI REGIONALI

L'isola d'Elba, probabile residuo di una porzione emersa del paleo-Appennino, la "Tirrenide" dei vecchi Autori, è ubicata nel mar Tirreno settentrionale a metà strada fra la Toscana (Appennino settentrionale) e la Corsica (Corsica "Alpina"). Il complesso edificio tettonico dell'isola è tradizionalmente considerato l'emergenza più occidentale della catena orogenica nord-appenninica. In particolare, tale settore di catena appartiene alla cosiddetta *zona interna* dell'Appennino. Quest'ultimo è una catena a falde derivata dalla deformazione terziaria di una porzione del margine continentale della microplacca Adria, prospiciente il dominio oceanico Ligure, a seguito della rotazione antioraria del blocco sardo-corso (placca europea) e della collisione con la placca africana (microplacca Adria). Tale processo ha dato vita agli "Appennini ancestrali", di cui l'isola d'Elba e l'Arcipelago Toscano ne costituiscono i resti. Il loro assetto attuale, tuttavia, è anche il frutto di una storia legata all'insorgenza tardiva di un plutonismo di natura prevalentemente acida ed alla sua interazione con le successioni sedimentarie.

Dal punto di vista strutturale, l'area Corsica–Arcipelago–Toscana è contraddistinta da *thrust* est-vergenti, interessanti il prisma sedimentario e metamorfico pre-neogenico, sviluppatasi, a seguito dei processi sopra descritti, in due principali fasi: Cretacico superiore–Eocene medio-superiore e Oligocene superiore–Miocene inferiore (PRINCIPI *et alii*, in stampa). La deformazione complessiva dell'orogeno si è propagata da occidente a oriente fino all'Adriatico, ma contemporaneamente, nella parte più interna della catena, le strutture compressive sono state interessate da una tettonica distensiva, la cui intensità è aumentata da nord a sud. Nell'area dell'Archi-

pelago Toscano tali eventi sono stati accompagnati dalla messa in posto di “corpi” intrusivi, la cui datazione ha contribuito a definire la polarità delle deformazioni estensionali, progressivamente più giovani da ovest verso est e da nord verso sud. L’inizio della distensione crostale tirrenico-appenninica si segnala in Corsica tra 15,5 e 13,5 Ma (Langhiano), età della lamproite di Sisco.

Alla latitudine dell’Arcipelago Toscano, la deformazione distensiva più significativa prende corpo nel Miocene medio ed è contraddistinta da faglie dirette a basso angolo, che hanno messo a contatto le unità tettoniche strutturalmente più elevate (Liguridi) con i complessi, anche metamorfici, derivati dalla deformazione del margine continentale della microplacca Adria. 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 NE-SO, associati a magmatismo intrusivo e vulcanismo.

Tale fase, considerata coeva a quella alto-miocenica dell’adiacente Toscana continentale, nell’isola d’Elba è contraddistinta dalla messa in posto dello stock monzogranitico del M. Capanne, di età pari a circa 6,9 Ma (FERRARA *et alii*, 1961: 6÷7 Ma; EBERARHARDT & FERRARA, 1962: 7,6÷9,8 Ma; BORSI & FERRARA, 1971: 7 Ma; JUTEAU *et alii*, 1984: 5,8÷8,1 Ma; FERRARA & TONARINI, 1985, 1993: 6,4÷7,2 Ma; BOCCALETTI *et alii*, 1987: 7,9÷8,1 Ma; DINI *et alii*, 2002: 6,9 Ma) e di Porto Azzurro che, assieme al corteo filoniano ad esso associato (dicchi aplitici e granitici), ha un’età intorno ai 4,9÷5,9 Ma (SAUPÉ *et alii*, 1982: 5,1÷6,2 Ma; FERRARA & TONARINI, 1985, 1993: 4,9÷6,2 Ma; MAINERI *et alii*, 2003: 5,9 Ma). A questa fase va ascritta anche l’attività dei diversi centri magmatici presenti nell’Arcipelago Toscano, quali: il batolite monzogranitico dell’isola di Montecristo (circa 7 Ma), le rocce vulcaniche calcocaline alte in K e shoshonitiche dell’isola di Capraia (circa 7,6÷4,7 Ma) e le intrusioni monzogranitiche dell’isola del Giglio (circa 5 Ma).

La tettonica neogenica e pleistocenica ha prodotto l’assetto attuale della Toscana occidentale, articolata in una serie di alti e bassi strutturali e morfologici. L’Arcipelago, e in particolare l’isola d’Elba, è parte integrante di questa megastuttura: infatti, l’isola appartiene ad una vasta piattaforma continentale, in cui si distinguono, a sud, i bacini di punta Ala, di Pianosa, del Giglio e a nord, di Capraia, divisi da dorsali minori (cfr. fig. 2). Ad est l’isola d’Elba è separata dal continente tramite la soglia del canale di Piombino, che ha funzionato da vero e proprio “ponte” di collegamento durante le fasi pleistoceniche di basso stazionamento del livello marino. Ad ovest, l’isola è delimitata dal bacino di Fetovaia e dal canale (vallone o valle) dell’Elba, che la separano, dalla dorsale Elba-Pianosa, prevalentemente sommersa. Si tratta di un’estesa antiformentale, allungata nord-sud, che borda ad oriente, in tutta la sua estensione, il *semi-graben* del bacino della Corsica.

Nel dettaglio, le situazioni geologiche dei fondali circostanti l’isola d’Elba, compresi nel foglio, possono essere di seguito schematizzate secondo una ripartizione dell’area in senso batimetrico (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

La fascia batimetrica sopra i -50 m è contraddistinta prevalentemente da substrato affiorante o subaffiorante, rappresentato da un basamento roccioso pre-tortoniano privo di sedimenti sciolti alla sommità o coperto da uno spessore di depositi recenti non superiore ai 2 m. I limitati accumuli sedimentari dei golfi Stella, Lacona, Campo, Procchio, Biodola, Viticcio e Portoferraio rappresentano la prosecuzione subacquea di *pocket-beachs* o, come nel caso di Portoferraio, il risultato della decantazione di sedimenti medio-fini, trasportati in sospensione da correnti diverse, in aree di calma relativa (effetto baia). I fondali compresi in questa fascia batimetrica collegano l'Elba agli isolotti di Palmaiola e Cerboli e al promontorio di Piombino; in quest'ultimo caso la situazione di subaffioramento del substrato è da considerarsi limitata ai -25 m.

L'area esterna alla batimetrica dei - 50 presenta quattro situazioni distinte:

- la zona a nord dell'Elba è occupata da un vasto bacino subsidente (già citato come bacino di Capraia), il quale ospita, nella sua parte superiore, depositi plio-quadernari che raggiungono uno spessore di circa 500 m. Tale bacino è limitato ad ovest dal canale (vallone o valle) sottomarino (orientato N150°E) dell'Elba, di natura controversa. Il canale separa il bacino subsidente dal prolungamento settentrionale della dorsale Elba-Pianosa;

- la zona a SE è occupata dall'apice settentrionale del bacino di punta Ala dove sono state segnalate sei sequenze sedimentarie, cinque delle quali sono state attribuite alla fase di *low-standing* del livello marino del Pleistocene finale, mentre la sesta comprende i sedimenti olocenici;

- a sud, al di sotto di una limitata copertura quadernaria, si sviluppa una piattaforma di abrasione su livelli sedimentari debolmente piegati che sovrastano a loro volta il substrato.

- la zona a SO dell'isola ha caratteri determinati dalla tettonica, la cui attività è responsabile sia dei tassi d'accumulo sedimentario sensibilmente ridotti, sia della genesi e dell'evoluzione attuale del bacino di Fetovaia (diffusione dei corpi di frana nel bacino e lungo le scarpate che lo delimitano). L'attività recente (Pleistocene superiore) delle linee tettoniche presenti nell'area trova conferma anche nella Carta Neotettonica d'Italia (AMBROSETTI *et alii*, 1987).

2.- STRATIGRAFIA

In uno spazio relativamente limitato, come quello elbano, è difficile trovare una varietà geologica e una complessità strutturale così rilevanti. Per questo motivo sull'Elba vi è una vastissima letteratura geologica a partire dalla fine del '700, 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 suc-

cessivi, che l'hanno sempre confermato, salvo, naturalmente, gli arricchimenti e le modifiche intervenute con l'enorme progresso compiuto dalle Scienze della Terra negli ultimi 60 anni.

Il più recente modello geologico-strutturale prevede la presenza, nel settore centro-orientale dell'isola, di nove unità tettoniche (BORTOLOTTI *et alii*, 2001), con numerose sottounità, che contengono successioni deposte in due differenti domini paleogeografici: Dominio Toscano e Dominio Ligure (fig. 10). Tale modello è stato successivamente adottato, con alcune modifiche, nella stesura del foglio geologico isola d'Elba alla scala 1:50.000 (ISPRA-Servizio geologico d'Italia, in stampa), realizzato nell'ambito del Progetto CARG.

Il Dominio Toscano (**DT**) rappresenta un settore del paleo-margine continentale della Placca Adria ed è costituito dal basamento cristallino varisico e dalle sue coperture sedimentarie. Questo dominio include le formazioni silicoclastiche del Paleozoico superiore e del Triassico medio-superiore, le soprastanti unità carbonatiche e carbonatico-silicee mesozoiche e quelle essenzialmente terrigene terziarie. Dalla tettonizzazione di questo dominio si originarono le unità tettoniche di Porto Azzurro, di Ortano, di Monticiano-Roccastrada e della Falda Toscana, le quali affiorano solo nella parte centro-orientale dell'isola (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Il Dominio Ligure Interno (**DL**), il cui basamento è di natura oceanica, è stato tettonicamente suddiviso nell'unità Ripanera, nell'unità Lacona e nell'unità Monte Strega, che include sei subunità. Queste rocce non presentano segni di metamorfismo di età alpina. Nella parte occidentale dell'isola sono invece presenti l'unità ter-

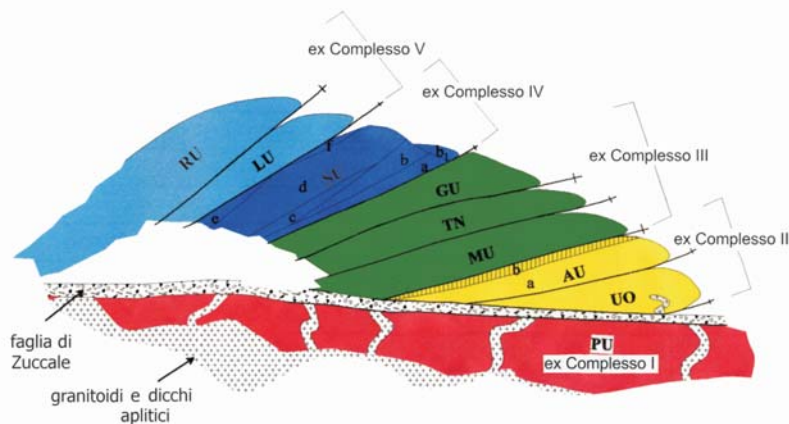


Fig. 10 - Pila tettonica dell'isola d'Elba centro-orientale. PU = unità Porto Azzurro; UO = unità Ortano; AU = unità Acquadolce (a = subunità Valdana, b = subunità Santa Filomena); MU = unità Monticiano-Roccastrada; TN = Falda Toscana; GU = unità Gràssera; SU = unità Monte Strega (a = subunità Acquaviva; b e b1 = subunità Monte Serra; c = subunità Sassi Turchini; d = subunità Volterraio; e = subunità Magazzini; f = subunità Bagnaia); LU = unità Lacona; RU = unità Ripanera. Complessi I-V = Complessi di Trevisan (1950) (da BORTOLOTTI *et alii*, 2001 modificata).

mometamorfica Polveraia-Fetovaia di M. Capanne e l'unità Punta Le Tombe formata da un flysch di età paleogenica. La prima può essere generalmente ricollegata all'unità Monte Strega dell'Elba centro-orientale, ma non è del tutto esclusa l'attribuzione di parte di questi affioramenti alle unità metamorfiche ad alta pressione degli “*Schistes Lustrés*” della Corsica; la seconda potrebbe essere verosimilmente ricondotta all'unità Lacona. Per la mancanza di una correlazione fisica tra le corrispondenti suddette unità dell'Elba centro-orientale e quelle dell'Elba occidentale, nella corrispettiva carta geologica 1:50.000 (ISPRA- Servizio geologico d'Italia, in stampa) è stata mantenuta una distinzione formale tra questi due gruppi di unità liguridi. Altre unità, interessate da intense deformazioni e metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura e/o regionale in facies di “scisti verdi”, sono da ascrivere al Dominio Ligure, ma riconducibili agli “*Schistes Lustrés*” della Corsica: sono le unità tettoniche dell'Acquadolce (suddivisa in due subunità) e di Gràssera (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Nello schema di figura 11, tratto dalla Carta geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000 (PRINCIPI *et alii*, 2015), sono rappresentate le unità tettoniche sopra citate, le quali vengono sinteticamente descritte nei paragrafi seguenti a partire da quella geometricamente più alta nella pila strutturale dell'isola d'Elba.

2.1. - UNITÀ TETTONICHE DELL'ISOLA D'ELBA CENTRO-ORIENTALE

2.1.1. - *Unità tettonica Ripanera (DL)*

Si tratta dell'unità tettonica geometricamente più alta dell'edificio strutturale elbano. Essa affiora estesamente nella porzione centro-orientale dell'isola, ed in particolare a ovest di colle Reciso e a est del fosso Valdana. L'unità poggia, tramite un sovrascorrimento, sull'unità tettonica Lacona nelle zone della valle di Pontecchio e di colle Reciso e, tramite una faglia normale a basso angolo (faglia di Zuccale), sulle unità tettoniche Porto Azzurro, Ortano e Monticiano-Roccastrada. Una faglia normale ad alto angolo la separa, inoltre, dall'aureola termometamorfica del M. Capanne (faglia Colle di Palombaia-Procchio). Alla base dell'unità è presente la formazione delle argille a palombini, costituita da argilliti con intercalazioni di calciliti silicee, segue la formazione del golfo di Lacona, composta da torbiditi silicoclastiche fini alternate ad abbondanti argilliti varicolori e siltiti mangesifere e la formazione di Marina di Campo, contraddistinta da una spessa sequenza torbiditica da arenaceo-conglomeratica a calcareo-marnoso-arenacea (fig. 12). Mentre quest'ultima è stata riferita al Cretacico superiore, sulla base delle associazioni a nannoplankton rinvenute, la base della successione è stata attribuita al Cretacico inferiore. Quest'unità, come anche la sottostante unità Lacona, è intersecata da filoni e laccoliti, spesso porfirici, di composizione acida (porfidi di San Martino e Porto-ferraio).

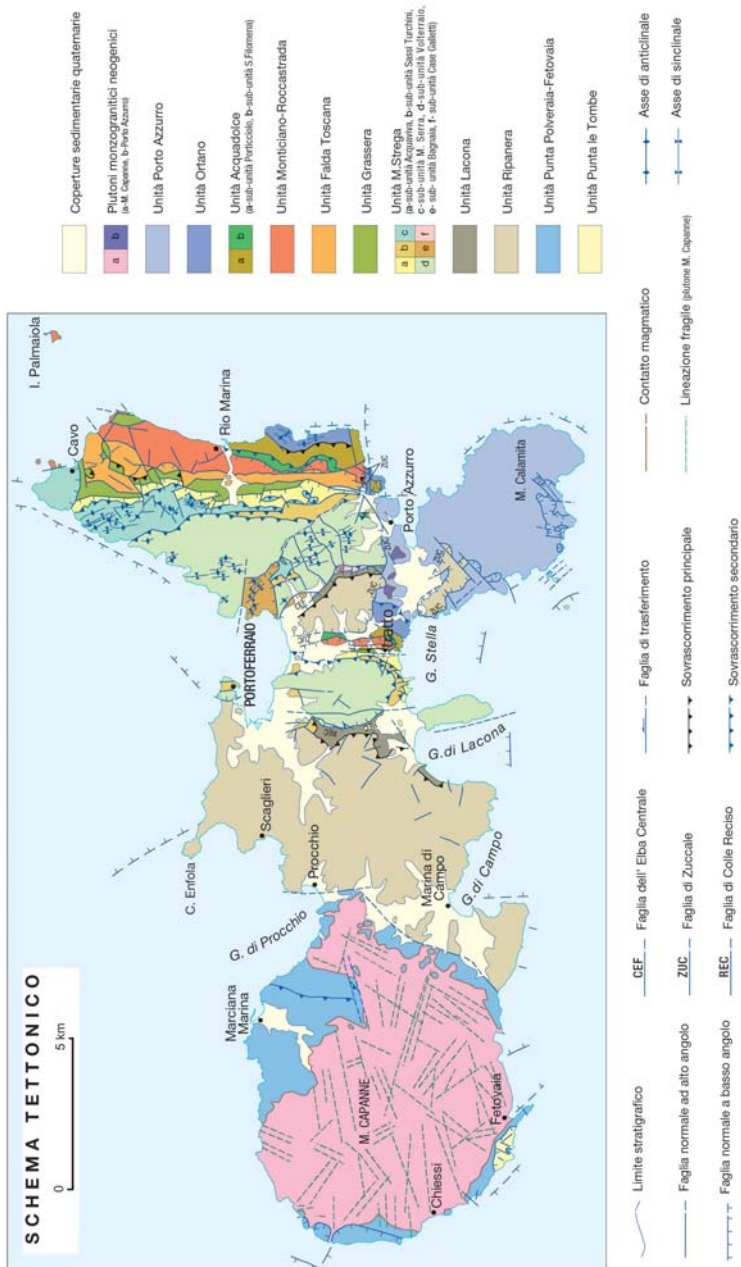


Fig. 11 - Schema tettonico dell'isola d'Elba. Sovrascorrimenti principali: a = Madonna della Lacona; b = La Parata; c = Mar dei Carpisi; d = Valdana. Faglie normali a basso angolo: e = Monte Fico; f = San Felo; g = Fosso dell'Acqua; h = Colle Reciso; l = Casa Ungiotti; m = Punta di Ritalbano; n = Elba centrale-CEF; o = Fetovala. Superfici tettoniche ad alto angolo - Faglie normali a direzione NE-SO; p = Monte Castello; q = Acquacavalla. Faglie di trasferimento: r = Cima del Monte. Faglie normali a direzione N-S; s = Colle Palombaia-Procchio; t = San Giuseppe; u = Santa Caterina; v = Terranera; w = Capo Pero; x = Monte Orello (da PRINCIPALI et alii, 2015).



Fig. 12. - *Torbiditi, appartenenti alla formazione di Marina di Campo (Cretacico superiore), affioranti lungo il tratto di costa nord-orientale del golfo di Campo. I litotipi sono interessati da evidenti strutture plicative.*

2.1.2. - *Unità tettonica Lacona (DL)*

L'unità affiora nell'Elba centrale tra colle Reciso e punta della Contessa e in una sottile fascia dell'Elba orientale, tra La Crocetta e Casa Galletti. I rapporti di sovrapposizione tra l'unità Lacona e l'unità Monte Strega, anche se non sempre chiaramente visibili, portano a considerare un'originaria sovrapposizione della prima sulla seconda. Tuttavia, nella zona di colle Reciso, l'unità Monte Strega poggia chiaramente, tramite un retroscorrimento ovest-vergente, sull'unità Lacona. Essa è costituita da argilliti grigie, in banchi metrici, con intercalazioni di calcilutiti e marne e subordinatamente di calcareniti e arenarie. Le calcareniti, in spessore variabile, sono state deposte da correnti di torbida. Localmente l'unità è caratterizzata da una litofacies (brecce di Punta della Contessa) formata da brecce poligeniche ad elementi di serpentiniti, gabbri e basalti, immersi in una matrice calcareo-sabbiosa che spesso contiene diffusi fossili di nummuliti. Quest'unità, che nel complesso presenta un'affinità epiligure, è intrusa da filoni aplitici (tra cui la nota "eurite" *Auctt.*) e da dicchi porfirici legati al plutone monzogranitico del M. Capanne. Il contenuto fossilifero dei litotipi carbonatici (Globorotalie e Nummuliti) indica un'età medio-eocenica.

2.1.3. - *Unità tettonica Monte Strega (DL)*

L'unità, suddivisa in sei subunità (fig. 10), affiora estesamente in due larghe fasce ad andamento meridiano, nell'Elba orientale (tra capo Vita e Porto Azzurro) e nell'Elba centrale (tra Portoferraio e la penisola di capo della Stella), sebbene sia presente anche intorno al monte Capanne. Si tratta di un complesso tipicamente li-

gure, composto da un “basamento oceanico” giurassico, formato da peridotiti di mantello serpentinizzate (fig. 13), oficalciti e gabbri, ricoperto da una coltre di basalti, per lo più a *pillow lava* (fig. 14), del Giurassico medio-superiore, e poi da una spessa successione sedimentaria che va dal Giurassico medio e superiore al Cretacico inferiore. Quest’ultima è costituita dai diaspri di Monte Alpe (fig. 15), dalla formazione di Nisportino, dai calcari a Calpionelle (fig. 16) e dalle argille a palombini. Nei basalti di capo della Stella sono stati osservati alcuni filoni a composizione quarzo-dioritica (filoni di Monte Capo Stella), mentre nella formazione di Nisportino, affiorante a nord di monte Castello (NNO di Porto Azzurro), si è intruso un filone shoshonitico (filone di Monte Castello).

2.1.4. - *Unità tettonica Gràssera (DL)*

Affiora nell’Elba orientale in una stretta fascia ad andamento meridiano che va da Cavo a Porto Azzurro. Altri affioramenti sono presenti nell’Elba centrale, tra Campo del Pero e Norsì. L’unità è essenzialmente costituita da argiloscisti varicolori, spesso manganesiferi, con locali intercalazioni di siltiti, diaspri e calcari sili-



Fig. 13 - *Peridotiti di mantello serpentinizzate (Giurassico medio) affioranti alla base del centro abitato di Rio nell’Elba.*



Fig. 14 - Basalti a pillow lava (Giurassico medio-superiore) affioranti lungo la penisola di capo della Stella.



Fig. 15 - Diaspri di Monte Alpe (Giurassico medio-superiore) affioranti all'interno del Forte Falcone (Portoferraio).



Fig. 16 - *Calcarei a Calpionelle intensamente piegati lungo la costa di cala dell'Inferno (Elba nord-orientale).*

cizzati. Alla sua base, localmente, può essere presente un livello di circa 15 m di spessore massimo, costituito da calcescisti e calcari cristallini. L'unità, spessa fino a 200 m, è forse attribuibile al Dominio Ligure ed ha un'età presumibilmente Cretacico superiore.

2.1.5. - *Unità tettonica Falda Toscana (DT)*

Nell'Elba orientale, lungo una fascia orientata nord-sud che va da Cavo a Torre del Giove, affiora una successione ridotta per laminazione tettonica e intensamente ricristallizzata di formazioni in facies toscana. Alla base l'unità è a diretto contatto con quella di Monticiano-Roccastrada tramite un livello di breccie carbonatiche cataclastiche, denominate breccie di Rialbano ("Calcarea Cavernoso" *Auctt.*) (fig. 17). La porzione inferiore dell'unità tettonica è costituita da formazioni di piattaforma carbonatica del Triassico superiore-Hettangiano (Formazione della Pania di Corfino, formazione di Monte Cetona, Calcarea Massiccio), a cui seguono formazioni pelagiche calcareo-siliceo-marnose del Sinemuriano-Giurassico medio (calcarei di Grotta Giusti, Rosso Ammonitico, Calcarea Selcifero di Limano, Calcari e Marne a Posidonia). Nel tratto tra Torre del Giove e Porto Azzurro e nella parte centrale dell'isola (valle del fosso Valdana) le formazioni della Falda Toscana mancano e affiorano le sole breccie di Rialbano.



Fig. 17 - Breccie di Rialbano affioranti lungo la strada che conduce al cimitero comunale di Rio Marina.

2.1.6. - *Unità tettonica Monticiano-Roccastrada (DT)*

Quest'unità epimetamorfica affiora estesamente nell'Elba orientale e ad essa sono collegate le mineralizzazioni ad ematite di Rio Marina e Terranera. Affioramenti minori sono presenti anche nell'Elba centrale, nell'area tra il monte Fabbrello e la spiaggia di Norsì.

Una faglia normale a basso angolo (faglia di Monte Fico) separa l'unità in questione dalla sottostante unità tettonica Acquadolce.

Alla base l'unità è costituita da una formazione, spesso fino a 250 m, di filladi grafitiche e metarenarie grigie, metasiltiti e metaconglomerati di ambiente deposizionale litorale e deltizio (formazione di Rio Marina). Talora fossilifera, questa formazione è attribuibile ad un intervallo temporale compreso tra il tardo Carbonifero (Westfaliano/Stefaniano) e il Permiano inferiore (Autuniano). Segue, con contatto netto, una sequenza metasilicoclastica correlabile al "Gruppo del Verrucano", nella quale è possibile distinguere la formazione della Verruca di età ?Ladinico superiore-?Carnico, spesso intorno ai 140 m, e le quarziti di Monte Serra (membro delle quarziti verdi e membro delle quarziti bianco-rosa) di probabile età carnica, spesse fino a 250 m e riferibili ad un ambiente fluviale e deltizio. Seguono, nella parte settentrionale dell'isola, calcari cristallini, calcescisti, calcari selciferi, scisti sericitici varicolori e metagrovacche del tipo Pseudomacigno, che chiudono la suc-

cessione, anche se la parte sommitale è probabilmente mancante. Quest'ultima sequenza metacalcarea e metarenacea, di età Giurassico medio-Oligocene, rappresenta l'originaria copertura delle formazioni carbonifero-triassiche ed è chiaramente correlabile alla successione della Toscana meridionale.

2.1.7. - *Unità tettonica Acquadolce (DL)*

L'unità affiora nell'Elba orientale, da Terranera a Rio Marina e nell'area a nord del golfo Stella. Essa è delimitata inferiormente da una fascia cataclastica (brecce di Ortano) che la separa dalla sottostante unità tettonica Ortano.

L'unità Acquadolce è stata suddivisa in due subunità tettoniche. Quella superiore (subunità Santa Filomena) è costituita da metaserpentiniti riferibili al Giurassico medio e spesse sino a 200 m. Si tratta di peridotiti di mantello, massive o localmente foliate, prevalentemente di composizione lherzolitico-harzburgitica, fortemente serpentinizzate.

La subunità inferiore (subunità Valdana) è composta soprattutto da filladi, filladi quarzose e metasiltiti, con locali livelli grafitosi ed intercalazioni di metarenarie quarzose, metagrovacche e calcescisti. Localmente (come ad esempio presso Porticciolo) affiorano filladi con intercalazioni marmoree e calcescistose, talora selcifere. All'interno di questa subunità, costituita da una sola formazione (formazione delle filladi e metasiltiti di Porticciolo), sono state distinte due litofacies: una formata da marmi e calcescisti ben stratificati (litofacies dei calcescisti) e l'altra da marmi saccaroidi massivi o grossolanamente stratificati (litofacies dei marmi della Valdana). Processi metasomatici legati alle intrusioni mioceniche hanno prodotto corpi di skarn, come quello famoso di Torre del Rio. Presso capo d'Arco-Casa Carpinì sono presenti alcune intrusioni filoniane a composizione quarzodioritica. Lo spessore massimo apparente della subunità Valdana è di almeno 300 m, mentre l'età è ?Cretacico inferiore-Paleocene inferiore.

2.1.8. - *Unità tettonica Ortano (DT)*

Una fascia cataclastica mineralizzata (brecce di Zuccale), visibile fra capo d'Arco e capo Ortano (Elba orientale) oltre ad un minore affioramento nell'area tra il fosso Valdana e la spiaggia di Lido, divide l'unità di Ortano da quella sottostante di Porto Azzurro.

L'unità è costituita da metavulcaniti (porfiroidi) grigie, massive o grossolanamente stratificate e da formazioni metasedimentarie non fossilifere (scisti di Capo d'Arco e filladi e quarziti di Rio Ortano) composte da quarziti nerastre e filladi, scisti e micascisti nero-bruni, metaconglomerati quarziticci, quarziti e filladi grigio-argentate. Per le analogie litostratigrafiche e petrografiche con le formazioni paleozoiche della Sardegna centrale e delle Alpi Apuane, questo insieme di rocce è



Fig. 18 - Filoni aplitici (di colore chiaro) intrusi all'interno delle rocce metamorfiche (di colore più scuro) del complesso di Monte Calamita (unità tettonica di Porto Azzurro), affioranti presso la spiaggia di Reale (località Terranera). I litotipi metamorfici sono interessati da sistemi di faglie ad alto angolo.

attribuibile all'Ordoviciano. Almeno una parte dell'unità (scisti di Capo d'Arco) è interessata da un notevole termometamorfismo causato dalla messa in posto del plutone monzogranitico di Porto Azzurro.

2.1.9. - Unità tettonica Porto Azzurro (DT)

L'unità affiora estesamente nel promontorio del M. Calamita, a nord della piana che si estende tra il fosso Valdana e la località Mola, tra Porto Azzurro e il lago di Terranera e presso la spiaggia di Lido. Essa è costituita in gran parte da rocce polimetamorfosate, prevalentemente rappresentate da un complesso di micascisti, filladi e quarziti paleozoiche o addirittura precambriane ("Gneiss del Calamita" *Auctt.*; complesso di Monte Calamita, *PRINCIPI et alii*, in stampa). Queste rocce sono state interessate anche da un intenso termometamorfismo indotto dall'intrusione monzogranitica di Porto Azzurro e dal relativo corteo filoniano aplitico e microgranitico (fig. 18).

I litotipi paleozoici sono ricoperti localmente e in modo discordante, attraverso un orizzonte cataclastico-milonitico, da una coltre mesozoica (?Triassico superiore–?Hettangiano) metasedimentaria (quarziti di Barabarca, formazione di Tocchi e

marmi di Le Calanchiole), costituita prevalentemente da dolomie cristalline, metacalcari, calcescisti, marmi stratificati, quarziti e metaconglomerati. Questa copertura è stata interessata dall'orogenesi alpina, mentre solo le rocce metamorfiche paleozoiche mostrano strutture compressive attribuibili anche all'orogenesi varisica (GARFAGNOLI *et alii*, 2005).

2.2. - UNITÀ TETTONICHE DELL'ISOLA D'ELBA OCCIDENTALE

Il quadro geologico dell'Elba occidentale è dominato dalla presenza del grande plutone monzogranitico del M. Capanne, che costituisce la maggior parte delle rocce affioranti. Le unità incassanti questo corpo magmatico sono conservate solo nelle sue porzioni periferiche e geometricamente soprastanti ad esso. Tali unità, che nel corrispondente foglio geologico assumono la denominazione di unità Punta Polveraia-Fetovaia e di unità Punta Le Tombe, sono riferibili al dominio oceanico ligure. È comunque ancora oggetto di dibattito la loro diretta correlazione con le unità oceaniche esposte nell'Elba centro-orientale.

2.2.1. - *Unità tettonica Punta le Tombe (DL)*

L'unità affiora unicamente nell'area immediatamente a NO di punta Fetovaia. Essa non presenta evidenti fenomeni di ricristallizzazione termometamorfica, a differenza dell'unità Polveraia-Fetovaia, su cui poggia attraverso una superficie tettonica localmente marcata da un orizzonte cataclastico (faglia normale a basso angolo di Fetovaia). Al suo interno sono state distinte due formazioni: le serpentiniti, di probabile età giurassica, e i Calcari e marne di Monte Agaciaccio del Paleocene-Eocene. Quest'ultima formazione è costituita da calcari marnosi torbiditici, alternati ad argilliti, argilliti marnose e marne fissili. Nella sua parte basale sono presenti depositi di *debris flows* (brecce di Punta le Tombe), rappresentati da brecce ofiolitiche da monogeniche a poligeniche e da clasto-sostenute a matrice-sostenute. L'unità è intrusa da sporadici dicchi e filoni strato appartenenti al leucogranito di Sant'Ilario.

2.2.2. - *Unità tettonica Punta Polveraia-Fetovaia (DL)*

Essendo direttamente a contatto con il sottostante plutone del M. Capanne, quest'unità è quella geometricamente più bassa dell'edificio tettonico dell'Elba occidentale. Ad esclusione degli affioramenti più estesi tra Marciana Marina e il M. Perone, l'unità è esposta in fasce strette e discontinue attorno al plutone (tra punta Polveraia e punta del Timone, tra Pomonte e punta di Fetovaia, tra Cavoli, colle Palombaia e Sant'Ilario e tra Procchio e Spartaia) a causa dell'intensa erosione a cui è stata sottoposta. La risalita del corpo magmatico del M. Capanne ha indotto, nelle rocce incassanti di quest'unità, processi di ricristallizzazione termica fino al medio-

alto grado (cornubianiti) e deformazioni duttili. Comunque, nonostante la complessa evoluzione metamorfica e deformativa, è possibile riconoscere ovunque i protoliti dei vari termini che costituivano l'originaria successione stratigrafica mesozoica, costituita sia dal basamento ofiolitico (serpentiniti e gabbri), sia dalle formazioni di copertura vulcano-sedimentarie (basalti, diaspri di Monte Alpe, calcari a Calpionelle, argille a palombini). Le rocce cornubianitiche e polideformate, appartenenti a tale unità, sono spesso attraversate da dicchi e corpi laccolitici riferibili ai porfidi di Portoferraio e San Martino, ai micro-/leucograniti e apliti del corteo del M. Capanne, al porfido di Orano e all'aplite di Capo Bianco.

2.3. - UNITÀ MAGMATICHE NEOGENICHE

Vengono di seguito sinteticamente descritte, in ordine d'età decrescente, le principali unità magmatiche neogeniche elbane, desunte dal corrispondente Foglio geologico "Isola d'Elba" (ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa).

2.3.1. - *Aplite di Capo Bianco*

Affioramenti discontinui sono presenti tra Marciana e punta del Nasuto (Elba occidentale), lungo la costa tra capo d'Enfola e Portoferraio, nell'area di colle Reciso e in quella della Crocetta-Buraccio (Elba centrale). Si tratta di una roccia subvulcanica porfirica, classificabile come granito a feldspato alcalino di colore bianco, con sfumature azzurrine e rosate, intensamente fratturata (fig. 19). La tessitura è porfirica per la presenza di fenocristalli di quarzo, feldspato potassico, oligoclasio e muscovite. La massa fondamentale, costituita da albite, quarzo, feldspato potassico e zinnwaldite, è afanitica e di colore biancastro. Sono spesso presenti concentrazioni di tormalina (orbicole), generalmente fibroso-raggiata, rappresentate da noduli ellissoidali di colore blu o nero, che possono raggiungere i 15 cm di diametro massimo.

Nell'Elba occidentale l'aplite di Capo Bianco è inglobata nel porfido di Portoferraio e nelle rocce dell'unità Polveraia-Fetovaia. Nell'Elba centrale le apliti si rinvengono nell'unità Lacona e nella parte basale dell'unità Ripanera, e risultano generalmente inglobate entro il porfido di Portoferraio. Le apliti dell'area della Crocetta-Buraccio sono state intensamente sericitizzate (circa 6,7 Ma) dai fluidi tardomagmatici/idrotermali connessi all'intrusione del M. Capanne, i quali sono stati convogliati lungo la faglia di scollamento dell'Elba centrale (CEF, MAINERI *et alii*, 2003), presente alla base delle unità Lacona e Ripanera.

L'aplite di Capo Bianco costituisce il corpo intrusivo terziario più antico dell'isola, con un'età di messa in posto di circa 8÷8,5 Ma (Rb/Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DINI *et alii*, 2002; MAINERI *et alii*, 2003), corrispondente al Tortoniano superiore.



Fig. 19 - *Aplite di Capo Bianco, affiorante nella località omonima, interessata da alcune famiglie di discontinuità.*

2.3.2. - *Microgranito di Punta del Nasuto*

Questa formazione affiora in una limitata area nella zona di punta del Nasuto, a NO di Marciana Marina. Si tratta di un microgranito porfirico, caratterizzato da piccoli fenocristalli di quarzo, plagioclasio zonato, feldspato potassico e biotite, inglobati in una massa di fondo microgranulare formata da quarzo, feldspato potassico e plagioclasio oligoclasico. L'età, stimata in modo indiretto, è di poco precedente a 8 Ma e corrisponde al Tortoniano superiore *p.p.*

2.3.3 - *Porfido di Portoferraio*

Questo corpo intrusivo plutonico affiora nella parte centrale dell'isola, dove da luogo ad un laccolite composito a livelli multipli, che si estende in direzione meridiana tra Acquaviva e capo di Fonza. È decisamente una roccia porfirica di colore dal grigio al bianco e con composizione variabile da monzogranito a sienogranito. I fenocristalli, costituiti da feldspato potassico (da pochi millimetri a 2 cm), quarzo, plagioclasio e biotite, sono immersi in una pasta di fondo quarzoso-feldspatica a

grana fine. Una datazione isotopica Rb/Sr ha fornito per questo porfido un'età di circa 8 Ma (DINI *et alii*, 2002), corrispondente al Tortoniano superiore *p.p.*

2.3.4. - *Porfido di San Martino*

Questa formazione affiora estesamente nell'Elba centrale, dove costituisce uno spesso laccolite composito, che si estende in direzione nord-sud tra Procchio e il golfo di Marina di Campo. Piccole emergenze, sotto forma di dicchi subverticali, sono presenti nella zona di Marciana. Il porfido di San Martino ha una composizione monzogranitica, caratterizzata dalla presenza di numerosi megacrystalli di feldspato potassico di dimensioni sino a 15 cm; sono inoltre presenti quarzo, plagioclasio zonato e biotite. In base a datazioni Rb/Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ l'età di messa in posto è di 7,4-7,2 Ma e corrisponde al Tortoniano terminale-Messiniano basale.

2.3.5. - *Monzogranito di Monte Capanne*

Questo corpo plutonico, il più grande dell'intera Provincia Magmatica Toscana, costituisce gran parte dell'isola d'Elba occidentale. All'interno di tali rocce ignee, con composizione modale da granodioritica a monzogranitica, sono state distinte tre litofacies principali: 1) facies di Sant'Andrea, caratteristica delle parti periferiche del plutone, con tessitura granulare ipidiomorfa porfirica, contraddistinta da numerosi megacrystalli prismatici euedrali di ortoclasio peritico di dimensioni pluricentriche (massimo 20 cm) e da inclusi sferoidali-ellissoidali microgranulari mafici di dimensioni fino a metriche (massimo 3 m) a composizione da tonalitica a monzogranitica (fig. 20); 2) facies di San Francesco, con caratteri transizionali tra la litofacies di Sant'Andrea e quella di San Piero; 3) facies di San Piero a tessitura granulare ipidiomorfa di taglia medio-fine con scarsi fenocristalli di K-feldspato e costituita da plagioclasio, quarzo, ortoclasio e biotite; gli accessori sono apatite, zirconio, monazite, allanite e talora anche tormalina e ossidi. L'età isotopica del monzogranito di Monte Capanne si aggira intorno ai 6,9 Ma (DINI *et alii*, 2002) e corrisponde al Messiniano inferiore *p.p.*

2.3.6. - *Leucogranito di Sant'Ilario*

Si tratta di corpi intrusivi tabulari di spessore da centimetrico a decametrico, costituiti in larga parte da sienograniti, talora porfirici, e, subordinatamente, da apliti granitiche. Sono ben esposti nell'area sottostante il cimitero di San Piero in Campo. I costituenti mineralogici sono quarzo, ortoclasio e plagioclasio oligoclasico, meno frequentemente albitico, e quantità minori di biotite e tormalina. A volte sono presenti anche scarse quantità di muscovite. Localmente questi corpi intrusivi sono associati a filoncelli e a vene aplitiche e pegmatitiche. Il leucogranito di Sant'Ilario non



Fig. 20 - *Facies di Sant'Andrea del monzogranito del Monte Capanne, caratterizzata da evidenti megacristalli prismatici di ortoclasio perititico (lunghezza massima di 20 cm) e da inclusi sferoidali-ellissoidali microgranulari mafici (al centro della foto) di colore grigio scuro verdastro e di dimensioni fino a metriche.*

è stato datato isotopicamente, ma interseca il monzogranito del Monte Capanne e a sua volta è tagliato dal porfido di Orano di età Messiniano inferiore *p.p.*

2.3.7. - *Leucogranito di Punta del Cotoncello*

Si tratta di un dicco di spessore massimo intorno ai 100 m, che si allunga per circa 500 m in località punta del Cotoncello (a NO di Marciana). Esso ha composizione monzogranitica, con modeste concentrazioni di megafenocristalli di K-feldspato, assenza d'inclusi microgranulari mafici e una pasta di fondo di dimensioni minori rispetto al monzogranito del M. Capanne. L'età del dicco è Messiniano inferiore *p.p.*

2.3.8. - *Porfido di Orano*

In quest'unità magmatica sono stati riuniti più di 100 dicchi mafici subverticali a composizione variabile, che costituiscono uno sciame a direzione prevalente est-

ovest nel settore occidentale e centrale dell'isola. La composizione media di questo porfido è granodioritica, anche se sono presenti termini fino a quarzo-monzodioritici. Tipica è la costante presenza di fenocristalli di plagioclasio a zonatura complessa e biotite. Sono frequenti anche xenocristalli di grandi dimensioni di quarzo e feldspato potassico. Il porfido di Orano ha un'età di messa in posto di 6,85 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), corrispondente al Messiniano inferiore *p.p.*, e rappresenta l'ultimo evento intrusivo del complesso magmatico dell'Elba centro-occidentale.

2.3.9. - *Monzogranito di Porto Azzurro*

Questo corpo plutonico affiora essenzialmente tra la località Mola ed il fosso di Mar di Carpisi, ad ovest di Porto Azzurro; affioramenti di minore estensione si possono, comunque, osservare lungo la fascia costiera tra la spiaggia di Barbarossa e Capo Bianco, a nord-est di Porto Azzurro. Il monzogranito è composto da quarzo, plagioclasio, ortoclasio, biotite e da accessori quali apatite, zircone, magnetite e tormalina. L'intrusione del monzogranito nell'unità inglobante di Porto Azzurro ha prodotto un corteo filoniano costituito da leucograniti, micrograniti e apliti. Lo spessore di questi filoni va da pochi centimetri a poco più di un metro. La sua messa in posto è stata, inoltre, accompagnata da un'importante fase di metamorfismo di basso grado sin- e post-cinemato e da una un'aureola di metamorfismo termico di modesto spessore. L'età isotopica del monzogranito, come anche quella dei filoni, è intorno ai 5,9 Ma (SAUPÉ *et alii*, 1982; MAINERI *et alii*, 2003) e corrisponde al Messiniano superiore *p.p.*

2.3.10. - *Skarn e mineralizzazioni*

Al termometamorfismo derivante dalla messa in posto del monzogranito di Porto Azzurro, nelle fasi estensionali dell'orogenesi, è connessa la formazione degli *skarn* e dei giacimenti minerali. Gli *skarn*, presenti solo nell'Elba orientale, sono rappresentati da silicati ferro-calcici metasomatici (es. hedembergite, ilvaite, epidoto), talora associati a minerali ferrosi (TANELLI, 1977; TANELLI *et alii*, 2001). Generalmente essi sostituiscono le rocce carbonatiche, ma sul promontorio del M. Calamita sono localmente associati ai corpi ortoanfibolitici.

