

REGIONE
TOSCANA

# Il Vulcano di Monte Amiata

*a cura di Claudia Principe, Guido Lavorini e Luigina M. Vezzoli*

REGIONE
TOSCANA

# Il Vulcano di Monte Amiata

*a cura di*
*Claudia Principe, Guido Lavorini e Luigina M. Vezzoli*

Edizioni Scientifiche e Artistiche

© 2017 Proprietà letteraria, artistica e scientifica riservata agli autori così come le foto ed i grafici riportati in questo volume quando non diversamente indicato

www.edizioniesa.com info@edizioniesa.com

I diritti sono riservati. Nessuna parte di questa pubblicazione può essere riprodotta, archiviata anche con mezzi informatici, trasmessa in qualsiasi forma o con qualsiasi mezzo elettronico, meccanico, con fotocopia, registrazione o altro, senza la preventiva autorizzazione dei detentori dei diritti.

ISBN 978-88-99742-32-4

E.S.A. - Edizioni Scientifiche e Artistiche

Finito di stampare nel mese di novembre 2017
presso Vulcanica srl, Nola (Na)

La foto di copertina del Monte Amiata proviene dal sito web:
By Larry Ferrante - Flickr, CC BY 2.0, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=1665943

Copia del presente volume puó essere richiesta all'indirizzo email: **c.principe@igg.cnr.it**

*“… la minestra è castagne e funghi …”*

# Elenco e afferenze autori

| Cognome | Nome | Afferenza |
|---|---|---|
| Abebe Adhana | Tsegaye | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Arzilli | Fabio | School of Earth and Environmental Science, University of Manchester, UK |
| Battaglia | Stefano | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Bertini | Giovanni | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Bianchi | Francesco | S.B.C. Geologi Associati, Via Ragazzi del '99 53, 50141 Firenze |
| Brogi | Andrea | Università di Bari, Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Via Orabona 4, 70125 Bari |
| Cabassi | Jacopo | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Capecchiacci | Francesco | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze<br>CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| De Cristoforo | Serena Pia | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino |
| Dini | Andrea | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Doveri | Marco | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Giannini | Luciano | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Giordano | Daniele | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino<br>CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Giusti | Riccardo | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| La Felice | Sonia | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Landi | Simone | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Laurenzi | Marinella Ada | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Lelli | Matteo | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Liotta | Domenico | Università di Bari, Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Via Orabona 4, 70125 Bari |
| Madii | Vieri | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Magi | Francesco | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Marini | Federico | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Masotta | Matteo | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, Via Santa Maria 53, 56126 Pisa |
| Menichini | Matia | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Montanari | Domenico | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Nisi | Barbara | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Norelli | Francesco | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Orti | Letizia | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Pandeli | Enrico | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze<br>CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Paolillo | Annarita | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Polo | Liza | Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo, Brazil |

| | | |
|---|---|---|
| Principe | Claudia | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |
| Rappuoli | Daniele | Unione dei Comuni Amiata-Val D'Orcia, Via del Colombaio 98, 53023 Gallina, Castiglion d'Orcia, Siena |
| Tassi | Franco | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| | | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Vanossi | Davide | Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como |
| Vaselli | Orlando | Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| | | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze |
| Vezzoli | Luigina Maria | Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como |
| | | CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa |

# Ringraziamenti

*Questo volume non avrebbe potuto esistere senza il generoso contributo di molti colleghi dell'IGG-CNR, fa cui spicca Sonia La Felice, e di una lunga serie di persone. Innanzitutto i curatori vogliono ringraziare il dott. Maurizio Trevisani Dirigente del Sistema Informativo Territoriale e Ambientale della Regione Toscana che ci ha sempre dato fiducia nelle varie fasi, talora critiche di questo progetto scientifico ed editoriale. Abbiamo condiviso alcune campagne con Patrizia Landi dell'INGV di Pisa, e siamo sicuri di potere continuare insieme in un prossimo futuro i molti discorsi intrapresi sulla dinamica del sistema di alimentazione superficiale di questo vulcano. Le carote del Pozzo Contessa ci sono state "regalate" dal dott. Paolo Romagnoli di ENEL* Green Power *che per questo ringraziamo. Luigina Vezzoli e Claudia Principe ringraziano Cipriano Carcano e Luigi Marini per l'infinita pazienza ed il supporto non solo morale. Guido Lavorini ha una dedica di carattere personale da fare, a Mio Padre (che se ne è andato senza poter vedere il volume) e una doverosa al geologo maremmano Fabio Martellini (prematuramente scomparso la scorsa estate), al quale questo strano volume (che descrive luoghi a lui tanto cari) sarebbe piaciuto parecchio.*

# Indice

*Premessa* 15

*Introduzione al volume* 17

PARTE I
STATO DELL'ARTE SULLA GEOLOGIA E VULCANOLOGIA DEL MONTE AMIATA

**1. Inquadramento geologico regionale dell'area del Monte Amiata** 21
di Enrico Pandeli, Giovanni Bertini, Letizia Orti

**2. Le strutture tettoniche quaternarie nelle vulcaniti del Monte Amiata e dintorni** 55
di Andrea Brogi e Domenico Liotta

**3. Precedenti studi vulcanologici sul Monte Amiata** 71
di Claudia Principe e Luigina Vezzoli

PARTE II
GEOLOGIA DEL VULCANICO

**4. Stratigrafia ed evoluzione geologica del vulcano di Monte Amiata** 85
di Claudia Principe, Luigina Vezzoli, Sonia La Felice

**5. Note alla carta geologica del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata** 103
di Luigina Vezzoli, Claudia Principe, Sonia La Felice, Enrico Pandeli, Federico Marini, Riccardo Giusti

**6. Vulcano-tettonica e morfologie vulcaniche del Monte Amiata** 129
di Claudia Principe e Luigina Vezzoli

**7. Caratteristiche petro-chimiche delle vulcaniti di Monte Amiata in relazione alla stratigrafia** 145
di Sonia La Felice, Tsegaye Abebe Adhana, Claudia Principe, Luigina Vezzoli

**8. Il vulcanismo effusivo acido del Monte Amiata: stima delle condizioni pre- e sin-eruttive ed implicazioni vulcanologiche** 171
di Daniele Giordano, Sonia La Felice, Fabio Arzilli, Serena Pia De Cristofaro, Liza Polo, Matteo Masotta

**9. Facies vulcaniche e meccanismi di messa in posto delle vulcaniti del Monte Amiata** 195
di Luigina Vezzoli e Claudia Principe

PARTE III
Geologia del sottosuolo

**10. Stratigrafia e caratterizzazione delle vulcaniti attraversate dal pozzo David Lazzaretti** 213
di Sonia La Felice, Giovani Bertini, Claudia Principe

**11. Analisi della fratturazione in pozzo all'interno delle recenti perforazioni eseguite al Monte Amiata** 221
di Domenico Montanari, Sonia La Felice, Giovanni Bertini

**12. Nuovi dati geocronologici sulle vulcaniti incontrate dal pozzo David Lazzaretti** 233
di Marinella Ada Laurenzi, Sonia La Felice

**13. L'andamento morfo-strutturale del substrato del Monte Amiata - Aggiornamento** 245
di Giovanni Bertini, Sonia La Felice, Domenico Montanari, Annarita Paolillo

PARTE IV
Acque e mineralizzazioni

**14. Aspetti idrogeologici delle vulcaniti del Monte Amiata** 255
di Marco Doveri e Matia Menichini

**15. Caratterizzazione chimica delle acque circolanti all'interno del Complesso Vulcanico del Monte Amiata** 267
di Matteo Lelli

**16. Geochimica delle acque di Galleria Italia (Abbadia San Salvatore, Siena)** 283
di Orlando Vaselli, Daniele Rappuoli, Barbara Nisi, Francesco Bianchi, Franco Tassi, Jacopo Cabassi, Luciano Giannini, Francesco Magi, Francesco Capecchiacci, Vieri Maddii

**17. Interazione acqua-roccia nell'acquifero superficiale del Monte Amiata** 303
di Sonia La Felice, Domenico Montanari, Giovanni Bertini, Stefano Battaglia

**18. Le Terre Coloranti e la Farina Fossile del Monte Amiata. Caratteristiche geologiche, attività estrattiva e significato paleoambientale** 313
di Luigina Vezzoli, Sonia La Felice, Francesco Norelli, Davide Vanossi

**19. Miniere e minerali del Distretto mercurifero del Monte Amiata** 343
di Andrea Dini

APPENDICE I 375

APPENDICE II 399

# Premessa

Questo volume monografico sulla vulcanologia del Monte Amiata è un altro importante tassello che va ad aggiungersi agli sforzi compiuti dall'Amministrazione Regionale per la descrizione geologica completa e di dettaglio del territorio toscano.