Le mineralizzazioni, anch'esse prevalentemente localizzate nell'Elba orientale, 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 con-

tatto degli scisti permo-triassici con le sovrastanti rocce carbonatiche (BARBERI *et alii*, 1969; LIPPOLT *et alii*, 1995).

2.4. - DEPOSITI QUATERNARI

Per quanto concerne i sedimenti più recenti, risultano completamente mancanti i litotipi riferibili al Pliocene e poco diffusi i depositi quaternari (BOSSIO *et alii*, 1993). Questi ultimi sono costituiti principalmente da sedimenti di origine continentale e costiera, ed in particolare da depositi alluvionali, localmente terrazzati, da coltri eluvio-colluviali, da accumuli di frana e di *debris flow*, da sedimenti lagunari, eolici e di spiaggia attuale (BARBERI *et alii*, 1967; MAZZANTI, 1983; CENTAMORE *et alii*, 1988; CREMASCHI & TROMBINO, 1998; D'OREFICE *et alii*, 2007, D'OREFICE *et alii*, 2009a; PRINCIPI *et alii*, in stampa).

3. - ELEMENTI TETTONICI PRINCIPALI

Il quadro strutturale dell'isola d'Elba (cfr. fig. 11) è caratterizzato dalla presenza di numerose superfici tettoniche a basso angolo, rappresentate da sovrascorrimenti e faglie normali, che separano le varie unità e subunità tettoniche e suggeriscono un generale trasporto verso est.

Le principali superfici di sovrascorrimento, quasi suborizzontali, riconducibili alle fasi collisionali dell'orogenesi appenninica (pre-Miocene medio) sono due: il sovrascorrimento di Madonna della Lacona, separante l'unità di Ripanera da quella inferiore di Lacona e il sovrascorrimento di La Parata, separante l'unità Gràssera dall'unità della Falda Toscana e dalle sottostanti breccie di Rialbano (PRINCIPI *et alii*, in stampa). Altri sovrascorrimenti sono secondari.

Le faglie normali a basso angolo, sono invece attribuibili alle fasi distensive pre-intrusioni (pre-tortoniane) e sin-intrusioni (Tortoniano-Messiniano). Fra le prime citiamo: *i*) la faglia di M. Fico, che separa l'unità Monticiano-Roccastrada dalla sottostante unità Acquadolce; *ii*) la faglia di San Felo, che contrassegna la sovrapposizione dell'unità Monte Strega sull'unità Gràssera; *iii*) la faglia di Monte Arco, che separa la Falda Toscana dalla sottostante unità Monticiano-Roccastrada. Fra le faglie sin-intrusioni vanno annoverate: *i*) la faglia del fosso dell'Acqua (a ovest del Volterraio), che ha causato lo scivolamento verso i quadranti orientali della subunità Bagnaia sopra le subunità Volterraio, Sassi Turchini e Monte Serra (appartendenti all'unità Monte Strega), già impilate; *ii*) la faglia di Zuccale, che decorrendo dalla località Terranera sino alla penisola di M. Calamita, rappresenta la struttura di scorrimento più importante di tutta l'Elba centro-orientale; essa, infatti, con un rigetto orizzontale di circa 6÷7 km, mette a contatto, tramite un livello cataclastico, l'unità di Porto Azzurro con le sovrastanti unità embricate (dall'unità Ortano al-

l'unità Lacona); *iii*) la faglia di Colle Reciso, che provoca la sovrapposizione verso ovest dell'unità Monte Strega sull'unità Lacona; *iv*) la faglia di Casa Unginotti, lungo la cui superficie sono scivolato verso N-NE le coperture della subunità Monte Serra sulla stessa subunità, sulla subunità Acquaviva e sull'unità Gràssera; *v*) la faglia di punta di Rialbano, che ribassa verso oriente l'unità Gràssera rispetto all'unità Monticiano-Roccastrada; *vi*) la faglia dell'Elba centrale (CEF, MAINERI *et alii*, 2003), che ha permesso lo scollamento, la traslazione di circa 10 km verso est e la sovrapposizione delle unità Lacona e Ripanera sull'unità Monte Strega nell'Elba centro-orientale; *vii*) la faglia di Fetovaia, che mette a contatto l'unità non metamorfica di Punta Le Tombe, con la sottostante unità Polveraia-Fetovaia, appartenente all'anello termometamorfico del M. Capanne (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Alcune superfici a basso angolo, individuate sia fra le unità tettoniche sia all'interno di esse e non chiaramente legate alla tettonica, sono, invece, di più difficile interpretazione.

Il complesso panorama strutturale dell'Elba è, infine, caratterizzato dalla presenza di faglie normali ad alto angolo, riconducibili a due sistemi principali: un sistema con andamento NE-SO e un altro con andamento N-S. Il primo sistema è costituito dalle più antiche faglie normali ad alto angolo dell'edificio tettonico elbano (Tortoniano?-Messiniano?), le quali sono dislocate da faglie di trasferimento a direzione NO-SE. Esso si sviluppa nell'Elba orientale, prevalentemente tra l'entroterra di Porto Azzurro e quello di Magazzini, nelle aree a nord di Rio nell'Elba, nel promontorio di M. Calamita e nella zona della Valdana. Il secondo sistema, ad andamento meridiano, rappresenta l'ultimo evento tettonico dell'isola d'Elba. Esso è ben sviluppato nella parte orientale dell'isola, dove ha consentito la formazione di strutture positive e probabilmente dell'area depressa del canale di Piombino. Dal punto di vista geomorfologico queste faglie sono responsabili dell'allineamento meridiano della costa orientale elbana. Faglie normali con la medesima direzione sono presenti anche nell'Elba centrale: la più importante è la faglia di monte Orello, che attraversa tutta l'isola da Portoferraio al golfo Stella, dividendo i basalti, ad est, dalle sue coperture pelagiche. Analoghi lineamenti tettonici sono presenti più a sud, a mare, attorno al promontorio di capo della Stella. Inoltre, nell'Elba occidentale, la faglia di Colle Palombaia-Procchio divide il monzogranito del M. Capanne e la sua aureola termometamorfica (unità Polveraia-Fetovaia) dalla formazione di Marina di Campo (unità Ripanera). Questa faglia, denominata faglia bordiera orientale (EBF) da MAINERI *et alii* (2003), ribassa verso est l'unità di Ripanera rispetto all'unità Polveraia-Fetovaia, dando probabilmente origine alla piana di Campo. Localmente, lungo alcune di queste faglie ad andamento N-S, sono concentrati importanti corpi minerali ricchi in ematite.

4. - PRINCIPALI EVENTI TETTONICI E MAGMATICI

I litotipi affioranti nell'isola d'Elba raccontano una storia evolutiva lunga e complessa comprendente le deformazioni erciniche, i cicli sedimentari post-ercinici, la sedimentazione del ciclo alpino con la fase di *rifting* giurassico relativo all'apertura del bacino Ligure Piemontese, la consumazione della crosta oceanica di tale bacino, la collisione tra il blocco sardo-corso (placca europea) e la microplacca Adria (placca africana) e la conseguente deformazione polifasica dei rispettivi margini (Cretacico superiore-Terziario inferiore). Quest'ultima determina l'impilamento delle unità Liguri sulle unità Toscane lungo superfici di *thrust* e i fenomeni di ripiegamento delle varie unità tettoniche. Nel Miocene il cuneo orogenico Corsica-Appennino è stato interessato da tettonica estensionale. Nel contempo la risalita di magmi, per innalzamento dell'astenosfera e assottigliamento crostale, fa sì che la tettonica distensiva risulti 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 flyschoidi (unità Lacona e Ripanera), 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 flyschoidi sopra l'unità Monte Strega e le unità già sovrapposte ad est e ha causato lo sviluppo di faglie di trasferimento NO-SE. Dopo circa 1 Ma avviene la messa in posto del corpo intrusivo di Porto Azzurro, con la formazione della relativa aureola metamorfica sulle unità inferiori affioranti a oriente. Una superficie tettonica a basso angolo (faglia di 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 Monte Strega su quella di Lacona.

L'intero edificio strutturale elbano è stato, infine, disarticolato da faglie normali ad alto angolo ad andamento prevalente N-S, le quali hanno costituito le vie preferenziali per la risalita dei fluidi mineralizzanti.

V - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'isola d'Elba, distante circa 10 km dal promontorio di Piombino, ha una caratteristica forma sub-triangolare; essa è, infatti, allungata maggiormente in direzione est-ovest, 27 km tra punta della Madonnella e Punta Nera, meno da nord a sud, 18 km tra capo Vita e punta delle Ripalte. I suoi estremi sono compresi tra $42^{\circ} 52' 22,70''$ (capo Vita) e $42^{\circ} 42' 27,35''$ (punta delle Ripalte) di latitudine nord e $10^{\circ} 26' 38,94''$ (capo Pero) e $10^{\circ} 06' 09,00''$ (punta Nera) di longitudine est.

Le coste dell'isola, contraddistinte da un continuo susseguirsi di cale, promontori, insenature e spiagge, raggiungono uno sviluppo complessivo di circa 147 km.

La parte occidentale ha una forma di cupola emisferica, indotta dalla presenza del grande plutone monzogranitico del M. Capanne (1.018 m), che in pianta si traduce in una geometria pseudo-circolare, interrotta a sud da una sola minuscola insenatura protetta dalla punta di Fetovaia. Il M. Capanne ha l'aspetto di una vera montagna con creste rocciose, picchi, versanti acclivi e profonde incisioni vallive.

Tre notevoli golfi, di Campo, della Lacona e Stella, separati dai promontori di capo di Fonza e capo della Stella, caratterizzano invece il lato 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, contraddistinguono 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 di Portoferraio e il golfo Stella. Nell'interno dell'isola si raggiungono modeste altitudini con i 359 m s.l.m. del M. Barbatoia e i 368 m s.l.m. del M. San Martino.

La parte orientale, assai allungata (circa 18 km) da nord a sud, ha un'altitudine media di poco superiore a quella del settore centrale, con quote costantemente fra i 200 e i 400 m s.l.m. circa. Essa presenta, inoltre, una grande articolazione costiera

ed un ampio e profondo golfo, detto di Porto Azzurro. Quest'ultimo si trova allo sbocco di una singolare depressione, la piana che si estende tra il fosso Valdana e la Mola, che divide l'estremità settentrionale dell'isola dal promontorio del M. Calamita e che molto probabilmente durante la trasgressione tirreniana avvenuta nel corso dello stadio isotopico marino 5 (MIS 5) era occupata dal mare, separando in questo modo l'Elba più orientale in due tronconi insulari.

L'Elba, per la sua estensione, il particolare assetto morfostrutturale e la varietà litologica, è l'isola dell'Arcipelago Toscano con la maggiore complessità geomorfologica. Essa, infatti, presenta caratteri geomorfologici di estremo interesse, con una vasta eterogeneità di forme, risultanti dall'interazione tra l'ampia diversità dei litotipi e l'azione morfogenetica dei numerosi processi che hanno modellato e che modellano tuttora il paesaggio attraverso peculiari forme d'erosione e di accumulo. 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 dell'isola, è ben sviluppata anche la dinamica gravitativa di versante e quella fluvio-denudazionale.

In linea generale l'isola è caratterizzata 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 rocce ignee, metamorfiche e sedimentarie, spesso contraddistinte 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 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 e occidentale.

Sull'isola predominano le forme d'erosione rispetto a quelle d'accumulo. Tra le prime, lungo tutto il perimetro costiero, prevalgono i morfotipi marino-costieri, che danno un'impronta peculiare al paesaggio litoraneo elbano. Ne sono un suggestivo esempio le falesie che, con altezze variabili da circa 10 m a più di 100 m, bordano la gran parte dell'isola, alla stregua di inaccessibili bastioni. La loro apparente stabilità è, comunque, continuamente minata alla base dall'intensa dinamica marina, che 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, alla loro sommità, 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, Sant'Andrea, Marciana Marina e settore NE del promontorio di punta Calamita).

Dove la continuità delle coste alte a falesia è interrotta, si aprono baie o 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 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 tali località, le zone di retrospiaggia sono frequentemente interessate da cordoni dunari olocenici, attualmente stabilizzati dalla vegetazione e intensamente antropizzati, pertanto difficilmente identificabili nella loro forma originaria. Questi corpi sabbiosi dunari possono raggiungere spessori di alcune decine di metri, come risulta dai dati di alcuni pozzi per acqua realizzati presso il litorale di Marina di Campo.

Le aree di retrocordone erano spesso occupate da antiche lagune costiere che, come nel caso della località Mola, si estendevano, in tempi anche storici, verso l'interno dell'isola per circa 1 km. In particolare, questa laguna costituiva il relitto di un braccio di mare che nel corso dell'Olocene superiore andava progressivamente ritirandosi dall'entroterra. A tal proposito è interessante citare il fatto storico, recuperato dal COCCHI (1871) da vecchi testi, che ebbe come protagonista nel 1376 Papa Gregorio XI, il quale, di ritorno da Avignone per Roma con le sue galere, attraccò a causa di un violento fortunale in località C. Aiali, nel golfo di Portolongone (oggi Porto Azzurro). Attualmente questo luogo, facente parte del comune di Capoliveri, si trova a più di un chilometro dal mare.

Le aree lagunari di Portoferraio, San Giovanni e Magazzini-Schiopparello, in passato ospitavano delle saline, oggi del tutto scomparse a causa degli intensi interventi antropici che queste zone costiere hanno subito a partire dal secolo scorso.

Testimonianza di più antichi depositi dunari sono le spettacolari quarzoareniti bioclastiche affioranti in più punti dell'Elba (Cavo, cala Mandriola, cala Cancherelli, Viticcio, Scaglieri, Biodola, capo della Stella, tra la punta di Zuccale e la cala dell'Innamorata, a est di Capoliveri e nella valle di Lazzaro, a SO di M. Poppe). 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 e quelli di alterazione meteorica. 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 co-

stiero dell'isola, quelli fluvio-denudazionali ne hanno caratterizzato le zone interne, dando luogo ad una serie di morfotipi prevalentemente erosivi, come valli fluviali, vallecole a "V" e a conca, solchi da ruscellamento concentrato, forre, superfici soggette a dilavamento diffuso, creste più o meno affilate. Sia i solchi da ruscellamento concentrato, sia le vallecole 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 vallecole 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 d'accumulo d'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 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 quest'isola e che hanno condotto all'instaurarsi di ripetute dinamiche d'erosione accelerata del suolo e di dilavamento dei versanti.

Nel settore occidentale dell'isola d'Elba (M. Capanne), la presenza di un substrato intrusivo di tipo monzogranitico, peraltro intensamente fratturato, ha favorito i processi d'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.

Il modellamento carsico, essendo legato all'esistenza di un substrato carbonatico, è scarsamente rappresentato all'Elba. In quest'isola, infatti, i litotipi, costituiti da calcari pressoché puri, hanno un'estensione abbastanza limitata ed affiorano essenzialmente nel suo settore nord-orientale, dove sono interessati prevalentemente da micro- e macroforme carsiche epigee ed in subordine da rare cavità ipogee.

La dinamica gravitativa è particolarmente evidente nei rilievi interni dell'isola, caratterizzati da una significativa energia del rilievo. 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 d'origine gravitativa, vanno annoverati anche i depositi di colata da trasporto in massa del tipo *debris flow*, i quali costituiscono, nell'Elba occidentale, le forme d'accumulo più importanti dal punto di vista volumetrico. Fenomeni di questo tipo, manifestatisi con elevata intensità anche in tempi recenti, come 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, percorse con velocità elevata da queste colate detritiche.

L'isola d'Elba è stata sede d'insediamenti antropici sin dai 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 paesaggio. Ciò trova riscontro nei diffusi terrazzamenti agricoli, che costituiscono la principale espressione della morfogenesi antropica, e nelle forme e nei depositi riguardanti l'attività estrattiva, l'urbanizzazione, gli interventi di sistemazione idraulica e le infrastrutture portuali e turistico-balneari.

VI - GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE

1. - ELEMENTI GEOLOGICO-STRUTTURALI

In conformità a quanto previsto nella “Guida al rilevamento della Carta Geomorfologica d’Italia 1:50.000” (BRANCACCIO *et alii*, 1994), le caratteristiche litologiche dell’area in esame sono state evidenziate distinguendo i depositi superficiali dalle formazioni del substrato. Rientrano nella definizione di depositi superficiali solo quei materiali detritici direttamente collegati con l’evoluzione del rilievo attualmente osservabile, indipendentemente dal grado di cementazione e dalla loro età. Tali depositi, sono stati raffigurati con simboli di colore diverso a seconda del processo morfogenetico che li ha prodotti⁵. Le formazioni del substrato, desunte in massima parte dal corrispondente foglio geologico (ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, in stampa), sono state ripartite in 9 categorie litologiche fondamentali, in base al loro comportamento ed al loro grado di resistenza nei confronti dei processi di degradazione e d’erosione. Queste categorie, rappresentate con colori a tinta piena e basse tonalità, sono di seguito elencate, unitamente alle rispettive sigle delle formazioni utilizzate nel foglio geologico “Isola d’Elba”, e sinteticamente descritte.

Rocce sedimentarie prevalentemente carbonatiche. Fanno parte di questa categoria le seguenti formazioni carbonatiche meso-cenozoiche: calcari a Calpionelle (**CCL**), Calcare selcifero di Limano (**LIM**), Rosso Ammonitico (**RSA**), calcare di Grotta Giusti (**CGU**), Calcare Massiccio (**MAS**), formazione di Monte Cetona (**FZM**) e Calcari e Marne a Posidonia (**POD**). Generalmente si tratta di rocce ben

Nota 5 - Al fine di rendere più evidenti i depositi eolici del Pleistocene superiore, questi sono stati rappresentati su un colore di fondo verde.

stratificate, costituite in maggior parte da calcari ed in misura minore da calcari selciferi, calcari marnosi, calcari dolomitici e calcareniti.

Rocce sedimentarie prevalentemente dolomitiche. Appartiene a questa categoria la Formazione di Pania di Corfino (**PAC**), costituita da dolomie, in strati metrici, passanti, nella parte alta della formazione, a calcari dolomitici sottilmente stratificati.

Rocce sedimentarie prevalentemente silicee. Sono rappresentate solo dalla formazione dei diaspri di Monte Alpe (**DSA**), costituita da radiolariti rossastre a grana finissima, sottilmente stratificate, con intercalazioni di argilliti più o meno silicee.

Rocce sedimentarie costituite da alternanze. Appartengono a questa categoria la formazione di Marina di Campo (**MPO**) (calcolititi marnose - arenarie calcaree - calcareniti - marne), la formazione del golfo di Lacona (**GLF**) (argilliti - siltiti), le argille a palombini (**APA**) (argilliti - calcolititi silicee), la formazione di Madonna di Lacona (**NDL**) (argilliti - calcolititi silicee), la formazione di Nisportino (**FNI**) (siltiti silicee - calcolititi silicee - siltiti marnose), il membro della Rivercina (**FNI₁**) (calcolititi marnose) e i calcari e marne di Monte Agaciaccio (**GAC**) (calcari marnosi - argilliti - argilliti marnose - marne).

Rocce sedimentarie prevalentemente arenitiche. Questa categoria è rappresentata da strati, da spessi a molto spessi, di arenarie grossolane e conglomerati, appartenenti al membro delle arenarie di Ghiaieto (**MPO₁**).

Rocce prevalentemente ruditiche (conglomerati e breccie). Comprendono la litofacies delle breccie poligeniche di Punta della Contessa (**NDL_a**), le breccie ofiolitiche (**DSA_a** e **BFO**), le breccie di Rialbano (**RBC**), la litofacies delle breccie di Punta Le Tombe (**GAC_a**), le oficalciti (**OFI**), le breccie di Zuccale (**RZU**), le breccie di Colle Reciso (**CEC**), le breccie della miniera di Calamita (**BMT**) e le breccie di Ortano (**OTN**).

Rocce ignee effusive e vulcanoclastiche. Rientrano in questa categoria i basalti (**BST**) di fondo oceanico, prevalentemente costituiti da *pillow-lavas*, tubolari o sferoidali, con un diametro massimo di circa un metro, e subordinatamente da breccie di *pillow*.

Rocce ignee intrusive e metamorfiche massive. Comprendono i gabbri (**GBB**), il complesso filoniano (**CFI**), la litofacies dei marmi della Valdana (**FMI_b**), i marmi di Le Calanchiole (**MHM**), il monzogranito di Porto Azzurro (**MZS**), il porfido di

Orano (**PFN**), il leucogranito di Punta del Cotoncello (**NCL**), i leucograniti di Sant'Ilario (**LSI**), il monzogranito di Monte Capanne (**MZM_{a,b,c}**), il porfido di San Martino (**PFM**), il porfido di Portoferraio (**FID**), il microgranito di Punta del Nasuto (**SUT**), la aplite di Capo Bianco (**ACB**), le serpentiniti (**SRN**), i porfiroidi (**PRF**). In questa categoria sono, inoltre, comprese le unità appartenenti all'anello termometamorfico del M. Capanne, rappresentate dai basalti (**BST**), dai gabbri (**GBB**), dal complesso filoniano (**GBB_a**) e dalle serpentiniti (**SRN** e **SRN_a**).

Rocce metamorfiche scistose. Fanno parte di questa categoria i calcari cristallini di Capo Pero (**CIE**), la formazione di Tocchi (**TCC**), la formazione di Cavo (**FCV**), il membro dei calcescisti (**FCV₁**), gli scisti sericitici varicolori (**SSR**), i calcari cristallini e calcescisti di Capo Castello (**CPT**), i calcari cristallini e calcescisti di Valle Giove (**LGI**), la formazione di Rio Marina (**RRN**), le filladi e metasiltiti di Porticciolo (**FMI**), i calcescisti (**FMI_a**), le filladi e quarziti di Rio Ortano (**FQO**), la litofacies delle quarziti e filladi nerastre (**FQO_a**), gli scisti di Capo d'Arco (**SOO**), gli orizzonti quarzitici (**SOO_a**), le filladi con intercalazioni di metarenarie (**CMI_a**), i micascisti (**CMI_b**), le anfiboliti (**CMI_c**), lo Pseudomacigno (**PSM**), le quarziti di Monte Serra (**QMS₁** e **QMS₂**), la formazione della Verruca (**VEU**) e le quarziti di Barabarca (**FQB**). Anche in questa categoria sono comprese le unità appartenenti all'anello termometamorfico del M. Capanne, rappresentate dalle argille a palombini (**APA**), dai calcari a Calpionelle (**CCL**) e dai diaspri di Monte Alpe (**DSA**).

I principali elementi tettonici, quali sovrascorrimenti, faglie, fratture e giaciture, sono stati rappresentati in carta, solo se geomorfologicamente rilevanti. Tali elementi, ricavati principalmente dal corrispondente foglio geologico (ISPRA - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa), sono stati integrati da rilevamenti sul terreno.

2. - MORFOLOGIA STRUTTURALE

I processi endogeni, responsabili della costruzione del complesso edificio tettonico elbano, hanno tracciato l'ossatura generale del rilievo, in pratica le strutture morfologiche primarie (morfostrutture). Queste strutture endogene, risultato della marcata sovrapposizione della tettonica distensiva post-collisionale plio-pleistocenica sugli eventi orogenetici compressivi pre-alpini ed alpini ed intrusivi mio-pliocenici, hanno dato luogo all'odierna conformazione generale dell'isola. In particolare, la forma dell'Elba occidentale è stata quasi completamente condizionata dalla messa in posto e dalla venuta a giorno del plutone monzogranitico del M. Capanne, che rappresenta il più grande corpo magmatico intrusivo dell'intera Provincia Magmatica Toscana. Questo corpo plutonico ha dato luogo ad una originaria struttura a cupola emisferica, che in pianta occupa circa il 30% dell'intera superfi-

cie dell'isola. Nell'Elba centrale, come anche in quella orientale, un ruolo importante nel delineare l'attuale assetto morfostrutturale l'hanno senz'altro giocato gli elementi tettonici più recenti, ed in particolare il sistema di faglie dirette ad alto angolo, che attraversando l'isola in senso meridiano, dislocano l'intera pila tettonica elbana ed anche il monzogranito di Porto Azzurro. A questo sistema è probabilmente da ricondurre l'origine della piana di Campo, nonché l'emersione e l'orientazione N-S della penisola di capo della Stella. Nell'Elba orientale tale sistema è responsabile dell'allineamento meridiano della costa est, parallelo con quello delle strutture che bordano, a mare, il canale di Piombino. L'intersezione del sistema di faglie dirette N-S con altri sistemi secondari individuati a mare e costituiti da faglie normali prevalentemente con andamento E-O e NO-SE, è responsabile dell'articolata morfologia costiera dell'isola d'Elba (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

L'influenza della struttura, considerata in senso passivo, sulle forme del rilievo, riveste una grande importanza per quanto concerne le morfosculture. Infatti, le diverse caratteristiche litologiche e strutturali delle formazioni rocciose esposte al modellamento esogeno, attivando la potenziale selettività del processo erosivo, danno luogo ad una serie di forme condizionate dalla struttura. Queste forme di tipo strutturale sono molto evidenti nell'area del M. Capanne, dove sono essenzialmente legate ai sistemi di fratture primarie da raffreddamento e secondarie da rilascio di *stress* meccanico (fig. 21). Fra le fratture primarie si riconoscono *joints* longitudinali e trasversali ad alto angolo d'inclinazione, rispettivamente paralleli e perpendicolari alle strutture lineari magmatiche, determinate dall'isorientamento degli assi maggiori dei fenocristalli di ortoclasio. A questi si aggiunge un sistema di *joints*



Fig. 21 - Picco isolato (948 m s.l.m.), situato leggermente a nord della cima del monte Capanne, interessato da sistemi di fratture primarie da contrazione per raffreddamento del corpo intrusivo. a) Vista panoramica dalla sommità del monte Capanne, con sullo sfondo il centro abitato di Marciana Marina. b) Particolare della foto precedente. Si può osservare il sistema di fratture primarie, caratterizzato da discontinuità planari subverticali e tra loro parallele.

diagonali, impostati a circa 45° rispetto alle direzioni delle lineazioni magmatiche interne. Le fratture più importanti sotto l'aspetto geomorfologico sono quelle di genesi secondaria, soprattutto quelle disposte parallelamente alla superficie topografica (*sheeting joints*) (fig. 22) (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

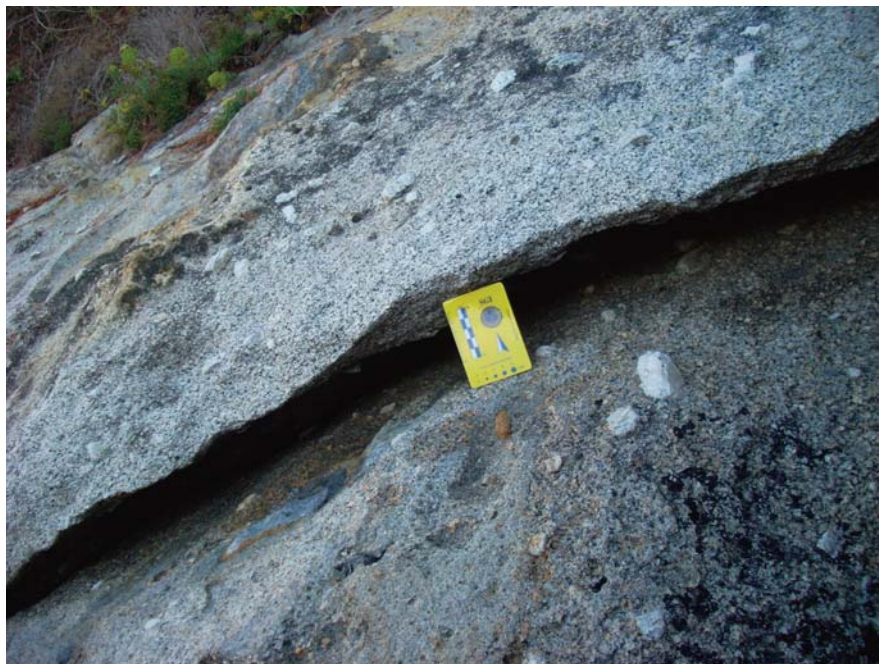


Fig. 22 - Rocce monzogranitiche, affioranti presso capo Sant'Andrea, interessate da fratture di genesi secondaria disposte parallelamente alla superficie topografica (*sheeting joints*).

Dall'interazione fra l'insieme dei processi esogeni di smantellamento del plutone monzogranitico e i sistemi di fratture si sono generate numerose superfici strutturali. In particolare, i 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 M. Capanne. Altre superfici di questo tipo interrompono il profilo dei crinali inducendo discontinuità altimetriche. I dati raccolti hanno messo in evidenza come queste si siano generate dall'intersezione di fratture suborizzon-



Fig. 23 - Ampia superficie strutturale che interrompe il profilo del versante orientale del monte Capanne. Su questa superficie è stato edificato il paese di San Piero in Campo ed il limitrofo campo sportivo (indicatedo dalla freccia).

tali con quelle parallele alla superficie. La successione altimetrica di queste forme conferisce alla profilatura dei crinali un andamento a gradinata. Gli esempi più palesi sono rappresentati dai crinali che dal M. Giove e dal M. Perone si dirigono verso nord, e da quelli su cui sorgono gli abitati di San Piero in Campo (fig. 23) e Sant'Ilario in Campo.

Nei settori dove l'esfoliazione ha interessato il rilievo da più direzioni, tendendo a convergere verso un punto centrale, si sono generati duomi di esfoliazione. Questi morfotipi, considerata la scala della carta, sono stati cartografati come picchi isolati d'origine strutturale. Il crinale del M. di San Bartolomeo mostra in più punti questa conformazione morfologica, con rilievi isolati i cui versanti sono costituiti da superfici strutturali debolmente arcuate (fig. 24). Oltre alla cima del M. Capanne, altri esempi di duomi di esfoliazione si trovano lungo il crinale M. di Cote-M. Giove (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Il passaggio tra il settore occidentale e quello centrale dell'isola è caratterizzato da un esteso versante di faglia, modellato nelle rocce dell'aureola termometamorfica del plutone del M. Capanne (unità Punta Polveriaia-Fetovaia). Tale versante si

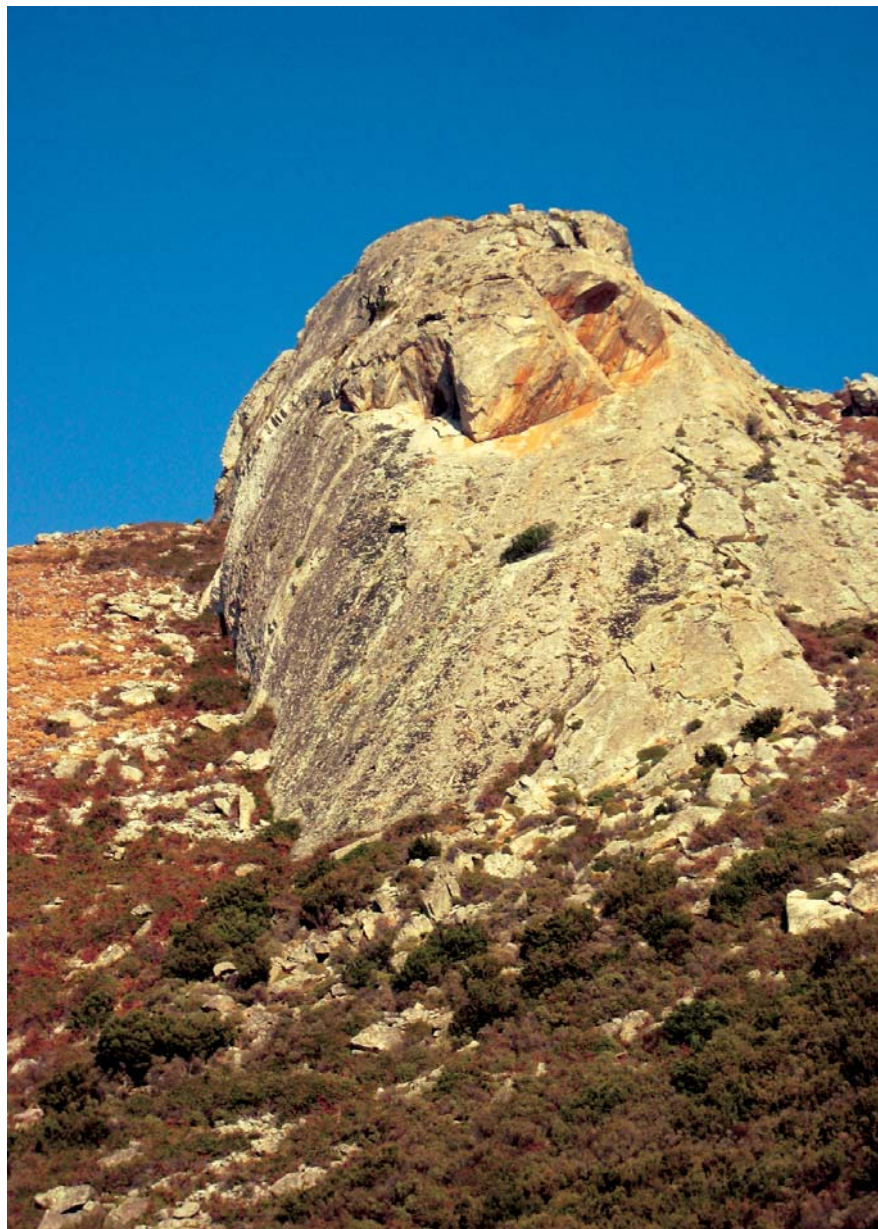


Fig. 24 - Spettacolare duomo di esfoliazione presso il crinale del M. di San Bartolomeo, a SE del centro abitato di Chiessi.

è sviluppato parallelamente alla faglia diretta ad alto angolo di Colle Palombaia-Prochchio (faglia bordiera orientale - EBF; cfr. titolo IV, cap. 3), che corre alla sua base e delimita il lato occidentale della piana di Marina di Campo. L'incisione di questa superficie strutturale da parte dei corsi d'acqua ad essa ortogonali ha originato le evidenti faccette triangolari cartografate a monte di la Pila.

Nell'Elba centro-orientale, tra le forme d'origine strutturale possono essere menzionate le scarpate presenti nell'area di M. Castello-M. Mar di Capanna, a nord di Porto Azzurro (fig. 25). Queste sono caratterizzate da un andamento irregolare, strettamente controllato dall'assetto giaciturale della formazione dei diaspri di Monte Alpe 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 (figg. 26 e 27). Più ad ovest, nell'area di M. Orello, il contatto stratigrafico tra litotipi diversi genera altri *hogback* con superfici sub-strutturali corrispondenti ai piani di strato.

È, comunque, nel settore nord-orientale dell'isola d'Elba che il controllo strutturale si manifesta con una maggiore evidenza. Questo settore è, infatti, costituito da una dorsale montuosa, orientata circa N-S, caratterizzata da una notevole complessità litologica e tettonico-strutturale, che influenza in modo completamente diverso la conformazione dei suoi due versanti principali. In particolare, il versante occidentale è contraddistinto da una successione sedimentaria con giacitura a franapoggio ed immersione ad ovest e da sottostanti rocce basaltiche. Tale assetto ori-



Fig. 25 - Scarpata di origine strutturale alla sommità del monte Mar di Capanna (290 m s.l.m.)

gina un rilievo monoclinale ad *hogback*, di cui è stato cartografato l'orlo lungo il crinale del M. Strega.

Diversamente, sul versante orientale prevale la presenza di varie unità e subunità tettoniche, costituite principalmente da rocce metamorfiche, sovrapposte e traslate verso est, mediante una serie di sovrascorrimenti, e successivamente dislocate da faglie dirette ad alto angolo. Il versante orientale è pertanto fortemente influenzato dalla presenza di queste direttrici tettoniche ad andamento meridiano, che hanno determinato l'orientazione preferenziale degli elementi morfologici principali. L'influenza strutturale è, infatti, sottolineata dalla direzione, pressappoco parallela a quella delle più importanti linee tettoniche, delle creste, delle scarpate, delle rotture di pendio, dei ripiani morfologici e dei corsi d'acqua di ordine maggiore.

Nel settore nord-orientale il controllo strutturale si manifesta, anche, attraverso versanti di faglia, a volte contraddistinti da faccette triangolari o trapezoidali, come nel caso del versante destro del fosso Baccetti, a sud del paese di Cavo. Questi morfotipi sono ben evidenti anche nel tratto di costa che va da cala Mandriola (a sud di cala Cancherelli) a punta di Nisporto, dove si allineano parallelamente alla faglia di-



Fig. 26 - Rilievo monoclinale ad *hogback* nella formazione dei diaspri di Monte Alpe, presso il Volterraio.

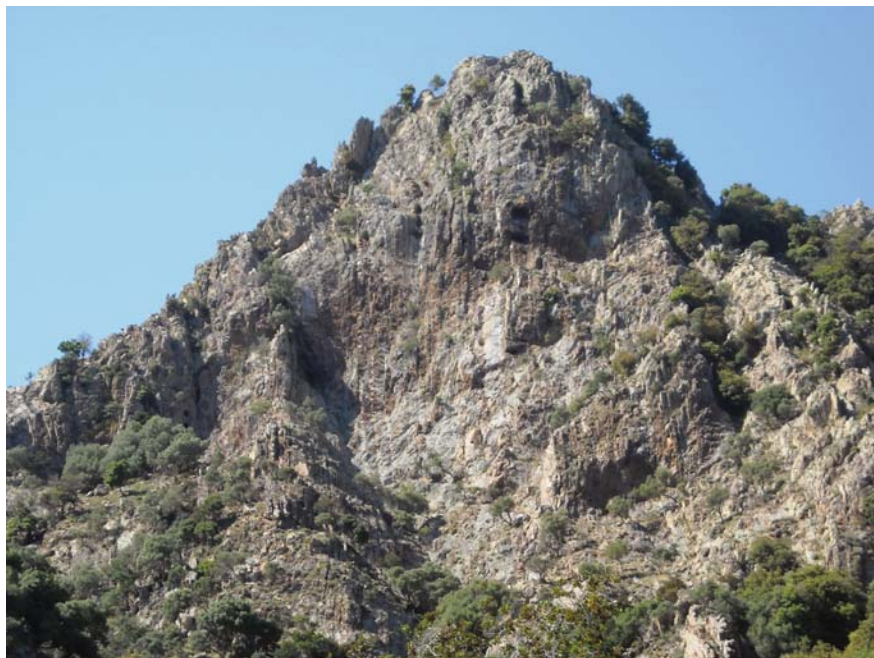


Fig. 27 - Spettacolare hogback nella dorsale M. Castello-Cima del Monte. La struttura monoclinale è caratterizzata da strati pressoché verticali appartenenti alla formazione dei diaspri di Monte Alpe.

retta, che si sviluppa in direzione NE-SO lungo il fondale marino antistante (PRINCIPÌ *et alii*, in stampa). Date le loro ridotte dimensioni, tali faccette sono state cartografate con simboli puntuali; quella di maggiori dimensioni, compresa tra punta dei Mangani e punta delle Casette, essendo sensibilmente arretrata per processi gravitativi, è stata, invece, rappresentata con il simbolo di scarpata di degradazione.

VII - FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITÀ

La dinamica gravitativa, soprattutto evidente nei versanti caratterizzati da una significativa energia del rilievo, è principalmente rappresentata da scarpate di degradazione e frane di crollo e scorrimento, mentre rare sono le frane di colamento. Degni di nota sono, inoltre, gli accumuli detritici alla base dei versanti, che a volte sono organizzati in falde detritiche stratificate.

Tra le forme di origine gravitativa sono state inserite anche le colate rapide di detrito (*debris flow*), le quali si è ritenuto (D'OREFICE *et alii*, 2009a) abbiano una impropria collocazione nella rappresentazione iconografica delle Linee guida al rilevamento (BRANCACCIO *et alii*, 1994). Infatti, tali forme, originariamente collocate tra i processi fluvio-denudazionali e di dilavamento, essendo attivate da eventi pluviometrici critici, sono molto più vicine ai processi gravitativi, per la dinamica di trasporto e di messa in posto.

1. - LE FRANE

Per la descrizione dei fenomeni franosi si è fatto riferimento alla nota classificazione di VARNES (1978), ridiscussa da CRUDEN & VARNES (1994). Tuttavia nella rappresentazione cartografica sono state introdotte alcune semplificazioni, in base a quanto previsto nelle Linee guida al rilevamento (BRANCACCIO *et alii*, 1994). Nella carta non sono, infatti, distinti gli scorrimenti rotazionali da quelli traslativi, mentre le frane complesse sono riferite al movimento ritenuto prevalente (crollo, scorrimento, colamento). Si fa presente, inoltre, che molti fenomeni franosi, avendo un'estensione areale non cartografabile alla scala della carta, sono stati rappresentati con il relativo simbolo puntuale, o nel caso di frane d'incerta classificazione, con quello di "piccola frana o gruppo di piccole frane non classificate".

La distinzione tra frane attive ed inattive è stata operata sulla base di osservazioni in campagna di carattere essenzialmente morfologico, affiancate da un'analisi fo-

tointerpretativa multitemporale, senza l'ausilio di indagini strumentali mirate.

In molti casi non sono stati osservati indizi morfologici connessi ad un'evoluzione attuale dei fenomeni franosi; tuttavia, poiché permangono le condizioni per una possibile riattivazione, in virtù delle scelte operate nelle citate Linee guida al rilevamento (BRANCACCIO *et alii*, 1994), le frane caratterizzate da questo stato di attività rientrano nella classe delle “forme in evoluzione per processi attivi o riattivabili” e, pertanto, sono state rappresentate con l'apposito colore rosso.

All'isola d'Elba i fenomeni gravitativi, e in particolare i movimenti franosi, sono prevalentemente concentrati nell'area del plutone monzogranitico del M. Capanne dove è più significativa l'energia del rilievo. Le frane più importanti si rinvencono in corrispondenza delle rocce dell'aureola termometamorfica, dove le loro scadenti caratteristiche geomeccaniche e gli sfavorevoli rapporti giacitureali con il versante rappresentano fattori predisponenti per l'instabilità dei pendii. A ciò va aggiunto, che le formazioni dei complessi ofiolitici e dei flysch hanno subito più fasi deformative, anche recenti, in relazione alla risalita del plutone.

Nel resto dell'isola i movimenti franosi sono meno frequenti e principalmente distribuiti in corrispondenza delle coste alte a falesia sottoposte ad un'intensa dinamica marina.

I depositi di frana sono essenzialmente connessi a fenomeni di crollo, di ribaltamento e di scorrimento, a volte multiplo.



Fig. 28 - Tratto di costa a falesia (di altezza inferiore a 25 m), in località Le Secche, interessato da evidenti fenomeni di crollo (da D'OREFICE *et alii*, 2009a).