Una efficace conoscenza geologica e la disponibilità, accessibilità, condivisione dei dati di base risultano fondanti e fondamentali per ogni tipologia di azione gestionale del territorio.

Avere una chiara visione della distribuzione e della sequenza costruttiva della coltre di depositi che caratterizzano questo nostro piccolo vulcano ha infatti una importanza per la Toscana che trascende il valore e la bellezza del volume stesso.

La delicatezza, la complessità, la bellezza del territorio amiatino necessitavano da lungo tempo che si avviasse un lavoro di raccolta, arricchimento e sistematizzazione delle conoscenze sulle sue origini e la sua struttura.

L'obiettivo che ci siamo dati era di acquisire quelle conoscenze cartografiche, stratigrafiche e strutturali che devono essere alla base di ogni scelta e decisione e che impongono limiti e suggeriscono soluzioni per le più svariate azioni, che si tratti di realizzare nuove opere idrauliche, di sistemare strade o pianificare sviluppi turistici in un territorio che è bello proprio per la diversità morfologica e paesaggistica delle sue forme, territorio che da sempre è sfruttato per le ricchezze minerarie che la sua origine vulcanica e la sua presenza in un'area così fortemente interessata da deformazioni e tettonica hanno generato.

Con questo volume, realizzato con grande competenza e passione dai tecnici del CNR, con la collaborazione del Consorzio Lamma, la Regione Toscana vuole dunque dare un nuovo ed utile contributo conoscitivo del nostro Amiata, con la consapevolezza di aver operato un intervento importante relativamente ad un territorio importante.

*L'Assessore alle Infrastrutture, mobilità, urbanistica e politiche abitative*
*Vincenzo Ceccarelli*

*L'Assessore all'Ambiente e difesa del suolo*
*Federica Fratoni*

# Introduzione al volume

Questa opera editoriale raccoglie i risultati di un progetto di ricerca svolto nel periodo 2012 - 2016 dall'Istituto di Geoscienze e Georisorse del Consiglio Nazionale delle Ricerche grazie al finanziamento della Regione Toscana, tramite il Consorzio LAMMA. Al progetto hanno preso parte 37 ricercatori provenienti, oltre che da IGG-CNR, da varie Università ed Enti di ricerca. Il progetto è stato originato dalla esigenza della Regione Toscana di avere un quadro vulcanologico organico ed aggiornato del Vulcano di Monte Amiata. Era difatti evidente che lo stato delle conoscenze più propriamente vulcanologiche sul Monte Amiata era carente ed obsoleto rispetto ad altri aspetti conoscitivi dell'area amiatina, in special modo quelli legati alle problematiche geotermiche ed idrogeologiche. Nel passato, questo vulcano non era mai stato oggetto di un vero e proprio studio vulcanologico fondato su un imprescindibile lavoro di base sul terreno. Stratigrafia delle vulcaniti, cartografia e vulcano-tettonica, analisi delle facies vulcanologiche - i pilastri su cui si basa la ricostruzione della storia evolutiva di un vulcano - non erano ancora state affrontate con il dovuto dettaglio ed in modo moderno. Nonostante molti ricercatori, in tempi più o meno recenti, hanno prodotto studi sul Monte Amiata, questi sono stati sempre orientati al campionamento, restituzione cartografica ed analisi petro-chimica dei vari litotipi, per poi produrre interpretazioni, anche sofisticate, sulla genesi dei magmi toscani. Ma di fatto le conoscenze vulcanologiche sul Monte Amiata, prima di oggi, erano ferme agli studi di Mazzuoli e Pratesi, del 1963, e di Ferrari e Coautori, del 1996. Tutti i successivi studi sull'Amiata presenti nella letteratura scientifica, ivi compresi i rilievi operati nell'ambito della nuova cartografia regionale, avevano aggiunto pochi ed ambigui elementi ad un quadro rimasto arretrato e fortemente lacunoso. Questo fatto aveva anche portato la letteratura scientifica ad una banalizzazione della storia evolutiva dell'Amiata ed alla considerazione del vulcano come qualcosa di avulso dal quadro geologico regionale. Non a caso le stratigrafie sintetiche che si trovano in letteratura (cfr. *Capitolo 2* e *Capitolo 3*) riportano il vulcano come un "cappello" sovrapposto con distacco alla sequenza non-vulcanica, o poco più di una macchia rossa nelle carte geologiche.