I depositi da crollo sono caratterizzati da un accumulo caotico di blocchi eterogenei ed eterometrici alla base di pareti rocciose subverticali (fig. 28). L'intersezione dei piani di frattura e di faglia con la stratificazione, oltre alle qualità geomeccaniche scadenti degli ammassi rocciosi, sono i principali fattori predisponenti di questa tipologia di frane. Fra le cause innescanti, in aggiunta alle precipitazioni meteoriche, è da considerare anche lo scalzamento al piede esercitato dall'erosione marina o delle acque incanalate. Numerosi fenomeni di crollo e ribaltamento interessano i versanti del M. Capanne, i più estesi dei quali si trovano nella parte terminale della valle di Chiessi (confluenza tra il fosso di Chiessi e il fosso della Gneccarina) e alle pendici occidentali del M. di San Bartolomeo. Qui, la meccanica del distacco è da ricondurre ai processi di *sheeting* che hanno interessato le superfici strutturali scolpite sulle rocce monzogranitiche, con la conseguente formazione di accumuli di blocchi lastriformi eterometrici. Crolli e ribaltamenti sono stati osservati anche in corrispondenza delle rocce poste a contatto con il plutone monzogranitico del M. Capanne, come avviene nei pressi del colle di Palombaia. Essi sono, infine, presenti alla base delle pareti rocciose subverticali che contraddistinguono la porzione orientale di M. Castello (a nord di Porto Azzurro) e lungo le coste alte a falesia che bordano l'isola. Tali fenomeni coinvolgono anche le quarzoareniti di origine eolica, ma sia per la loro ridottissima estensione sia per non mascherare la rappresentazione dei depositi eolici non sono stati riportati nella carta geomorfologica.

Corpi di frana, legati a un movimento di scorrimento sia di tipo rotazionale sia traslativo, sebbene poco frequenti, si rinvengono in quasi tutti i settori del territorio elbano.

Una nicchia di frana di tipo prevalentemente rotazionale, indotta dallo scalzamento al piede, ad opera della dinamica marina, dei depositi di discarica mineraria, si può osservare nel tratto di costa alta tra la spiaggia di Barbarossa e Capo Bianco (a est di Porto Azzurro) (fig. 29).

Frane di scorrimento rotazionale, contraddistinte da uno stile di attività multiplo, sono osservabili lungo il tratto di versante che sottende la costa fra punta del Timone e punta della Fornace (M. Capanne occidentale). In particolare, in località Case Peria sono stati identificati due scorrimenti principali, le cui testate sono riconoscibili a 235÷250 m s.l.m. Questi fenomeni franosi sono stati interessati da una recente ripresa del movimento nelle porzioni inferiori, estese fino alla linea di costa (fig. 30). Da segnalare è, inoltre, lo scorrimento multiplo che si manifesta lungo il tratto meridionale del promontorio di punta della Madonna, ad ovest di Marciana Marina (M. Capanne settentrionale). La nicchia di distacco è ripida e mostra evidenti segni d'instabilità, con crolli di blocchi isolati. Il corpo di frana, riattivato al piede dall'erosione marina, si estende per circa 200 m, raggiungendo la spiaggia dell'insenatura de La Caletta (a sud di punta della Madonna). Altri scorrimenti multipli si osservano sui versanti settentrionali del M. Perone (fosso di Redinoce, fosso dell'Acqua Calda). Un'altra frana di scorrimento, attiva, è quella che si rinviene presso



Fig. 29 - Nicchia di frana prevalentemente di scorrimento rotazionale, situata tra la spiaggia di Barbarossa e Capo Bianco. Il fenomeno franoso è stato innescato dallo scalzamento al piede di depositi di discarica mineraria da parte della dinamica marina.

colle Carene (Elba centrale), il cui movimento è testimoniato dai danni osservabili lungo la strada che collega colle Reciso con Portoferraio (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Frane di scorrimento traslativo interessano i versanti del M. Capanne (fig. 31), il substrato a monte dell'abitato di Nisportino e nella zona tra M. Grosso e M. Gorgoli (Elba nord-orientale), mentre altre di minore estensione, impostate al contatto tra roccia e copertura detritica, interessano spesso le coltri d'alterazione della formazione dei diaspri di Monte Alpe.

Piccole frane di scorrimento si osservano anche lungo le pendici di M. Pericoli, M. Bacile (Elba centrale) e M. Castello, lungo la costa meridionale presso i promontori di M. Fonza, di M. Turato e di capo della Stella e nelle quarzoareniti eoliche affioranti tra cala Mandriola e cala Cancherelli.

Una piccola frana di colamento, inattiva, coinvolge la coltre detritica affiorante immediatamente ad est del Residence del Sole, sulla destra idrografica del fosso della Madonna, poco prima del suo sbocco nella piana di San Giovanni (D'OREFICE *et alii*, 2009a).



Fig. 30 - Tratto di costa tra punta del Timone e punta della Fornace (M. Capanne occidentale), soggetto a fenomeni franosi di scorrimento rotazionale.



Fig. 31 - *Superficie planare di origine strutturale, su cui è avvenuto uno scorrimento traslativo di blocchi monzogranitici. Il fenomeno franoso è avvenuto nel tratto di strada provinciale tra i centri abitati di la Guardia e Colle d'Orano - M. Capanne occidentale).*

2. - I DETRITI DI VERSANTE E LE FALDE DI DETRITO

Le falde detritiche sono abbastanza estese lungo i versanti delle valli che risalgono il M. Capanne. In particolare le falde inattive sono presenti alla base dei versanti dell'Uviale dei Patresi, del fosso della Gabbiola (M. Capanne occidentale) e della Val di Cappone (M. Capanne settentrionale), mentre le falde detritiche stratificate attive si sviluppano in modesti lembi nel settore meridionale del M. Capanne (valle di Pomonte).

Falde detritiche stratificate inattive si rinvencono con una certa frequenza in corrispondenza dei versanti modellati nella formazione dei diaspri di Monte Alpe (affiorante essenzialmente nell'Elba orientale), dove, come nel caso della falda sottostante il versante occidentale del M. Strega, presentano le migliori esposizioni e gli spessori più consistenti (fig. 32). Si tratta di detriti clinostratificati secondo strati piano-paralleli con basso angolo d'inclinazione. Gli elementi che costituiscono questi detriti sono monogenici, eterometrici, angolosi; essi hanno una forma piatta e di solito sono allungati secondo il loro asse maggiore. Questi depositi sono da riferire



Fig. 32 - *Estesa falda detritica stratificata inattiva, tagliata dalla strada che da Nisporto sale verso Rio nell'Elba.*

alla vicinanza di un versante in degradazione, che ha fornito il materiale detritico in condizioni climatiche verosimilmente più fredde e più aride di quelle attuali. Infatti, la loro formazione può essere favorita dalla scarsa copertura vegetale associata a processi crioclastici più o meno intensi (*éboulis ordonnés*).

Accumuli detritici non organizzati in falde, nella maggior parte dei casi attivi, si rinvengono alla base di pendii acclivi. Il loro spessore è molto variabile da 1÷2 m fino a 4÷5 m circa. I depositi detritici sono costituiti generalmente da clasti eterometrici (da centimetrici a decimetrici), poligenici, non classati, angolosi, immersi in matrice sabbioso-siltosa, spesso di colore rossastro e con tessitura da clasto sostenuta a matrice sostenuta (fig. 33). Tali depositi si osservano ai piedi del versante meridionale di M. Castello e settentrionale di M. Barbatoia, presso l'abitato dell'Innamorata, di Pareti e di Morcone, tra Stecchi e la spiaggia della Madonna.



Fig. 33 - *Detriti di versante eterometrici alle pendici di monte Fabbrello (Elba centrale).*

Quando il detrito si depone all'interno delle vallecole, conferisce a quest'ultime un caratteristico profilo a conca.

Particolari accumuli detritici formati da blocchi lastriformi, con dimensioni del lato maggiore variabile da qualche decimetro sino ai 3÷4 metri, si rinvencono nella porzione superiore del M. Capanne. 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 (figg. 34 e 35). Questi accumuli, praticamente esclusivi dei versanti settentrionali del M. Capanne, raggiungono 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 s.l.m. La loro origine è connessa a processi di disgregazione meccanica fortemente condizionati dal denso reticolo di fratture del substrato monzogranitico. L'intersezione fra il sistema di fratture parallele alla superficie topografica e quello ad essa perpendicolare genera, infatti, una segmentazione del substrato in lastre, estesa ad interi settori di versante fin quasi sui crinali. Il distacco dei blocchi ed il loro allontanamento solitamente avviene tramite cine-



Fig. 34 - Superfici di distacco di blocchi lastriformi nel settore settentrionale del monte Capanne.

matiche 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. 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, contraddistinte 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. 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 molto elevata. Verso quote più basse gli accumuli detritici raggiungono l'apice di canali da *debris flow*, dei cui corpi, affioranti più a valle, ne rappresentano la principale fonte di alimentazione (D'OREFICE *et alii*, 2009a).



Fig. 35 - Detriti a grandi blocchi lastriformi, localizzati nel settore settentrionale del monte Capanne.

3. - I *DEBRIS FLOWS*

I depositi di *debris flow* sono molto frequenti nell'isola d'Elba e sono quasi esclusivamente concentrati all'interno delle valli, che, con direzione radiale, si dipartono dalla sommità del M. Capanne per raggiungere direttamente il mare, superando in una breve distanza (4÷5 km), un dislivello di circa 1.000 m.

Accumuli da *debris flow*, sebbene di dimensioni minori, sono stati, inoltre, individuati nell'Elba nord-orientale e in particolare nel versante a monte di Nisportino (valle delle Fiche, fig. 36), nel bacino idrografico del fosso di Gràssera (a NE di



Fig. 36 - Accumulo da debris flow nella valle delle Fiche, a monte di Nisportino.

Rio nell'Elba), nella valle percorsa dal fosso dei Mangani (fig. 37) (a nord di Nisportino) e tra Ripabianca e la punta di Rialbano (a nord di Rio Marina).

Depositi di *debris flow*, di limitata estensione, si rinvengono anche nell'Elba centrale, come nel caso del tratto finale della valle del rio Tambone (fig. 38), che termina nella spiaggia di FONZA (golfo di Campo).

Questi depositi si presentano massivi, generalmente matrice-sostenuti, scarsamente assortiti e privi di embricatura o di strutture sedimentarie interne. La matrice



Fig. 37 - Tratto terminale della valle del fosso dei Mangani (a nord di Nisportino), occupato da un accumulo da debris flow (delimitato dalla linea rossa tratteggiata), spintosi originariamente sino al mare.

è ghiaioso sabbiosa grossolana, solo localmente limosa. La gradazione è frequentemente inversa (fig. 38), con blocchi di taglia plurimetrica in prossimità della superficie sommitale del deposito. Lenti isolate di depositi ghiaiosi grossolani e limosi indicano l'alternanza di *debris flow* con eventi di più bassa energia, a carattere torrentizio, del mezzo di trasporto. Nel caso dei *debris flow* presenti nel M. Capanne, nella composizione litologica dei clasti, dominano decisamente gli elementi monzogranitici; solo i blocchi più grandi assumono frequentemente forme sferoidali derivanti da un'alterazione post-deposizionale (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Di solito gli accumuli da *debris flow* che interessano il settore del M. Capanne occupano completamente il fondo dei tratti medio-terminali delle incisioni vallive (come ad esempio del tratto finale del fosso di Mortigliano, dell'area di Sant' Andrea e del fosso dell'Acqua Calda), spingendosi fino al mare, dove progradano sommersi per diverse decine di metri. A volte la dinamica del moto ondoso origina su di essi delle scarpate d'erosione con altezze spesso maggiori di 5 m (fig. 39). 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.



Fig. 38 - Gradazione inversa in un deposito da debris flow, che ha colmato il fondovalle della vallecola del rio Tambone, presso C. Dini (tra punta di Nercio e punta di Mele, Elba centro-meridionale).



Fig. 39 - Accumulo da debris flow nel tratto finale dell'Uvale dei Patresi. Il deposito, caratterizzato da una tipica gradazione inversa, è interessato dall'odierna dinamica del moto ondoso.

A ciò fanno eccezione la valle di Pomonte e i punti di confluenza di più rami tributari (fosso San Francesco nei pressi di Sant' Ilario).

L'alimentazione di queste colate, come accennato nel capitolo precedente, è da ricondurre agli accumuli detritici presenti lungo i tratti superiori dei versanti e alla base delle pareti rocciose scolpite nel substrato monzogranitico.

La sovrapposizione spaziale e temporale di più eventi di colata ha generato in alcuni settori vallivi del M. Capanne, corpi complessi di *debris flow* che hanno raggiunto spessori e volumi importanti se paragonati alle dimensioni dei bacini d'alimentazione. In particolare, nella valle dell'Uvale di Marciana questi depositi raggiungono la loro estensione e il loro spessore maggiore. In questa incisione valliva si riuniscono, infatti, gli accumuli dei trasporti in massa provenienti dai diversi canali che confluiscono in essa. La giustapposizione 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 successivamente inciso dall'erosione fluviale che ha generato scarpate anche superiori ai 10 m (fig. 40). Nella parte inferiore dell'Uvale di Marciana i lobi di *debris flow* lasciano spazio a depo-



Fig. 40 - Depositi da debris flow nella valle dell'Uviale di Marciana, formati dalla giustapposizione e sovrapposizione di diverse colate, successivamente incisi dall'erosione fluviale.

siti alluvionali. Il limite tra i due litosomi è stato stimato sia tenendo conto dell'andamento più regolare della superficie topografica che sottende i sedimenti alluvionali, sia tramite alcuni caratteri stratigrafici tipici del trasporto trattivo (embricatura, 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 (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Fenomeni di *debris flow* si sono verificati, anche in tempi relativamente recenti (ottobre 1990), nella valle di Pomonte (versante meridionale del M. Capanne), con effetti distruttivi sulle infrastrutture viarie (ponti) situate nei pressi del centro abitato omonimo. Considerando che i *debris flow* spesso raggiungono rapidamente il mare attraverso le incisioni vallive e che proprio in concomitanza dello sbocco sul litorale delle principali valli sono ubicati i maggiori centri abitati, risulta evidente l'elevato grado di rischio cui questi insediamenti sono soggetti.

4. - LE SCARPATE DI DEGRADAZIONE E I CANALONI IN ROCCIA

Scarpate di degradazione, attive e inattive, si rinvencono nel settore del M. Capanne, nell'Elba centrale e nord-orientale, nonché nei tratti di costa alta a falesia.

Le forme a nicchia rilevate sul lato settentrionale dei crinali del M. Capanne, molto ripide e 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. 41).

Scarpate in forte degradazione sono in particolar modo diffuse in corrispondenza dell'affioramento della formazione dei diaspri di Monte Alpe; i litotipi appartenenti a questa unità litostratigrafica hanno, infatti, fortemente condizionato l'esistenza di tali morfotipi a causa delle loro scadenti caratteristiche geomeccaniche, del loro assetto strutturale, spesso contraddistinto da brusche variazioni d'inclinazione degli strati, e della presenza di diverse famiglie di discontinuità che pervadono questi ammassi rocciosi. Scarpate di degradazione sono assai evidenti nella porzione orientale di M. Castello, dove la presenza di versanti in roccia molto



Fig. 41 - Scarpate in forte degradazione e canali in roccia in corrispondenza di uno dei crinali del settore settentrionale del monte Capanne.

acclivi e prevalentemente denudati ha favorito il modellamento di tali forme erosive, che evolvono prevalentemente per distacco di detriti e crolli.

Le scarpate di degradazione sono, inoltre, frequenti nelle aree costiere. Il tratto di costa fra Punta Nera e punta della Fornace è interessato da 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 di La Guardia o a sud di 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 (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Nell'area del M. Capanne numerosi sono i canali in roccia interessati da scariche di detrito (fig. 42), che talvolta raggiungono la costa e che hanno reso necessaria l'installazione di opere di contenimento, soprattutto reti paramassi, per proteggere la sede stradale sottostante (Anello Occidentale N. 25).



Fig. 42 - Canali in roccia (indicati dalle frecce) con scariche di detrito su un versante del settore settentrionale del monte Capanne.

VIII - FORME FLUVIALI E DI VERSANTE DOVUTE AL DILAVAMENTO

Tra i vari processi morfogenetici esogeni, quello connesso allo scorrimento delle acque superficiali è il processo che ha conferito una maggiore impronta al paesaggio fisico attuale dell'entroterra elbano, originando una serie di elementi morfologici prevalentemente erosivi, come valli fluviali, vallecole a "V", a conca e a fondo piatto, solchi da ruscellamento concentrato, forre, superfici soggette a dilavamento diffuso, creste più o meno affilate. Ad una cospicua presenza di morfotipi erosivi si contrappone una minore diffusione delle forme di accumulo, rappresentate innanzitutto dalle modeste pianure alluvionali e costiere dell'Elba centro-orientale (San Martino, San Giovanni, Magazzini, Schiopparello, Porto Azzurro, fosso della Valdana-Mola, Lacona, Campo nell'Elba) e da alcuni conoidi. I relativi depositi sono rappresentati da sedimenti fluviali e soprattutto da coltri colluviali, che ammantano, anche con spessori elevati, il settore inferiore e medio dei versanti collinari.

1. - LE FORME DI EROSIONE

Il territorio elbano è articolato da una serie di vallecole che assumono andamenti e caratteristiche morfometriche diverse da settore e settore dell'isola, in funzione dei differenti aspetti orografici, litologici, strutturali e tettonici che li contraddistinguono.

Il settore del M. Capanne è inciso da un reticolo di solchi da ruscellamento concentrato e di vallecole di erosione con caratteristiche variabili a seconda dei versanti che si prendono in considerazione. Il versante nord-orientale mostra solchi di erosione e vallecole profondamente incise, ad andamento solo localmente rettili-

neo; spostandosi nel versante nord-occidentale e occidentale i solchi e le vallecole assumono una minore profondità e una maggiore rettilinearità. In particolare spicca l'andamento rettilineo dell'Uviale dei Patresi e dei fossi della Noce, della Gabbiola e dell'Infernaccio. Nel versante sud-orientale i reticoli fluviali sono poco sviluppati e l'erosione lineare ha raramente prodotto canali e valli incise, fatta eccezione per i rami superiori del bacino di Vallebuia (fosso dell'Inferno, fosso dei Malocci). Questo bacino, 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 versante sud-orientale evidenzia un approfondimento relativamente elevato solo nei tratti apicali e prima di confluire nelle pianure che convergono verso Marina di Campo. Nella fascia altimetrica fra 200 e 300 m s.l.m. del medesimo settore, il reticolo idrografico risulta, invece, poco approfondito e con spartiacque meno evidenti.

I versanti del settore centrale dell'isola sono interessati da numerose vallecole a "V" che nei tratti inferiori assumono, a volte, una forma a conca. A luoghi, come ad esempio ad ovest di Porto Azzurro, sono presenti anche vallecole a fondo piatto. In questo settore i solchi da ruscellamento concentrato sono diffusi e molto approfonditi, soprattutto in corrispondenza delle principali coperture detritiche e colluviali (fig. 43). Localmente, come a nord-est di San Piero in Campo, essi incidono direttamente il substrato monzogranitico.

Nel settore sud-orientale dell'Elba diverse vallecole a "V" si dipartono in direzione radiale dalla parte sommitale della dorsale M. Calamita-Poggio Fino. Tali linee di impluvio, caratterizzate da



Fig. 43 - Solco da ruscellamento concentrato leggermente a monte della piana di Lacona.

un'elevata pendenza, dopo un percorso di circa 2 km, raggiungono il mare (fig. 44).

Anche l'intera dorsale che contraddistingue il settore nord-orientale dell'isola è incisa da numerosi solchi da ruscellamento concentrato e vallecole a "V" (fig. 45). Quest'ultime, nei tratti di costa alta, interrompono, con un andamento perpendicolare alla linea di riva, la continuità delle falesie ed alimentano, al loro sbocco in mare, spiagge ghiaioso-sabbiose. Il versante orientale della dorsale in questione 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. Il risultato è un paesaggio molto articolato

Fig. 44 - Vallecola a "V" che si diparte dalla sommità della dorsale M. Calamita-Poggio Fino e dopo un percorso di circa due chilometri raggiunge il mare.



Fig. 45 - Vallecola a "V" molto stretta che incide la formazione dei diaspri di Monte Alpe, presso il santuario della Madonna di Monserrato.



con una serie di vallecole variamente orientate, separate da piccoli rilievi spesso tondeggianti. Il profilo trasversale delle vallecole è mediamente aperto, con fianchi svasati e poco inclinati.

La totalità delle vallecole a “V” e dei solchi da ruscellamento concentrato che interessano l’isola d’Elba sono attualmente in evoluzione. Infatti, in conseguenza dei violenti nubifragi che negli ultimi quindici anni hanno gravemente colpito l’Elba (soprattutto gli eventi alluvionali del settembre 2002 e del novembre 2011), tali morfotipi hanno subito un’intensa erosione lineare e laterale. Questa attività erosiva, che ha interessato anche gli impluvi di dimensioni maggiori, ha innescato modesti fenomeni franosi alla base dei versanti e ha dato luogo a rotte e a depositi di tracimazione fluviale, non riportati in carta a causa della loro modesta estensione.

L’andamento rettilineo degli impluvi e la presenza di alcuni gomiti di cattura fluviale fanno ritenere importante il controllo esercitato dall’assetto strutturale sullo sviluppo delle forme di erosione lineare. Indizi di un’importante cattura fluviale si osservano a C. Marchetti (in località Campo ai Peri), 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 ovest, compie una brusca deviazione verso SSE, in direzione della spiaggia di Mola. In corrispondenza dello spartiacque e del gomito di cattura è presente un’ampia sella sulla quale si trovano depositi fluviali parzialmente terrazzati, 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 quest’area siano connesse a fenomeni di trasporto e sedimentazione locali, quali gli apporti detritici del fosso del Buraccio, proveniente da E-NE, il cui fondovalle è sovralluvionato e caratterizzato dalla presenza di depositi fluviali che potrebbero aver sbarrato il corso del fosso dei Catenacci (D’OREFICE *et alii*, 2009a).

Un’altra cattura fluviale può essere ipotizzata in corrispondenza della località San Cerbone (a monte di Marciana e di Poggio). In questo caso, il corso d’acqua, che originariamente drenava verso Poggio e alimentava un deposito fluviale presso San Cerbone, ha subito un netto cambiamento di direzione verso NO. L’asta fluviale, seguendo l’andamento di un insieme di fratture orientate 120÷140N è stata così deviata nel bacino adiacente, drenante verso Marciana (A. Ribolini, comunicazione personale).

Fenomeni erosivi legati al dilavamento diffuso o concentrato sono frequenti sui versanti, anche a debole pendenza, caratterizzati dall’assenza di una folta copertura vegetale di tipo boschivo, arbustivo o prativo (fig. 46). Questo avviene nella parte orientale e meridionale del M. Calamita, ove la presenza di zone soggette a dilavamento diffuso è stata favorita dal devastante incendio boschivo che nel 1998 si è sviluppato su vasti areali di questo promontorio. Anche il settore montano del-

l'Elba nord-orientale è interessato da processi d'erosione per dilavamento diffuso, allo stesso modo favoriti dall'assenza di copertura vegetale. Nel complesso a questi processi sono associate superfici con forme di dilavamento prevalentemente diffuso o concentrato, creste (il più delle volte arrotondate) e orli di scarpata di denudazione.

L'estensione delle aree soggette a dilavamento si è andata tuttavia riducendo nel tempo. Infatti, occorre tener presente che dall'ultimo dopoguerra in poi, la vegetazione forestale, nonostante l'effetto negativo dei ripetuti incendi, ha riconquistato vasti spazi, in conseguenza della quasi totale scomparsa dell'attività mineraria e pastorale e dell'abbandono delle diffuse pratiche di viticoltura e olivicoltura su terrazzamenti. A ciò vanno aggiunti i grandi rimboschimenti iniziati negli anni '50 ad opera, prima, dei "Cantieri-scuola" e, dopo, della Cassa del Mezzogiorno (FOGGI *et alii*, 2006).



Fig. 46 - *Forme erosive pseudocalanche, dovute al ruscellamento concentrato sui depositi colluviali tagliati dalla strada che da Lacona conduce a Marina di Campo.*

2. - LE FORME DI ACCUMULO E I RELATIVI DEPOSITI

Le principali forme di accumulo fluviali sono rappresentate da superfici deposizionali leggermente inclinate verso mare, di raccordo tra i rilievi collinari e la costa, corrispondenti a piane alluvionali. Tali piane, a volte, possono essere distinte in pianure alluvionali relitte e pianure alluvionali attuali. Le prime sono costituite da resti di piane fluviali, incise e terrazzate dal reticolo idrografico olocenico e pertanto, generalmente, non più interessate dalle dinamiche fluviali in atto. Ad esse appartengono i lembi di superfici terrazzate presenti nelle piane di San Martino (fig. 47), Magazzini (fig. 48), Schiopparello, fosso Valdana-Mola (fig. 49), Lacona (fig. 50), Campo



Fig. 47 - Piana alluvionale di San Martino. Sullo sfondo s'intravede il centro abitato di Portoferraio.



Fig. 48 - Piana alluvionale di Magazzini, vista dalla chiesetta di Santo Stefano. La piana termina nella rada di Portoferraio, sullo sfondo a destra.



Fig. 49 - *Piana alluvionale di Mola. Sullo sfondo si scorge la dorsale M. Castello-Cima del Monte.*

nell'Elba (fig. 51). Le pendenze di queste superfici deposizionali divengono un poco più accentuate alla base dei versanti, in corrispondenza del graduale passaggio ad estese fasce colluviali o a piccoli conoidi alluvionali. Esse sottendono depositi al-



Fig. 50 - *Piana alluvionale di Lacona, vista dalla Madonna della Lacona.*



Fig. 51 - Piana alluvionale nel territorio di Campo nell'Elba, percorsa dai fossi Galeo e della Pila, che sfociano nel golfo di Campo. Tra i due fossi è stata realizzata la pista dell'aeroporto di Marina di Campo (a sinistra della foto).

luvionali antichi, non sempre cartografabili, costituiti da ghiaie eterometriche, eterogenee, poco arrotondate, sciolte e immerse in abbondante matrice sabbioso-limosa di colore bruno-rossastro. A questi sedimenti fluviali possono essere correlati i conoidi alluvionali inattivi ubicati in corrispondenza dello sbocco delle principali incisioni vallive nelle piane alluvionali. L'incisione di questi depositi, compresi i conoidi ad essi correlati, ha dato origine a scarpate d'erosione alte fino a 10 m e ad uno o più ordini di terrazzo d'accumulo, che non sempre è stato possibile rappresentare sulla carta con apposito simbolismo a causa della loro limitata estensione areale. Esempi significativi di questi depositi sono osservabili lungo la valle di Filletto (a NE di Marina di Campo) (fig. 52), lungo la valle del fosso della Madonnina (a SO di Portoferraio), nella valle di Lazzaro, a Lacona, nella valle di San Martino nei pressi della Villa di Napoleone, lungo il fosso Valdana-Mola, nella valle Litterno (a sud di colle di Procchio) (fig. 53) e nella piana a monte di Rio Marina.

Lo spessore di questi sedimenti è, nella maggior parte dei casi, difficilmente valutabile, ma in alcune scarpate d'erosione fluviale connesse con le dinamiche attuali, si possono misurare spessori che raggiungono e a volte superano i 10 m.

La loro posizione altimetrica nelle aree costiere di circa 10÷15 m al di sopra dell'attuale livello marino, induce ad ipotizzare un livello di base più elevato di quello attuale e pertanto una loro deposizione nel corso di un alto stazionamento del mare. In base a tale considerazione, questi depositi potrebbero essere genericamente attribuiti al Pleistocene superiore ed in particolare alla risalita eustatica tirreniana (MIS 5).

Le piane alluvionali attuali sono spesso costituite da strette fasce incassate nei



Fig. 52 - Depositi fluviali affioranti all'interno della valle di Filetto (NE di Marina di Campo). Essi sono costituiti prevalentemente da ghiaie eterometriche ed eterogenee da subangolose a subarrotondate con tessitura a supporto di clasti. Ai livelli più grossolani s'intercalano lenti di sedimenti più fini, composti da limi, sabbie e ghiaie minute.

depositi fluviali più antichi e nelle rocce del substrato. Queste piane sono solcate da corsi d'acqua caratterizzati da forti alternanze stagionali, che ivi hanno depositato, e tuttora continuano a depositare, i loro sedimenti, soprattutto in concomitanza di piene occasionali. In prossimità della fascia costiera, dove si trovano i maggiori depositi di spiaggia (Marina di Campo, Lacona, Biodola, Procchio), i sedimenti fluviali risultano spesso difficilmente delimitabili, essendo gli stessi interdigitati con quelli di origine costiera.

Dal punto di vista granulometrico i depositi fluviali attuali sono contraddistinti da una spiccata variabilità, funzione soprattutto dalle caratteristiche morfologiche e litologiche del tratto d'alveo considerato. Negli alvei racchiusi nel fondo delle



Fig. 53 - Depositi fluviali affioranti lungo la valle Literno (a sud di colle di Procchio). Il deposito, prevalentemente grossolano, è formato da blocchi e ghiaie eterometriche subangolose ed in subordine da lenti e livelli relativamente più fini, composti da ghiaie minute e sabbie.

brevi e ripide vallecicole incise nei rilievi del M. Calamita e del M. Capanne e che sfociano direttamente in mare, ma anche nei tratti montani dei corsi d'acqua che scendono dalle dorsali dell'Elba centrale (dorsale M. San Martino-M. Orello) e nord-orientale (dorsale M. Castello-Cima del Monte-M. Serra-M. Gorgoli), i depositi alluvionali sono essenzialmente rappresentati da elementi eterogenei, grossolani e poco elaborati, che vanno dalle ghiaie ai blocchi. In corrispondenza delle principali piane alluvionali e costiere, che caratterizzano l'Elba centro-orientale



Fig. 54 - Scorie ferrifere all'interno dei sedimenti fluviali olocenici affioranti nel tratto finale della valle Litterno (a sud di colle di Procchio).

(San Martino, San Giovanni, Magazzini, Schiopparello, Porto Azzurro, fosso della Valdana-Mola, Lacona, Campo nell'Elba, Procchio e Biodola), i depositi fluviali sono, invece, costituiti da materiali più fini, corrispondenti a limi, sabbie e ghiaie. Quest'ultime, in genere eterometriche, eterogenee e scarsamente elaborate, sono immerse in una matrice sabbioso-limosa di colore bruno-rossastro. Non è raro rinvenire al loro interno clasti metallici spigolosi (scorie) pluricentimetrici di probabile epoca etrusca o romana, derivanti dal processo di fusione dei minerali ferrosi nei forni⁶ (fig. 54). Lo spessore di questi depositi fluviali è variabile e localmente può superare alcuni metri.

I dati geognostici già esistenti e di nuova acquisizione hanno consentito una maggiore conoscenza, anche nel sottosuolo, dei depositi alluvionali che colmano le

Nota 6 - Alcuni studi (CORRETTI, 1991; SPERL, 1985) confutano le età delle scorie rinvenute nell'isola, ipotizzando una loro più giovane età riferibile solo al periodo Romano e Medievale (VIGLIOTTI *et alii*, 2003).



Fig. 55 - Depositi colluviali di spessore superiore al metro, affioranti lungo la strada sterrata che dalla spiaggia di Barbarossa sale verso il promontorio di Capo Bianco (comune di Porto Azzurro).

principali piane elbane. In particolare, i sondaggi a carotaggio continuo S1, S2 e S3 (cfr. Appendice), realizzati dall'ISPRA nella piana di Marina di Campo, hanno evidenziato l'esistenza, di alternanze di strati prevalentemente ghiaiosi con strati sabbioso-limosi debolmente argillosi. Le ghiaie, immerse in matrice sabbioso-limosa, si presentano eterometriche (da millimetriche fino a 8 cm di diametro massimo), eterogenee (clasti monzogranitici, porfirici e arenacei) e subangolose. Gli strati ghiaiosi raggiungono spessori in media dell'ordine dei 150 cm, mentre quelli più fini, a volte caratterizzati da lamine sabbiose ossidate, hanno spessori compresi tra 20 cm



Fig. 56 - Depositi colluviali di spessore superiore al metro, affioranti in prossimità di Nisporto.

e 230 cm. All'interno di questi depositi non è stato osservato alcun tipo di fauna significativa.

Nel sondaggio S2 i sedimenti fluviali, depositi verosimilmente nel corso dell'ultimo massimo glaciale e nel Tardoglaciale, passano superiormente (tra -8,71 e -3,31 m s.l.m.), con contatto netto erosivo, a depositi di chiara origine marina, attribuibili all'ultima risalita eustatica del livello del mare, a cui fanno seguito limi e argille scure organiche molto plastiche d'ambiente prima marino (deposti intorno ai 4.000 anni dal Presente), poi lagunare salmastro (deposti a partire da circa 3.800 anni dal Presente) ed infine d'acqua dolce.

I depositi di origine colluviale ammantano, con spessori abbastanza elevati (frequentemente superiori al metro), porzioni rilevanti dei versanti collinari, dove di solito danno luogo ad estese fasce di raccordo (in genere tra i 4 e i 15° di pendenza) tra la parte medio-superiore dei rilievi e le piane alluvionali relitte ed attuali.

In linea di massima si tratta di sedimenti fini sabbioso-limosi, sciolti o poco addensati, massivi, complessivamente di colore rossastro, contenenti clasti di varia natura e manufatti antropici. Quest'ultimi consentono di riferire la loro formazione almeno in parte all'Olocene. I clasti, spesso a spigoli vivi, hanno dimensioni variabili dal centimetro al decimetro e non hanno un'orientazione prevalente (figg. 55 e 56). Essi talora presentano una grossolana stratificazione, discontinua e limitata ad

alcuni livelli. Le superfici di stratificazione dei prodotti colluviali sono, a volte, sottolineate da allineamenti di clasti angolosi.

Coltri colluviali di dimensioni cartografabili sono state rappresentate in carta nelle seguenti località principali: tra Morcone e il Lido di Capoliveri, lungo le valli dei fossi delle Cavallacce, delle Concie e di Straccoligno (a est di Capoliveri), sugli opposti versanti che degradano verso la piana che si estende tra il fosso Valdana e la località Mola, alla testata dei piccoli bacini imbriferi che drenano verso Porto Azzurro, nel tratto iniziale della valle del fosso Reale (a NE di Porto Azzurro), sui versanti che delimitano la parte superiore del bacino del fosso di Riale (tra Rio nell'Elba e Rio Marina), nell'area di Vigneria (a nord di Rio Marina), sul versante orientale della dorsale Torre del Giove-M. Lecciolo (tra Rio nell'Elba e Cavo), in alcune aree situate tra M. Gorgoli e capo Pero, nel centro abitato di Cavo, a monte di cala del Pisciatolo, alla testata delle valli che scendono verso Nisportino, a Nisporto, ad est di Bagnai e Villa Ottone, alla testata dei fossi che drenano verso la piana di Magazzini-Schiopparello e di San Giovanni, a monte di Portoferraio, nelle valli tributarie del fosso della Madonnina, a monte della Biodola e di Procchio, a Pomonte, lungo il fosso di Vallebuia (a nord di Seccheto), nell'area di Galenzana (a sud di Marina di Campo), ai bordi delle tre piane che convergono verso il golfo di Campo, alla base dei versanti che delimitano la Valle del Litterno (a sud di colle di Procchio), a nord di Lacona e in sinistra e destra del fosso Valdana.

L'estrema diffusione di questi depositi è stata sicuramente favorita dall'estesa deforestazione, avvenuta in conseguenza dello sfruttamento minerario dell'Elba sin dai tempi protostorici e storici, unitamente con lo sfruttamento agro-silvo-pastorale, e dai molteplici incendi che si sono sviluppati sull'isola; fattori questi che hanno permesso il verificarsi d'intensi e ripetuti fenomeni d'erosione areale ad opera, soprattutto, del ruscellamento diffuso.

La datazione ^{14}C di sabbie rosse colluviate, affioranti a sud di Naregno in località Calagrande (Villa Paradiso - M. Calamita settentrionale), ha fornito un'età di 1.443 ± 40 anni BP (540 \pm 660 anni cal AD; campione CeDaD-LTL2883A) (cfr. Appendice).

IX - FORME CARSICHE

Data la scarsità di rocce carsogene nell'intero contesto geologico dell'isola d'Elba, le forme carsiche sono conseguentemente rare e pertanto limitate alle aree d'affioramento delle formazioni carbonatiche perlopiù concentrate nel settore nord-orientale dell'isola; tra queste quelle più interessate dai fenomeni carsici sono le formazioni dei calcari a Calpionelle, del Calcare Massiccio e delle breccie di Rialbano, a cui si possono aggiungere le quarzoareniti bioclastiche eoliche a cemento carbonatico, affioranti in alcuni settori costieri elbani (cfr. titolo X). Sui litotipi appartenenti alle formazioni dei calcari a Calpionelle e del Calcare Massiccio, si sviluppano essenzialmente microforme carsiche epigee quali docce (*rinnenkarren*) (fig. 57), vaschette di corrosione (*kamenitza*), fori (*kavernose karren*) (fig. 58) e piccoli crepacci carsici (*kluftkarren*) (fig. 59).

Le quarzoareniti eoliche, essendo contraddistinte da un'elevata componente bioclastica (fino al 50% della roccia totale è composto da organismi con guscio calcareo) e da due generazioni di cemento calcitico, sono soggette anch'esse al modellamento carsico,



Fig. 57 - Docce carsiche (*rinnenkarren*) sulle rocce carbonatiche, appartenenti alla formazione del Calcare Massiccio, affioranti presso Cavo.

che si manifesta con peculiari forme erosive epigee. Particolarmente evidenti sono le micro- e mesoforme erosive che interessano la superficie superiore delle eolianiti affioranti nel tratto di costa bassa tra Stecchi e la spiaggia della Madonna. Nella zona supratidale, infatti, partendo dal limite inferiore dell'area completamente vegetata e procedendo verso mare, si riconosce una fascia superiore di colore chiaro, interessata da un'elevata "spugnosità" conferita da "tubuli" verticali internamente vuoti, che si ergono dal suolo per circa 20 cm, a cui sono associate piccole vaschette di forma irregolare e con un diametro massimo dell'ordine del decimetro. Queste sono svasate verso l'alto e spesso hanno il fondo colmato da suolo su cui attecchiscono essenze vegetali. Tale fascia sfuma verso mare in una seconda più scura, caratterizzata da vaschette di corrosione (fig. 60) a contorno irregolare per la coalescenza di più forme erosive. Le vaschette, prive di un'orientazione preferenziale, hanno l'asse maggiore di lunghezza variabile da qualche decimetro ad alcuni metri. Esse tendono, comunque, a regolarizzarsi con l'approssimarsi della fascia intertidale. I setti divisorii tra



Fig. 58 - *Fori carsici (kavernose karren) sui litotipi della formazione del Calcare Massiccio, presso Cavo.*



Fig. 59 - *Piccoli crepacci carsici (kluftkarren) sui litotipi della formazione del Calcare Massiccio, presso Cavo.*



Fig. 60 - Vaschette di corrosione a contorno irregolare per la coalescenza di più forme erosive, sviluppate sulle quarzoareniti eoliche affioranti nella zona intertidale superiore della spiaggia di Stecchi.

le varie vaschette, spesso sottili e taglienti, sono cesellati da un insieme di vacuoli disposti “a nido d’ape” e con apertura generalmente orientata verso mare (D’ORFICE *et alii*, 2007).

Le microforme carsiche epigee sono state riportate in carta con simboli puntuali, date le loro ridottissime dimensioni.

Il carsismo ipogeo è più circoscritto ed interessa soprattutto le rocce facenti parte della formazione delle breccie di Rialbano. Tra le cavità ipogee che interessano questa formazione può essere citata la grotta di San Giuseppe, conosciuta anche come “Tana dei Turchi”, che si apre sul versante di una collinetta situata in località il Piano, nelle immediate vicinanze del Villaggio Togliatti (comune di Rio Marina) (fig. 61). Si tratta di un’ampia diaclasi a sezione imbutiforme che taglia verticalmente la collina per una profondità di oltre 20 m, con una lunga e stretta apertura alla sommità. Grandi massi, crollati dalle pareti e dalla volta e incastrati tra di loro, formano una specie di pavimento sospeso sopra una serie di fessure e concamerazioni ricche di concrezioni calcaree, talvolta comunicanti, attraverso stretti e difficili passaggi (CREMONESI, 1967; 1993; CREMONESI & GRIFONI CREMONESI, 2001). Il ritrovamento al suo interno (negli anni ’60) di ricchi corredi funebri riferibili alla cultura del Rinaldone, collocabile intorno ai 4.000 anni fa (ZECCHINI, 1981), e di circa 80 resti scheletrici appartenenti ad individui umani (MALLEGNI, 1972), ne fanno uno dei più importanti siti eneolitici italiani (cfr. titolo XIII).



Fig. 61 - Tratto iniziale della grotta di San Giuseppe, situata in località il Piano (comune di Rio Marina).

Un'altra importante cavità carsica è la grotta di Reale, sviluppata sempre nelle brecce di Rialbano. Essa si apre (a 40 m s.l.m.) sul fianco settentrionale di una collinetta sovrastante la valle del fosso di Reale, a circa 600 m dalla spiaggia di Reale (presso Porto Azzurro). La cavità penetra pressoché perpendicolarmente nell'interno della collina, per una lunghezza di circa 25 m e una larghezza che aumenta gradualmente da 2,40 m, all'imboccatura, fino a raggiungere quasi 8 m nella parte terminale della grotta. Il piano calpestabile della caverna si presenta pianeggiante nella prima metà della galleria, per poi salire verso il fondo per circa 3 m d'altezza (MALATESTA, 1950). La grotta rappresenta uno dei siti paleontologici dell'isola d'Elba di maggior interesse; vi è stata, infatti, rinvenuta, entro i terreni clastici essenzialmente argilloso-limosi misti a pietrame costituenti il fondo calpestabile della grotta stessa, una ricca fauna fossile a vertebrati quaternari (cfr. titolo XIII).

X - FORME EOLICHE

Le forme connesse con il processo eolico sono principalmente di accumulo. Esse sono rappresentate da relitti di antichi e imponenti sistemi dunari costieri, formati in condizioni morfoclimatiche diverse da quelle attuali, e da cordoni dunari olocenici fortemente antropizzati.

I depositi eolici antichi affiorano in diversi punti della fascia costiera dell'Elba centrale e orientale, dove spesso danno luogo a modesti affioramenti di difficile identificazione alla scala 1:50.000. Pertanto, considerata la loro importanza ai fini della ricostruzione delle più recenti vicende morfoclimatiche e morfoevolutive dell'isola, sono stati cartografati con un colore di fondo a tinta piena; tale soluzione, adottata per meglio evidenziare le aree d'affioramento delle eolianiti, è stata introdotta in deroga a quanto previsto nella "Guida al rilevamento della Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000" (BRANCACCIO *et alii*, 1994).

Nello specifico i depositi eolici in esame sono stati individuati tra cala Mandriola (fig. 62) e cala Cancherelli, nella valle di Lazzaro (Portoferraio), a Viticcio, a Scaglieri, nel golfo della Biodola, lungo i due versanti del promontorio di capo della Stella (fig. 63), tra la punta di Zuccale e la cala dell'Innamorata, in alcune valli ad est di Capoliveri e a Cavo. Tra le località citate i migliori affioramenti si riscontrano lungo la costa occidentale del M. Calamita, dove i depositi eolici danno luogo alle esposizioni più peculiari ed estese di tutta l'isola. In particolare, essi si rinvencono con continuità tra la punta di Barabarca e la spiaggia della Madonna (nei pressi della chiesa di Madonna delle Grazie), mentre alloggiavano in corpi isolati all'interno delle cale della spiaggia di Peducelli, di Morcone, di Pareti e dell'Innamorata. I sedimenti in questione ammantano le antiche coste rocciose scolpite nel substrato e spesso risalgono, con spessori anche di decine di metri, le preesistenti valli fluviali, giungendo, a volte, fino a circa 100 m di quota s.l.m., come nel caso della valle che dalla spiaggia della Madonna sale verso Capoliveri. La loro inci-



Fig. 62 - Antichi depositi eolici affioranti a cala Mandriola (tratto di costa tra punta dei Mangani e capo Vita), caratterizzati da una stratificazione incrociata a grande scala di tipo piano-tabulare.



Fig. 63 - Lembi relitti di depositi eolici del Pleistocene superiore (indicati dalle frecce) "spalmati" sui basalti del promontorio di capo della Stella: a) versante orientale; b) versante occidentale.

sione, da parte degli attuali corsi d'acqua, genera forre al cui interno spesso si rinven-
gono corpi di frana di crollo e/o ribaltamento. In corrispondenza della linea di
costa questi depositi s'immergono al di sotto del livello attuale del mare, dove prose-
guono per diversi metri adagiati sul fondale (D'OREFICE *et alii*, 2007).

I depositi eolici in esame hanno un colore 2,5 Y 5/4 (marrone giallastro). Dal
punto di vista granulometrico, essi sono costituiti prevalentemente da sabbie da
grana fine a grossolana e, in minor misura, da ghiaie minute (granuli di diametro tra
2 e 4 mm). La matrice è quasi del tutto assente e la tessitura è prevalentemente
aperta; tuttavia la maggior parte dei vuoti intergranulari è riempita da due genera-
zioni di cemento carbonatico, che in alcuni casi rende la tessitura cemento-sostenuta.
Il grado di cementazione, spesso così elevato da generare vere e proprie areniti e ru-
diti, è comunque variabile in funzione della granulometria dei grani. Infatti, gli strati
a granulometria più fine tendono ad essere maggiormente cementati rispetto a quelli
a granulometria più grossolana. Il diverso grado di cementazione viene enfatizzato
dalla morfoselezione, che mette in evidenza un'alternanza di strati più e meno re-
sistenti ai processi erosivi.

Al loro interno, le eolianiti sono caratterizzate da stratificazione incrociata a
grande scala, di tipo piano-tabulare; in essa prevalgono i set di strati frontali ad alto
angolo, che hanno una disposizione tangenziale verso la base e un'immersione ge-
neralmente verso terra (fig. 64). I singoli strati sono spessi da 5 a 25 mm ed hanno,
nella loro porzione più elevata, inclinazioni prevalentemente ad alto angolo varia-
bili tra i 25° ed i 32°, ma che in alcuni casi possono raggiungere i 35°. I set di strati
frontali sono di tipo composto in quanto contengono al loro interno numerose su-
perfici di riattivazione. I depositi sono, inoltre, contraddistinti da strutture sedi-
mentarie secondarie, rappresentate da concrezioni intrasedimentarie verticali e
sub-orizzontali.

L'analisi petrografica ha consentito di classificare le eolianiti come quarzoare-
niti bioclastiche; esse, infatti, annoverano tra i costituenti principali bioclasti car-
bonatici arrotondati (frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi,
echinodermi, briozoi, alghe rosse nodulari e foraminiferi bentonici), granuli silica-
tici (quarzo, feldspato potassico, plagioclasio e in subordine mica bruna e bianca)
e inclusi litici (frammenti di quarzoareniti, con subordinate quantità di graniti *l.s.* e
quarziti) (D'OREFICE *et alii*, 2007).

L'analisi morfometrica eseguita in sezione sottile sulla frazione fine quarzosa
evidenzia un certo grado di omogeneità, soprattutto per quanto riguarda la sfericità
(medio-bassa) e l'arrotondamento (da subangoloso a subarrotondato).

Frequentemente le eolianiti sono intercalate con brecce di versante in lenti o li-
velli e con paleosuoli relitti rubefatti (colore 2,5 YR 4/6 - rosso) (fig. 65) (D'ORE-
FICE *et alii*, 2007). Quest'ultimi sono quasi del tutto decarbonatati e arricchiti in
argilla. In particolare, in località Lacona, in prossimità dell'area dei campeggi, le
sabbie eoliche sono fortemente alterate da un paleosuolo relitto rubefatto, lisciviato

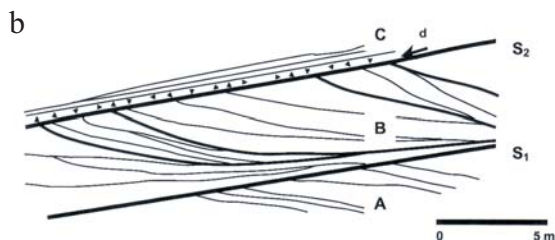


Fig. 64 - Area di Madonna delle Grazie. a) Affioramento di eolianiti nei pressi della spiaggia della Madonna. b) Ricostruzione schematica delle strutture sedimentarie e delle superfici d'erosione. La maggior parte della sezione è composta da un set di strati ad alto angolo, con disposizione tangenziale verso la base e immersione verso terra (B). Il set è delimitato da due superfici di erosione (S1 e S2), debolmente inclinate verso mare, ed è caratterizzato al suo interno da numerose superfici di riattivazione. Sulla superficie superiore (S2) poggiano in discordanza detriti di versante clinostratificati (d), cui segue in concordanza una sequenza eolica con stratificazione piano parallela a basso angolo (C). È interessante notare la prosecuzione del corpo sedimentario sia in direzione orizzontale (verso mare), sia in quella verticale (al di sotto dell'attuale battigia) (da D'OREFICE et alii, 2007).

e argillificato, le cui figure pedologiche e micromorfologiche principali sono costituite da rivestimenti e riempimenti di argilla illuviale (D'OREFICE et alii, 2009a).

Sulla materia organica totale, contenuta nei paleosuoli intercalati tra due sequenze eoliche affioranti presso cala Mandriola (Elba settentrionale) e Stecchi (promontorio del M. Calamita), sono state effettuate nel 2009 tre datazioni ^{14}C mediante la tecnica AMS. Le tre datazioni radiometriche

hanno fornito un'età di 19.140 ± 150 anni BP ($21.400 \div 20.350$ anni cal BC; campione CeDaD-LTL2880A), nel caso della sezione di cala Mandriola e un'età di 19.640 ± 100 anni BP ($21.900 \div 20.950$ anni cal BC; campione CeDaD-LTL2882A) e 25.080 ± 220 anni BP (campione CeDaD-LTL2886A), nel caso di Stecchi. Que-

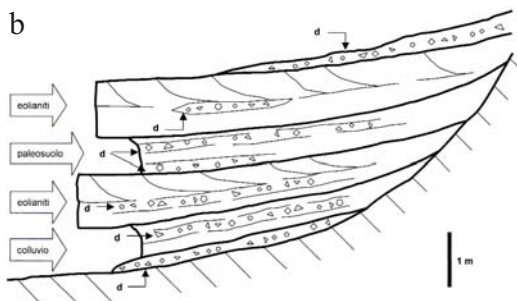


Fig. 65 - Paleosuoli e depositi di versante (d) alternati alle eolianiti. a) Tratto di costa tra punta di Barabarca e Stecchi. Paleosuolo rosso intercalato tra due corpi sedimentari di eolianiti. All'interno del paleosuolo si notano dei livelli suborizzontali formati da clasti, anche decimetrici, eterometrici e spigolosi, costituiti da detriti di versante (d). b) Ricostruzione schematica della successione stratigrafica affiorante poco a nord di Stecchi. Si possono osservare due sequenze di natura eolica, con intercalato un paleosuolo rosso. La sequenza inferiore poggia su depositi di versante (da D'OREFICE et alii, 2007).

ste datazioni differiscono da quelle precedentemente effettuate da CREMASCHI & TROMBINO (1998) su dei piccoli frammenti di carbone contenuti nei paleosuoli di cala Cancherelli e di Madonna delle Grazie e che hanno fornito rispettivamente un'età ^{14}C non calibrata di 40.831 ± 1.373 anni BP e 48.000 ± 1.900 anni BP.

Dal confronto tra i due gruppi di datazioni emergono sostanziali divergenze. Va sottolineato, comunque, che esse sono state eseguite su tipologie diverse di campioni, prelevati oltretutto in punti differenti; inoltre, l'età ottenute da CREMASCHI & TROMBINO (1998) sono chiaramente al limite del metodo. Tuttavia, nonostante queste discrepanze, i due gruppi di datazioni permettono di collocare la formazione delle eolianiti all'interno dell'ultimo glaciale (Pleistocene superiore) e quindi durante un basso stazionamento del livello marino. La loro prosecuzione per diversi metri di sotto all'attuale livello del mare e la loro erosione ad opera dell'odierna dinamica marina, confermano un equilibrio di questi corpi sedimentari con una linea di costa più avanzata di quella attuale. Inoltre, anche i versanti rocciosi su cui tali depositi poggiano in discordanza e i fondovalle che essi stessi colmano, appaiono morfologicamente

in discordanza e i fondovalle che essi stessi colmano, appaiono morfologicamente

legati ad un livello di base più basso di quello odierno. In queste condizioni, e più precisamente nel corso di una fase di regressione marina, emergeva lentamente e progressivamente dal mare un fondale sabbioso, che costituiva la zona d'alimentazione dei depositi in questione, i quali, sospinti dai forti venti dominanti, sono stati in grado di risalire i versanti e le preesistenti valli fluviali fino ad oltre 100 m sul livello del mare attuale.

I cordoni dunari olocenici generalmente sono contraddistinti in pianta da una tipica forma arcuata, in alcuni casi ancora riconoscibile nonostante la copertura vegetale e l'intensa antropizzazione. Essi si possono osservare a Marina di Campo,



Fig. 66 - Fotogramma n. 4105 appartenente al "fondo RAF" conservato presso l'Aerofototeca nazionale dell'ICCD. La foto, scattata il 2 gennaio 1944 sul golfo di Campo, consente di osservare il sistema di cordoni dunari paralleli alla linea di costa e le retrostanti piane costiere, occupate un tempo da antiche lagune (autorizzazione all'uso per fini editoriali da parte dell'Istituto centrale per il catalogo e la documentazione - MiBACT e della British School at Rome - è vietata l'ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo).

nella spiaggia del Margidore (golfo Stella) e nel golfo della Lacona. A Marina di Campo la giustapposizione di più cordoni dunari, lateralmente continui e paralleli alla spiaggia, ha dato luogo ad un corpo sedimentario sabbioso composto di circa 180 m di ampiezza massima e 1.500 m di lunghezza (fig. 66).

A Lacona, nell'area retrostante la Spiaggia Grande, si è conservato un breve tratto di cordone dunare, alto circa 3÷4 m, parzialmente fissato da una vegetazione spontanea, che nella zona di retroduna passa ad un'area rimboschita a *Pinus pinea*



Fig. 67 - Breve tratto di cordone dunare nell'area retrostante la Spiaggia Grande di Lacona: a) avanzata parzialmente fissata dalla vegetazione spontanea; b) retroduna rimboschita a *Pinus pinea*.



Fig. 68 - Fotogramma n. 4097 appartenente al "fondo RAF" conservato presso l'Aerofototeca nazionale dell'ICCD. La foto, scattata il 2 gennaio 1944 sul golfo della Lacona, ha permesso l'identificazione di una serie di dune a barcana, ora non più visibili, allineate lungo la costa (autorizzazione all'uso per fini editoriali da parte dell'Istituto centrale per il catalogo e la documentazione - MiBACT e della British School at Rome - è vietata l'ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo).

(fig. 67). L'esame delle foto aeree del "fondo RAF" del 1944, quando l'attività antropica nell'area era trascurabile, ha consentito d'identificare una serie di dune di tipo barcana, allineate lungo la costa con il lato convesso rivolto verso mare e i due bracci non molto pronunciati (fig. 68). Attualmente quel che resta del sistema dunare di Lacona rappresenta l'unico habitat (in parte alterato) rimasto sul territorio del Parco nazionale dell'Arcipelago Toscano dove si conserva ancora una vegetazione di tipo psammofila (FOGGI *et alii*, 2006; ONORI, 2009). Quasi del tutto smantellato, a seguito della recente realizzazione di opere portuali, è invece il cordone dunare immediatamente a tergo della spiaggia in località Mola, presso Porto Azzurro, di cui rimangono solo alcuni lembi residui di limitate dimensioni.

XI - FORME ED ELEMENTI DI ORIGINE MARINA E LAGUNARE

1. - LE FORME DI EROSIONE

La fascia costiera dell'isola d'Elba si presenta molto articolata e caratterizzata da lunghi tratti di coste alte a falesia che si alternano a coste basse di minor lunghezza, dove generalmente si aprono, tra due promontori, golfi, baie e piccole insenature. In particolare su un totale di 147 km di costa, circa l'85% è alta.

Le coste del M. Capanne sono quasi esclusivamente rocciose e poco frastagliate con ampi settori ad andamento marcato e n t e rettilineo. Fra questi ultimi sono da segnalare i tratti da punta della Fornace a punta Nera e da capo Sant'Andrea a punta della Zanca, nella parte occidentale, e tra punta di Cavoli e



Fig. 69 - Tratto di costa subrettilineo tra punta di Cavoli e capo di Poro interessato, peraltro, da numerosi fenomeni franosi.



Fig. 70 - Foto a bassa quota (“a volo d’uccello”) della Società Fotocielo, scattata sul golfo di Campo nel 1959 (autorizzazione all’uso per fini editoriali da parte dell’Istituto centrale per il catalogo e la documentazione - MiBACT e della British School at Rome- è vietata l’ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo).



Fig. 71 - Tratto di falesia attiva, di altezza maggiore di 25 m, in corrispondenza di punta Polveraia (set-tore occidentale dell’isola). Su questo promontorio è situato il faro marittimo omonimo del canale di Corsica.



Fig. 72 - Falesia attiva nel tratto di costa ad ovest di Marciana Marina.

capo di Poro (fig. 69), nella parte meridionale. Le insenature più grandi, oltre ai golfi di Campo (fig. 70) e di Procchio ai bordi orientali del M. Capanne, sono quelle di Marciana Marina e Fetovaia. Le falesie sono tutte attive e con altezze mediamente attorno ai 10 m. I valori di altezza più elevati, in alcuni casi superiori a 25 m, sono stati osservati nel settore occidentale del M. Capanne, in corrispondenza di capo Sant'Andrea, punta della Fornace e punta Polveraia (fig. 71). Tuttavia, altezze elevate si riscontrano anche tra punta del Nasuto e Marciana Marina (fig. 72), presso punta le Tombe (ad ovest di Fetovaia) (fig. 73) e punta di Cavoli. Talvolta l'azione del moto ondoso ha interessato direttamente gli accumuli di frana e di trasporto in massa, come nel caso del deposito di *debris flow* situato nel tratto finale dell'Uviale dei Patresi, generando delle falesie di alcuni metri d'altezza (fig. 74).

Nell'Elba centrale le falesie attive superiori ai 25 m d'altezza caratterizzano solo le aree costiere di capo Norsì (nel golfo Stella), capo della Stella e Portoferraio.

Tratti continui di falesie attive, inferiori a 25 m, si osservano lungo la costa a nord e a nord-ovest di Portoferraio (fig. 75), tra capo di Poro e punta Bardella, lungo il promontorio di capo della Stella, tra la spiaggia del Mergidore e la spiaggia del Lido e nell'area di Porto Azzurro.

Anche l'Elba nord-orientale è interessata da coste alte a falesia, che raggiungono o superano i 25 m presso punta Falconaia, punta dei Mangani e tra Rio Marina e la spiaggia d'Ortano. Le falesie d'altezza inferiore ai 25 m si rinvencono, invece, tra capo Vita e cala dell'Inferno, tra Nisportino e Nisporto, tra punta di Ni-



Fig. 73 - Falesia attiva, interessata da molteplici fenomeni di crollo, nel tratto di costa a NO di punta le Tombe (ultimo promontorio sullo sfondo - settore meridionale del M. Capanne).



Fig. 74 - Accumulo da debris flow, sospeso sull'attuale livello del mare, nel tratto finale dell'Uviale dei Patresi, a valle di Colle d'Orano (settore occidentale del M. Capanne). Il deposito è interessato dalla dinamica marina, che ha generato una falesia di alcuni metri d'altezza.



Fig. 75 - Falesia attiva, di altezza inferiore a 25 m, tra Portoferraio e punta Capo Bianco (Elba centro-settentrionale).

sporto e le Secche, tra punta Falconaia e punta degli Scarpellini (a NO di Bagnaia), presso punta Pina, tra Porto Azzurro e la spiaggia d'Ortano e in alcuni punti tra Rio Marina e Cavo.

La gran parte della fascia costiera del promontorio del M. Calamita è contraddistinta da falesie che raggiungono e spesso oltrepassano i 25 m d'altezza. Vere e proprie falesie a strapiombo (*plunging cliff*) delimitano l'estrema punta meridionale di questo promontorio, presso punta delle Ripalte, dove la scarpata raggiunge un'altezza massima di circa 140 m d'altezza (fig. 76).

Le falesie hanno in genere un andamento irregolare e sono interessate da frequenti processi gravitativi di modeste dimensioni.



Fig. 76 - Ripida falesia presso punta delle Ripalte (estremo settore meridionale dell'isola), che raggiunge un'altezza massima di circa 140 m.



Fig. 77 - Faraglione presso capo Norsì (golfo Stella).



Fig. 78 - Isola dei Topi a nord di Cavo. Sullo sfondo s'intravede la fascia costiera della Toscana peninsulare.

Non si rinvencono falesie inattive lungo le coste elbane, ad eccezione di un tratto a monte della spiaggia di Norsì, nel golfo Stella, dove la scarpata rocciosa ha un'altezza inferiore ai 25 m s.l.m. In questo caso si tratta di una falesia non più attiva, in quanto arretrata, e quindi non più soggetta alla dinamica del moto ondoso nelle attuali condizioni meteo-climatiche.

In prossimità della costa si osservano faraglioni, numerosi scogli semisommersi ed emersi e isolotti, testimoni dell'arretramento delle falesie (fig. 77); tra questi ultimi vale la pena citare i seguenti, partendo dall'estremità nord-orientale dell'Elba e procedendo in senso orario: l'isola dei Topi (fig. 78), l'isolotto di Ortano, l'isolotto del Liscoli (fig. 79), lo scoglio di Remaiolo, le isole Gemini, lo scoglio Corbella, lo scoglio della Palamitara (tratto di costa orientale della penisola di capo della Stella), l'isola Corbella (fig. 80), gli scogli di punta della Contessa, lo scoglio della Triglia, l'isolotto di Portocaccamo (tra la località La Foce e punta di Nercio), lo scoglio dell'Ogliera, le Formiche della Zanca, l'isola Paolina (fig. 81), gli scogli dello Schiappino e della Nave, lo Scoglietto (fig. 82).

Lungo le coste alte a falesia si aprono alcune grotte di modeste dimensioni. Tali grotte, impostate in corrispondenza di fratture o linee di debolezza del sub-



Fig. 79 - Isolotto del Liscoli presso la costa settentrionale del promontorio del Calamita.



Fig. 80 - *Isola Corbella a sud di capo della Stella.*



Fig. 81 - *Isola Paolina, nel tratto di costa tra punta Sprizze e punta Agnone, così chiamata poiché si narra che su questo isolotto andasse a bagnarsi, durante il suo soggiorno all'Elba, Paolina Bonaparte, sorella di Napoleone.*



Fig. 82 - *Isolotto denominato lo Scoglietto, situato 1.200 m circa a nord di Portoferraio.*

strato, si rinvergono, procedendo in senso orario a partire da capo Vita, in prossimità delle seguenti località: capo Calvo, punta Galera (poco a sud della miniera del Ginepro), punta delle Ripalte, capo di FONZA (fig. 83), capo ai Pini, cala del Fico,



Fig. 83 - *Piccole grotte marine presso capo di FONZA. Le cavità si aprono all'interno della formazione di Marina di Campo intrusa da filoni porfirici.*

punta Bardella (grotta del Bue Marino), colle Palombaia (grotta del Vescovo), punta di Cavoli (grotta Azzurra), tra capo Sant'Andrea e punta della Zanca (fig. 84), capo d'Enfolà (grotta dello Sbruffo) e cala Mendolina (a sud di cala del Pisciatolo).

Un solco di battente attivo è stato riconosciuto a Padulella (ad ovest di Portoferraio) (fig. 85), mentre nella spiaggia di Norsì, alla base della parete rocciosa, si rinviene una traccia di abrasione di probabile genesi marina, interessata dal moto ondoso solo in concomitanza di mareggiate eccezionali (fig. 86).

In corrispondenza della fascia costiera sono anche presenti alcune piccole spianate attive di abrasione marina, non cartografabili, scolpite sul substrato roccioso o sulle quarzoareniti bioclastiche eoliche e delimitate a monte da scarpate più o meno degradate (fig. 87).

Le spianate di abrasione, modellate sulle quarzoareniti eoliche, sono interessate, nella zona intertidale, da marmitte di abrasione marina dalla forma pressoché cilindrica (fig. 88). Esse sono in genere singole, hanno un diametro massimo di circa 1 m ed una profondità che può raggiungere i 40÷50 cm. Le pareti tendono ad essere aggettanti verso l'alto, mentre il fondo è piatto e a volte interessato da deposito costituito da ciottoli centimetrici rotondeggianti.

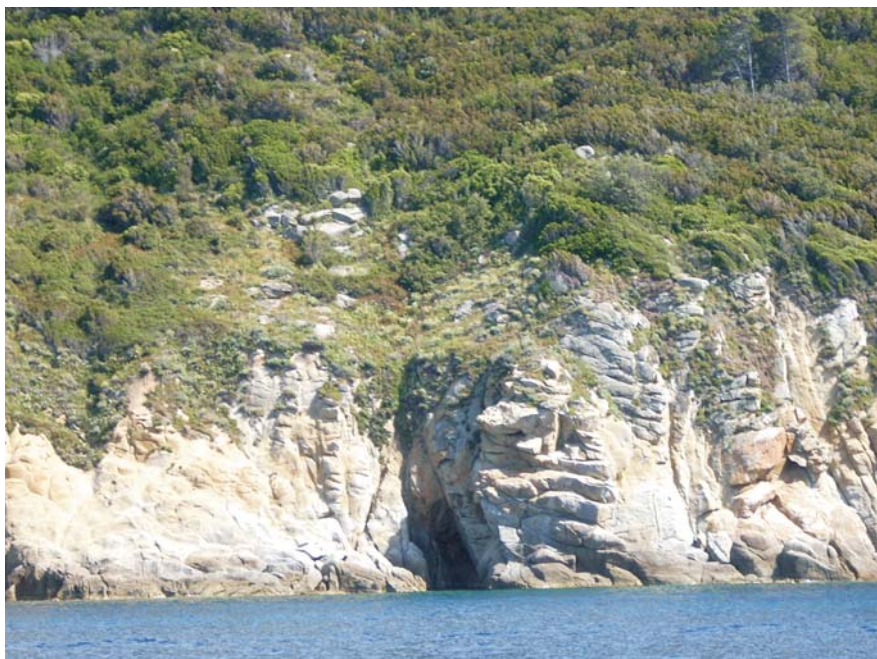


Fig. 84 - Grotta marina nel tratto di costa tra capo Sant'Andrea e punta della Zanca (settore occidentale del M. Capanne).



Fig. 85 - *Solco d'abrasione scolpito alla base della falesia modellata nel porfido di Portoferraio, in località Padulella (ad ovest di Portoferraio).*



Fig. 86 - *Traccia di un probabile solco di abrasione d'origine marina alla base della parete rocciosa che sovrasta la spiaggia di Norsi (golfo Stella).*



Fig. 87 - Spianata d'abrasione marina attiva, scolpita nel substrato metamorfico affiorante presso Capo Bianco (ad est di Porto Azzurro).



Fig. 88 - Marmitte d'abrasione marina modellate sulle quarzoareniti eoliche esposte lungo la costa occidentale della penisola di capo della Stella: singola marmitta dalla forma cilindrica, caratterizzata da pareti verticali e dalla presenza di un ciottolo sul fondo piatto.



Fig. 89 - Lembi di una probabile spianata d'abrasione marina alla sommità dell'isola Paolina e del promontorio di punta Agnone (in secondo piano).

Lembi di probabili spianate d'abrasione marina inattive si osservano alla sommità della piccola isola Paolina (13 m di quota s.l.m.) (fig. 89), tra il capo Sant' Andrea e la punta del Cotoncello (tra i 10 e i 20 m di quota s.l.m.), a punta di Calagrande e punta di Calanova (fig. 90a) e all'isolotto del Liscoli (fig. 90b) (al di sotto dei 10 m di quota s.l.m.). Queste piccole spianate, data la loro quota sul livello del mare attuale, sono state attribuite da MAZZANTI (1983) al Tirreniano. Tali morfotipi, considerata la loro origine incerta, rientrano tra le superfici di spiana-

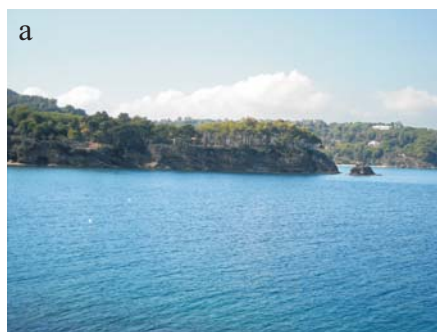


Fig. 90 - Lembi di probabili spianate d'abrasione marina alla sommità di punta di Calanova (a) e dell'isolotto del Liscoli (b), lungo la costa settentrionale del promontorio del Calamita.

mento relitte talora di genesi complessa e pertanto sono stati rappresentati, ove cartografabili, con il simbolo previsto per le forme spianate ubicate alla sommità dei rilievi.

Particolari microforme erosive (fori) dovute all'azione corrosiva di organismi marini viventi nella fascia infralitorale (litodomi) sono state riscontrate su alcuni massi carbonatici non in posto, rinvenuti presso la spiaggia dei Mangani (nei pressi della punta omonima) (fig. 91a) e di cala del Telegrafo (fig. 91b).



Fig. 91 - Fori di litodomi su massi carbonatici non in posto rinvenuti presso la spiaggia dei Mangani (a) e di cala del Telegrafo (b).

2. - LE FORME DI ACCUMULO E I RELATIVI DEPOSITI

Le forme di accumulo di origine marina sono essenzialmente rappresentate dalle spiagge emerse, comprese all'interno di golfi, baie e piccole insenature. Esse sono in genere di limitata larghezza (poche decine di metri), ma possono raggiungere lunghezze significative (più di 1.500 m). I materiali che costituiscono tali spiagge solitamente variano, dal punto di vista granulometrico, dalle sabbie alle ghiaie e sono privi della frazione più fine (limo e argilla). Nello specifico si hanno spiagge costituite da sabbie prevalentemente silicoclastiche, medio-grossolane e ben classate, spiagge formate da sedimenti misti sabbioso-ghiaiosi e spiagge costituite interamente da ghiaie grossolane, da poligeniche a monogeniche, arrotondate e ben assortite. A luoghi, in corrispondenza dello sbocco in mare di alcuni corsi d'acqua o in presenza di ripide falesie, i depositi di spiaggia sono formati essenzialmente da grossi blocchi arrotondati.

Le spiagge a granulometria prevalentemente sabbiosa, in gran parte concentrate nel settore centro-meridionale e centro-settentrionale dell'isola, sono più estese rispetto a quelle sabbioso-ghiaiose e a quelle ghiaiose. Gli esempi più significativi sono quelli di Marina di Campo (fig. 92), dove l'arenile raggiunge una lunghezza superiore ai 1.500 m e quelli di Lacona (fig. 93a) e di Procchio con entrambe le spiagge che si allungano per circa 1.000 m. A queste si associano le *pocket beaches* di Fetovaia, Seccheto, Cavoli (fig. 93b), Laconella, Felciaio, lido di Capoliveri, Zuccale, Morcone, Pareti, Innamorata, Cala Grande, Naregno, Porto Azzurro, Barbarossa, Biodola, Scaglieri, Forno, Spartaia e Sant'Andrea.

Tra i depositi di spiaggia prevalentemente sabbioso-ghiaiosi, degni di nota sono quelli di Padulella, Paolina, Galenzana, Margidore, Norsì, Barabbarca, Madonna delle Grazie, Remaiolo, Ginepro, Malpasso, Reale, Ortano, Topinetti, cala Seregola, Cavo, Nisportino (fig. 93c), Le Secche, Bagnai, Ottone e Magazzini-Schiopparello.



Fig. 92 - In alto a destra la lunga striscia bianca rappresenta la spiaggia sabbiosa di Marina di Campo in una fotoaerea a bassa quota del 1960, ripresa dalla Società Fotocielo (autorizzazione all'uso per fini editoriali da parte dell'Istituto centrale per il catalogo e la documentazione - MiBACT e della British School at Rome - è vietata l'ulteriore riproduzione e/o duplicazione con qualsiasi mezzo).

Le spiagge caratterizzate da sedimenti essenzialmente ghiaiosi sono localizzate prevalentemente nelle anguste insenature che si aprono nei tratti di costa rocciosa a falesia del M. Capanne (Le Sprizze, Il Bagno, La Crocetta, La Fenicia, La Cala, Paresi, Chiessi, Pomonte, Il Giardino, Colombaia), o in quelli più ampi di Marciana Marina, lungo il tratto di costa alta tra Portoferraio e Viticcio (Grigolo, Le Viste, Le Ghiaie (fig. 93d), cala dei Frati, Capo Bianco, Seccione, Acquaviva, La Sorgente, Sansone, Enfola, Viticcio), tra Capo Vita e Rio Marina (capo Vita, capo Castello, Cavo, Fornacelle, Fiammingo, Ripa Bianca, Malpasso di Rio, Torre di Rio Marina) e tra capo Vita e la punta Falconaia (cala dell'Inferno, Rivercina, Nisporto, Supignano). Oltre quelle poc'anzi citate, vanno anche menzionate le spiagge ghiaiose di Acquarili e Laconella, nel golfo Stella e di San Giovanni, nella rada di Portoferraio.

Le spiagge a granulometria ancora più grossolana sono costituite da blocchi arrotondati che a volte possono raggiungere dimensioni metriche (spiagge ad alta energia). Queste spiagge sono solitamente strette ed in genere addossate a coste alte a

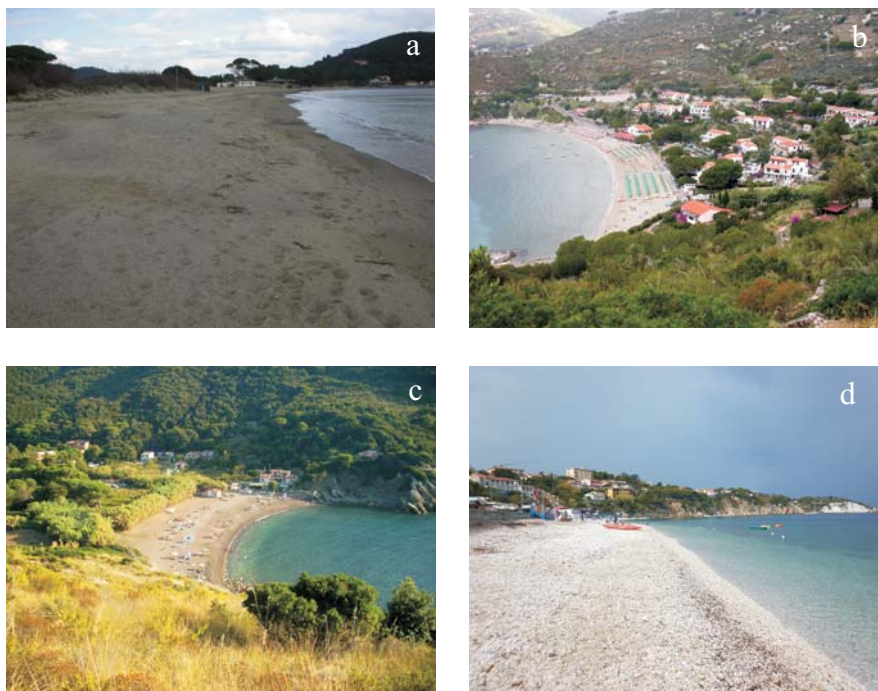


Fig. 93 - Alcuni tipi di spiagge elbane: a) spiaggia sabbiosa di Lacona; b) spiaggia sabbiosa di Cavoli; c) spiaggia sabbioso-ghiaiosa di Nisportino; d) spiaggia ghiaiosa composta da ciottoli bianchi di eurite, denominata le Ghiaie (Portoferraio).

falesia o ubicate allo sbocco d'incisioni vallive, spesso colmate da depositi grossolani d'origine alluvionale o da trasporto in massa (*debris flow*) (cfr. titolo VII, cap. 3).

Frequentemente lungo le spiagge s'incontrano degli accumuli di materia vegetale, anche di un certo spessore, formati da "foglie" morte di *Posidonia oceanica*, strappate dalle praterie marine costiere dal moto ondoso ed accumulate sulla battigia. Questi accumuli costituiscono delle forme effimere (*mattes* di posidonia morte) che vengono smantellate alla prima mareggiata.

Nelle fasce litorali caratterizzate da coste basse e da retrostanti piane costiere, si estendevano un tempo antiche lagune, sbarrate verso mare da cordoni litorali, spesso sormontati da dune eoliche. In particolare, tre antiche aree lagunari sono state individuate nella piana di Marina di Campo, in corrispondenza della fascia retrostante l'esteso corpo sabbioso di origine eolica: la prima è ubicata tra la zona dei campeggi e la località la Serra (settore settentrionale della piana), mentre le restanti due sono situate immediatamente alle spalle del centro abitato, ad est della località Albarelli e in località Stagno (fig. 94). È proprio a quest'ultima zona che BIANCHI (1839) fa riferimento in un suo manoscritto, quando parla di «... marazzi che talvolta tramandano fetide esalazioni... che si dilatano poche centinaia di braccia e in primavera si essicano». Lagune costiere erano presenti anche presso Lacona, Procchio, San Giovanni, Schiopparello-Magazzini e in località Mola. In quest'ultimo luogo la laguna era estesa verso l'interno per circa 1 km e sbarrata verso mare da un cordone dunare, oggi non più conservato.

Le aree lagunari di Marina di Campo, Lacona, Procchio e San Giovanni, dopo essersi trasformate in stagni costieri, si sono completamente estinte, anche a seguito di opere di bonifica realizzate mediante canali artificiali. Le antiche lagune di Schiopparello-Magazzini e Mola costituiscono tuttora degli stagni costieri.

Le preesistenti aree lagunari di Marina di Campo e di San Giovanni sono state interessate da alcuni sondaggi meccanici a carotaggio continuo realizzati appositamente dall'ISPRA per caratterizzare i depositi quaternari affioranti nelle principali piane costiere dell'isola (cfr. Appendice). Dall'esame dei carotaggi emerge che i depositi lagunari sono formati da argille limose molto scure e plastiche, con elevato contenuto di resti vegetali, oogoni di Characeae, ostracodi, foraminiferi bentonici, molluschi (tra cui gusci di Cerastoderma). Nel caso di Marina di Campo essi sono subaffioranti, mentre a San Giovanni si rinvenivano al di sotto di circa 2 m di terreno grossolano di riporto. In quest'ultima località il loro spessore complessivo, incluse alcune intercalazioni decimetriche di natura ghiaiosa, è di circa 3,70 m (sondaggio S6), invece alle spalle del centro abitato di Marina di Campo, nei pressi dell'Istituto scolastico G. Giusti (sondaggio S2), lo spessore si aggira intorno ai 4,10 m, mentre in località la Serra (inizio della S.P. 30) i depositi lagunari sono caratterizzati da due intervalli (sondaggio S3): il più superficiale (tra -1 m e -8,30 dal p.c.) raggiunge lo spessore massimo di 7,30 m, viceversa quello più profondo (tra -12,15 m e -13,20 dal p.c.) ha uno spessore di circa 1 m.

Diverse datazioni al radiocarbonio, effettuate con la tecnica AMS sui gusci di Cerastoderma o sulla materia organica vegetale, inquadrano la formazione dei depositi lagunari di Marina di Campo in un intervallo temporale che va grossomodo da circa 6.000 anni BP a meno di 1.400 anni BP (cfr. Appendice).

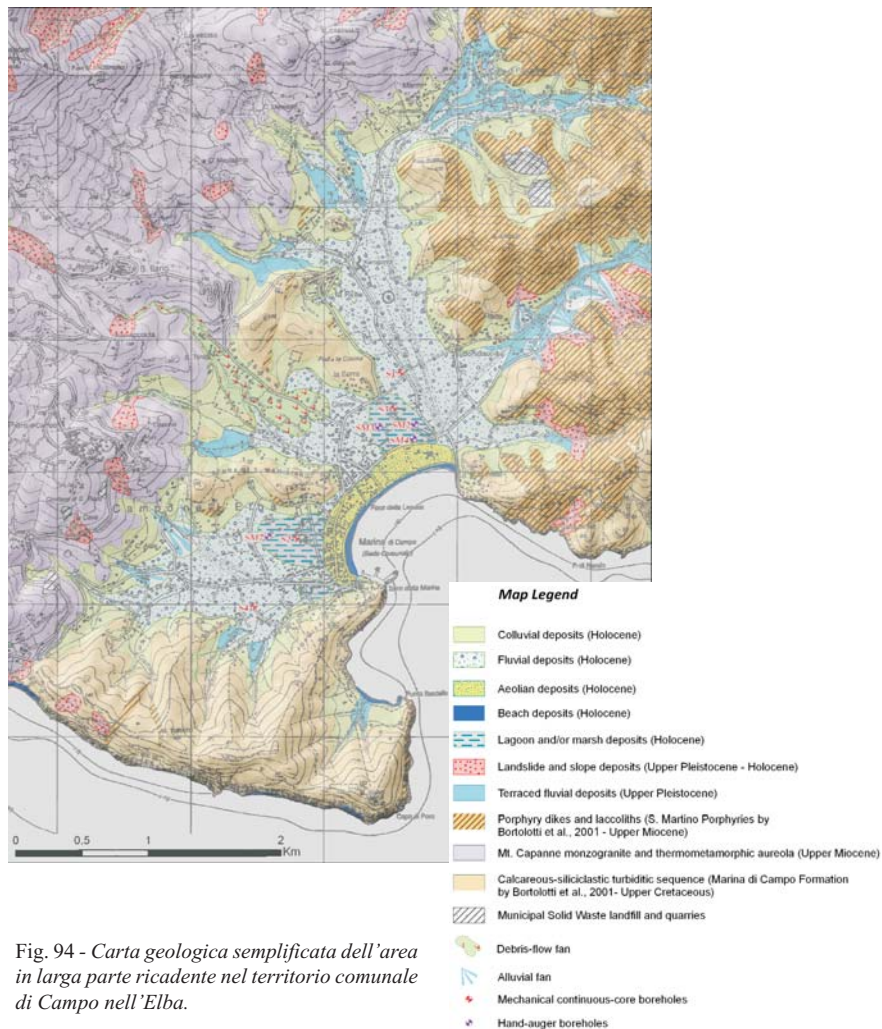


Fig. 94 - Carta geologica semplificata dell'area in larga parte ricadente nel territorio comunale di Campo nell'Elba.

XII - FORME E PRODOTTI DI ALTERAZIONE METEORICA

I vari litotipi affioranti nell'Elba, venendo a contatto con l'atmosfera, l'idrosfera e la biosfera, sono stati sottoposti nel tempo ad intense modificazioni fisiche (o meccaniche) e chimiche, che hanno portato alla disgregazione o all'alterazione più o meno profonda delle rocce, con la conseguente formazione di peculiari morfotipi d'erosione e d'accumulo. Naturalmente il numero e la tipologia delle forme d'alterazione sono funzione delle condizioni climatiche (umidità, temperatura, salinità, copertura vegetale), dei fattori geologici (litologia, stratificazione, scistosità, giacitura delle superfici di discontinuità, stato di fratturazione e fessurazione), della situazione topografica del terreno (inclinazione, orientamento dei versanti e quota) e della durata dell'esposizione della roccia agli agenti esogeni.

Forme e prodotti d'alterazione sono particolarmente evidenti nell'area occupata dal plutone monzogranitico del M. Capanne, dove l'assetto strutturale rappresenta la condizione predisponente di molti dei processi esogeni che ne determinano il progressivo smantellamento. L'intensità dei processi d'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 fisico-chimico d'alterazione meteorica di queste rocce (arenizzazione) genera, come prodotto finale, 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 d'alterazione possono arrivare a 1,5÷2 m, ma mediamente si mantengono nell'ordine di qualche decimetro (D'ORFICE *et alii*, 2009a).