La presente monografia sulla vulcanologia del Vulcano di Monte Amiata si pone l'ambizioso obiettivo di colmare le lacune sopra illustrate e si apre con una sintesi dei dati geologici e vulcanologici esistenti (**Parte I**) per proseguire con la descrizione dei nuovi dati geologici e vulcanologici di superficie appositamente ottenuti nell'ambito di questo progetto (**Parte II**). Fra gli obbiettivi del nostro lavoro, erano difatti sia la ricostruzione stratigrafica di dettaglio della sequenza di rocce vulcaniche prodotte dall'attività eruttiva (*Capitolo 4*) sia la definizione delle strutture vulcaniche e l'analisi della dipendenza del vulcanismo dalla tettonica regionale recente (*Capitolo 6*). Abbiamo voluto inoltre dare prova del fatto che una diversa e moderna cartografia è possibile anche per questo vulcano, e per fare questo abbiamo effettuato *ex novo* il rilievo alla scala 1:5000 del settore meridionale del complesso vulcanico. La carta geologica proposta nel

*Capitolo 5* ha centrato pienamente lo scopo, dimostrando che l'utilizzo congiunto del classico metodo di rilevamento geologico, se confortato da una corretta descrizione petrochimica dei litotipi, dalla analisi delle strutture e delle facies vulcanologiche (*Capitolo 9*) e dall'utilizzo della cartografia a limiti inconformi, è ancora il miglior modo per ottenere una cartografia geologica di dettaglio che sia significativa della reale natura di un territorio e della attività vulcanica che vi si è svolta. Noi speriamo che questa dimostrazione sia sufficiente a darci modo di vedere presto realizzata una nuova cartografia vulcanologica di tutto il vulcano, che le finalità ed i tempi di questo primo lavoro non ci hanno permesso di ottenere e che questa nuova cartografia possa andare ad arricchire il *Continuum Territoriale Geologico della Toscana*, voluto e realizzato in questi anni dalla Regione Toscana. In questo momento particolare del percorso delle Scienze della Terra, dove la restituzione e la modellazione numerica della realtà geologica sono sempre più necessarie come supporto ad una corretta fruizione del territorio, si sente difatti particolarmente forte l'esigenza di dare piena attuazione allo storico motto della Società Geologica Italiana: *mente et malleo*, nel suo pieno significato di reperimento sul terreno di dati reali ed affidabili, correttamente descrittivi di una imprescindibile realtà geologica.

Nella letteratura scientifica sul Monte Amiata si trovano distribuiti con leggerezza termini vulcanologici come "lava a blocchi", "mega-duomo", "ignimbrite", "inversione del rilievo", come se queste categorizzazioni non si portassero appresso pesanti implicazioni sulla genesi e sulle modalità di messa in posto dei relativi depositi. Può sembrare strano, ma fino ad oggi non era stato ancora affrontato in modo compiuto il problema della attribuzione di una corretta facies vulcanologica ai depositi vulcanici di Monte Amiata. La monografia dedica un intero capitolo (*Capitolo 9*) a mettere ordine in questa complessa materia, con risultati che hanno implicazioni anche sulla definizione della dinamica di alimentazione superficiale del vulcano (*Capitoli 7 e 8*).

Nella **Parte III** della monografia è stato dato spazio ai dati geologici di sottosuolo disponibili dagli studi precedenti (essenzialmente le stratigrafie dei pozzi più o meno profondi perforati in varie epoche), ma sono stati anche presentati i dati da noi ottenuti sul Pozzo Davide Lazzaretti perforato dalla Regione Toscana nel 2015 con il metodo del carotaggio continuo (*Capitolo 10, Capitolo 11, Capitolo 17*). Questi materiali, che sono conservati presso la Litoteca di IGG-CNR e sono accessibili a chi ne fosse interessato, ci hanno fornito una serie di informazioni preziose sulla stratigrafia profonda dei depositi vulcanici, l'andamento del substrato pre-vulcanico e la tettonica recente del Monte Amiata (*Capitolo 13)*. Nel *Capitolo 12* sono presentati i dati di età ottenuti sia sulle rocce profonde incontrate nel sondaggio della Regione Toscana che una sintesi della cronologia delle unità rocciose affioranti in superficie.