L'alterazione meteorica lungo i sistemi di *joints* fra loro ortogonali ha generato blocchi isolati di monzogranito, talvolta impilati a costruire veri e propri *tor* (fig. 95). La scarsa stabilità di questi morfotipi sui ripidi pendii del M. Capanne fa sì che



Fig. 95 - Area di Sant'Andrea. L'alterazione meteorica lungo i sistemi di joints fra loro ortogonali ha generato blocchi isolati di monzogranito, impilati a costruire veri e propri tor. In questo caso essi danno luogo a forme colonnari di altezza non superiore ai 5 m.

si ritrovino poco sviluppati 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 M. Giove, del crinale a nord del santuario di Madonna del Monte e, in generale, di tutto il settore meridionale del M. Capanne. Nel complesso però l'alterazione meteorica non ha costruito forme colonnari sviluppate, ma blocchi singoli di forma



Fig. 96 - Estesa copertura di blocchi subsferoidali isolati di monzogranito a monte del centro abitato di San Piero in Campo.

subsferoidale 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 (figg. 96 e 97). Per questo motivo gli accumuli di massi

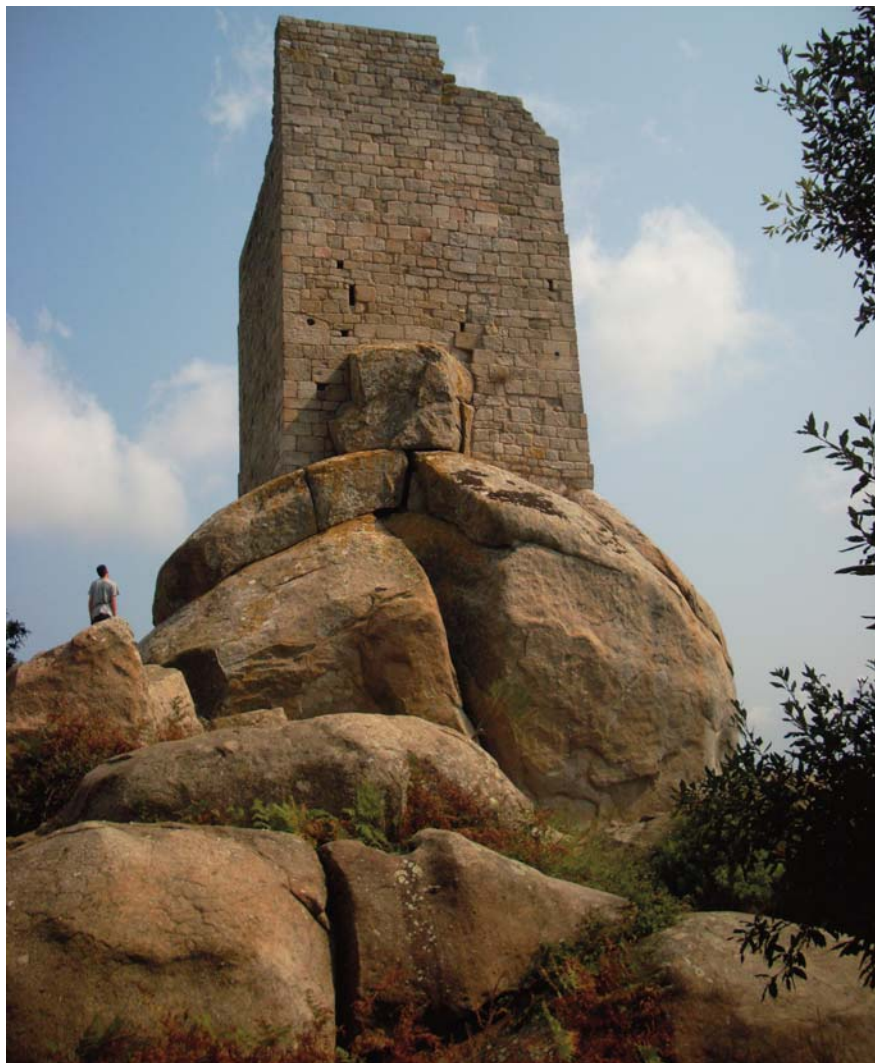


Fig. 97 - Spettacolare forma d'alterazione meteorica superficiale, scolpita sulle rocce monzogranitiche del M. Capanne, sulla strada che da Marina di Campo conduce al M. Perone. Su questa forma è stata edificata nel XI sec. la Torre di San Giovanni, struttura d'avvistamento realizzata dalla Repubblica di Pisa per la difesa del suo presidio elbano.

monzogranitici sono stati indicati nella carta geomorfologica con la denominazione “ area a *tor* (forme ruderali)”, cioè almeno in parte relitti di *tor*. L’arrotondamento dei blocchi monzogranitici può essere avvenuta sia per alterazione all’interno del regolite, 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 monzogranitici. In questa prospettiva, alcuni dei profili d’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 consentire 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 (D’OREFICE *et alii*, 2009a).

A condizioni subaeree sono legate alcune forme d’alterazione meteorica rilevate prevalentemente in corrispondenza di blocchi o affioramenti monzogranitici. Non mancano, comunque, forme d’alterazione sviluppate anche su altri litotipi, come ad esempio le quarzoareniti eoliche. Tra queste tipologie di forme vanno annoverati i tafoni e le sculture alveolari.

I tafoni sono stati osservati sia su superfici verticali d’affioramento o alla base di blocchi isolati senza nessun apparente legame con sistemi di fratture, sia sviluppati in più direzioni, in corrispondenza di discontinuità suborizzontali. Si tratta di cavità interne emisferiche con diametri generalmente variabili da 50 a 100 cm, ma che a volte possono raggiungere anche diversi metri, soprattutto nel caso dei tafoni legati a fratture o linee di debolezza; le profondità sono comprese tra 20 cm e qualche metro (figg. 98 e 99). Le dimensioni delle cavità variano a seconda della quota e del-

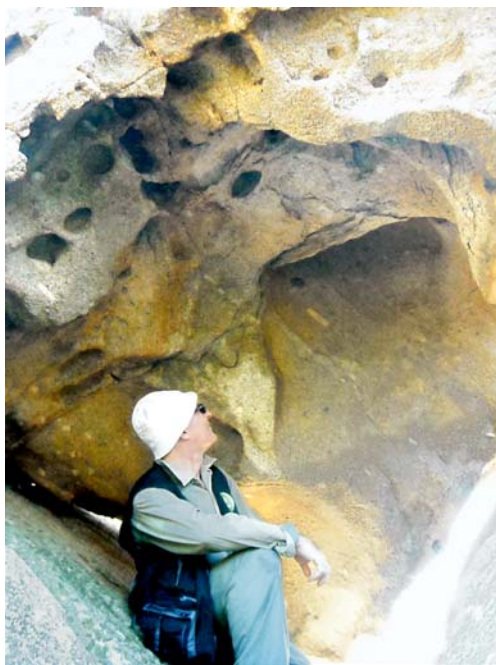


Fig. 98 - Tafone sviluppato all'interno delle rocce monzogranitiche affioranti nel versante meridionale del M. Capanne.



Fig. 99 - *Tafone sviluppato sulle quarzoareniti eoliche esposte lungo il versante orientale della penisola di capo della Stella.*

l'esposizione dei versanti. Le cavità più ampie e profonde si trovano fra i 10 ed i 200 m di quota s.l.m. Al di sotto dei 10 m di quota le pareti rocciose sono generalmente raggiunte dagli spruzzi delle onde e dall'aerosol marino 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 s.l.m. la frequenza di queste forme decresce velocemente fino a praticamente azzerarsi nel caso di quote superiori ai 500÷600 m. Nella cavità dei tafoni presenti nella fascia altimetrica 10-200 m s.l.m. la superficie interna della cupola si esfolia facilmente (una pressione esercitata manualmente produce scaglie di qualche millimetro di spessore) e la base risulta coperta da un sabbione detritico da medio a grossolano. 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 M. Capanne, nelle aree degli abitati di Chiessi, La Guardia, Fetovaia, Seccheto e Cavoli, aree che hanno in comune scarsità o assenza di vegetazione, un elevato numero di ore d'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, che permette all'umidità di mantenersi più a lungo al loro interno, favorendo in questo modo lo sviluppo del processo d'alterazione meteorica (D'OREFICE *et alii*, 2009a). L'accrescimento di queste cavità è strettamente legato all'allontanamento del materiale granulare, prodotto dalla degradazione meteorica, da parte, soprattutto, del vento.

L'alveolizzazione delle rocce monzogranitiche interessa sia le superfici affioranti sia i blocchi sferoidali isolati e le pareti interne ed esterne dei tafoni. Questo tipo di processo d'alterazione scolpisce piccole cavità a goccia di diametro massimo di qualche decimetro e profonde pochi centimetri; le cavità, separate tra loro da sottili setti di roccia, spesso conferiscono alla superficie esposta un aspetto spugnoso (figg. 100 e 101). Tali microforme sono praticamente limitate alle falesie e agli affioramenti lungo costa al di sotto dei 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



Fig. 100 - Cavità alveolari sviluppate sulle rocce monzogranitiche affioranti presso punta del Cotoncello (comune di Marciana Marina).

essere interpretabile come un segnale dell'instaurarsi di nuove e più omogenee condizioni ambientali e, quindi, dell'inizio del deterioramento di queste forme (D'OREFICE *et alii*, 2009a).

Nell'Elba centrale e orientale i prodotti d'alterazione più diffusi sono rappresentati dai suoli, questi si sviluppano prevalentemente a spese dei depositi colluviali. Interessante è, a tal proposito, il paleosuolo individuato lungo la strada che conduce alla miniera la Crocetta (Elba centrale), dove si possono individuare 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. 102). Si tratta, comunque, di alterazione profonda in condizioni di prolungata stabilità del 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 (D'OREFICE *et alii*, 2009a). La datazione ^{14}C di un campione prelevato all'interno di quest'ultimo deposito ha fornito un'età di 8.915 ± 70 anni BP (8.280–7.820 anni cal BC; campione CeDaD-LTL2890A). Paleosuoli rubefatti si rinvengono, inoltre, intercalati tra i depositi eolici antichi o al loro tetto (cfr. titolo X).



Fig. 101 - Sculture alveolari negli inclusi mafici presenti all'interno del monzogranito del Monte Capanne (facies di Sant'Andrea).

In corrispondenza di piccole aree sub-pianeggianti, come quelle ubicate lungo la fascia costiera occidentale del promontorio del M. Calamita (punta di Praticciolo, Ba' di Sugarello, Barabarca), sono presenti modesti lembi di coltri eluviali d'alterazione meteorica. Esse sono costituite da accumuli detritici eterometrici, generalmente grossolani, composti prevalentemente da regolite e, in misura minore, da suoli.



Fig. 102 - Deposito colluviale alterato da un paleosuolo rubefatto, fortemente lisciviato e parzialmente cementato. Al tetto si osserva la generazione di colluvio più recente, meno alterata (tratto terminale della valle del fosso di Mar di Carpisi).

XIII - FORME ANTROPICHE E AREE D'INTERESSE PALEONTOLOGICO, ANTROPOLOGICO E ARCHEOLOGICO

1. - FORME ANTROPICHE

L'isola d'Elba è stata sede d'insediamenti antropici sin dai tempi preistorici. In tempi protostorici e storici lo sfruttamento minerario, unitamente con quello agricolo e pastorale, ha generato numerosi e significativi mutamenti del territorio. Uno degli effetti principali dello sfruttamento minerario è stato senza dubbio l'intensa deforestazione dell'isola per l'approvvigionamento di legna da ardere nei forni per la fusione dei minerali ferrosi; questo ha condotto al denudamento dei rilievi elbani e all'istaurarsi di dinamiche erosive dei versanti da parte delle acque meteoriche.

L'intensa attività estrattiva, che ha caratterizzato l'isola a partire dalla più remota antichità greco-etrusca (IX-VIII sec. a.C.) fino ai tempi recenti (le ultime attività sono terminate agli inizi degli anni '80), è comprovata dalle numerose miniere che hanno lasciato vistose tracce nel paesaggio naturale elbano mediante la realizzazione di scavi a cielo aperto, e in parte in galleria, riporti e infrastrutture di servizio (BARBERI *et alii*, 1969; ROCCHI *et alii*, 2003). Tale attività si è particolarmente concentrata nel settore orientale dell'isola, lungo l'asse orografico tra capo Vita e punta della Calamita, dove venivano estratte soprattutto ematite e magnetite e in subordinate solfuri di ferro. Questi giacimenti ferriferi si trovano all'interno dei litotipi appartenenti alle quattro unità tettoniche inferiori dell'edificio strutturale elbano: unità Porto Azzurro, unità Ortano, unità Acquadolce e unità Monticiano-Roccastrada. Anche se attualmente l'attività estrattiva è sospesa, le miniere non possono considerarsi abbandonate, in quanto rappresentano ancora delle riserve minerarie strategiche per il nostro Paese. Inoltre, poiché esse costituiscono un importante patrimonio storico-culturale, la sospensione del loro sfruttamento industriale ha spinto alla creazione di un Parco minerario, che richiama ogni anno nell'isola numerosi turisti.

La miniera del Polverai, situata presso punta della Calamita, con un'estensione planimetrica di circa 2 km², rappresenta uno dei più vistosi esempi di attività mineraria dell'isola (fig. 103). All'interno dell'area mineraria si succedono una serie di ampi gradoni antropici che, a partire dalla quota di circa 300 m s.l.m., scendono sino al livello del mare. Si rinvencono, inoltre, molte scarpate, superfici di sbancamento, terrapieni e discariche minerarie, formate da consistenti accumuli di materiale lapideo eterogranulare. Nel tratto di costa sottostante l'area mineraria, compreso tra Punta Rossa e punta della Calamita, s'individuano enormi blocchi di rocce mineralizzate, arrotondati dall'azione del moto ondoso. Nella carta geomorfologica si è preferito rappresentare, all'interno dell'area estrattiva, soltanto gli orli di scarpata di miniera, in quanto essi costituiscono gli elementi morfologici che maggiormente caratterizzano questa zona.



Fig. 103 - Area mineraria del Polverai (punta della Calamita), caratterizzata da una serie di ampi gradoni antropici, sbancamenti, terrapieni e discariche minerarie.

Altre due miniere, di dimensioni più ridotte rispetto alla precedente, sono ubicate nel settore orientale del promontorio di punta della Calamita. La prima, denominata miniera del Ginepro, è anch'essa contraddistinta in superficie da una serie di orli di scarpate, sbancamenti, terrapieni e impianti industriali (fig. 104). Si tratta di una delle rare miniere elbane in cui è stata intrapresa anche un'escavazione in galleria. Infatti, lo sfruttamento minerario è avvenuto in due fasi: dal 1928 al 1969 a cielo aperto e dal 1969 al 1981 in sotterraneo mediante due livelli di gallerie, uno a 54 m sotto il livello del mare e l'altro a + 6 m s.l.m. La seconda miniera, di estensione molto più limitata, è conosciuta con il nome di miniera dei Sassi Neri. L'attività estrattiva, avvenuta esclusivamente a cielo aperto tra il 1935 e il 1980, ha

prodotto una depressione, il cui fondo è attualmente occupato da un laghetto, formatosi a seguito dell'invasione dell'acqua marina negli scavi di coltivazione (fig. 105).

Forme connesse con l'attività mineraria contraddistinguono anche il paesaggio costiero da Porto Azzurro fino a Cavo (Elba nord-orientale), dove, procedendo da sud a nord, s'incontrano le miniere di Capobianco, Terranera (fig. 106), Ortano, Rio Marina (Vigneria) e Rioalbano. La miniera di Rio Marina, situata tra il paese omonimo e la Torre del Giove, è la più antica e sfruttata miniera dell'isola d'Elba (fig. 107). Nel medesimo settore, inoltre, insistono alcune cave per l'estrazione di rocce lapidee. Tra queste degna di nota è la cava situata nell'area del Residence di Capo d'Arco e di Ortano, dove vengono coltivate le rocce marmoree della litofacies dei marmi della Valdana, quella di Cavo, in cui si estrae il Calcarea Massiccio della Falda Toscana (fig. 108) e quella di M. Fico (tra Ortano e Rio Marina), ove fino a tempi recenti sono state coltivate le rocce serpentinitiche per l'industria siderurgica.

Anche nel settore centrale dell'Elba le più evidenti forme d'origine antropica riguardano l'attività estrattiva, testimo-



Fig. 104 - Discarica connessa all'attività estrattiva della miniera del Ginepro.



Fig. 105 - Miniera dei Sassi Neri. Il fondo dello scavo di coltivazione è attualmente occupato da un laghetto (evidenziato dalla freccia).



Fig. 106 - Area mineraria di Terranera. Il laghetto di color verde smeraldo (in basso a destra della figura) si è formato in una depressione un tempo sede di una miniera di pirite.

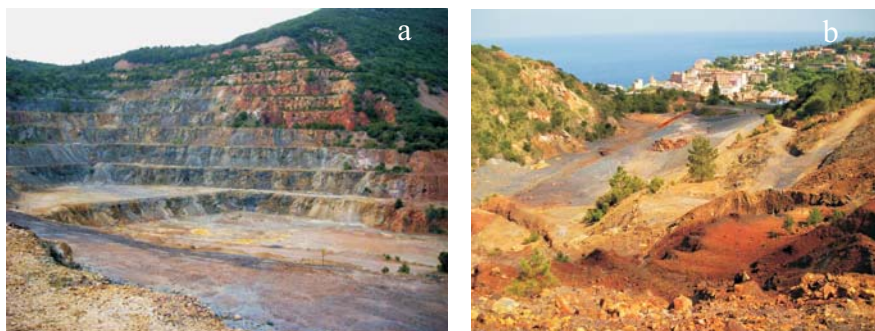


Fig. 107 - *Miniera di Rio Marina caratterizzata da: a) gradoni; b) sbancamenti, terrapieni e discariche minerarie.*



Fig. 108 - *Cava inattiva nel Calcare Massiccio della Falda Toscana presso il centro abitato di Cavo.*

niata da numerose miniere e cave 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 di colle Reciso e in località Buraccio, ad ovest di Porto Azzurro. Nella prima località (cava di colle Reciso) è coltivato il calcare selcifero della formazione dei calcari a Calpionelle per la produzione, tramite frantumazione della roccia, di materia prima per prodotti da utilizzare in opere d'ingegneria civile e per aggregati da impiegare nelle miscele bituminose e nel calcestruzzo (fig. 109). Nella seconda località è situata la miniera La Crocetta, dove dagli ammassi di porfidi granitici e dalle apliti porfiriche (aplite di Capo Bianco, “eurite”



Fig. 109 - Cava attiva di colle Reciso, a nord di Lacona, nella quale viene estratta la roccia calcarea della formazione dei calcari a Caplionelle.

Auctt.), vengono estratti i materiali feldspatici impiegati come fondenti per l'industria ceramica. Un analogo impiego hanno anche i feldspati potassici delle apliti porfiriche incassate all'interno dei porfidi di Portoferraio e delle cornubianiti, affioranti, in questo caso, sul versante nord-orientale del M. Capanne. Questi minerali venivano coltivati fino a poco tempo fa nella miniera di San Rocco, ubicata poco a nord di Marciana.

Numerose cave per l'escavazione e la lavorazione delle rocce monzogranitiche interessano varie località del settore meridionale del M. Capanne. In particolare, nei dintorni di Moncione, Cavoli, Vallebuia, Seccheto, San Piero in Campo e Sant'Ilario s'incontrano antiche cave di granito sfruttate già in Epoca Romana e ormai non più attive. Si tratta di siti archeologici molto importanti, dove si trovano i fronti di diverse escavazioni e molte colonne, lunghe fino a 12 m, abbandonate dopo l'intaglio (fig. 110). Indagini di dettaglio hanno rivelato che il distretto estrattivo di Cavoli, Seccheto e Vallebuia è stato uno



Fig. 110 - Colonna di monzogranito preparata per il duomo di Pisa (XII-XIII sec.) in località Vallebuia, presso Seccheto (comune di Campo nell'Elba).



Fig. 111 - Cava di monzogranito a monte di San Piero in Campo: a) l'attività estrattiva è guidata dai sistemi di fratture primarie da raffreddamento, disposti verticalmente e parallelamente alla superficie topografica; b) un laghetto occupa temporaneamente il fondo dello scavo di coltivazione nei periodi caratterizzati da precipitazioni intense.



dei più importanti nella penisola italiana dopo quello di Luni, e che il granito dell'Elba dovette essere uno dei graniti maggiormente coltivati in epoca romana (CAPITANO, 2014). Le Fonti indicano lo spoglio di colonne in situ e la parziale coltivazione del granito elbano dall'XI al XIV secolo, durante il dominio pisano sull'Elba. Con la dominazione dei Medici (metà XVI secolo), il granito dell'Elba venne utilizzato per realizzare l'apparato decorativo del Giardino di Boboli a Firenze (DE STEFANI, 1907). Nei pressi di San Piero in Campo e in località Vallebuia sono anche presenti alcune cave di granito tuttora attive (figg. 111 e 112), in cui si estraggono principalmente blocchi per la produzione di cordoli stradali e, in minor misura, lastre per rivestimenti esterni e interni nel campo dell'edilizia.

Un'altra rilevante opera antropica che ha trasformato il paesaggio nell'area del golfo di Portoferraio è la discarica degli altiforni edificati nella zona portuale e attivi fino al 1948. La superficie sommitale della discarica è posta ad alcuni metri sopra l'attuale piano campagna ed è bordata da scarpate sinuose. I materiali di risulta sono prevalentemente costituiti da scorie provenienti dalla lavorazione dei minerali di ferro. Tutta l'area della

Fig. 112 - Accumulo di materiali di risulta provenienti dall'attività estrattiva del monzogranito.



Fig. 113 - Discarica per lo stoccaggio di rifiuti urbani nella valle a nord di monte Bacile (comune di Campo nell'Elba).



Fig. 114 - Terrazzamenti agricoli sui versanti digradanti verso la piana di Lacona.

discarica è oggi sede del settore artigianale, industriale e commerciale di Portoferraio.

Per quanto concerne le discariche per lo stoccaggio di rifiuti urbani, va segnalata, per la sua estensione, quella ubicata in località Litterno (a nord di monte Bacile), nel comune di Campo nell'Elba (fig. 113).

Un'ulteriore peculiarità del paesaggio elbano è la diffusa presenza di terrazzamenti artificiali, realizzati per favorire le attività agricole, i quali hanno profondamente modificato l'assetto morfologico dei versanti (fig. 114). Gran parte di questi ripiani, originati da muretti di sostegno "a secco", sono oggi in stato di degrada-

zione per il loro completo abbandono. Difatti, l'introduzione, dopo l'ultimo dopoguerra, di pratiche agricole meccanizzate di tipo estensivo, ha determinato l'abbandono della viticoltura e olivicoltura su terrazzamenti e il trasferimento della maggior parte dei vigneti e degli oliveti in aree pianeggianti o sub-pianeggianti, più idonee per le moderne tecniche di coltivazione.

Data la diffusione e l'estensione di questi morfotipi di origine antropica, allo scopo di rendere più agevole la leggibilità della carta e non trascurare ulteriori informazioni di carattere geomorfologico, si è preferito cartografare quelli più significativi, privilegiando la rappresentazione di altre forme o depositi.

In corrispondenza delle antiche aree lagunari, che in passato caratterizzavano alcuni tratti della costa elbana (ad esempio Portoferraio, San Giovanni, Magazzini-Schiopparello), nei secoli scorsi sono state realizzate delle saline (fig. 115). Attualmente l'intensa antropizzazione non consente più il loro riconoscimento e l'unica testimonianza tangibile di questa attività è rappresentata dall'area situata in corrispondenza delle Terme di San Giovanni; in questa località sorgevano, infatti, le saline di San Pietro, ancora perfettamente funzionanti sino alla fine dell'800 (fig. 116).

Gli eventi alluvionali che hanno ripetutamente colpito il territorio elbano hanno indotto, sin dal passato, ad intervenire sui maggiori corsi d'acqua dell'isola con opere di sistemazione idraulica mediante, soprattutto, canalizzazioni, arginature artificiali (fig. 117) e briglie. I lavori di regimazione idraulica, molto spesso, hanno rettificato e notevolmente ristretto la sezione naturale dei principali alvei fluviali;



Fig. 115 - In un'immagine del 1885 la rada di Portoferraio era occupata da una serie continua di saline. Attualmente l'area, totalmente trasformata, è sede del settore artigianale, industriale e commerciale della città. Nella foto storica si può anche notare il canale artificiale (in primo piano) che isolava la cittadella medicea fortificata dal resto dell'isola.



Fig. 116 - In primo piano l'area delle terme di San Giovanni, dove è ancora possibile scorgere qualche testimonianza delle antiche saline di San Pietro (evidenziate dalla freccia). In secondo piano il centro abitato di Portoferraio.



Fig. 117 - Opere di sistemazione idraulica lungo il fosso della Madonna (territorio comunale di Portoferraio), che hanno sensibilmente ridotto la sezione naturale dell'alveo.

questi, oltretutto, frequentemente sono stati intubati in corrispondenza dell'attraversamento di nuclei abitati (fig. 118).

2. - AREE D'INTERESSE PALEONTOLOGICO, ANTROPOLOGICO E ARCHEOLOGICO

I siti più importanti dell'isola d'Elba dal punto di vista paleontologico e antropologico sono la grotta di Reale, situata in prossimità di Porto Azzurro e la grotta di San Giuseppe, ubicata presso Rio Marina. Leggermente più diffuse sono invece le aree archeologiche e le vestigia di epoca etrusca e romana. I siti più importanti sono stati evidenziati nella cartografia con apposita simbologia.

2.1. - GROTTA DI REALE

La grotta di Reale, situata a circa 600 m dalla spiaggia omonima (presso Porto Azzurro - cfr. titolo IX), è uno dei siti paleontologici più importanti dell'isola d'Elba per il rinvenimento di una ricca fauna fossile a vertebrati quaternari (fig. 119). La prima segnalazione di questi resti si deve al naturalista PAOLO SPADONI (1790). I resti fossili sono stati in seguito analizzati e descritti da NESTI (1823), FORSYTH MAJOR (1873), PORTIS (1890) e DEL CAMPANA (1909-1910). Quest'ultimo fornisce la descrizione più dettagliata dell'associazione faunistica che risulta composta da: *Equus caballus*, *Rhinoceros merki*, *Sus scrofa*, *Hippopotamus amphibius*, *Cervus capreolus*, *C. elaphus*, *Lepus meridionalis*, *L. timidus*, *Ursus spelaeus*, *U. mediterraneus*, *Felis spelaea*, *F. lynx*, *Testudo graeca*. Le determinazioni di Del Campana sono state riprese successivamente da MALATESTA (1950), che eseguì nuovi scavi negli anni 1948 e 1950, da AZZAROLI *et alii* (1990), che effettuarono una revisione dei fossili continentali delle isole dell'Arcipelago Toscano e da RUSTIONI & MAZZA (1993), con la descrizione dei resti del piccolo orso conservati presso il Museo di Geologia e Paleontologia dell'Università di Firenze.



Fig. 118 - Fosso proveniente dalla località Albarelli a lato di via G. Fattori, nel centro abitato di Marina di Campo. La sezione del fosso è stata ridotta e l'ultimo tratto tombato per consentire il sottoattraversamento dell'area urbana.

L'associazione faunistica della grotta di Reale è costituita da un insieme di vertebrati continentali che non mostrano alcun segno di endemismo insulare e, quindi, risale a un momento in cui l'isola era collegata alla terraferma.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica della fauna, le presenze di *Rhinoceros mercki* (= *Dicerorhinus kirchbergensis*) e di *Hippopotamus amphibius* sono importanti poiché entrambe le specie scompaiono, in Europa, durante le prime fasi dell'ultima glaciazione (MIS 4). Tuttavia, la presenza di *Ursus spelaeus* porta a collocare l'associazione faunistica della grotta di Reale nella seconda parte del Pleistocene medio.



Fig. 119 - Ingresso della grotta di Reale in località Reale (comune di Porto Azzurro)
(fonte: Fabio Rolla).

2.2. - GROTTA DI SAN GIUSEPPE

Questa cavità di origine carsica, ubicata a poca distanza da Rio Marina, in località il Piano, è considerata uno dei più importanti siti antropologici per lo studio dell'Eneolitico (2.000÷1.800 anni a.C.). In essa sono stati trovati ricchi corredi funerari (ciotole, scodelle, attingitoi, vasi a fiasco e globulari, cuspidi di freccia e di giavelotto, pugnali di rame, punteruoli d'osso) riferibili ad una fase avanzata della cultura di Rinaldone (CREMONESI, 1967; ZECCHINI, 1981; CREMONESI 1993; CREMONESI & GRIFONI CREMONESI, 2001) e gli scheletri di almeno 80 individui. Questi individui, che non sembrano appartenere alla cosiddetta "razza mediterranea" classica (o danubiana) ma a quella detta "paleomediterranea" (MALLEGNI, 1972), potrebbero rappresentare il primo arrivo dei cercatori di minerali sull'isola (CREMONESI, 1967).

2.3. - GLI INSEDIAMENTI ETRUSCHI

Gli Etruschi, nonostante una permanenza sull'isola plurisecolare (dall'VIII/VII al III secolo a.C.), hanno lasciato poche tracce dei loro insediamenti abitativi. Le necropoli o le tombe isolate rinvenute a Casa del Duca (in località San Giovanni), Magazzini, monte Orello (a est di colle Reciso), Madonna del Monte (Marciana), Grassera (a nord di Rio nell'Elba) e Profico (a Capoliveri) suggeriscono, tuttavia, l'esistenza nelle vicinanze di villaggi.

Agli inizi del IV secolo a.C. gli Etruschi edificarono sull'isola, in posizione strategica di controllo del territorio e del mare, alcune fortezze d'altura in grado di rimanere in contatto ottico fra di loro. Si tratta di *oppida*, con cinta muraria grosso modo rettangolare costruita con grandi blocchi squadrati e sovrapposti. All'interno di queste fortificazioni in molti casi si svilupparono dei piccoli centri abitati. Resti di queste strutture si rinvengono nell'entroterra di Magazzini, a Castiglione di Campo (a nord di Marina di Campo), a Castiglione di San Martino (nei pressi della Villa Napoleonica di San Martino) e a M. Castello (a SO di Procchio) (ZECCHINI, 1981).

Le tracce più tangibili della presenza etrusca sull'isola sono, comunque, quelle legate allo sfruttamento della ricchezza metallifera e alla prima trasformazione dei minerali di ferro. Residui della fusione dei minerali di ferro, che avvenne prima in forni di tipo catalano e successivamente in altiforni, si trovano, infatti, un po' ovunque sull'isola. Queste scorie ferrifere (anche di epoca romana e medioevale) sono solo una minima parte di quantitativi più consistenti, che furono asportati nel corso del '900 per essere utilizzati nei più moderni processi di fusione industriale: infatti, le scorie contenevano ancora una buona percentuale di ferro. Gli etruschi, a causa ovviamente dei limiti tecnologici dell'epoca, non riuscirono ad andare oltre un 60% di sfruttamento del tenore di ferro dei minerali. Tuttavia, la loro perizia siderurgica fu maggiore di quella dei romani, che estraevano il ferro con metodi più sbrigativi e rozzi. Di fatto, oltre il 60% del minerale restava nelle scorie e i forni venivano abbandonati dopo una o due colate, mentre i gli etruschi arrivavano a quattro o cinque; ma soprattutto i Romani non esitarono a distruggere, fra il III e il II secolo a.C., l'intero patrimonio boschivo dell'Elba per alimentare i forni di fusione (DANESI, 2002).

Con la fine di Populonia, fra il I secolo a.C. e il I secolo d.C., importante città e centro siderurgico etrusco ubicato sul promontorio a nord di Piombino e in seguito al "*Senatus Consultus Patrum Interdictum*" emanato all'inizio dell'Impero Romano per proteggere le foreste toscane e del Lazio costiero gravemente depauperate dalle necessità metallurgiche (Plinio il Vecchio, Nat. Hist. 27,77; 33,21), si registrò una forte diminuzione e forse un'interruzione dello sfruttamento delle miniere elbane.

2.4. - LE VILLE ROMANE

I nobili patrizi romani, attratti dalla bellezza dell'Elba, tra il I secolo a.C. e il I secolo d.C., vi edificarono lussuose ville. L'isola conta ben tre di queste residenze, due delle quali si fronteggiano sulla rada di Portoferraio: la villa delle Grotte (fig. 120) e la villa della Linguella. La villa delle Grotte, del I sec. a.C., occupa il promontorio omonimo di fronte Portoferraio. Si tratta di una villa molto ampia e articolata, che degradava con terrazzamenti disposti su più livelli verso il mare, dove era dotata di un proprio imbarco. Attualmente sono visibili alcune mura in *opus reticulatum* (fig. 121), parti di mosaico e la piscina con le strutture per riscaldarne le acque.

La villa della Linguella, forse più sontuosa della prima, è situata sulla parte terminale della darsena di Portoferraio. Essa, ampliata in più fasi successive dal I secolo a.C. al III secolo d.C., era decorata da ricchi pavimenti a mosaico e dotata di un acquedotto privato. Attualmente è in gran parte occupata dalle strutture militari medicee, che restituiscono assai parzialmente quello che doveva essere l'impianto della villa, tanto nella parte strutturale a terra quanto nelle infrastrutture a mare. I resti della villa della Linguella sono in parte sotto l'attuale livello del mare.

La terza villa è quella di capo Castello a Cavo databile a partire dal I secolo a.C. e probabilmente frequentata sino al I secolo d.C. Oggi di questa cospicua costruzione, distinta in tre corpi (capo di Mattea, capo Castello e colle del Lentisco), non



Fig. 120 - Resti della villa romana delle Grotte databili al I sec. a.C.



Fig. 121 - Opera muraria in opus reticulatum all'interno della villa romana delle Grotte (I sec. a.C.).

è possibile vedere quasi nulla, poiché i pochi ruderi si trovano all'interno di proprietà private. Tuttavia è ancora visibile la condotta dell'acqua collegata alla cisterna situata sul colle retrostante (DANESI, 2002).

Oltre al ferro i Romani sfruttarono le cave di granito. Di queste attività permangono ancora, presso le cave e i vicini luoghi d'imbarco, i resti di manufatti, come alcune colonne a Seccheto e una scultura la cui forma ricorda quella di una nave, forse d'età cristiana, presso Cavoli.

Molti sono, inoltre, i relitti di navi romane individuati sul fondo marino a largo dell'Elba. Tra questi, di seguito vengono citati solo i più importanti: due relitti sono adagiati sul fondale antistante capo Sant'Andrea; una nave romana del I secolo d.C., proveniente dalla Spagna, che poteva portare fino a 7.000 anfore è stata ritrovata a largo di Chiessi; un relitto poggia, in prossimità della riva, sul fondale sabbioso del golfo di Procchio; una nave romana, forse naufragata alla fine del III secolo d.C. con un carico di grano, giace a 35 m di profondità in direzione di punta della Cera.

XIV - EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

L'isola d'Elba, insieme alle altre isole dell'Arcipelago Toscano, è il risultato di una lunga e complessa vicenda geologica ed è in questo quadro che va letta la sua evoluzione morfologica.

La ricostruzione delle vicende evolutive che hanno caratterizzato l'isola può essere tracciata attraverso lo studio delle fasi erosive e degli episodi sedimentari che l'hanno interessata, esaminati in relazione agli eventi tettonici e magmatici, ai sollevamenti isostatici ed alle oscillazioni eustatiche del livello del mare. Tuttavia, la totale mancanza di sedimenti neogenici e quaternari marini affioranti, la rarità di sezioni (naturali e antropiche) significative nei depositi continentali quaternari, le difficoltà di reperimento di dati cronologici, unita alla carenza di dati stratigrafici profondi particolarmente attendibili, non consente una ricostruzione esaustiva delle vicende morfologiche che hanno contraddistinto il territorio in studio. In ogni modo, sulla base delle informazioni geologiche, geocronologiche e geomorfologiche disponibili in letteratura e di quelle acquisite nel corso dei rilevamenti per la realizzazione dei fogli geologico e geomorfologico (nell'ambito del Progetto Carg), si è tentato di delineare, anche se in maniera incompleta e per certi versi incerta, alcune delle tappe evolutive che hanno riguardato l'Elba a partire dalla sua emersione.

Nel Miocene medio (Serravalliano?) ha luogo la risalita e l'emersione dell'intero edificio orogenico elbano, a causa sia del riequilibrio isostatico compiutosi al termine delle fasi d'impilamento delle varie unità tettoniche, sia della risalita dell'astenosfera nell'area dove si svilupperà il mar Tirreno. Tale esumazione è avvenuta mediante sistemi di faglie normali a basso angolo che variamente smembrarono e giustapposero unità provenienti da diversi livelli strutturali. Alla fine di questa fase si delinse la strutturazione tettonica principale dell'isola d'Elba (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

A partire dal Tortonianiano l'edificio elbano fu poi interessato dalle successive fasi estensionali ad alto angolo e soprattutto dagli scollamenti tettonici legati all'intrusione forzata dei plutoni monzogranitici mio-pliocenici del M. Capanne e di Porto Azzurro. La risalita di questi corpi magmatici è responsabile del termometamorfismo delle rocce incassanti e dell'assetto definitivo delle unità tettoniche elbane. Infatti, durante la risalita del monzogranito del Monte Capanne, parte della sua copertura ligure si scollò e scorse tettonicamente verso oriente mediante la faglia dell'Elba centrale (CEF di MAINERI *et alii*, 2003), ma anche verso occidente. Lo sviluppo di questa faglia (circa 6,7 Ma) portò probabilmente anche all'esposizione agli agenti esogeni dei corpi laccolitici sericitizzati dell'aplite di Capo Bianco ("eurite" Aucutt. - Età radiometrica 8,4 Ma, DINI *et alii*, 2002) nel suo blocco di letto.

Nel Messiniano finale l'isola d'Elba, totalmente emersa e caratterizzata da quote molto più elevate rispetto a quelle attuali a causa della spinta esercitata dalla risalita prima del plutone monzogranitico del M. Capanne (età radiometrica intorno ai 6,9 Ma) e dopo di quello di Porto Azzurro (età radiometrica tra 4,9 e 5,9 Ma), era parte integrante di un'unica area continentale. Ciò è avvalorato dalle seguenti argomentazioni:

- (1) Interpretando i risultati di uno studio di BOULLIN *et alii* (1993) basato sul metodo delle tracce di fissione, MARINELLI *et alii* (1993), affermano che già un milione di anni dopo l'inizio del raffreddamento del corpo intrusivo del M. Capanne, il sollevamento diapirico doveva aver raggiunto i 500 m di quota.
- (2) I sedimenti evaporitici del Messiniano superiore, ampiamente presenti nel bacino corso e nella Toscana meridionale peninsulare, sono invece del tutto assenti a nord dell'isola d'Elba, ad est della dorsale Elba-Pianosa (PASCUCCI, 2002) e all'Elba stessa.
- (3) Abbondanza di ciottoli fluviali di "eurite", litotipo esclusivamente elbano, nelle successioni fluviali sin- e post-messiniane della Toscana meridionale peninsulare. La loro presenza ad est del canale di Piombino comprova l'esistenza, durante il Messiniano finale-Pliocene, di un'unica area continentale. Quest'area, caratterizzata da rilievi molto più elevati ad occidente (il M. Capanne doveva superare i 2.500 m di quota secondo MARINELLI *et alii*, 1993), ha così consentito lo sviluppo di un drenaggio fluviale prevalentemente diretto verso NNE (PANDELI *et alii*, 2010). La roccia madre di queste ghiaie messiniane può essere identificata nel complesso laccolitico situato all'interno e nella parte superiore dell'aureola termometamorfica del plutone del M. Capanne e nella sua probabile estensione settentrionale lungo la dorsale Elba-Pianosa (PASCUCCI, 2002) e non in quella attualmente affiorante tra capo d'Enfola e Portoferraio (aplite di Capo Bianco dell'Elba centro-settentrionale), in quel periodo sepolta da migliaia di metri di sedimenti (MAINERI *et alii*, 2003).

Nel Pliocene inferiore la tettonica estensionale ha causato la subsidenza del canale di Piombino e il sollevamento più ad est della dorsale Campiglia-Gavorrano,

interrompendo così la diffusione dei ciottoli “euritici” dall’area sorgente messiniana verso la Toscana continentale (PANDELI *et alii*, 2010). Questi eventi furono probabilmente coevi con la formazione, nell’Elba orientale, delle faglie dirette ad alto angolo ad andamento meridiano, in seguito sigillate da giacimenti ricchi di ematite di 5,3 Ma (LIPPOLT *et alii*, 1995; BORTOLOTTI *et alii*, 2001).

Durante il Pliocene nella Toscana meridionale si sono verificate due vaste trasgressioni marine (intervallate, alla fine del Pliocene inferiore, da un’emersione), seguite alla fine del Pliocene superiore da una regressione in conseguenza di un generalizzato sollevamento tettonico dell’area, verosimilmente collegato anche all’intrusione nella litosfera toscana di corpi magmatici (SERRI *et alii*, 1992). Queste trasgressioni non hanno lasciato alcuna evidenza all’Elba, dato che nell’isola non si conoscono sedimenti marini pliocenici.

Alcuni autori hanno tentato di spiegare l’assenza dei sedimenti pliocenici, ammettendo che essi si siano comunque depositi sull’isola e in un secondo tempo abbiano subito un sollevamento, cui è seguito o uno sprofondamento di almeno uguale entità, oppure una fase erosiva che li ha completamente asportati. Tuttavia, queste ipotesi, che peraltro fanno ricorso a meccanismi abbastanza complicati, non sono supportate da dati biostratigrafici e geocronologici, né tantomeno da indubbe evidenze geomorfologiche. Infatti, è più semplice e più verosimile affermare che i depositi pliocenici non si siano depositi nell’area corrispondente all’Elba, essendo tale territorio, in quel periodo, completamente emerso e in sollevamento. Quest’ultima ipotesi trova riscontro nel sopra citato lavoro di MAINERI *et alii* (2003), da cui risulta che gli affioramenti dell’aplite di Capo Bianco dell’Elba centro-settentrionale (tra capo d’Enfola e Portoferraio) nel Messiniano superiore erano sepolti da circa 2.000 m di sedimenti e quindi solo un continuo sollevamento dell’isola, accompagnato da un’intensa erosione subaerea, può averli portati ad affiorare nella posizione attuale, prossima al livello del mare (PANDELI *et alii*, 2010).

L’emersione dell’Elba, già dal Miocene superiore e per tutto il Pliocene, è peraltro ipotizzata da COSTANTINI *et alii* (2002) e da LAZZAROTTO *et alii* (2002) in uno schema regionale sull’evoluzione paleogeografica della Toscana meridionale e del Tirreno settentrionale, contenuto all’interno delle Note illustrative dei fogli geologici n° 285 “Volterra” e n° 295 “Pomarance”.

Quanto precedentemente affermato è confortato anche dalle recenti indagini a mare, le quali hanno evidenziato la presenza di una tettonica verticale plio-pleistocenica che ha separato l’isola, ritenuta relativamente stabile, dalle aree bacinali circostanti, caratterizzate da forte subsidenza. In particolare il bacino subsidente di Capraia, situato a nord dell’isola, è colmato da circa 500 m di sedimenti plio-pleistocenici (PRINCIPI *et alii*, in stampa).

Nel corso del Quaternario un ruolo primario sull’evoluzione morfologica dell’Elba l’hanno sicuramente esercitato le fasi regressive e trasgressive del mare, legate alle oscillazioni climatiche. Le fasi più antiche, comunque, non hanno lasciato

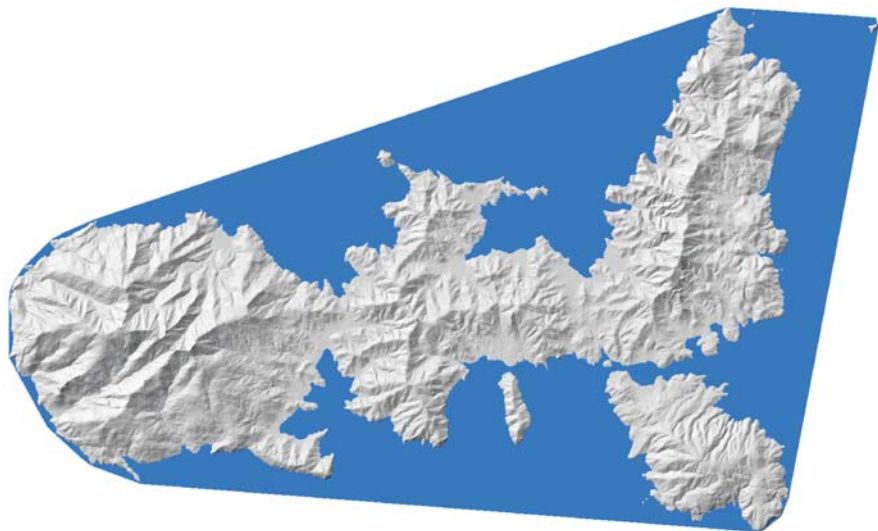


Fig. 122 - Ricostruzione di come doveva apparire l'isola d'Elba durante il MIS 5e, nell'ipotesi di un innalzamento del livello del mare di circa 6÷7 m rispetto a quello attuale. È evidente una minore estensione delle attuali piane costiere e l'isolamento dei promontori del Calamita, di capo della Stella e dell'Enfola.

evidenti *markers* sull'isola. In questo quadro rientra, in parte, anche la trasgressione tirreniana avvenuta all'inizio del Pleistocene superiore e in particolare nel *Marine oxygen Isotope Stage 5* (MIS 5) (fig. 122). Infatti, i sedimenti marini relativi a questa trasgressione, sebbene presenti lungo la fascia costiera peninsulare toscana e nella vicina isola di Pianosa, non sono stati individuati all'Elba. Si rinvennero, comunque, lembi di probabili superfici d'abrasione marina fino ad una quota di circa 20 m (MAZZANTI, 1983) e terrazzi fluviali tra i 10 e i 15 m s.l.m. in prossimità delle aree costiere; quote che fanno pensare ad un livello di base più elevato di quello attuale e cioè a un più alto stazionamento del livello del mare.

Le fasi regressive che hanno caratterizzato l'ultimo glaciale (MIS 4 e 2) hanno fatto emergere attorno all'isola d'Elba una vasta piattaforma continentale, che venne incisa da una rete idrografica, prosecuzione di quella subaerea preesistente (BIANCHI, 1943; BARTOLINI *et alii*, 1979). Infatti, durante queste fasi di stazionamento basso (*Lowstand Systems Tract* – LST) il livello del mare scese notevolmente rispetto a quello attuale, abbassandosi di circa 80÷90 m durante il MIS 4 e addirittura di 120÷130 m nel MIS 2. È proprio nel corso di quest'ultimo massimo glaciale (*Last Glacial Maximum* o LGM) che si registra la pressoché completa emersione della piattaforma continentale toscana, vale a dire di una vasta area che, dalla dorsale Elba-Pianosa, si raccordava verso est al continente, includendo ovviamente il territorio elbano.

La fase di continentalità durò a lungo: difatti i resti d'industria musteriana e del Paleolitico superiore hanno indotto ZECCHINI (1981) a considerare l'Elba isolata, dopo il Tirreniano, solo nell'intervallo Würm II ÷ Würm III, corrispondente al MIS 3.

Tali fasi regressive hanno causato la lenta e progressiva emersione del fondale marino, mettendo a disposizione dei venti dominanti un'enorme quantità di sabbia; questa, sospinta contro le coste rocciose e a volte all'interno delle preesistenti valli fluviali, ha dato luogo a sistemi dunari, i cui resti affiorano attualmente in più punti della fascia costiera elbana sotto forma di quarzoareniti bioclastiche eoliche. Spesso sono state individuate due sequenze eoliche, con intercalate breccie di versante o un paleosuolo relitto rubefatto. Le datazioni al radiocarbonio della materia organica totale contenuta in alcuni di questi paleosuoli dimostrano che il processo pedogenetico si è concluso approssimativamente tra i 25 e i 22 ka dal presente e quindi alla fine dell'interstadiale corrispondente al MIS 3. Pertanto, la sequenza eolica più antica potrebbe essersi formata durante la fase fredda ed arida registratasi nel corso dello stadio isotopico 4, mentre quella più recente si è certamente messa in posto durante lo stadio isotopico 2.

Nel corso dell'ultimo massimo glaciale (LGM) si sono, inoltre, depositi, nelle ampie incisioni vallive, i sedimenti fluviali prevalentemente grossolani, che si rinvengono nel sottosuolo delle principali piane alluvionali e costiere dell'Elba, con spessori dell'ordine delle decine di metri. La consistente disponibilità di sedimento per i sistemi fluviali oltre ad essere legata a fasi climatiche assai piovose, alternate ad altre più secche, è anche da attribuire, in questo periodo, ad una diminuzione della copertura vegetale.

La risalita del mare olocenica, inizialmente molto rapida, portò ad una veloce migrazione verso terra della linea di costa. In tale contesto il mare penetrò all'interno delle valli fluviali preesistenti depositando, come nel caso del sottosuolo di Marina di Campo (cfr. Appendice), alcuni metri di sedimenti marini di ambiente da poco profondo ad infralitorale. Questi depositi trasgressivi (*Transgressive Systems Tract* – TST), costituiti da sabbie, limi sabbiosi, biocalcareni ed argille, poggiano con contatto netto erosivo sulle ghiaie e sabbie alluvionali attribuibili all'ultimo massimo glaciale e al Tardoglaciale.

La rapida risalita olocenica del mare, secondo BIANCHI (1943), può essere stata la causa del sovralluvionamento della piana che si estende tra il fosso Valdana e la località Mola, con conseguente tracimazione del fosso Valdana e del Mar dei Carpisi e loro deviazione verso il golfo Stella.

Raggiunto l'*optimum* climatico, intorno ai 5÷6.000 anni B.P., l'innalzamento eustatico divenne più lento ed iniziò sull'isola la fase di stazionamento alto (*Highstand Systems Tract* – HST). Durante questa fase, in corrispondenza delle principali piane costiere, avvenne la formazione prima di lagune e paludi salmastre e poi di stagni costieri dulcicoli. Queste aree, retrostanti ai cordoni litorali, spesso sormontati da dune, sono caratterizzate dalla presenza di limi e argille scure organiche

plastiche che possono raggiungere anche spessori di circa 7 m.

Nel corso di questa fase di alto stazionamento del livello marino, l'apporto di sedimento dall'entroterra prese il sopravvento sulla creazione di spazio sedimentario; iniziò così la progradazione verso mare dei sistemi fluviali e costieri, con conseguente regressione della linea di costa.

XV - ASPETTI DI INTERESSE APPLICATIVO

In questo titolo sono riportati alcuni degli episodi più significativi, connessi ad eventi alluvionali o a sprofondamenti del terreno, osservati direttamente dagli autori di queste note nel periodo che va dal 2002 al 2011.

1. - EVENTI ALLUVIONALI

1.1. - EVENTI ALLUVIONALI DEL 4 E DEL 10 SETTEMBRE 2002

A seguito delle intense precipitazioni verificatesi nei giorni 4 e 10 settembre 2002, si sono attivati, prima nell'Elba centrale ed in seguito nell'Elba orientale, numerosi dissesti causati da estese esondazioni dei corsi d'acqua con deposizione di materiale detritico, da fenomeni d'intensa erosione lineare in alveo e laterale di sponda e dall'innescò di molteplici movimenti gravitativi lungo i versanti.

L'evento pluviometrico principale, avvenuto il 4 settembre 2002, si è manifestato con particolare intensità nel settore centrale dell'isola (Serra del Litterno – M. San Martino - M. Barbatoia), dove ha probabilmente superato i 250 mm in circa 8÷10 ore di pioggia, concentrata nell'arco temporale che va dalle ore 07:00 alle ore 17:00, con un picco principale di precipitazione intorno alle ore 10:00 ed uno secondario alle 16:00. I danni maggiori si sono verificati durante la fase del primo picco, mentre il nubifragio pomeridiano avrebbe interessato, con un'intensità più elevata, solo il settore sud-orientale dell'Elba (area di Capoliveri) (ARANEO *et alii*, 2002).

Le aree maggiormente colpite dall'evento del 4 settembre ricadono all'interno dei seguenti bacini idrografici: 1) bacini dei fossi Gualdarone e della Val Grande entrambi drenanti verso il golfo di Procchio; 2) bacini imbriferi dei fossi drenanti verso il golfo della Biodola; 3) bacino del fosso della Madonnina drenante verso la rada di Portoferraio; 4) bacino del fosso Litterno che confluisce nel fosso della Galea, al-

l'altezza di colle Consumello (Campo nell'Elba); 5) bacino del fosso Filetto affluente di sinistra del fosso della Galea (Campo nell'Elba); 6) bacini dei fossi della Galea e della Pila, drenanti verso il golfo di Campo; 7) bacini dei fossi Stagnolo, Santa Maria, Santa Rita, del Pino e corsi d'acqua minori, con sezione di chiusura alla Spiaggia Grande del golfo di Lacona (comune di Capoliveri); 8) bacini dei fossi Pontimento (Morcone) e Fosco (Pareti), entrambi drenanti verso il golfo Stella (Comune di Capoliveri); 9) bacino del fosso delle Concie (a nord-est di Capoliveri). Fenomeni di dissesto di lieve entità sono avvenuti lungo il fosso che sfocia nella spiaggia di Barbarossa (a nord-est di Porto Azzurro).

Le aree principalmente colpite dall'evento meteorico del 10 settembre, ubicate nell'Elba orientale, ricadono all'interno del bacino del Rio Ortano (interessato in forma minore anche dall'evento del 4 settembre) e del bacino del fosso Canali, che si chiude presso Rio Marina (anch'esso interessato solo marginalmente dall'evento del 4 settembre).

1.2. - EVENTO ALLUVIONALE DEL 7 NOVEMBRE 2011

Come accennato nella parte dedicata alle caratteristiche climatiche (titolo III, cap. 8), tra le ore 5:00 e le ore 10:00 del 7 novembre 2011, si è abbattuto, sul versante sud-orientale del M. Capanne, un violento nubifragio. In base ai dati registrati in una stazione pluviometrica privata (fig. 123), ubicata in località gli Alzi (frazione di Campo nell'Elba)⁷, nel giro di 5 ore si sono accumulati ben 283 mm di pioggia, con un'intensità massima di 95 mm/ora tra le ore 6:00 e le ore 8:00 (fig. 124).

L'evento pluviometrico si è particolarmente concentrato sul bacino idrografico dei fossi drenanti verso la baia di Cavoli e sul bacino del fosso Stabbiati, che versa le sue acque nel golfo di Campo. Anche l'area di Procchio è stata interessata dall'evento, ma con effetti di minor entità.



Fig. 123 - Stazione pluviometrica del sig. Marco Galli, installata in località gli Alzi (frazione di Campo nell'Elba).

Nota 7 - I dati sono stati gentilmente messi a disposizione dal sig. Marco Galli.

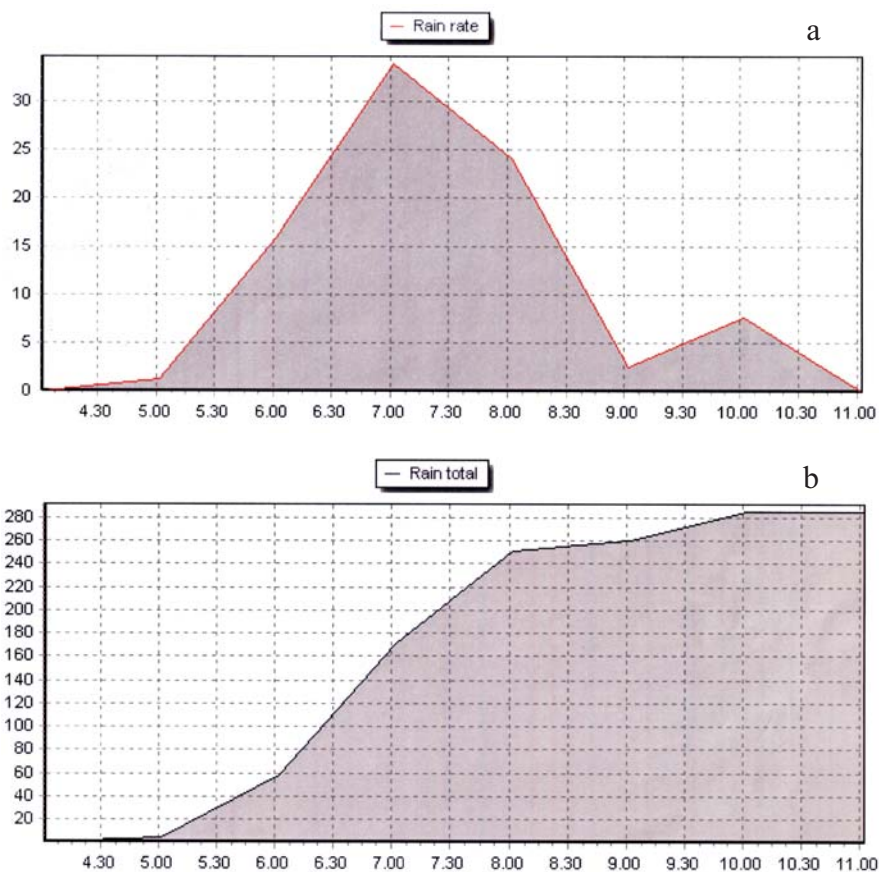


Fig. 124 - Dati pluviometrici registrati la mattina del 7 novembre 2011 nella stazione pluviometrica del sig. Marco Galli: a) grafico dell'intensità della pioggia (mm/h); b) grafico della quantità di pioggia cumulata (mm/h).

Gli abbondanti afflussi meteorici sono andati ad aumentare la portata dei torrenti che drenano tali bacini; le acque, dotate di una forte velocità a causa dell'elevata acclività dei versanti nel tratto montano e di una notevole competenza e capacità di trasporto, hanno esondato in più punti, provocando danni alle infrastrutture, agli edifici, ai complessi turistici, all'agricoltura e la perdita di una vita umana nel centro abitato di Marina di Campo.

L'evento meteorico ha avuto effetti diversi nei confronti del settore montano rispetto a quello di pianura e a quello più propriamente costiero. Nel primo caso, a causa dell'elevata energia del rilievo, si sono verificati prevalentemente fenomeni

d'intensa erosione lineare in alveo e laterale di sponda, con conseguente innesco di piccoli movimenti gravitativi di versante (essenzialmente scivolamenti superficiali). L'ostruzione, da parte del carico solido trasportato dalla piena, della luce di alcuni ponti stradali, dotati di un'insufficiente sezione di deflusso, ha determinato l'esonazione a monte di questi ostacoli strutturali e il sormonto degli stessi (fig. 125). Fenomeni analoghi si sono manifestati anche presso la residenza turistico alberghiera le Caviere, dove un tratto di fosso è stato intubato per la costruzione di un parcheggio (fig. 126).

Nelle aree di pianura, in corrispondenza di un repentino cambio di pendenza



Fig. 125 - Ponte sul fosso Stabbiati, lungo la strada Marina di Campo - Cavoli, alcuni giorni dopo l'evento alluvionale del 7 novembre 2011. L'ostruzione della luce del ponte, da parte del carico solido trasportato dall'onda di piena, ha causato l'esonazione a monte e il sormonto dell'opera stessa.



Fig. 126 - Residenza turistico alberghiera le Caviere dopo l'evento alluvionale del 7 novembre 2011: a) parcheggio auto distrutto dalla piena del fosso Stabbiati; b) tratto di fosso intubato per la costruzione del soprastante parcheggio.

delle aste torrentizie, sono, invece, prevalsi i fenomeni deposizionali. In particolare, allo sbocco dei corsi d'acqua nelle aree pianeggianti di Marina di Campo e nella più modesta piana costiera di Cavoli, si è deposta un'ingente quantità di materiale detritico, costituito da enormi massi monzogranitici (con dimensioni massime decametriche), da ghiaie e da sabbie, cui va aggiunta un'abbondante presenza di resti vegetali (prevalentemente canne, arbusti, rami e tronchi) e di manufatti antropici provenienti dalla lavorazione del granito nelle numerose cave situate nei dintorni di San Piero in Campo. In questo settore gli alvei, contraddistinti da una sezione idraulica ridotta, oltretutto invasa da canneti e parzialmente ostruita da piccole costruzioni di vario genere (pollai, rimesse, capanni, ecc.), non sono stati in grado di smaltire l'enorme ondata di piena. Pertanto, le acque, con il loro carico solido, hanno invaso le campagne circostanti provocando danni alle coltivazioni, alla rete viaria, alle opere pubbliche e private e alle attività produttive (fig. 127).

Nel settore costiero di Marina di Campo e di Cavoli, come anche a Procchio, le acque, con il carico di sedimenti trasportati, spesso non hanno trovato uno sbocco per l'inadeguatezza della rete drenante, dovuta a consistenti restringimenti della sezione di deflusso, al sottodimensionamento delle luci delle opere d'attraversamento stradale e alla tombatura dei fossi minori. In questa situazione, nel centro urbano di

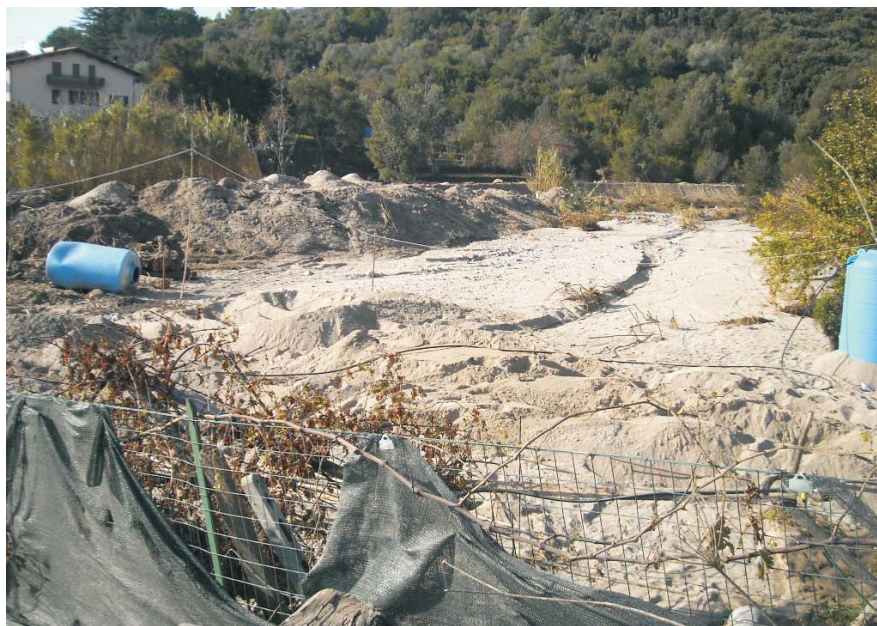


Fig. 127 - *Abbondante materiale detritico deposto in località gli Alzi, durante la piena del fosso Stabbiati, avvenuta il 7 novembre 2011.*



Marina di Campo, invaso dalle acque e dal fango trasportato dall'onda di piena (fig. 128a), si sono registrati livelli idrometrici che hanno raggiunto valori superiori a 150 cm dal piano campagna (fig. 128b). Il deflusso delle acque verso mare è stato, inoltre, rallentato da una leggera contropendenza in prossimità della fascia litoranea (aree in cui erano presenti i cordoni dunari olocenici - cfr. titolo X) e dall'esistenza, alle spalle dell'arenile, di un muretto di circa 1 m d'altezza, che costeggiava il lungomare nel tratto urbanizzato (figg. 128c e 128d).



Fig. 128 - Effetti dell'evento alluvionale del 7 novembre 2011 nel centro urbano di Marina di Campo: a) piazza della Vittoria invasa dalle acque; b) esercizio commerciale in gran parte sommerso da acqua mista a fango che qui ha raggiunto un'altezza di circa due metri; c) imbarcazioni rovesciate o addirittura affondate nel porto cittadino; d) lungomare generale F. Miribelli, dove per agevolare il deflusso delle acque verso mare è stato demolito il muretto che costeggiava la strada.



Fig. 129 - La spiaggia di Cavoli dopo l'evento alluvionale del 7 novembre 2011.

Il settore costiero di Marina di Campo, Cavoli (fig. 129) e in parte di Procchio è stato, inoltre, interessato da intensi fenomeni erosivi lungo i cordoni litorali, dove i corsi d'acqua in piena hanno asportato porzioni di spiaggia adibite ad attività balneari nella stagione estiva.

2. - *SINKHOLE* DI RIO MARINA (ISOLA D'ELBA ORIENTALE) (con il contributo di S. Nisio)

Presso la località il Piano, un'area di fondovalle tra gli abitati di Rio Marina e Rio dell'Elba, si sono originati, a partire dal 2008, nove *sinkhole*. Il primo evento si è manifestato il 22 gennaio 2008 dopo un periodo di piogge intense e prolungate (D'OREFICE *et alii*, 2009b) (fig. 130), mentre l'ultimo episodio di grande entità risale al 4 febbraio 2014 (fig. 131).

I *sinkhole* hanno mostrato un diametro compreso tra 1,5 e 8 m e hanno interessato un'area di 200 m² circa. Il *sinkhole* del febbraio 2014, in particolare, ha registrato un diametro di circa 10 m e una profondità di 2,5 m. Ulteriori probabili



eventi e paleoforme da sprofondamento sono desumibili dalla cartografia storica ed interessano l'area circostante il villaggio P. Togliatti, piccolo comprensorio di abitazioni civili.

L'area interessata dai fenomeni di sprofondamento è piuttosto pianeggiante ed attraversata dalla strada provinciale 26 e dal fosso di Riale. Essa è caratterizzata, dal punto di vista geologico, da depositi alluvionali quaternari di alcuni metri di spessore che poggiano sui litotipi carbonatici, alterati e fratturati, appartenenti all'unità stratigrafica delle breccie di Rialbano (*Calcarea cavernosa Auct.*), la cui roccia carbonatica originaria può essere fatta risalire al Triassico superiore. Questa unità, formata da dolomie e calcari dolomitici massivi, brecciati o vacuolari, affiora, peraltro, nelle immediate vicinanze dell'area in esame (grotta di San Giuseppe), dove appare interessata da un carsismo ipogeo abbastanza sviluppato (cfr. titolo IX). Nella fascia in cui sono presenti tali litotipi insistono alcuni elementi a rischio quali la strada provinciale di collegamento per il

Fig. 130 - Sinkhole avvenuto il 22 gennaio 2008 lungo l'alveo del fosso di Riale, in località il Piano (comune di Rio Marina). a) Lo sprofondamento, di forma circolare, con diametro di circa 5 m ed una profondità di circa 7÷8 m, ha messo in evidenza una coltre alluvionale di alcuni metri di spessore. b) Intervento, in fase di prima emergenza, di riempimento del sinkhole con pietrame. Tale intervento non ha ottenuto gli effetti sperati, dopo qualche giorno, infatti, del riempimento ne restava ben poco. c) Carreggiata della S.P. 26 interessata da un'ulteriore evoluzione del fenomeno nei mesi di novembre e dicembre 2009.



Fig. 131 - Sinkhole del 4 febbraio 2014, che ha interessato la sede stradale della S.P. 26.

porto di Rio Marina, nonché il villaggio P. Togliatti ed alcune abitazioni rurali che hanno risentito delle deformazioni del suolo riportando crepe e fratture.

A causa dei frequenti fenomeni di sprofondamento, la strada provinciale è stata ripetutamente interrotta, creando seri problemi alla popolazione elbana, con il conseguente isolamento del centro abitato di Rio Marina. Sulla sede viaria sono stati installati dei fessurimetri per il monitoraggio delle fratture. Nel 2013, poi, è stato predisposto un sistema di monitoraggio strumentale costituito da un interferometro terrestre, posizionato sulla dorsale che sovrasta la località il Piano. La strumentazione ha analizzato in continuo le deformazioni del suolo mirando alla previsione temporale e spaziale dell'apertura di una voragine. L'interferometro ha dato riscontri positivi a fine gennaio 2014, segnalando la deformazione al suolo e l'episodio di crollo avvenuto nei primi di febbraio 2014 (CASAGLI *et alii*, 2014).

Le cause predisponenti dei *sinkhole* di Rio Marina sono da ricercarsi nel substrato carbonatico e dunque nella dissoluzione delle breccie di Rialbano, poste al di sotto dei depositi alluvionali. Le caratteristiche dei *sinkhole* occorsi permettono di classificare questi fenomeni come *cover collapse sinkhole* (NISIO, 2008).

Le cause innescanti dei fenomeni appaiono, tuttavia, ancora dubbie e controverse e da attribuirsi, secondo CASAGLI *et alii* (2014), probabilmente non tanto agli eventi piovosi abbondanti, quanto all'emungimento da un campo di pozzi ubicato nelle immediate vicinanze di località il Piano. Al momento risulta ancora da chiarire il ruolo esercitato dalla falda profonda e dall'erosione operata dal fosso di Riale.

APPENDICE

1. - DATI DI SOTTOSUOLO

In questo capitolo sono presi in considerazione i dati di sottosuolo essenzialmente utilizzati per le seguenti finalità: 1) integrare le informazioni provenienti dal rilevamento di superficie; 2) caratterizzare al meglio i depositi quaternari dal punto di vista granulometrico, tessiturale, minero-petrografico, cronologico e paleontologico; 3) conoscere la disposizione geometrica dei vari corpi sedimentari, i loro spessori e i loro rapporti stratigrafici.

Le informazioni acquisite comprendono sia i dati geognostici già esistenti sia quelli ricavati da nuove indagini opportunamente predisposte per la realizzazione del foglio.

1.1. - DATI GEOGNOSTICI ESISTENTI

I dati geognostici già esistenti derivano dall'acquisizione, presso enti pubblici (provincia di Livorno, uffici tecnici comunali) e soggetti privati (liberi professionisti, imprese di perforazione, proprietari terrieri, ecc.), di copie, su supporto cartaceo o digitale, relative a stratigrafie di sondaggi meccanici finalizzati alla realizzazione d'infrastrutture e pozzi per uso idropotabile. Appartengono a questa categoria anche i dati geognostici in possesso dell'ISPRA, in virtù di quanto previsto dalla Legge 464/84. Tali dati sono stati, inoltre, integrati con quelli contenuti nel volume dedicato alle "Risorse idriche dell'Isola d'Elba", curato da BENCINI *et alii* (1986). In totale sono state acquisite le stratigrafie di 88 sondaggi meccanici, concentrati prevalentemente nelle piane alluvionali e costiere di San Martino, San Giovanni, Magazzini, Bagnaia, Nisporto, Lacona, Campo nell'Elba, Marciana Marina, Procchio e del fosso Valdana-Mola.

1.2. - NUOVE INDAGINI GEOGNOSTICHE

Al fine d'implementare le informazioni già esistenti, sono state programmate una serie di nuove indagini geognostiche dirette. Esse sono rappresentate da sei sondaggi meccanici a carotaggio continuo, da trincee a mano e perforazioni realizzate mediante trivella manuale.

1.2.1. - *Sondaggi meccanici a carotaggio continuo*

Allo scopo di caratterizzare i depositi quaternari che formano le principali pianure costiere dell'Elba, nell'ambito del rilevamento del foglio sono stati effettuati, in base ai fondi disponibili, sei sondaggi a carotaggio continuo. In particolare, quattro sondaggi sono stati realizzati nelle pianure di Marina di Campo (Elba centro-meridionale), uno nei pressi di Magazzini (Elba centro-settentrionale) ed uno in corrispondenza della località San Giovanni (Elba centro-settentrionale) (fig. 132).

I sondaggi meccanici a carotaggio continuo (Φ 101 mm) sono stati eseguiti nel novembre 2009 con sonda cingolata della società General Trivel S.a.s.

I numerosi campioni prelevati nei sondaggi sono stati sottoposti ad analisi sedimentologiche, biostratigrafiche (foraminiferi e malacofauna) e polliniche, ac-

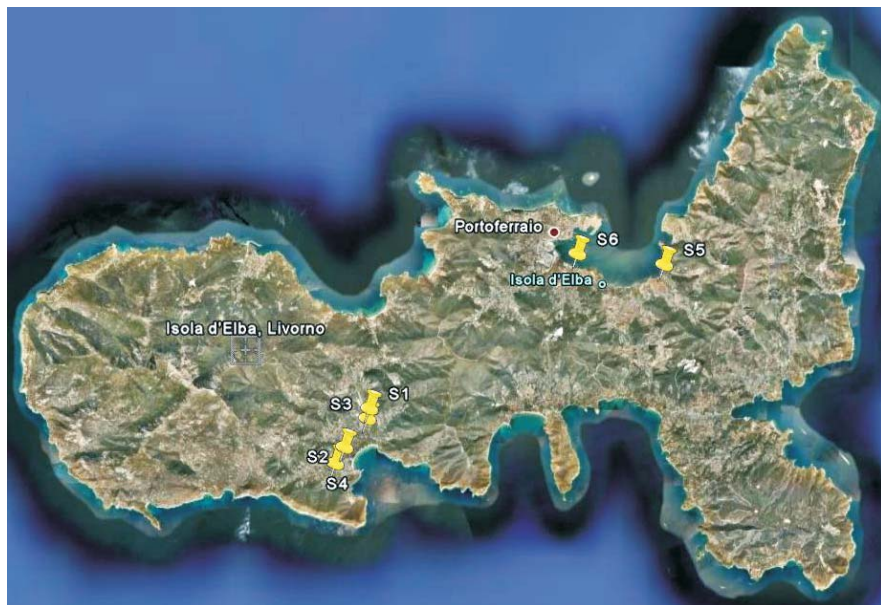


Fig. 132 - Ubicazione dei sei sondaggi a carotaggio continuo eseguiti dall'ISPRA (fonte: Google Earth).



Fig. 133 - Sondaggio meccanico a carotaggio continuo S2, eseguito con sonda cingolata alle spalle dell'Istituto comprensivo di scuola materna, elementare e media di Marina di Campo.

compagnate da più di 20 datazioni radiometriche effettuate mediante la tecnica della spettrometria di massa (AMS).

Tra questi sondaggi molto interessante si è rivelato il sondaggio S2, realizzato alle spalle del centro abitato di Marina di Campo (fig. 133), che ha intercettato sedimenti quaternari di chiara origine marina tra le quote assolute di -3,31 m s.l.m. e -10,61 m s.l.m (fig. 134). Il sondaggio, spintosi sino alla profondità di -25,00 m dal piano campagna (p.c.), ha attraversato terreni quaternari in gran parte riferibili all'ultimo ciclo glacio-eustatico. In particolare, la metà inferiore del sondaggio ha intercettato depositi ghiaiosi e sabbioso-limosi d'ambiente fluviale depositisi nel corso di una fase di basso stazionamento del livello marino, attribuibile molto probabilmente al Tardoglaciale e all'ultimo massimo glaciale. Questi depositi passano superiormente (tra -11,90 e -5,20 m dal p.c.), con contatto netto erosivo, a sabbie, limi sabbiosi e biocalcareni di chiara origine marina, ascrivibili all'ultima risalita eustatica del livello del mare. La porzione superiore del sondaggio (da -5,20 m sino al p.c.) è composta da argille scure organiche plastiche. Tali sedimenti sono d'ambiente ancora marino nella loro parte basale (età radiometrica di 4.090 ± 45 anni BP ($2.410 \div 1.860$ anni cal BC); campione CeDaD-LTL4783A), poi lagunare salmastro nel tratto intermedio di 3.830 ± 45 anni BP ($2.020 \div 1.500$ anni cal BC); campione CeDaD-LTL4782A), ed infine d'acqua dolce nella parte superiore.

Nelle figure da 135 a 139 sono riportate le colonne stratigrafiche semplificate dei sondaggi meccanici a carotaggio continuo S1, S3, S4, S5 e S6.

I dati geognostici già esistenti, integrati con quelli di nuova acquisizione, hanno

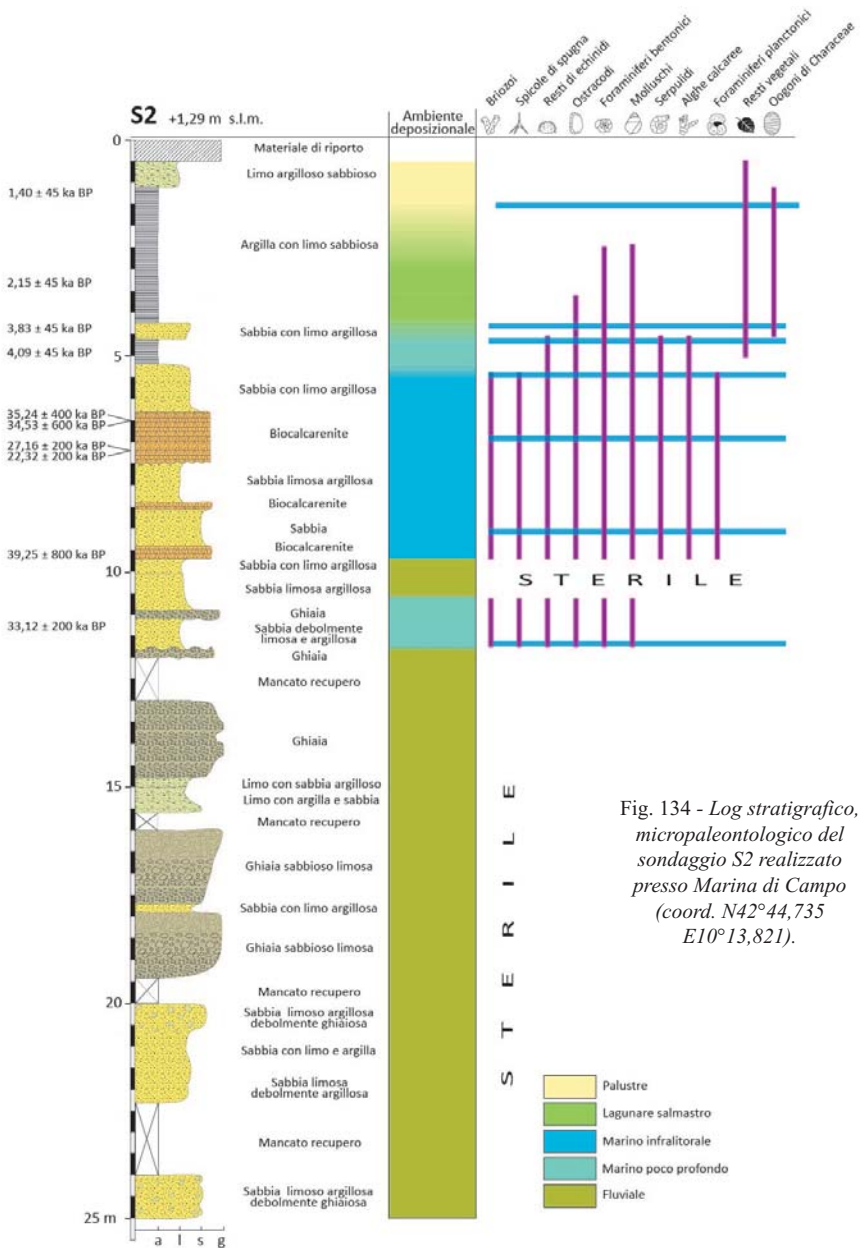


Fig. 134 - Log stratigrafico, micropaleontologico del sondaggio S2 realizzato presso Marina di Campo (coord. N42°44,735 E10°13,821).

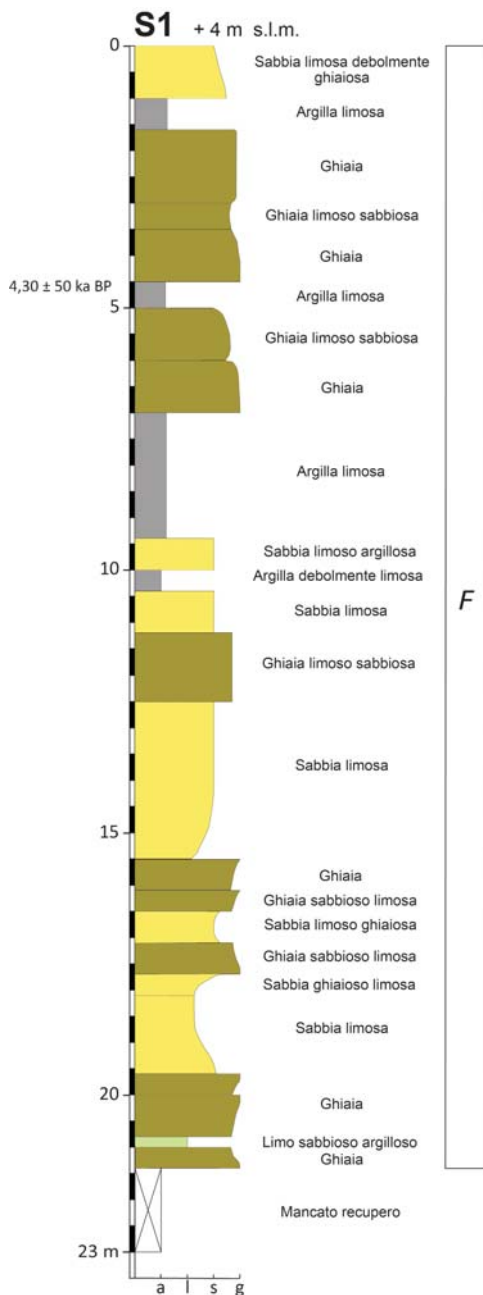


Fig. 135 - Stratigrafia del sondaggio S1 realizzato in località La Pila (Comune di Campo nell'Elba - coord. N42°45,420' E10°14,414). Nella colonna di destra del profilo granulometrico è indicato, con una lettera, l'ambiente deposizionale.

Legenda:

F = fluviale;

P = palustre;

L = lagunare salmastro;

V = di versante soggetto in prevalenza a dilavamento diffuso;

L/P/F = alternanze di ambienti deposizionali (lagunare salmastro/palustre/fluviale).

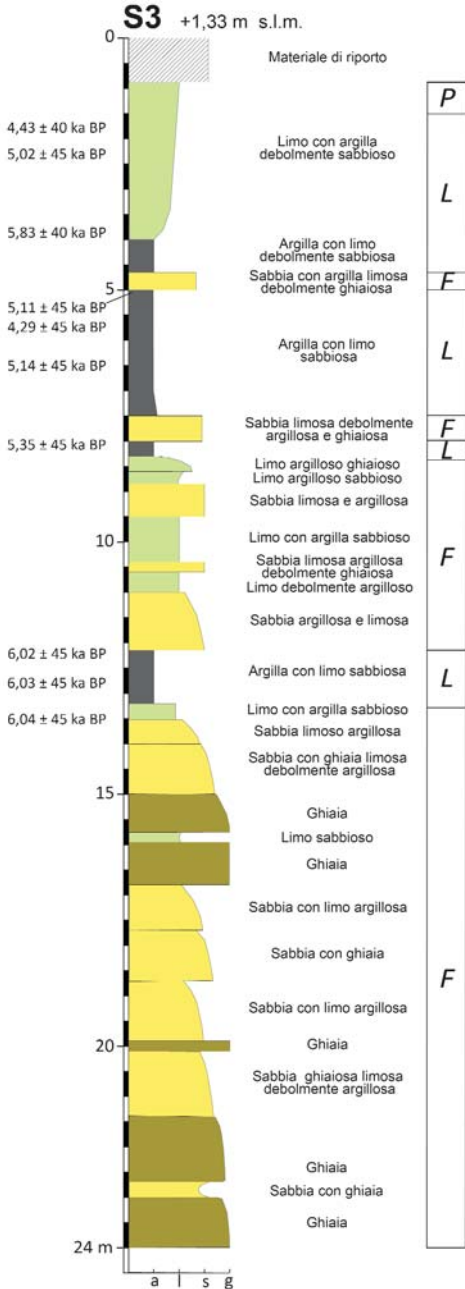


Fig. 136 - Stratigrafia del sondaggio S3 realizzato in località La Serra (Comune di Campo nell'Elba - coord. N42°45,235' E10°14,374'). Per quanto riguarda gli ambienti deposizionali, si rimanda alla legenda di fig. 135.

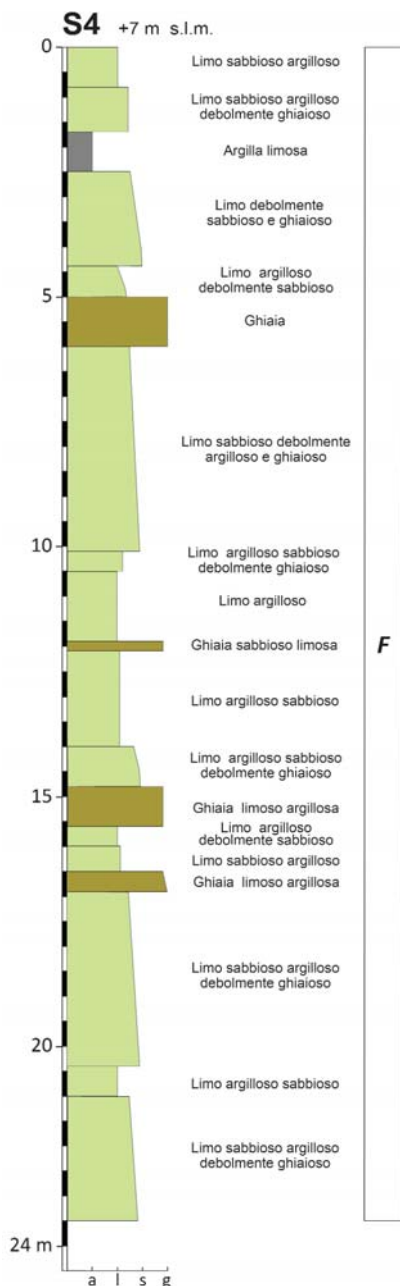


Fig. 137 - Stratigrafia del sondaggio S4 realizzato in località Albarelli (Comune di Campo nell'Elba - coord. N42°44' 27,03" E10°13' 35,68"). Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, si rimanda alla legenda di fig. 135.

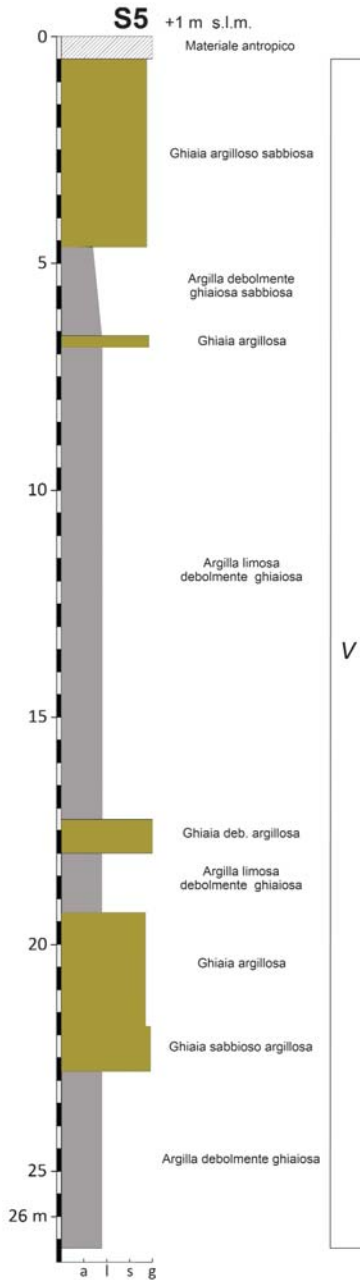


Fig. 138 - Stratigrafia del sondaggio S5 realizzato in località Magazzini (Comune di Portoferraio - coord. $N42^{\circ}47,932'$ $E10^{\circ}21,462'$). Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, si rimanda alla legenda di fig. 135.