Ci sono alcuni aspetti del Monte Amiata, che pur non essendo catalogabili come fenomeni vulcanici, con il vulcano hanno avuto, ed hanno, strette relazioni. Si tratta di quelle che abbiamo voluto raggruppare sotto la voce "Acque e mineralizzazioni" nella **Parte IV** del lavoro. Sono le risorse del vulcano che l'uomo da sempre ha usato e continua in parte ad usare. Ne fanno parte le acque sorgive (*Capitolo 14*, *Capitolo 15 e Capitolo 16*), le famosissime mineralizzazioni a cinabro che hanno segnato la vita di chi ha vissuto sull'Amiata nel XVIII e XIX secolo (*Capitolo 19*), le diatomiti e le terre bolari, che colmavano piccoli bacini lacustri come quello di Fontespilli, e che hanno contribuito allo sviluppo economico del territorio senese e grossetano

(*Capitolo 18*). Le acque sorgive sono tutt'oggi, assieme alle castagne dei boschi che ricoprono il vulcano, una importante risorsa di questo territorio, mentre da tempo sono cessate le attività di estrazione non solo del cinabro, ma anche delle diatomiti e delle terre bolari, entrambe esauritesi a metà del secolo scorso per l'intensa escavazione cui sono state sottoposte.

Consegniamo quindi questa monografia ai lettori, che nei nostri intenti sono sia l'attento Amministratore, che il collega geologo, che operano in questi territori. Ma speriamo anche di essere stati in grado di incuriosire un pubblico più vasto, semplicemente desideroso di comprendere la storia e le caratteristiche del territorio in cui vive. Per gli altri, coloro che passano dall'Amiata in vacanza, per godere delle bellezze storiche e paesaggistiche di questi luoghi, abbiamo aggiunto in Appendice un percorso Geo-turistico. Si tratta di alcuni spunti che vogliono dimostrare come sia possibile intraprendere un percorso progettuale volto ad inserire in futuro il territorio amiatino nel novero dei Geo-parchi italiani. Ed è anche un poco una provocazione: magari attraverso questa chiave di lettura il turista, anche non geologo, trovando alle Pro-loco, o in qualche libreria, questo volume, può provare a percorrere questo bellissimo angolo di Toscana non solo guardando alle bellezze paesaggistiche, storiche ed artistiche di cui è ricco, ma guardando al territorio con l'occhio di noi geologi. Ovvero dal punto di vista molto particolare di questo strano tipo di scienziati, che usando le pietre riescono a viaggiare a ritroso nel tempo per tracciare la storia più antica dei luoghi. La speranza è quella di essere riusciti in qualche modo a raccontarvi di quando questa montagna, oggi silenziosa e ammantata di boschi, era un tempo (remoto per la cronologia storica, ma geologicamente vicinissimo) squassata dai terremoti, modellata dalle faglie e percorsa da lave incandescenti.

*I curatori del volume*
*Claudia Principe, Guido Lavorini e Luigina Maria Vezzoli*

Firenze, novembre 2017

# 1. Inquadramento geologico regionale dell'area del Monte Amiata

*Regional geological setting of Monte Amiata area*

Enrico Pandeli[1, 2], Giovanni Bertini[3], Letizia Orti [1]

*1.Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

*2.CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

*3.CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author pandeli@geo.unifi.it