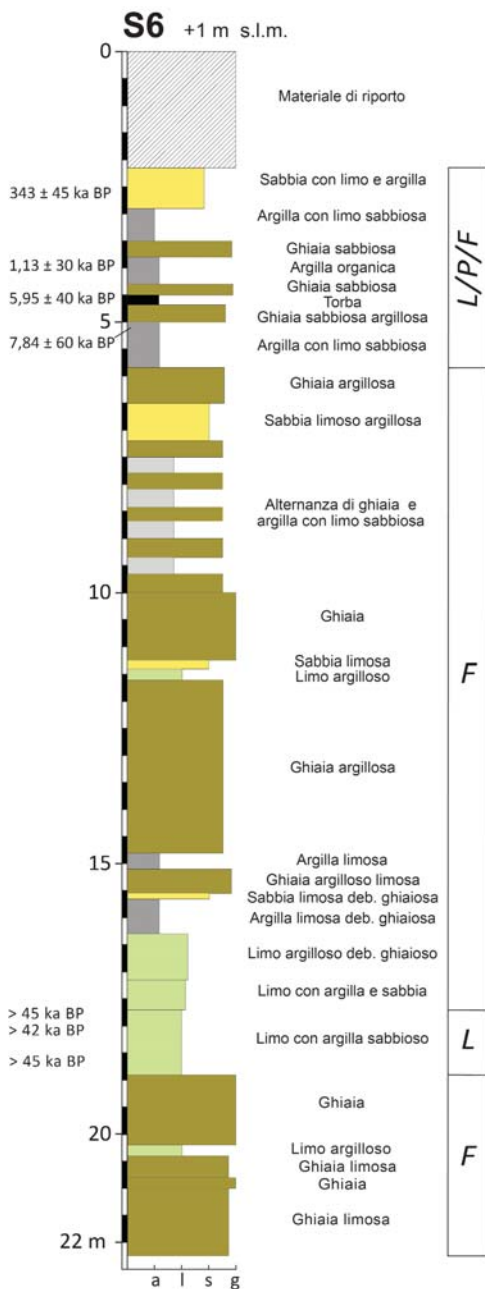


Fig. 139 - Stratigrafia del sondaggio S6 realizzato in località San Giovanni (Comune di Portoferraio - N42°48,124' E10°19,384'). Per quanto riguarda gli ambienti deposizionali, si rimanda alla legenda di fig. 135.

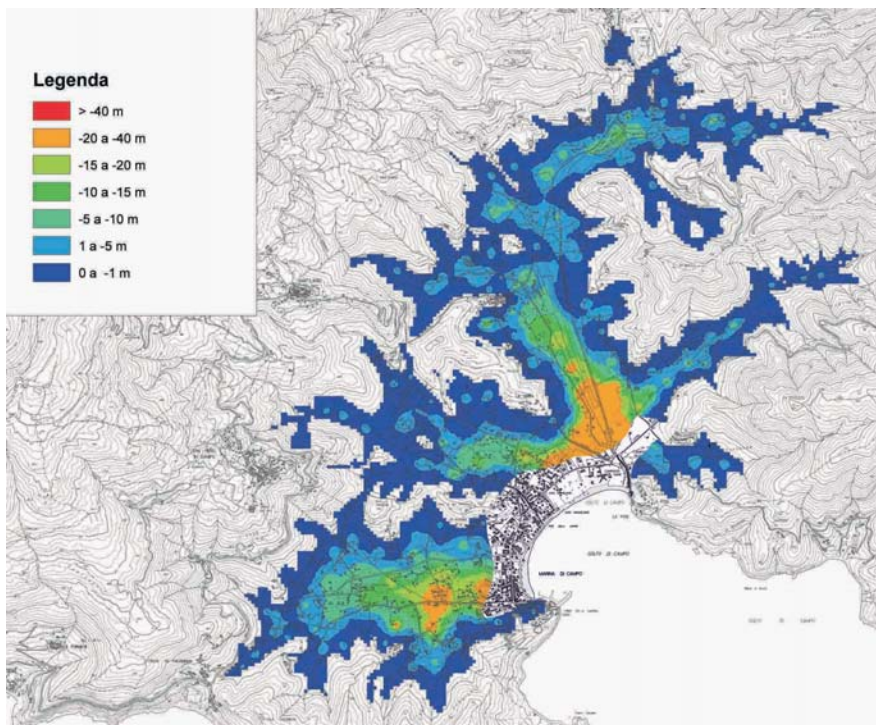


Fig. 140 - Ricostruzione, tramite stratigrafie di sondaggi, dell'andamento del tetto del substrato nel sottosuolo delle piane alluvionali e costiere a monte di Marina di Campo (fonte: CAPRARI, 2011).

permesso di elaborare, attraverso strumenti informatici dedicati, un primo modello geologico tridimensionale dell'andamento del tetto del substrato nel sottosuolo di alcune pianure costiere dell'isola. In particolare, grazie ad un numero sufficiente d'informazioni è stato possibile ricostruire, in modo del tutto approssimato, la conformazione del tetto del *bedrock* al di sotto delle piane di Campo nell'Elba. Da tale elaborazione emerge che esso è costituito da un'articolata superficie erosiva, modellata nelle formazioni del substrato, debolmente inclinata verso mare, che, prima del centro abitato di Marina di Campo, supera in alcuni punti la profondità di 40 m (fig. 140).

1.2.2. - Sondaggi manuali

L'insieme dei dati geognostici è stato, inoltre, integrato da informazioni più superficiali (da 1 a 4 m di profondità), ottenute mediante diverse perforazioni realiz-



Fig. 141 - Sondaggio con trivella manuale eseguito nella piana retrostante la duna olocenica che si affaccia sulla Spiaggia Grande di Lacona.

zate con trivella manuale nelle principali piane costiere.

Nello specifico sono stati effettuati in totale 11 sondaggi con trivella manuale del tipo Eijkelkamp (profondità dal p.c. variabile tra 0,60 m e 4,10 m). Di questi n° 4 sono stati eseguiti nella piana di Marina di Campo, n° 3 nell'area di Lacona (fig. 141), n° 2 nella piana tra C. Aiali e Mola e n° 2 nella piana di Magazzini.

2. - ANALISI DI LABORATORIO

Su numerosi campioni prelevati nell'isola, soprattutto mediante sondaggi manuali e meccanici, sono state eseguite prove di laboratorio per determinare le loro caratteristiche fisiche, meccaniche e granulometriche e il loro contenuto mineralogico, paleontologico e palinologico.

2.1. - ANALISI GRANULOMETRICHE

(a cura di P. Censi Neri, M. Catalano e G. Vizzini)

Diverse analisi granulometriche sono state effettuate sui campioni più significativi provenienti dai sondaggi meccanici a carotaggio continuo e dalle trivellate

manuali. Le analisi, realizzate presso il laboratorio di meccanica dei terreni e delle rocce dell'ISPRRA, sono state eseguite sia per setacciamento, per ciò che concerne la frazione più grossolana, sia per densimetria, per quanto riguarda la frazione fine.

Nel primo metodo si è fatto ricorso a un'apposita batteria di setacci, disposti in pila, in cui l'apertura della maglia diminuisce progressivamente verso il basso nella misura di $\frac{1}{2} \phi$. La batteria di setacci impiegata appartiene alla serie ASTM ed ogni setaccio è dotato di un'altezza pari a 50 mm. La frazione grossolana relativa al campione è stata fissata intorno ai 200 g e successivamente posta all'interno del setaccio più "alto" (dotato cioè delle maglie più larghe); l'intera batteria è stata così sottoposta all'azione di un agitatore meccanico per un periodo di circa 30 minuti, al fine di ottenere la completa vagliatura del materiale. Successivamente si è proceduto alla stima del peso di ogni singola frazione trattenuta all'interno di ogni setaccio, valutandone la percentuale rispetto al peso totale iniziale per ogni singola classe granulometrica di appartenenza. La frazione eventualmente passata al di sotto dell'ultimo setaccio (con apertura delle maglie pari a 0,074 mm) è stata successivamente aggiunta alla frazione pelitica relativa al medesimo campione. I valori di ogni singola pesata così ottenuti sono stati attribuiti alle varie classi granulometriche, i cui limiti fanno riferimento alla classificazione ASTM.

Per ciò che concerne il metodo della densimetria (o aerometria), una volta trattato il campione con acqua ossigenata, si è proceduto all'analisi della frazione pelitica secondo una quantità non inferiore a 30 g. La quantità da esaminare è stata collocata in un contenitore con l'aggiunta di 50 g di deflocculante ($\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$ ossalato di sodio + Na_2CO_2 carbonato di sodio). Tali condizioni sono state mantenute per qualche minuto; successivamente il sedimento, con l'aggiunta del deflocculante, è stato inserito in un agitatore meccanico tenuto in funzione per circa 10 minuti. Lo scopo di questa operazione è quello di permettere una efficace deflocculazione del materiale fine. Al termine di questa operazione, la sospensione è stata collocata in un cilindro di vetro con l'aggiunta di acqua distillata fino ad un volume totale di 1000 cm^3 . Prima di procedere alla lettura della densità del fluido, si è agitato l'intero contenuto del cilindro attraverso una momentanea occlusione della sommità superiore. Ad inizio prova è stato inserito un densimetro ASTM, tipo A, a bulbo leggermente asimmetrico, tarato ad una temperatura di 20 °C in acqua distillata. Sono state così effettuate le letture della densità del fluido ad intervalli di tempo predefiniti dalla relazione che la legge di Stoke implica tra la densità del fluido e la percentuale di particelle che via via sedimentano. Le percentuali sono state ottenute per interpolazione lineare tra i valori di densità letti sull'indicatore superiore del densimetro e i tempi di misura, tramite un'apposita tabella.

Le due metodologie (setacciamento e densimetria) hanno permesso di ricavare le percentuali di materiale relative ad ogni intervallo granulometrico. Questi valori sono stati successivamente diagrammati in scala semi-logaritmica, ottenendo così delle curve cumulative. In queste curve viene esposta la relazione tra il diametro

delle particelle, espresso in mm (asse delle ascisse), e la percentuale cumulativa del campione analizzato (asse delle ordinate).

Sulla base dei valori ottenuti dalle analisi granulometriche, nelle tabelle 15, 16 e 17 sono riportate le descrizioni dei campioni prelevati nei sondaggi S2, S3 e S6.

Tab. 15 - *Risultati delle analisi granulometriche eseguite su 14 campioni provenienti dal sondaggio S2.*

SONDAGGIO 2 (Scuola Marina di Campo)		
N°	Sigla Campioni	Descrizione del campione
1	S2-1,49-1,52	Argilla con limo sabbiosa
2	S2-4,35-4,40	Sabbia con limo argillosa
3	S2-6,15-6,20	Sabbia con limo argillosa
4	S2-8,20-8,25	Sabbia limosa argillosa
5	S2-9,82-9,89	Sabbia con limo argillosa
6	S2-10,00-10,10	Sabbia limosa argillosa
7	S2-11,68-11,75	Sabbia debolmente limosa e argillosa
8	S2-14,90-14,95	Limo con sabbia argilloso
9	S2-15,40-15,45	Limo con argilla e sabbia
10	S2-17,70-17,75	Sabbia limosa argillosa
11	S2-18,55-18,60	Sabbia con limo e argilla
12	S2-21,25-21,30	Sabbia con limo e argilla
13	S2-22,15-22,20	Sabbia limosa debolmente argillosa
14	S2-24,40-24,45	Argilla con limo e sabbia

Tab. 16 - *Risultati delle analisi granulometriche eseguite su 21 campioni provenienti dal sondaggio S3.*

SONDAGGIO 3 (Loc. La Serra - Marina di Campo)		
N°	Sigla Campioni	Descrizione del campione
1	S3-1,40-1,50	Limo con argilla debolmente sabbioso
2	S3-1,80-1,85	Limo con argilla debolmente sabbioso
3	S3-4,00-4,10	Argilla con limo debolmente sabbiosa
4	S3-4,80-4,90	Sabbia con argilla limosa debolmente ghiaiosa
5	S3-5,70-5,75	Argilla con limo sabbiosa
6	S3-6,60-6,70	Argilla con limo sabbiosa
7	S3-7,70-7,75	Sabbia limosa debolmente argillosa e ghiaiosa
8	S3-9,10-9,20	Sabbia limosa e argillosa
9	S3-9,50-9,55	Limo con argilla sabbioso
10	S3-10,55-10,60	Sabbia limosa argillosa debolmente ghiaiosa
11	S3-10,80-10,85	Sabbia con limo argillosa
12	S3-11,35-11,40	Sabbia argillosa limosa
13	S3-12,50-12,55	Sabbia con limo argillosa
14	S3-13,52-13,60	Sabbia limosa e argillosa
15	S3-14,95-15,00	Sabbia con ghiaia limosa debolmente argillosa
16	S3-16,85-16,90	Sabbia con limo argillosa
17	S3-17,15-17,20	Sabbia con limo argillosa
18	S3-19,35-19,40	Sabbia con limo argillosa
19	S3-20,55-20,60	Sabbia ghiaiosa e limosa debolmente argillosa
20	S3-21,10-21,15	Sabbia limosa, ghiaiosa e argillosa
21	S3-22,70-22,75	Sabbia con ghiaia

Tab. 17 - Risultati delle analisi granulometriche eseguite su 7 campioni provenienti dal sondaggio S6.

SONDAGGIO 6 (Loc. San Giovanni)		
N°	Sigla Campioni	Descrizione del campione
1	S6-2,75-2,80	Sabbia con limo e argilla debolmente ghiaiosa
2	S6-4,95-5,00	Sabbia con ghiaia limosa argillosa
3	S6-5,50-5,55	Argilla con limo sabbiosa
4	S6-7,80-7,85	Argilla con limo sabbiosa
5	S6-17,15-17,20	Limo con argilla e sabbia
6	S6-17,60-17,65	Limo con sabbia e argilla
7	S6-18,40-18,50	Limo con argilla sabbioso

2.2. - ANALISI MORFOMETRICHE E MINERO-PETROGRAFICHE SULLE QUARZOARENITI EOLICHE

Sui campioni di eolianiti prelevati negli affioramenti di Barabarca, Stecchi, Madonna delle Grazie, Viticcio, capo della Stella, cala Mandriola, Cavo, valle di Lazzaro, sono state eseguite analisi morfometriche e minero-petrografiche. Per ogni campione, sono state effettuate diverse sezioni sottili orientate parallelamente e perpendicolarmente rispetto alla stratificazione (fig. 142).

L'analisi petrografica ha consentito di classificare le eolianiti come quarzoareniti bioclastiche. Esse, infatti, annoverano tra i costituenti principali clasti silicatici, bioclasti carbonatici e inclusi litici. I bioclasti derivano da frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi, briozoi, alghe rosse nodulari e foraminiferi bentonici. I clasti silicatici consistono principalmente in granuli di quarzo e feldspati: l'analisi morfometrica in due dimensioni dei granuli di quarzo suggerisce un certo grado di uniformità tra tutti gli affioramenti studiati, soprattutto per quanto riguarda i parametri di sfericità e d'arrotondamento. Gli inclusi litici sono costituiti prevalentemente da frammenti di quarzoareniti, con subordinate quantità di graniti l.s. e quarziti. I rapporti quantitativi dei litici sono pressoché costanti da un affioramento all'altro e non trovano corrispondenza nella litologia dei rispettivi bacini idrografici di appartenenza.

Per ulteriori approfondimenti si può far riferimento al lavoro di D'OREFICE *et alii* (2007).

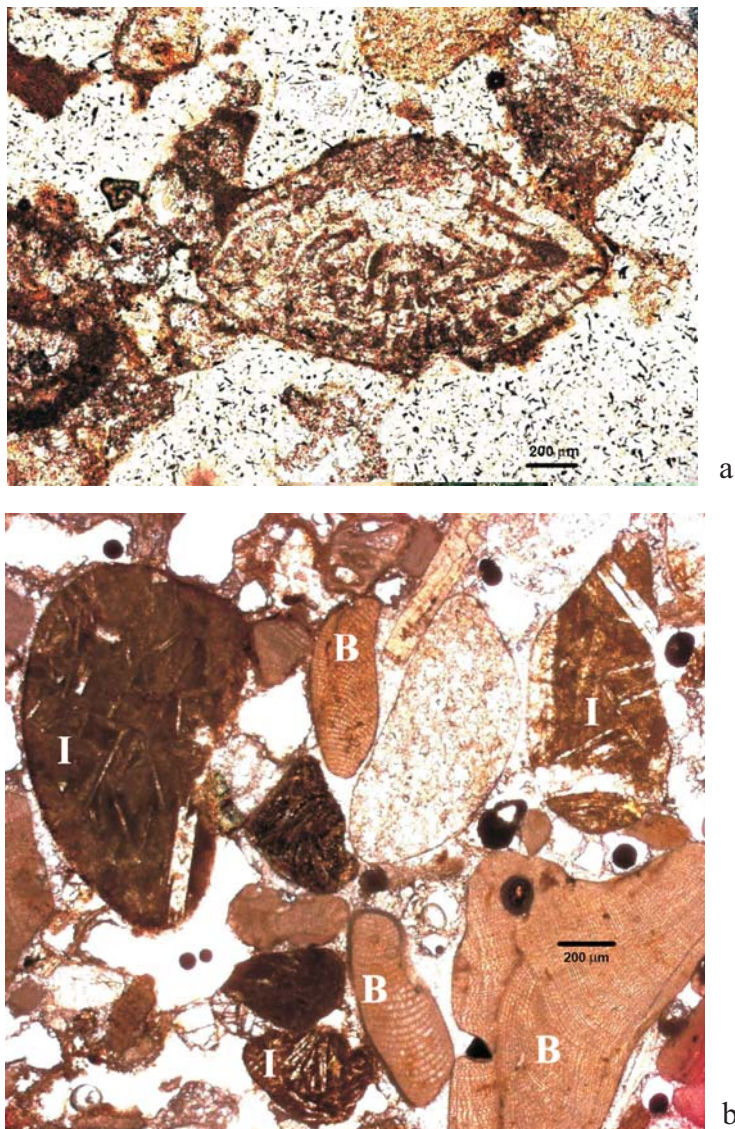


Fig. 142 - Alcuni aspetti microscopici delle eolianiti elbane. a) Sezione subassiale di *Elphidium* sp. (foraminifero bentonico) nelle quarzoareniti di Viticcio. Nicol paralleli. b) Bioclasti costituiti da alghe corallinacee (B) associati a frammenti ignei a feldspati con struttura porfirica e tessitura variolitica, di origine ipoabissale (I). Quarzoareniti di Madonna delle Grazie. Nicol paralleli (da D'OREFICE et alii, 2007).

2.3. - ANALISI RADIOMETRICHE

Ai fini della ricostruzione del quadro morfocronologico di alcune piane costiere elbane, sono state effettuate delle datazioni con il metodo al radiocarbonio sulla sostanza organica contenuta all'interno di alcuni paleosuoli e depositi colluviali, nonché sui gusci di lamellibranchi e sulla materia organica presente nei depositi lagunari olocenici.

Le datazioni sono state eseguite, mediante la tecnica AMS, presso i laboratori del Centro di Datazione e Diagnostica (CEDAD) dell'Università del Salento.

Le calibrazioni in età di calendario sono state effettuate mediante il *software* OxCal Ver. 3.10, basato sui dati atmosferici (REIMER *et alii*, 2004).

Tab. 18 - *Elenco delle datazioni al radiocarbonio, mediante tecnica AMS, eseguite sui campioni prelevati all'interno di alcuni paleosuoli e depositi colluviali.*

Codice campione	Data campion.	Località del prelievo	Cod. laboratorio	Materiale	Età non calibrata (anni)	Età calibrata (2 σ) (anni)
1 Elba	25.10.05	Cala Mandriola	LTL2880A	Paleosuolo rosso	19.140 \pm 150	21.400 \div 20.350 cal BC
2 Elba	02.04.04	Spiaggia della Madonna	LTL2881A	Paleosuolo rosso	non databile	
3 Elba	02.04.04	Stecchi	LTL2882A	Paleosuolo rosso	19.640 \pm 100	21.900 \div 20.950 cal BC
4 Elba	05.06.02	Calagrande (Villa Paradiso)	LTL2883A	Sabbie rosse colluviate	1.445 \pm 40	540 \div 660 cal AD
7 Elba	14.06.07	Stecchi	LTL2886A	Paleosuolo rosso	25.080 \pm 220	
10 Elba	19.12.07	Spiaggia Paolina	LTL2889A	Carboncino	161 \pm 45	1.660 \div 1.960 cal AD
11 Elba	19.12.07	Fosso di Mar di Carpisi	LTL2890A	Suolo	8.915 \pm 70	8.280 \div 7.820 cal BC

Tab. 19 - *Elenco delle datazioni al radiocarbonio, mediante tecnica AMS, eseguite sui campioni prelevati dalle carote dei sondaggi meccanici a carotaggio continuo S1, S2, S3, S6 e dai sondaggi con trivella manuale.*

Codice campione	Data camp.	Località del prelievo	Cod. laboratorio	Materiale	Età non calibrata (anni)	Età calibrata (2σ anni)
SONDAGGIO S1						
S1-4,60	11.11.09	S1-La Pila (Marina di Campo)	LTL4781A	materia vegetale	4.305 ± 50 BP	3030 ÷ 2870 cal BC
SONDAGGIO S2						
S2C2,5 (-1,35)	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL15769A	carboncini	1.395 ± 45 BP	560 ÷ 690 cal AD
S2-1,46	12.11.09	S2-Marina di Campo		carboncini	non databile	
S2C9 (-3,33)	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL15771A	frustoli vegetali	2.152 ± 45 BP	360 ÷ 50 cal BC
S2-4,30	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL4782A	conchiglia	3.830 ± 45 BP	2020 ÷ 1500 cal BC
S2-4,95	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL4783A	conchiglia	4.090 ± 45 BP	2410 ÷ 1860 cal BC
S2-6,50	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL4914A	conchiglia nella calcarenite	35.240 ± 400 BP	
S2-6,50	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL4914A	conchiglia nella calcarenite	34.530 ± 600 BP	datazione ripetuta
S2-7,20-Foram.	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL8222A	gusci foraminiferi bentonici	27.160 ± 200 BP	
S2-7,20-Ostra.	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL8283A	valve di ostracodi	22.315 ± 200 BP	
S2-8,50	12.11.09	S2-Marina di Campo		conchiglia nella calcarenite	non databile	
S2-9,40-9,70	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL5657A	frammenti conchigliari	39.255 ± 800 BP	
S2-10,90	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL4784A	materia organica	non databile	
S2-11,30	12.11.09	S2-Marina di Campo	LTL5658A	frammenti conchigliari	33.120 ± 200 BP	
SONDAGGIO S3						
S3-1,80	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL4927A	conchiglia	4.430 ± 40 BP	
S3-2,35	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL4786A	conchiglia	5.020 ± 45 BP	3610 ÷ 3070 cal BC
S3-3,90	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL5752A	conchiglie	5.830 ± 40 BP	
S3-5,00	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL5753A	conchiglie	5.105 ± 45 BP	
S3-5,75	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL5754A	conchiglia	4.290 ± 45 BP	
S3-6,50-6,60	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL5755A	conchiglia	5.140 ± 45 BP	

S3-8,10	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL4787A	conchiglia	5.350 ± 45 BP	3940 ÷ 3510 cal BC
S3-12,20	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL4788A	conchiglia	6.025 ± 45 BP	4670 ÷ 4240 cal BC
S3-12,80	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL4789A	conchiglia	6.035 ± 45 BP	4680 ÷ 4250 cal BC
S3-13,52-13,60	13.11.09	S3-La Serra (Marina di Campo)	LTL12480A	carboncini	6.040 ± 45 BP	5060 ÷ 4790 cal BC
SONDAGGIO S6						
S6-2,68	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL5659A	conchiglie	345 ± 45 BP	
S6-4,06	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL5660A	frammenti conchigliari	1.130 ± 30 BP	
S6-4,55	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL5756A	materiale ligneo	5.950 ± 40 BP	4940 ÷ 4720 cal BC
S6-5,10	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL8274A	argille organiche	7.835 ± 60 BP	7050 ÷ 6500 cal BC
S6-17,75-17,85	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL8275A	carboncini	> 45.000	
S6-18,10	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL8276A	argille organiche	> 42.000	
S6-18,70-18,80	16.11.09	S6-S. Giovanni (Portoferraio)	LTL8277A	argille organiche	> 45.000	
SONDAGGI MANUALI						
SM4LASERRA- 4,00	16.12.10	La Serra (Marina di Campo)	LTL8278A	argille	non databile	
SM6LACONA- 2,20-2,80	17.10.10	Lacona	LTL8279A	frustoli vegetali	2.440 ± 45 BP	760 ÷ 400 cal BC
SM6LACONA- 2,80-3,00	17.10.10	Lacona	LTL8280A	carboncini in argilla	4.150 ± 40 BP	2880 ÷ 2580 cal BC
S1MOLA-0,85	06.10.11	Mola	LTL8281A	carboncini	110 ± 45 BP	1670 ÷ 1950 cal AD
S1MOLA-1,30	06.10.11	Mola	LTL8282A	carboncini	2.130 ± 45 BP	360 ÷ 40 cal BC
S1MOLA-2,00	06.10.11	Mola	LTL8283A	carboncini	2.745 ± 50 BP	1000 ÷ 800 cal BC
S2MOLA-1,85	06.10.11	Mola	LTL8284A	argille organiche	1.005 ± 30 BP	970 ÷ 1160 cal AD
S2MOLA-3,20	06.10.11	Mola	LTL8285A	argille organiche	3.550 ± 45 BP	2020 ÷ 1750 cal BC

2.4. - ANALISI PALEONTOLOGICHE (a cura di G.Ventura)

Analisi micro- e macro-paleontologiche sono state effettuate sulla componente organica sia delle quarzoareniti eoliche elbane sia dei depositi marini, lagunari e palustri attraversati dai sondaggi manuali e meccanici a carotaggio continuo effettuati dall'ISPRA.

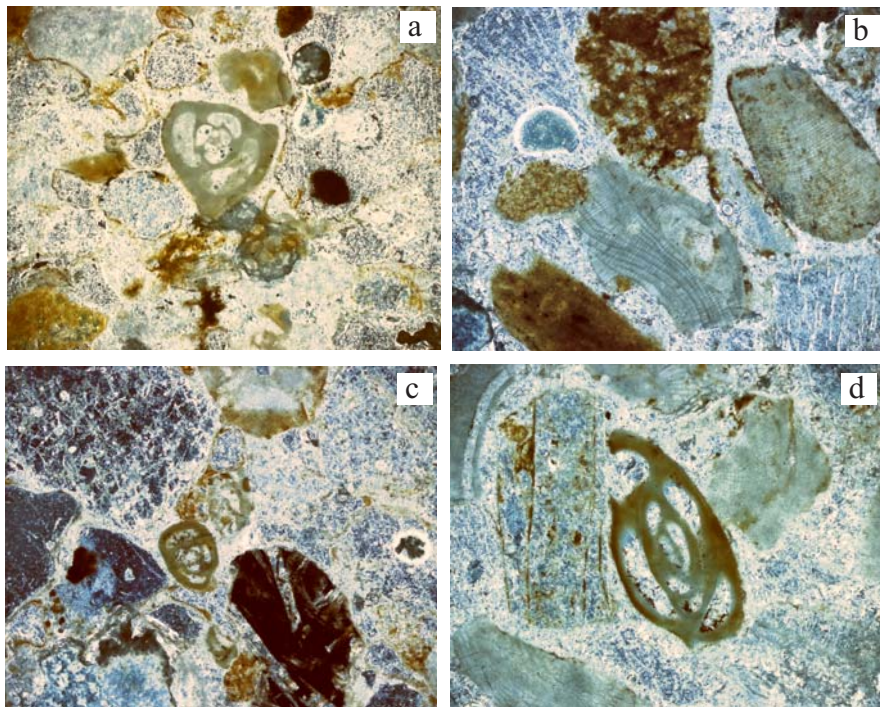


Fig. 143 - Alcuni caratteri micropaleontologici delle eolianiti elbane: a) sezione di *Quinqueloculina* cf. *vulgaris* d'Orbigny, 1826; b) bioclasti costituiti da alghe corallinacee; c) sezione di *Triloculina* cf. *schreiberiana* d'Orbigny, 1839; d) *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus, 1758) e alghe corallinacee.

Nel caso delle eolianiti la percentuale dei bioclasti è elevata e può raggiungere anche il 50% del totale. Per quanto riguarda i campioni di Barabarca, Stecchi, Madonna delle Grazie e Viticcio, essa è costituita da frammenti di gusci di dimensioni sub-millimetriche, in genere ben arrotondati, spesso ricristallizzati, appartenenti a lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi e briozoi, da frammenti di alghe rosse nodulari e da foraminiferi bentonici (fig. 143 e tab. 20). Per quanto concerne questi ultimi, sono stati riconosciuti elementi appartenenti alle famiglie Cibicididae, Discorbidae, Elphididae, Miliolidae, Planorbulinidae, Acerrulinidae, Buliminidae, Rotalidae e Textularidae. Si segnala, infine, la presenza di un frammento di foraminifero planctonico (*Orbulina*) in un campione di Barabarca (D'OREFICE *et alii*, 2007).

2.5. - ANALISI MICROPALAEONTOLOGICHE (a cura di L.M. Foresi)

Sui depositi marini, lagunari e palustri, interessati dai sondaggi S2 ed S3, sono state condotte numerose analisi micropaleontologiche.

La preparazione dei campioni è avvenuta tramite la classica tecnica di lavaggio: sono stati essiccati, poi pesati (le pesate variano da un minimo di ~100 g ad un massimo di ~400 g), quindi setacciati con l'aiuto di una doccia d'acqua e infine asciugati in forno. Per facilitare le analisi sono state separate la frazione maggiore di 2 mm e quella compresa fra 2 mm e 63 μm . Sia la preparazione sia le analisi dei campioni sono state eseguite dall'alto verso il basso stratigrafico, come si conviene per indagini in sottosuolo; descrizioni e risultati saranno però discussi seguendo l'ordine stratigrafico diretto.

Sondaggio S2

Dai livelli di fondo pozzo, fino al livello S2-13,20-13,25 m non sono evidenti resti fossili, che per la prima volta compaiono nell'intervallo compreso fra i campioni S2-11,83-11,90 m e il campione S2-11,18-11,26 m (tab. 21). In questo intervallo sono stati riconosciuti resti di Molluschi, Ostracodi, Briozoi, resti di Echinoidi, spicole di Poriferi e Foraminiferi bentonici, fra cui i più comuni sono risultati *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* spp., *Asterigerinata mamilla* ed *Elphidium* spp. L'intervallo seguente, compreso fra il campione S2-10,90-11,00 m e il campione S2-9,80-9,90 m è nuovamente privo di resti organici evidenziabili con queste analisi. Un'abbondante frazione fossilifera, abbastanza ben diversificata, si riscontra nel pacco di sedimenti compreso fra il campione S2-9,55-9,60 m e il campione S2-4,60-4,66 m. In questo intervallo si rinvencono resti di Molluschi, Ostracodi, serpulidi, Briozoi, alghe calcaree, resti di Echinoidi, spicole di Poriferi e Foraminiferi bentonici e planctonici. Fra i Foraminiferi bentonici, quelli maggiormente rappresentati sono *Ammonia beccarii*, *Asterigerinata mamilla*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium* spp, *Nubecularia lucifuga*, *Rosalina* spp., nonché numerosi esemplari di Miliolidi, di cui particolarmente rappresentati i generi *Triloculina* e *Quinqueloculina*. I Foraminiferi planctonici, pur sporadici, sono presenti con le specie *Globigerina bulloides*, *Globigerinoide ruber*, *G. elongatus*, *G. trilobus* e *Orbulina universa*. Da rimarcare, che nella porzione superiore di questo intervallo, a partire dal campione S2-5,30-5,40 m si registra un cambiamento nelle associazioni. Qui, infatti, sono abbondanti i resti vegetali fra cui anche frutti di *Ruppia* (Martinetto, comunicazione personale), fra i Molluschi presenti si rinvencono anche i generi *Cerastoderma*, *Abra* ed *Hydrobia*, precedentemente assenti, e fra gli Ostracodi alcune forme, rappresentate da un congruo numero di valve, hanno carapace non ornamentato. La porzione superiore del sondaggio, compresa fra il campione S2-4,51-4,58 m e il campione S2-1,80-1,88 m è invece caratterizzata da associazioni

oligolitipiche, in cui sono stati riconosciuti abbondanti resti vegetali, fra cui frutti di *Ruppia* e oogoni di *Characeae* (solo rivestimento vegetale interno), Molluschi, con i soli generi *Cerastoderma*, *Abra* ed *Hydrobia*, Ostracodi, con forme a carapace non ornamentato, e Foraminiferi, che includono solo rari esemplari di *Ammonia tepida* e *Nonion depressulum*. L'intervallo sommitale della successione, dal campione S2-1,48-1,58 m al campione S2-1,18-1,28 m, contiene solo resti vegetali.

Sondaggio S3

In questo sondaggio, i primi resti fossili evidenziati dalle analisi si rinvennero nel campione S3-13,30-13,35 m e sono costituiti da rari resti vegetali e rarissimi frammenti di Molluschi, appartenenti ai generi *Cerastoderma* e *Abra* (tab. 22). Da questo livello fino a quello del campione S3-12,20-12,25 m, le associazioni sono più ricche, anche se non diversificate. Infatti, fra i Molluschi, oltre a quelli prima citati, si rinviene anche *Hydrobia*, compaiono i primi Ostracodi (con valve non ornamentate) e i primi Foraminiferi, rappresentati da rari *Ammonia tepida* e *Nonion depressulum*; i resti vegetali sono invece abbondanti e fra essi si rinvennero anche frutti di *Ruppia*. Dal campione S3-11,75-11,78 m al campione S3-8,65-8,70 m i resti fossili sono scarsissimi e rappresentati solo da resti vegetali rinvenuti in soli due livelli. Nell'intervallo successivo: dal campione S3-8,40-8,46 m, al campione S3-1,80-1,85 m (praticamente tutta la parte superiore del sondaggio esclusi i livelli sommitali), le associazioni, nel complesso, hanno caratteristiche simili a quelle dell'intervallo fossilifero più basso, rinvenendosi abbondanti resti vegetali (con anche frutti di *Ruppia* in molti livelli), Molluschi, sempre rappresentati dai generi *Cerastoderma*, *Abra* e *Hydrobia*, Ostracodi, con valve senza ornamentazione, scarsi resti di Pesci e di Insetti e infine Foraminiferi, con *Ammonia tepida* e *Nonion depressulum*. I livelli più alti del sondaggio: dal campione S3-1,50-1,55 m al campione sommitale S3-0,93-1,00 m, contengono solo resti vegetali, anche se in quantità rilevante.

Interpretazione dei dati

Per quanto concerne il sondaggio S2, i primi fossili rinvenuti nella successione (intervallo S2-11,83-11,90 m / S2-11,18-11,26 m) testimoniano un ambiente di sedimentazione marino di acqua molto bassa, probabilmente di spiaggia sommersa se si considera anche la tipologia sabbiosa del residuo inorganico (cfr. fig. 134). Lo spessore complessivo di questa prima fase marina è di soli 50 cm circa, e perciò deve aver rappresentato un episodio effimero, subito interrotto da un deposito sostanzialmente privo di resti fossili (intervallo S2-10,90-11,00 m / S2-9,80-9,90 m) e attribuibile ad un ambiente continentale. L'intervallo che segue (S2-9,55-9,60 m / S2-4,60-4,66 m), con il suo maggior spessore e con associazioni fossilifere più di-

Tab. 21 (prima parte) - Risultati delle analisi micropaleontologiche condotte sui campioni prelevati dal sondaggio S2.

Legenda: A = abbondante; C = comune; R = raro; X = frequenza non determinata; R? = non in posto.

Campioni/ Profondità (m)	Peso secco (g)	Frazione > 2 mm (g)	Frazione 63 µm - 2mm (g)	% residuo > 63 µm	Vegetali			Molluschi			
					Frustoli	Oogoni di Charophitae	Ruppia (frutti)	Cerastoderma glaucum	Abra ovata	Hydrobia sp.	Molluschi indeterminati
S2-1,18-1,28	277,17	0,27	23,22	8,5%	C						
S2-1,48-1,58	193,20	1,16	19,99	10,9%	C	R					
S2-1,80-1,88	195,69	5,91	80,24	44,0%	C	R					
S2-2,10-2,20	185,53	4,61	48,35	28,5%	C			R			
S2-2,40-2,50	184,49	9,19	65,97	40,7%	C			R	R	R	
S2-2,70-2,80	207,24	4,93	37,99	20,7%	C	A		R	R	R	
S2-3,00-3,10	236,12	99,71	39,68	59,0%	C	R		R		R	
S2-3,33-3,43	228,86	106,34	51,86	69,1%	C						
S2-3,60-3,70	209,68	8,56	104,67	54,0%	C			R		R	
S2-4,00-4,10	184,36	1,52	54,48	30,4%	C	R		R	R		
S2-4,30-4,40	252,80	6,95	117,50	49,2%	C		C	A	A	C	
S2-4,51-4,58	104,20	1,73	43,88	43,8%	C	R					
S2-4,60-4,66	112,60	13,51	72,45	76,3%	C	R					A
S2-4,84-4,94	166,51	4,68	67,16	43,1%	C			A	C	R	R
S2-5,00-5,10	174,87	4,36	84,66	50,9%	C		R	C	C	R	C
S2-5,30-5,40	165,87	6,96	94,96	61,4%	C		C	C	C	C	A
S2-5,60-5,70	189,80	35,21	123,31	83,5%	R						A
S2-5,90-6,00	432,63	7,77	308,91	73,2%							A
S2-6,15-6,23	216,69	13,81	110,46	57,3%							A
S2-6,90	196,38	50,82	128,31	91,2%							A
S2-7,20-7,25	240,89	101,68	99,81	83,6%							C
S2-7,55-7,60	188,28	79,15	66,59	77,4%							A
S2-7,90-8,00	134,31	58,38	48,03	79,2%							C

segue

			Foraminiferi bentonici																Foram. plant.					
Ostracodi non ornamentati	Ostracodi ornamentati	Serpulidi	Briozoi	Alghe calcaree	Resti di Echinoidi	Spicole di Poriferi	Ammonia tepida	Ammonia beccarii	Asterigerinata mamilla	Lobatula lobatula	Elphidium spp	Globulina gibba	Guttulina communis	Neonoides schreibersii	Nonion depressulum	Nubecularia lecipfluga	Quinqueloculina spp	Rosalina spp.	Triloculina spp.	Textularia sp.	Globigerina bulloides	Globigerinoides spp.	Orbulina universa	
R?																								
							R								R									R?
R							R								R									
R							R								R									
R																								
R							R								R									
C							R								R									R
R	A			R	A	R		A	R	C	A	C					A	C					R	
A				R	C			C		R	R	R			C	R	A		C				C	
C		R		C	A			C	R	C	C	C			C	R	A						R	
	A			C	C	R		A		C	A	R			R		C	C	C					
	A	C	R	A	C	R		C	R	C	C					C		R	A				R	
	C	C	R	A	C	R		A	C	R	C		R			C	A	C	A	R			R	
	C			A	C	C	A	R	C	A		R	C			A	C	A					R	R
	A	R	R	C	A	A	A	R	R	C						C	R						R	
	A			R	C	A	A	R	R	C			R	R		A	R				R	R		
					C	C		C						R			A	R						R
					C		R							C			A							R

Tab. 21 (seconda parte)

Campioni/ Profondità (m)	Peso secco (g)	Frazione > 2 mm (g)	Frazione 63 µm - 2mm (g)	% residuo > 63 µm	Vegetali			Molluschi		
					Frustoli	Oogoni di Charophitae	Ruppia (frutti)	Cerastoderma glaucum	Abra ovata	Hydrobia sp.
S2-8,15-8,25	233,24	28,08	156,00	78,9%						C
S2-8,70-8,80	189,50	48,03	126,66	92,2%						A
S2-9,00-9,10	198,32	4,00	131,48	68,3%						R
S2-9,30-9,40	191,54	125,36	63,45	98,6%						A
S2-9,55-9,60	141,99	120,56	16,36	96,4%						C
S2-9,80-9,90	269,44	2,11	163,19	61,3%						
S2-10,00-10,10	253,27	1,17	176,20	70,0%						
S2-10,40-10,48	250,07	0,00	71,24	28,5%						
S2-10,73-10,79	177,49	0,00	108,92	61,4%						
S2-10,90-11,00	228,31	10,61	163,37	76,2%						R?
S2-11,18-11,26	130,75	0,97	123,74	95,4%						
S2-11,70-11,75	167,09	0,14	147,28	88,2%						C
S2-11,83-11,90	126,38	0,15	98,12	77,8%						C
S2-13,20-13,25	226,56	69,62	103,51	76,4%						
S2-14,90-14,95	201,85	0,00	67,61	33,5%						
S2-15,40-15,45	162,05	0,46	46,59	29,0%						
S2-16,30-16,35	244,86	56,57	97,70	63,0%						
S2-16,70-16,75	165,31	0,00	92,92	56,2%						
S2-18,55-18,60	149,93	1,02	50,15	34,1%						
S2-19,20-19,25	268,23	3,96	102,76	39,8%						
S2-20,50-20,55	226,31	0,75	91,57	40,8%						
S2-21,25-21,30	270,49	16,00	137,35	56,7%						
S2-23,40-23,45?	135,20	1,35	40,41	30,9%	R?					R?

segue

Tab. 22 – Risultati delle analisi micropaleontologiche condotte sui campioni prelevati dal sondaggio S3.
 Legenda: A = abbondante; R = raro; X = frequenza non determinata; R? = non in posto.

Campioni/ Profondità (m)	Peso secco (g)	Frazione > 2 mm (g)	Frazione 63 µm - 2mm (g)	% residuo > 63 µm	Gesso microcristallino	Vegetali			Molluschi				Foram.		
						Frustoli	Rupia (fruti)	Cerastodema glaucum	Abra ovata	Hydrobia sp.	Ostracodi	Resti di Pesci	Resti di insetti	Ammonia tepida	Nonion depressulum
S3-0,93-1,00	163,78	1,14	20,98	13,51%		A									
S3-1,20-1,25	169,35	2,33	35,56	22,37%		R									
S3-1,50-1,55	161,50	0,16	10,85	6,82%		A	R								
S3-1,80-1,85	123,50	0,45	3,71	3,37%	A	A		C	R	R				R	
S3-2,10-2,15	105,90	0,65	4,77	5,12%	A	A		C	C						
S3-2,35-2,40	187,91	4,52	10,25	7,86%	A	A	C	A	C	C	A	R		C	R
S3-2,65-2,70	149,80	1,59	13,75	10,24%	A	C	R	C	R						
S3-2,95-3,00	142,52	0,82	14,95	11,07%	A	C	R	R				R	R		
S3-3,20-3,25	161,42	2,50	12,10	9,04%	A	A	R	A	C	R				R	
S3-3,45-3,51	158,07	5,84	24,89	19,44%	A	A	R	A	C	C	R	R		A	R
S3-3,72-3,80	166,55	2,67	17,89	12,34%	A	A	R	A	R	A	R	R		R	
S3-4,00-4,08	100,05	1,03	4,73	5,76%	A	A	R	A	C	R	R				
S3-4,30-4,35	166,53	4,26	57,76	37,24%		A		R	R						
S3-4,55-4,60	221,62	6,32	109,52	52,27%		R									
S3-4,80-4,88	280,20	54,06	114,80	60,26%		R									
S3-5,05-5,12	135,01	5,19	13,94	14,17%	A	A	R	A	C	C	C	R		R	
S3-5,30-5,35	84,40	0,18	3,99	4,94%	A	A	R	R							
S3-5,60-5,70	132,64	2,66	22,30	18,82%	A	A	R	A	R	R	R	R		R	
S3-5,95-6,00	123,96	1,62	16,04	14,25%	A	A	R	A	R	R	R				
S3-6,30-6,36	118,97	0,32	12,75	10,99%	A	C	R	R	R	R	R			R	

versificate, testimonia dell'impostazione di un ambiente marino più consistente del precedente anche se sempre riferibile a batimetrie molto scarse. La presenza nella parte alta di questo intervallo (a partire da S2-5,30-5,40 m) di forme tipiche di ambienti a salinità inferiore a quella marina testimonia di una regressione, che porterà all'impostazione di un ambiente lagunare salmastro (retroduna) come documentato dalle associazioni oligotipiche dell'intervallo S2-4,51-4,58 m / S2-1,80-1,88 m. Questa laguna, probabilmente a causa di una estensione limitata e dello spessore esiguo della lama d'acqua, ha anche sofferto alcuni momenti di crisi, evidenziati dai livelli S2-4,51-4,58 m e S2-3,33-3,43 m, privi di contenuto fossilifero, se si esclude la presenza dei soli frustoli vegetali. Una completa e definitiva chiusura della laguna è infine testimoniata dai depositi sommitali.