## *Abstract*

*This work aims to show a geological introduction of the Monte Amiata area and takes into account the latest researches concerning stratigraphy and tectonics of the Ligurian, sub-Ligurian and Tuscan Units, but also its sedimentary and tectonic evolution during Neogenic-Quaternary times. In particular, three main units have been distinguished within the Ligurids l.s. (from the geometric bottom to top): (a) the Canetolo Unit (or Sub-Ligurian Unit, Paleocene-Eocene), represented by dark grey to green shales with grey calcilutite and calcarenite beds, locally with K-feldspar-free, more or less calcareous sandstone intercalations; (b) the Santa Fiora Unit, consisting of a complex pile of tectonic elements made up of Cretaceous successions and, in particular, a dominant marly-calcareous flysch with local Pietraforte-like intercalations (Santa Fiora Formation) and of the siliciclastic turbiditic Pietraforte Formation. with its basal shaly-silty lithofacies (Manganesiferous Varicoloured Shales Formation); (c) the Ophiolitic Unit, mostly represented by often chaotic shales with siliceous limestone intercalations and quartz-arenites of Lower Cretaceous age (Palombini Shales Formation), which locally include ophiolitic olistoliths (mostly serpentinites locally associated with ophicalcites and ophiolitic breccias), Lower Cretaceous Murlo-like marls and Albian-Turonian olivine-basalt dykes, sills and pillow-lavas. The tectonic setting of the Ligurian, Sub-Ligurian and Tuscan units in the Monte Amiata area is similar to that in southern Tuscany. In particular, the studies indicate a complex tectonic evolution which mostly occurred in the Lower Miocene to Pliocene time interval and include the following events: (1) syn-collisional and «serrage» folding and stacking of the units (Early Miocene-Middle Miocene); (2) tectonic lamination of the Tuscan Nappe (the so-called «Reduced Tuscan Sequence») and of the overlying Ligurian l.s. stack in the Serravallian-Lower Tortonian; (3) development of the intramontane continental to marine basins (Upper Miocene-Pliocene) and of high-angle faulting. In particular, during the Early-Middle Miocene, doublings of the Tuscan Nappe in the* the M*onte Amiata region (e.g. that of Poggio Zoccolino) and in other parts of Tuscany (e.g.in the Larderello-Travale geothermal field) also occurred as well as the building up of the regional Tuscan Nappe Front (Monte Orsaro-Lima Valley-Monti del Chianti- Monte Cetona structural alignment). This event also produced doublings and refoldings in the underlying crystalline Triassic-Paleozoic successions of the Monte Amiata subsurface, which probably belong to the Umbrian Domain. During the Middle Miocene shortening and immediately later, syn- and post-tectonic, low-angle faulting produced the «Reduced Tuscan Sequence». Since Upper Miocene- Pliocene, this complex tectonic pile was dismembered by high angle normal fault systems (which mainly strike NW-SE, NE-SW and N-S) and produced the growth of the Siena-Radicofani and the Cinigiano-Baccinello morphological-structural depressions and of the Montalcino - Monte Amiata - Monte Razzano ridge. The uplift of the Montalcino - Monte Amiata area continued in more recent times (e.g. the outcrops of Lower Pliocene sediments at about 500 m between Montalcino and Castelnuovo dell'Abate, and at about 1000 m in the Monte Labbro area) and is probably connected to the magmatic processes of the Quaternary Monte Amiata volcano.*

## 1 Introduzione

L'area del Monte Amiata (1738 m s.l.m.), nella parte sud-orientale della Toscana, mostra le tipiche caratteristiche geologiche della Toscana meridionale come ad esempio la presenza della "Serie Toscana Ridotta", l'alto flusso di calore, che è all'origine dei campi geotermici, ed i bacini sedimentari di età mio-pliocenica (Tavola 1.1). La cartografia geologica di dettaglio di quest'area non è particolarmente abbondante rispetto ad altre zone della Toscana meridionale (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015a con bibliografia). In particolare, si ricordano la "*Geological map of the Monte Amiata geothermal region*" (Calamai et al., 1970) e la più recente "*Geological map of the Monte Amiata region*" (Conticelli et al., 2015).

Numerosi sono gli studi sulle successioni sedimentarie dei bacini mio-pliocenici (Benvenuti et al., 2001; Liotta, 1991, 1994, 1996; Bonini e Sani, 2002), della Falda Toscana e delle unità di copertura Liguri e sub-Ligure (Calamai et al., 1970; Pandeli et al., 2005; Brogi et al., 2015; Marroni et al., 2015a, b con bibliografia), nonché sulle sottostanti successioni metamorfiche paleozoico-triassiche del "basamento" toscano (Elter e Pandeli, 1991; Brogi, 2008a).

Altri lavori hanno preso in considerazione gli aspetti vulcanologici, strutturali e geotermici (Calamai et al., 1970; Gianelli et al., 1988; Ferrari et al.,1996; Batini et al., 2003; Barelli et al., 2010; Borgia et al., 2014; Barazzuoli et al., 2015; Sbrana et al., 2015).

Scopo del presente lavoro è di fornire una sintesi del panorama geologico del Monte Amiata ed in particolare della stratigrafia e dell'assetto strutturale delle unità toscane e Liguri/sub-Ligure, nonché del sottostante "basamento" cristallino.

È stata inserita anche una nuova carta geologica schematica alla scala 1:100.000 che include i dati di recenti rilevamenti effettuati dagli scriventi nelle aree attorno all'edificio vulcanico.