Per quanto concerne il sondaggio S3, le associazioni fossilifere rinvenute a partire dal livello S3-13,30-13,35 m sono piuttosto monotone e oligotipiche, sebbene chiaramente significative di un ambiente lagunare salmastro. Anche questa laguna, come quella del sondaggio S2, ha sofferto periodi di criticità, facilmente individuabili nella successione per la presenza di intervalli con ridottissimo o addirittura assente contenuto fossilifero. Il primo episodio critico e anche il più marcato, è rappresentato dall'intervallo fra il livello S3-11,75-11,78 m e il livello S3-8,65-8,70 m; il secondo si realizza fra il campione S3-7,95-8,00 m e il campione S3-7,10-7,15 m; il terzo è evidenziato dai campioni S3-4,80-4,88 m e S3-4,55-4,60 m. Le cause di questi episodi di crisi della laguna sono molto probabilmente da imputare ad incrementi nell'apporto detritico, come evidenziato dall'aumento della frazione sabbiosa nei residui di lavaggio. Anche per S3 come per S2, la porzione sommitale del sondaggio testimonia il termine definitivo della fase lagunare. Per quanto riguarda S3, bisogna anche segnalare che nei residui di lavaggio dei livelli più argillosi e che, peraltro, contengono più abbondanti resti fossiliferi, è presente un elevato contenuto di gesso microcristallino, formatosi durante il processo diagenetico. Questa particolarità offre alcune indicazioni per la comprensione dei processi post-deposizionali che hanno interessato questi sedimenti; una storia che però elude dagli scopi di questa nota e che sarà esaminata in altra sede.

Per quanto attiene al riferimento cronologico dei depositi del sondaggio S2, unitamente alle analisi radiometriche, diffusamente eseguite lungo le successioni marino-costiere, merita ricordare che il campione S2-7,20-7,25 m contiene, fra i Foraminiferi planctonici, alcuni esemplari del morfotipo di color rosa di *Globigerinoides ruber* (*G. ruber rosea*) (fig. 144). Questa forma, per il Mediterraneo occidentale, è registrata a partire dal Pleistocene superiore (PÉREZ-FOLGADO *et alii*, 2004) e presenta una distribuzione molto discontinua, essendo fortemente controllata dalle condizioni climatiche. Gli intervalli in cui la distribuzione mostra maggiore continuità e percentuali rilevanti rispetto all'associazione totale di Foraminiferi planctonici sono due: il più antico si realizza nel MIS 5 - Substage 5C e quello più recente nel MIS 1 (PÉREZ-FOLGADO *et alii*, 2003; 2004). In considerazione che i de-



Fig. 144 - *Esemplare di Globigerinoides ruber (G. ruber rosea) al centro della microfotografia.*

positi argillosi lagunari (che hanno fornito età non più antiche di circa 4000 anni) sormontano in continuità sedimentaria quelli marini dell'intervallo S2-9,55-9,60 m / S2-4,60-4,66 m (da cui provengono gli esemplari di *G. ruber rosea*), se ne deduce che questi ultimi debbano essersi depositati nell'intervallo di tempo relativo al MIS 1 e quindi abbiano un'età bio-cronologicamente determinata, non più antica di ~10.000 anni, in apparente contrasto con i riferimenti radiocronologici, che mostrano età poco attendibili, variabili tra i circa 39 ka e i 22 ka. Queste età sono, infatti, da scartare in quanto in quel periodo il mare doveva trovarsi a quote di gran lunga più basse rispetto ai -3 ÷ -10 m sotto l'attuale livello del mare riscontrati in sondaggio.

2.6. - ANALISI PALINOLOGICHE (a cura di A. Bertini, M. Ricci & F. Toti)

Per lo studio paleobotanico e palinologico delle successioni quaternarie attraversate dai sondaggi a carotaggio continuo, realizzati nell'ambito di questo foglio, nel 2011 è stata avviata una collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze (Laboratorio di Palinologia, responsabile prof.ssa A. Bertini). Di seguito sono illustrati i risultati più rilevanti scaturiti da tale collaborazione.

2.6.1. - Preparazione dei campioni

Ventotto campioni prelevati nei sondaggi S2 ed S3 sono stati sottoposti ad analisi palinologica. La preparazione dei campioni è stata eseguita presso il laboratorio di palinologia dell'Università di Firenze secondo una metodologia standard che prevede una serie di passaggi chimico-fisici (attacco con HCl, HF, esametafosfato di sodio, potassa, cloruro di zinco e finale filtraggio dei campioni in un bagno ultrasonico). Per ciascun campione sono stati trattati 10 g di sedimento. Il calcolo delle concentrazioni è stato effettuato con il metodo dei *marker-grains* (MATTHEWS, 1969). I preparati palinologici sono stati analizzati utilizzando i microscopi ottici NIKON 50i ed 80i. Nei sottoparagrafi successivi sono descritti i dati analitici relativi alle singole carote, a cui segue un sottoparagrafo conclusivo sull'interpretazione dei dati.

2.6.2. - Sondaggio 2 (scuola di Marina di Campo)

Dal sondaggio S2 sono stati prelevati 14 campioni per analisi palinologiche. Quattro di questi campioni, indicati nella lista sottostante con un asterisco, sono risultati sterili in palinomorfi.

S2-1,18-1,28

S2-1,48-1,58

S2-2,10-2,20

S2-2,40-2,50

S2-3,00-3,10

S2-3,33-3,43

S2-4,00-4,10

S2-4,30-4,40

S2-4,84-4,94

S2-5,00-5,10

S2-6,15-6,23*, S2-10,73-10,79*, S2-15,40-15,45*, S2-23,40-23,45*

Tutti i campioni, ad eccezione dei quattro sterili, provengono dalla porzione sommitale della carota (tra -5,10 e -1,18 m), costituita da depositi, compresi tra le sabbie con limo argillose e le argille scure con limo sabbiose, datati alla base 4.090 ± 45 anni BP (4.360-3.810 anni cal BP, campione CeDaD-LTL4783A) e nella porzione superiore a 1.395 ± 45 anni BP (560 - 690 anni cal AD, campione CeDaD-LTL15769A) (cfr. par. 2.3 di questa Appendice).

I dieci campioni fertili contengono concentrazioni in palinomorfi variabili da 681 granuli/g (S2-3,33-3,43) a 32.897 granuli/g (S2-4,00-4,10).

Tutti i taxa pollinici riconosciuti (69) sono elencati, con le rispettive percentuali per ciascun campione, nel diagramma palinologico di figura 145.

Tra le piante arboree (PA, 21 taxa) si osservano percentuali piuttosto elevate di querce sia decidue sia sempreverdi (*Quercus t. pubescens*, *Q. t. suber* e *Q. t. ilex*)

Abies, *Acer*, *Celtis*, *Juglans* e Cupressaceae.

Le piante non arboree (PNA) includono 48 taxa; tra le arbustive *Pistacia* raggiunge buone percentuali (0,2÷3,6%). Rari: *Hedera*, *Vitis*, *Rhus*, *Buxus*, *Euphorbia*, *Mercurialis*. Alle Ericacee, spesso dominanti (15÷37%), seguono Chenopodiaceae (1,5÷23,8%) ed Asteraceae (Cichorioideae ed Asteroideae, tra l'1 ed il 17%). I campioni al tetto della carota (dal campione S2-3,00-3,10 al campione S2-1,18-1,28) registrano una buona abbondanza anche di Cyperaceae (fino al 30%). Presenti in buona quantità anche Poaceae (1,6÷5,7%) e *Cistus* (0,2÷4,7%). Discontinua invece la presenza di Apiaceae, *Artemisia*, *Plantago*, Brassicaceae, Cannabaceae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Cistaceae, *Helianthemum*, Convolvulaceae, *Convolvulus*, Fabaceae, Gentianaceae, Geraniaceae, *Erodium*, *Geranium*, *Hypericum*, Lamiaceae, Malvaceae, cereali, *Polygonum*, *Rumex*, Ranunculaceae, Rosaceae, *Galium*, Scrofulariaceae, Urticaceae e *Sparganium*.

Infine, sono state ritrovate spore di Pteridophyta (trilete e monolete) e algali. Dinocisti sono presenti seppure in modo sporadico, in particolare, nel campione S2-6,15-6,23 (*Polysphaeridium zohary*) e S2-4,30-4,40. Un picco di *Pseudoschizaea* è registrato nel campione S2-3,33-3,43.

Nella figura 146 sono riportate le foto al microscopio ottico di alcuni taxa pollinici rinvenuti nei sondaggi S2 e S3.

In sintesi, ad eccezione dei tre campioni più profondi, tra -5,10 m e -4,30 m, per i quali la percentuale delle piante arboree è di pochissimo superiore a quella delle piante erbacee ed arbustive, nei campioni soprastanti si osserva una dominanza delle piante non arboree intorno all'80%, che diviene particolarmente significativa per i campioni S2: -3,33-3,43, -2,00-2,10 e -1,18-1,28. Gli elementi montani esigenti come *Abies*, *Betula* e *Fagus* (un solo granulo di *Picea* nel campione S2-1,18-1,28), benché sempre con pochi granuli, sono una presenza continua lungo tutto il diagramma. Anche la curva del pino, sempre su valori inferiori al 3%, non mostra variazioni significative neppure in corrispondenza dei principali cambiamenti nell'ambiente deposizionale.

Entrando, invece, nel dettaglio delle variazioni principali registrate: partendo dalla base, in condizioni deposizionali associate ad un ambiente marino costiero (D'OREFICE *et alii*, 2011), il record pollinico evidenzia una buona espansione delle piante arboree in gran parte rappresentate da querce decidue e sempreverdi con valori fino al 40% circa.

L'instaurarsi di una laguna salmastra a circa -4,00, -4,30 m (D'OREFICE *et alii*, 2011) è sottolineato dall'espansione delle Chenopodiacee (oltre il 20% in S2-4,00-4,10). A questa segue, a -3,33 -3,43 m, una fase caratterizzata da una buona presenza di PNA sia erbacee (Asteraceae, *Cistus*, Poaceae) sia arbustive (Ericaceae, *Pistacia*), nonché da un minimo nei valori delle concentrazioni polliniche ed un picco in *Pseudoschizaea*.



Fig. 146 - Foto al microscopio ottico di alcuni taxa pollinici rinvenuti nei sondaggi S2 e S3. 1 = Pistacia; 2 = Cannabaceae; 3 = Vitis; 4 = Ephedra *t. distachya*; 5 = Quercus *t. suber*; 6 = Betula; 7 = Artemisia; 8 = Celtis; 9 = Ulmus; 10 = Poaceae; 11 = Hedera; 12 = Fagus; 13 = Abies; 14 = Tilia; 15 = Cistus; 16 = Quercus *t. ilex*.

Verso l'alto l'aumento delle PNA è legato prevalentemente all'espansione delle Ericaceae, cui sia accompagnano talora le Cyperaceae (in S2: -2,00-2,10 e -1,18-1,28) che marcano l'instaurarsi di un ambiente di acqua dolce (D'OREFICE *et alii*, 2011).

Da sottolineare due minimi nelle percentuali delle querce sia decidue sia sempreverdi in corrispondenza delle due fasi di espansione di Cyperaceae ed Ericaceae nei due campioni S2-2,00-2,10 e S2-1,18-1,28.

2.6.3. - Sondaggio S3 (località La Serra - Marina di Campo)

Dal sondaggio S3 sono stati prelevati 14 campioni per analisi palinologiche; tre di questi, indicati dall'asterisco, sono risultati essere sterili in palinomorfi:

S3-1,80-1,85

S3-2,35-2,40

S3-2,95-3,00

S3-4,00-4,08

S3-4,55-4,60*

S3-5,05-5,12

S3-5,60-5,70

S3-6,58-6,65

S3-7,35-7,40

S3-8,10-8,18

S3-8,65-8,70*, S3-10,80-10,85*

S3-12,20-12,25

S3-13,10-13,15

Tutti i campioni fertili in palinomorfi provengono da depositi, costituiti prevalentemente da sabbie con limo argillose e argille scure con limo sabbiose. Le datazioni, disponibili tra -12,80 m e -1,80 m, variano tra 6.035 ± 45 anni BP (6.630-6.200 anni cal BP, campione CeDaD-LTL4789A) e 4.430 ± 40 anni BP (campione CeDaD-LTL4927A).

Le concentrazioni polliniche degli undici livelli fertili in palinomorfi sono risultate essere molto elevate e variabili tra 743 granuli/g (S3-7,35-7,40) e 76.684 granuli/g (S3-1,80-1,85).

Le analisi palinologiche hanno permesso il riconoscimento di 62 diversi taxa pollinici (fig. 147).

Le piante arboree (PA, 20 taxa) sono rappresentate prevalentemente da querce decidue e sempreverdi (fino a circa il 40%) e da *Alnus* (2,75÷25,9%). *Pinus* varia tra l'1,1 ed il 3,7%. Sono presenti, talvolta in buone quantità, *Corylus* (fino al 2,8%), *Olea* (fino al 2,3%) e *Fagus* (fino all'1,3%). Seguono *Carpinus* (*C. orientalis* e *C. betulus*), Cupressaceae, *Abies*, *Picea*, *Acer*, *Betula*, *Fraxinus*, *Tilia* ed *Ulmus*.

Le piante non arboree (PNA, 42 taxa) sono costituite da arbusti come *Pistacia* (fino all'1,5%), *Hedera*, *Buxus*, *Viburnum* e *Vitis*. Le Ericacee oscillano tra il 9,5 e

Plantago (*P. t. mayor* e *P. t. lanceolata*), cereali, *Polygonum*, *Rumex*, Ranunculaceae, Scrofulariaceae, Rosaceae, *Galium*, Alismataceae, Liliaceae e *Sparganium*. Presenti anche spore di Pteridophyta (trilete e monolete) e algali; le dinocisti, in particolare, si rinvennero in tutti i campioni ad eccezione di S3-5,05-5,13; *Pseudoschizaea*, mai assente, mostra un picco principale in S3-7,35-7,40 ed uno secondario in S3-13,10-13,15.

In sintesi il record palinologico inizia a -13,10 m con una fase dominata dalle piante non arboree in coincidenza con un minimo nei valori delle concentrazioni e una buona presenza di *Pseudoschizaea*.

Tra le PNA prevalgono Asteraceae Cichorioideae seguite da Cyperaceae, Ericaceae, A. Asteroideae e Poaceae. Le Cyperacee, in particolare, registrano qui il loro principale picco di abbondanza, raggiungendo il 26%.

Le arboree registrano un successivo incremento in corrispondenza di -12,20-12,25 m, testimoniato dalla presenza di diverse specie di *Quercus* ed *Alnus*, cui seguono *Pinus* ed *Olea*. Presenti anche *Carpinus* (*C. betulus* ed *C. orientalis*), *Corylus*, *Acer*, *Tilia* ed *Ulmus*. Tra gli elementi di altitudine, sebbene sempre ridotti, si registrano *Abies*, *Fagus* e *Betula*. Tra le PNA da segnalare la brusca caduta di A. Cichorioideae (dal 37,3% al 4,6%) e il forte aumento delle Ericacee che passano dal 9,5% al 24,5%.

Il record palinologico, dopo l'interruzione nella sua documentazione legata all'esistenza di sedimenti sfavorevoli alla conservazione del polline, riprende da -8,10 m. Da questo livello e fino alla quota di -1,80 m si osserva una dominanza, seppure marcata da successive fluttuazioni, delle querce (con picchi in S3: -8,10-8,18; -5,60-5,70; -5,05-5,12; -4,00-4,08; -2,35-2,40) tra le piante arboree e delle Ericacee tra le non arboree. Queste ultime, registrano un massimo (42%) a -2,95-3,00 m in corrispondenza di una fase di declino delle querce: il *Q. ilex* in particolare presenta qui il suo secondo valore minimo (3,35%), dopo quello che marca la base della successione (0,61%). Le Cyperacee, pur sempre presenti, sono ridotte a valori che oscillano tra il 2,3% e il 7%. Da segnalare a -7,30 m un minimo nei valori delle concentrazioni polliniche in coincidenza, ancora una volta, di un picco principale di *Pseudoschizaea*. Sempre a questa profondità si osserva il forte incremento delle Asteracee, specialmente Cichorioideae, che raggiungono il 34% ed una fase di temporanea riduzione di *Alnus* così come delle querce e delle Ericacee.

In tutti i campioni della carota S3, *Pinus* ed *Olea*, sebbene sempre presenti, non sono mai abbondanti. Lo stesso *pattern* è stato osservato anche per la carota S2.

2.6.4. - Interpretazione dei dati

Le indagini palinologiche nei sedimenti delle carote S2 e S3 consentono di fornire una documentazione paleovegetazionale e paleoclimatica, per l'area mediterranea, a partire da circa 6.000 anni dal Presente.

La documentazione palinologica elbana inizia, infatti, a 6.035 ± 45 anni BP con la carota S3 e prosegue a partire da 4.090 ± 45 anni BP (con un ulteriore livello, a -4,30 m, datato a 3.830 ± 45 anni BP) con la carota S2. Con riferimento ai dati geocronologici (Fedi, commento personale) e alle fasi archeologiche descritte per l'area mediterranea, l'intervallo temporale rappresentato in S2 e S3 dovrebbe estendersi dalla porzione superiore del Neolitico fino all'Alto Medioevo (campione del sondaggio S2 a -1,35 m dal p.c., datato a 1.395 ± 45 anni BP).

L'intervallo, oggetto di studio, cade, per gran parte, nel periodo caratterizzato da crescenti fenomeni di aridificazione. La porzione basale del tratto analizzato della carota S3 è correlabile con la porzione superiore della fase denominata di transizione, che si sviluppa tra circa 7.000 e 5.500 anni cal BP durante un minimo dell'insolazione, e che vede l'instaurazione dell'attuale circolazione atmosferica nell'emisfero settentrionale (MAYEWSKI *et alii*, 2004; JALUT *et alii*, 2009; ROBERTS *et alii*, 2011). Tale fase è preceduta, a sua volta, dal periodo complessivamente più umido dell'Olocene iniziale (JALUT *et alii*, 2009).

L'analisi micropaleontologica, suggerisce per la porzione superiore della carota S3 un ambiente deposizionale prevalentemente assimilabile ad una laguna salmastra (cfr. par. 2.5. di questa Appendice).

Il record pollinico, che parte dal livello immediatamente sottostante a quello datato a 6.025 ± 45 anni BP, evidenzia una marcata fase ad erbacee, in particolare Cyperaceae che suggeriscono l'instaurarsi di condizioni edafiche locali, legate allo sviluppo di zone umide, tipo prateria palustre con acque dolci. L'incremento dell'attività fluviale (e probabilmente erosiva), in una laguna salmastra sottoposta a disseccamenti stagionali, potrebbe trovare conferma nella buona presenza di *Pseudoschizaea* (SCOTT *et alii*, 1992); tali condizioni concorrono a spiegare anche le basse concentrazioni polliniche riscontrate.

In S3 la drastica riduzione delle querce potrebbe essere messa in connessione con la presenza di incendi, come osservato in vari siti italiani, in questo intorno temporale (VANNIERE *et alii*, 2008). In corrispondenza del campione datato a 6.025 ± 45 anni BP (S3-12,20-12,25), è evidente una nuova espansione delle essenze forestali, marcato da un incremento delle arboree, in particolare delle querce; anche le zone umide si arricchiscono di elementi arborei come *Alnus* mentre diminuiscono le erbacee come le Cyperacee. Tra le altre PNA, da segnalare, inoltre, la buona espansione delle Ericacee. Il record pollinico successivo tra 5.350 ± 45 e 5.110 ± 45 anni BP (tra circa -8,10 e -6,50 m) mostra ripetute fluttuazioni tra PA e PNA, alcune decisamente marcate. Da segnalare la notevole espansione delle piante erbacee, con un picco delle Asteraceae Cichorioideae, registrata tra 5.350 ± 45 e 5.140 ± 45 anni BP, a cui si accompagna, ancora una volta, una marcata riduzione delle concentrazioni polliniche e un picco di *Pseudoschizaea*. Ciò potrebbe essere connesso con un aumento dei processi erosivi durante una fase di riduzione della copertura vegetale con probabile conseguente aumento dei tassi di sedimentazione. Tale scenario sem-

bra trovare conferma dagli studi delle associazioni ad invertebrati marini (cfr. par. 2.5. di questa Appendice).

Una successiva, marcata riduzione delle essenze arboree, in particolare di tutte le querce che mostrano un minimo a -2,95 m, è presente 55 cm sotto il livello datato a 5.020 ± 45 anni BP. La documentazione palinologica della carota S3 termina a 4.430 ± 40 anni BP con una nuova fase di riduzione delle arboree nonostante un precedente episodio di ripresa (a -2,35 m) che vede anche un deciso aumento, tra le querce, del leccio.

La documentazione palinologica della carota S2 ha inizio poco prima di 4.090 ± 45 anni BP (S2-4,84-4,94) con una buona presenza di querce decidue (quelle sempreverdi risultano subordinate), che attesta una significativa copertura forestale. Tra le PNA spicca la presenza delle Ericaceae.

Una prima fase di diminuzione del querceto è già evidente 30 cm sopra il livello datato a 3.830 ± 45 anni BP che si accompagna ad un significativo aumento delle Chenopodiacee, tipiche piante alofite, in concomitanza e in buon accordo con il passaggio da un ambiente marino di acqua bassa ad uno lagunare salmastro (D'ORFICE *et alii*, 2011). L'intervallo che segue è marcato da una progressiva riduzione delle querce in particolare del *Q. t. ilex*, i cui valori scendono al di sotto dell'1%, e da una buona espansione della macchia ad Ericaceae. A -3,33 m si registra una nuova forte caduta delle concentrazioni polliniche ed un nuovo picco di *Pseudoschizaea*; tale evento anticipa di poco il trend di aumento delle Cyperaceae che è registrato da circa -3,00 m, con picchi successivi intorno al 30% in buona coincidenza con l'intervallo di deposizione lagunare caratterizzato dall'arrivo di acque dolci.

La registrazione palinologica evidenzia chiaramente come, a partire da circa 6.000 anni BP, l'area elbana sia stata soggetta a numerose variazioni del suo paesaggio vegetazionale, espresse dalle ripetute fasi di allargamento e restringimento delle formazioni forestali, a cui hanno senz'altro concorso eventi climatici e/o antropici, questi ultimi sembrano tanto più marcati a partire da circa 3.800 anni BP. Studi sulla suscettività magnetica, effettuati in carote marine prelevate tra l'isola d'Elba e la Corsica (VIGLIOTTI *et alii*, 2003), documentano, infatti, un'importante attività metallurgica con un picco massimo localizzato intorno ai 2.500 anni BP. Tale attività potrebbe avere indotto, per lo sviluppo di alcune delle sue fasi di lavorazione, importanti fenomeni di disboscamento, alcuni dei quali sembrano trovare conferma nel record palinologico prodotto.

BIBLIOGRAFIA

- ÅBERG U., CIPOLLONI C., D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (2007) - *Parametri morfometrici come supporto all'analisi dei depositi eolici dell'isola d'Elba*. Atti Prima riunione del Gruppo di Geologia Informatica, Sezione della Società Geologica Italiana, S. Leo, 31.05.06-01.06.06.
- AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotectonic map of Italy; scale 1:500.000*. Quad. Ric. Sc., **114**(4), LAC Firenze.
- ARANO F., BERTI D., DE ROSA G., FERRELI L., FUMANTI F., LIGATO D., MISCIONE F., PASCARELLA F., SILVESTRI S., TRIGILA A. & VIZZINI G. (2002) - *La crisi idrogeologica dei giorni 4 e 10 settembre 2002 nell'Isola d'Elba (LI)*. In: AA.VV. - *Le attività emergenziali APAT in seguito ad eventi alluvionali e sismici. Settembre 2002-Gennaio 2003*. Rapporti 35/2003, APAT.
- AZZAROLI A., BORSELLI V. & RUSTIONI M. (1990) - *Nuovi ritrovamenti di fossili continentali in alcune isole minori dell'Arcipelago toscano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **97**: 15-30.
- BARBERI F., BRANDI G.P., GIGLIA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., RAGGI R., RICCI C.A., SQUARCI P., TAFFI 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., TAFFI 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.
- BARTOLINI C., FANUCCI F., GABBANI G., ROSSI S., VALLERI G. & LENAZ R. (1979) - *Studio della piattaforma continentale medio-tirrenica per la ricerca di sabbie metallifere: 2) dall'Isola d'Elba a Livorno*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 327-352.
- BATINI N., RAPETTI F. & TESTI D. (2011) - *Distribuzione della radiazione solare nel bacino idrografico del torrente Roglio (Val d'Era-Toscana)*. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, **116** (in corso di stampa).
- BENCINI A., GIARDI M., PRANZINI G. & TACCONI B.M. (1986) - *Le risorse idriche dell'Isola d'Elba*. Quaderni sull'assetto del territorio della Provincia di Livorno, nuova serie, **2**: pp. 91, Tacchi Editore, Pisa.
- BENCIVENGA (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.
- BIANCHI E. (1839) - *Corografia fisica, storica e statistica dell'Isola d'Elba*. Manoscritto conservato presso la Biblioteca Foresiana di Portoferraio.
- BIANCHI E. (1943) - *Alcuni effetti delle oscillazioni eustatiche del livello marino sulla morfologia dell'Elba Orientale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **52** (2), Pisa: 23-36.
- BOCCALETTI M., PAPINI P. & VILLA I. M. (1987) - *Modello strutturale e cronologico del M. Capanne (Elba)*. Rend. S.I.M.P., **42**: 300-301.
- BORSI S. & FERRARA G. (1971) - *Studio con il metodo K/Ar dei rapporti cronologici tra le rocce costituenti il complesso intrusivo dell'Isola d'Elba*. Rend. S.I.M.P., **27**, 323.
- 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.
- BOUILLIN J.P., BOUCHEZ J.L., LESPINASSE P. & PECHER A. (1993) - *Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba Island, Italy)*. Earth Planet. Sci. Lett., **118**: 263-279.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neoautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.
- BRANCACCIO L., CASTIGLIONI G.B., CHIARINI E., CORTEMIGLIA G., D'OREFICE M., DRAMIS F., GRACIOTTI R., LA POSTA E., LUPIA PALMIERI E., ONORATI G., PANIZZA M., PANNUZI L., PAPASODARO F. & PELLEGRI G.B. (1994) - *Carta geomorfologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio geologico nazionale, ser. 3, **4**, 42 pp., Roma.

- CAPITANIO F. (2014) - *I marmi antichi nelle Collezioni Pescetto e De Santis*. ISPRA, Roma, pp. 278.
- CAPRARI P. (2011) - *Studio dei sondaggi a carotaggio continuo per la definizione dell'evoluzione geomorfologica delle piane costiere dell'Isola d'Elba*. Tesi inedita di stage presso l'ISPRA.
- CASAGLI N., INTRIERI E., GIGLI G., LOMBARDI L., MUGNAI F., NOCENTINI M., DOTTA G. & FIDOLINI F. (2014) - *Tecniche avanzate di monitoraggio e previsione delle voragini mediante interferometria radar da terra e da satellite*. Atti 3° Workshop internazionale sinkholes. Le Voragini in Italia. I sinkholes e le cavità sotterranee, ricerche storiche tecniche di studio e di intervento. Roma, 8 maggio 2014. ISPRA.
- CAVAZZA S. (1984) - *Regionalizzazione geomorfologica del trasporto solido in sospensione dei corsi d'acqua tra il Magra e l'Ombrone*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. ser. A, **91**: 119-132.
- CENTAMORE E., DRAMIS F. & FEDERICI P. R. (1988) - *Superfici di spianamento relitte e vicende morfotettoniche dell'Isola d'Elba*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**: 155-160.
- CIPOLLONI C., CECLICI 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. Descr. Carta Geol. d'It., **78**: 61-68.
- COCCHI I. (1871) - *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba per servire alla carta della medesima*. Mem. per servire Descr. Carta Geol. d'It., **1**: 301 pp. Tip. G. Barbera, Firenze.
- CORRETTI A. (1991) - *Metallurgia Medievale all'Isola d'Elba*. CNR, Regione Toscana, Firenze: 5-56.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2002) - *Note illustrative del F° 285 "Volterra"*. Servizio Geologico d'Italia: pp. 149.
- 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.
- CREMONESI G. (1967) - *La grotta sepolcrale di San Giuseppe nell'Isola d'Elba. Notizia preliminare*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, **74**, 2.
- CREMONESI G. (1993) - *La Grotta di San Giuseppe a Rio Marina, Isola d'Elba*. Preistoria e Protostoria in Etruria, **1**: 117-121.
- CREMONESI G. & GRIFONI CREMONESI R. (2001) - *La grotta sepolcrale eneolitica di San Giuseppe all'Isola d'Elba*. Collana Origines, Firenze, pp. 274.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1994) - *Landslides Types and Processes*. In: A.K. TURNER, R.L. SCHUSTER (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report **247**, Transportation Research Board, US National Research Council, 36-75, Washington, DC.
- DANESI C. (2002) - *L'Elba fra storia e leggende. Itinerari e altro*. Edizioni CSDE, Portoferraio: pp. 119.
- DANIEL J.M. & JOLIVET L. (1995) - *Detachment faults and pluton emplacement: Elba Island (Tyrrenian Sea)*. Bull. Soc. Geol. France, **166** (4): 341-354.
- DE MARTONNE E. (1941) - *Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité*. La Météorologie, **1**: 3-20.
- DEL CAMPANA D. (1909-10) - *Mammiferi quaternari della Grotta di Reale presso Porto Longone (Isola d'Elba)*. Mondo Sotterraneo, **6**(1-2): 1-23.
- DESIO A. (1922) - *Qualche osservazione morfologica sull'Isola d'Elba*. L'Universo, **3** (10): 671-676, Firenze.
- DE STEFANI C. (1907) - *Le cave di granito al Seccheto nell'Isola d'Elba*. Stabilimento Tipografico Civelli, Firenze, pp. 25.
- DINI A., INNOCENTI F., ROCCHI S., TONARINI S. & WESTERMAN D.S. (2002) - *The magmatic evolution of the late Miocene laccolith-pluton-dyke granitic complex of Elba Island, Italy*. Geol. Mag., **139**: 257-279.
- D'OREFICE M., DRAMIS F., FEDERICI F., GRACIOTTI R., MOLIN P. & RIBOLINI A. (eds) (2009a) - *Carta Geomorfologica dell'Arcipelago Toscano*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **86**: pp. 107, Roma.
- D'OREFICE M., FORESI M.L. & GRACIOTTI R. (2011) - *First recovery of marine quaternary deposits from geognostic boreholes of the coastal plain of Marina di Campo (Elba island): preliminary results*. Il

- Quaternario, **26** (Abstract AIQUA, Roma, 02/2011), 29-31.
- D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (2008) - *Aspetti geomorfologici e sedimentologici dei depositi eolici del settore occidentale del promontorio del Calamita (Isola d'Elba)*. Atti del Convegno in memoria di Lamberto Pannuzi, Rossano 19-21 maggio 2005. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **78**: 113-126.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & CAPITANIO F. (2007) - *Le eolianiti dell'Isola d'Elba: i depositi del promontorio del M. Calamita e del Golfo di Viticcio*. Il Quaternario, **20** (1): 21-44.
- D'OREFICE M., GHERARDUCCI N., GRACIOTTI E. & GRACIOTTI R. (2009b) - *Il sinkhole di Rio Marina (Isola d'Elba orientale)*. 2° Workshop Internazionale: "I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato", Roma 3-4 dicembre 2009, auditorium ISPRA.
- EBHERARDT P. & FERRARA G. (1962) - *Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba Island with potassium-argon measurements*. Nature, **196**: 665-666.
- FERRARA G., HIRT B., MARINELLI G. & TONGIORGI E. (1961) - *I primi risultati della determinazione con il metodo Rubidio-Stronzio dell'età di alcuni minerali dell'Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **80**(2): 145-150.
- 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.
- FOGGI B., CARTEI L., PIGNOTTI L., SIGNORINI M.A., VICIANI D., DELL'OLMO L. & MENICAGLI E. (2006) - *Il paesaggio vegetale dell'Isola d'Elba (Arcipelago Toscano)*. Studio fitosociologico e cartografico. Fitosociologia, **43** (1) suppl. 1: 3-95.
- FORSYTH MAJOR C. (1873) - *Remarques sur quelques mammifères post-Tertiaires de l'Italie, suivies et considérations générales sur la faune des mammifères post-Tertiaires*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **15**(5): 1-27.
- GARFAGNOLI F., MENNA F., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2005) - *The Porto Azzurro Unit (Mt. Calamita promontory, south-eastern Elba Island, Tuscany): stratigraphic, tectonic and metamorphic evolution*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Sp., **3**, pp. 119-138.
- 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., **11**, Roma: 1-116.
- ISPRA-SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Fogli 316-317-328-329 "Isola d'Elba"*.
- ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA (1978) - *Il vento e lo stato del mare lungo le coste italiane e dell'Adriatico*. Genova, **8**, 1-14.
- JALUT G., DEDOUBAT J.J., FONTUGNE M. & OTTO T. (2009): *Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact*. Quaternary International, **200**, 4-18.
- JATEAU M., MICHAUD 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.
- LAZZAROTTO A., SANDRELLI F., FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G., CORNAMUSINI G. & PASCUCCI V. (2002) - *Note illustrative del F° 295 "Pomaranze"*. Servizio Geologico d'Italia: pp. 140.
- 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.
- LOTTI B. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola d'Elba*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **2**: pp. 249, Roma.
- MAINERI C., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA 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 hidrothermal activity*. Mineralium Deposita, **38**: 67-86.
- MALATESTA A. (1950) - *Sulla Grotta di Reale a Porto Azzurro (Elba)*. Riv. Sci. Preist., **5**: 90-94.
- MALLEGNI F. (1972) - *Studio antropologico dei resti scheletrici rinvenuti nella grotta di S. Giuseppe presso Rio Marina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie B, 79.
- MARINELLI G., BARBERI F. & CIONI R. (1993) - *Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 279-288.

- MATTHEWS J. (1969) - *The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies*. New phytology, **68**, 161-166.
- MAZZANTI R. (1983) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 419-556.
- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., STAGER J.C., KARLEN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R. & STEIG E.J. (2004) - *Holocene climate variability*. Quaternary Research, **62**: 243-255.
- MINISTERO LL. PP. (Servizio Idrografico e Mareografico di Pisa) (anni vari) - *Annali Idrologici, Parte I e II*. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.
- NESTI F. (1823) - *Notes sur l'existence de deux espèces d'ours fossiles en Toscane*. Bibl. Univ. Sci., B. Lett. Arts Genève, **24**: 206-208.
- NISIO S. (2008) - *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Monografia Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **85**: 475 pp.
- ONORI L. (ed.) (2009) - *Il ripristino degli ecosistemi marino-costieri e la difesa delle coste sabbiose nelle Aree protette*. Rapporti ISPRA, **100**: 443-452.
- ORTI L., MORELLI M., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2002) - *New geological data from Gorgona Island (Northern Tyrrhenian Sea)*. Ofioliti, **27**: 133-144.
- PANDELI E., BARTOLINI C., DINI A. & ANTOLINI E. (2010) - *New data on the paleogeography of Southern Tuscany (Italy) since Late Miocene*. Int. J. Earth Sci., DOI: 10.1007/s00531-009-0463-z, **99** (6): 1357-1381.
- PANDELI E., PUXEDDU M. & RUGGIERI G. (2001) - *The metasiliciclastic-carbonate sequence of the Acquadolce Unit (Eastern Elba Island): new petrographic data and paleogeographic interpretation*. Ofioliti, **26** (2a): 207-218.
- PASCUCCI V. (2002) - *Tyrrhenian Sea extension north of the Elba Island between Corsica and western Tuscany (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n. **1**: 819-828.
- PÉREZ-FOLGADO M., SIERRO F.J., FLORES J.A., CACHO I., GRIMALT J.O., ZAHN R. & SHACKLETON N.J. (2003) - *Western Mediterranean planktic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kiloyears*. Marine Micropaleontology **48**, 49-70.
- PÉREZ-FOLGADO M., SIERRO F.J., FLORES J.A., GRIMALT J.O. & ZAHN R. (2004) - *Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977*. Marine Geology **212**, 113-131.
- 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. LL. PP., Servizio Idrografico, Pubbl. n. **21**, II Ed., Fasc. IV, Roma: pp. 116.
- 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.
- PORTIS A. (1890) - *I rettili pliocenici del Valdarno superiore e di alcune altre località plioceniche di Toscana*. Le Monnier, Firenze, 32 pp.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., PANDELI E., FANUCCI F., MORETTI S., INNOCENTI F., D'OREFICE M., GRACIOTTI R. (2015) - *Carta geologica dell'Isola d'Elba alla scala 1:25.000*. DREAm. Italia.
- PRINCIPI G., FANUCCI F., BORTOLOTTI V., CHIARI M., DINI A., FAZZUOLI M., MENNA F., MORETTI S., NIRTA G., PANDELI E. & REALE V. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Fogli 316-317-328-329 "Isola d'Elba"*. ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio geologico d'Italia.
- RAPETTI F. (1992) - *Osservazioni sul clima dell'Arcipelago Toscano*. A.N.I.S.N. Provincia di Pisa: 30-37.
- RAPETTI F. (1999) - *Inquadramento del clima dell'Isola d'Elba*. Studio realizzato con il contributo della SMA (Sistemi per la Meteorologia e l'Ambiente, Firenze, settembre 1999).
- RAPETTI F. (2007) - *Climatologia*. In: Analyse Intégrée du Système Côtier: Aspect géomorphologiques, climatiques, végétationnels et anthropiques – Etudes empiriques des littoraux de la Province de Li-

- vourne et de la Corse (a cura di P.R. Federici). Brigati Genova. Cap. 1: 18-19.
- RAPETTI F. (2009) - *Lineamenti climatici dell'Arcipelago Toscano*. In: Carta geomorfologica dell'Arcipelago Toscano. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **86**. A cura di D'OREFICE M., DRAMIS F., FEDERICI P.R., GRACIOTTI R., MOLIN P. & RIBOLINI A.: 11-21.
- 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. & VITTORINI S. (1994) - *Le precipitazioni in Toscana: osservazioni sui casi estremi*. Riv. Geogr. Ital., **101**: 47-76.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HUGHEN K.A., KROMER B., MC CORMAC F.G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.
- REGIONE TOSCANA (1989) - *La costa toscana. Studi sull'erosione costiera, i venti e il moto ondoso*. Grosseto.
- ROBERTS N., BRAYSHAW D., KUZUCUOĞLU C., PEREZ R., SADORI L. (2011) - *The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences*. The Holocene, **21**(1): 3-13.
- ROCCHI S., DINI A., INNOCENTI F., TONARINI S. & WESTERMAN D.S. (2003) - *Elba Island: intrusive magmatism*. Per. Mineral., **72**: 73-104.
- RÜHL H. (1912) - *Elba*. Sond. Zeitschr. d. Gesell. für Erdkunde zu Berlin. Berlin.
- RUSTIONI M. & MAZZA P. (1993) - *The Tibetan-like bear from Grotta di Reale, Porto Azzurro (Isle of Elba, Italy)*. Il Quatern., **6**: 35-38. Roma.
- SAUPÉ F., MARIIGNAC C., MOINE B., SONET J. & ZIMMERMAN J. L. (1982) - *Datation par les methodes 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.
- SCOTT L. (1992) - *Environmental implications and origin of microscopic Pseudoschizaea Thiergart and Frantz Ex R. Potonié emend. in sediments*. Journal of Biogeography, **19**(4), 349-354.
- SERVIZIO IDROLOGICO REGIONALE DELLA TOSCANA (2011) - *Report evento meteorologico del giorno 7 novembre 2011*: Focus sull'isola d'Isola d'Elba, 9 novembre 2011.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERARA G. (1992) - *Il magmatismo neogenico-quaternario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, vol. sp. **1991/1**: 429-463.
- SESTINI A. (1939) - *Evoluzione morfologica della Toscana costiera*. Relazione della 28ª Riunione della Soc. It. per il Prog. della Scie. (S.I.P.S.), **3**: 415-425, Pisa.
- SPADONI P. (1790) - *Lettera oritografica sulle Grotte ultimamente scoperte a Longone nell'Isola d'Elba, al Dott. Attilio Zuccagni*. Opuscoli Scelti di Milano, Tomo **13**.
- SPEL G. (1985) - *La produzione dei metalli nell'Etruria antica*. In: CAMPOREALE G. (ed.) L'Etruria Mineraria. Electa, Regione Toscana: 39-40.
- TANELLI G. (1977) - *I giacimenti a skarn della Toscana*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**(2): 875-903.
- TANELLI G., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., DINI A., LATTANZI P., MAINERI C., MASCARO I. & RUGGERI G. (2001) - *The iron mineral deposits of Elba island: state of the art*. Ofioliti, **26**(2a): 239-248.
- STRAHLER A.N. (1957) - *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. Transactions of the American Geophysical Union **38**(6): 913-920.
- THORNTHWAITE C.W. (1948) - *An approach toward a rational classification of climate*. Geogr. Review, **38**: 55-94.
- 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.
- TREVISAN L. (1950) - *L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento 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.

- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZECH R.J. (eds.). "Landslides: analysis and control". Washington Transp. Res. Board, Spec. Rep., **176**, Nat. Sci. Acad.: 11-33.
- VANNIÈRE B., COLOMBAROLI D., CHAPRON E., LEROUX A., TINNER W. & MAGNY M. (2008) - *Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy)*. Quaternary Science Reviews, **27**: 1181-1196.
- VIGLIOTTI L., ROVERI M. & CAPOTONDI L. (2003) - *Etruscan archaeometallurgy record in sediments from the Northern Tyrrhenian Sea*. Journal of Archaeological Science, **30**: 809-815.
- VITTORINI S. (1976) - *Le condizioni climatiche dell'Arcipelago toscano*. L'Universo, **56**: 147-176, Firenze.
- ZANCLA A. & D'ANDREA D. (1970) - *Isoterme dei mari italiani per il triennio 1967-1969*. Riv. Meteor. Aeron. **30** (3), 57-78; (4), pp. 37-46.
- ZECCHINI M. (1981) - *L'Isola d'Elba dal Paleolitico all'epoca romana*. In: "Studi sul territorio livornese: Archeologia, antropologia, geologia" a cura del Centro Livornese di studi archeologici. Editrice La Fortezza, Livorno: 155-191.
- WEZEL F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: a rifted tectonic-swell basin*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 531-568.