## 2 Inquadramento geologico

L'area in esame è caratterizzata dall'edificio vulcanico quaternario del Monte Amiata (304-230 ka, Mazzuoli e Pratesi, 1963; Ferrari et al., 1996; Laurenzi et al., 2015 con bibliografia) (Tavola 1.1). Quest'area rappresenta la parte centrale e settentrionale di un alto morfologico-strutturale di età neogenica che si estende verso sud fino almeno a Viterbo nel Lazio settentrionale (Dorsale Montalcino - Monte Amiata - Monte Razzano in Baldi et al., 1974; Ambrosetti et al., 1978; Pasquaré et al., 1983) ed è caratterizzata da estese coperture delle Unità Liguri s.l. e dalle sottostanti successioni della Falda Toscana, più o meno complete dei loro termini stratigrafici, ed affioranti in limitate finestre tettoniche (i.e. "nuclei" a Serie Toscana Auct.; Calamai et al., 1970; Decandia et al., 1994; Brogi e Lazzarotto, 2002; Brogi, 2004c; Pandeli et al., 2005, Marroni et al., 2015 a,b). Le Unità Liguri, prevalentemente di natura argillitico-marnosa, sono state originate durante l'evoluzione deformativa polifasica legata alla chiusura per subduzione del Dominio oceanico mesozoico Ligure/Ligure-Piemontese (fin dal Cretaceo superiore) che era paleogeograficamente interposto tra il continente europeo (blocco Corsica - Sardegna) e africano (ovvero la microplacca Adria) (Abbate et al., 1986; Bortolotti et al., 2001 con bibliografia). Nell'area di transizione tra l'area oceanica ed il margine continentale adriatico si sedimentò la successione del Dominio sub-Ligure. Al di sopra del "basamento" paleozoico del paleomargine adriatico (Dominio Toscano), si depose dal Triassico superiore al Miocene inferiore la successione toscana legata al ciclo sedimentario alpidico che include, dal basso, depositi evaporitici (Anidriti di Burano) e carbonatici di piattaforma, formazioni pelagiche calcareo-siliceo-marnose e quindi essenzialmente argillitico-calcaree (Scaglia Toscana) alle quali fanno seguito le torbiditi silico-clastiche di avanfossa del Macigno di età Oligocene superiore - Miocene inferiore (Bortolotti et al., 1970; Giannini et al., 1971; Fazzuoli et al., 1994).

I pozzi profondi perforati nei campi geotermici intorno al Monte Amiata hanno incontrato, al di sotto delle anidriti basali della Falda Toscana (che localmente presentano spessori di oltre 1300 m), le Unità Metamorfiche Toscane in facies di Scisti Verdi costituite dai depositi quarzosi continentali del Verrucano triassico e da formazioni marine silico-clastiche e carbonatiche del Devoniano-

Permiano (Pandeli et al., 1988; Pandeli e Pasini, 1990; Elter e Pandeli, 1991; Brogi, 2008a).

La storia tettonico-sedimentaria della successione toscana evidenzia una evoluzione dallo stadio di rifting triassico a quello di un margine continentale passivo avvenuta dal Giurassico inferiore-medio fino all'Eocene superiore, quando avvenne la collisione continentale ed iniziò la fase principale della tettogenesi appenninica. In questa fase il paleomargine adriatico fu deformato, scagliato e sovrascorso dalle unità oceaniche Liguri s.l. (Carmignani e Kligfield, 1990; Fazzuoli et al., 1994; Carmignani et al., 2001). Durante gli eventi sin-collisionali si originò lo scollamento della Falda Toscana rispetto al suo originario basamento paleozoico-triassico (Fazzuoli et al., 1994 con bibliografia) ed il sottoscorrimento e metamorfismo di parte delle successioni toscane che ha dato luogo alle Unità Metamorfiche Toscane (Carmignani e Kligfield, 1990; Franceschelli et al., 2004 con bibliografia).

L'assetto tettonico della Falda Toscana nell'area dell'Amiata è simile a quello noto in tutta la Toscana meridionale, dove sono presenti "nuclei" caratterizzati da una sequenza stratigrafica "completa" in tutti i suoi termini, che sono separati da estese aree con sequenze "ridotte", ovvero tettonicamente laminate ("Serie Toscana Ridotta": Signorini, 1949, 1964; Giannini et al., 1971) (Tavola 1.1). Quest'ultimo fenomeno è stato legato da alcuni autori (Bertini et al., 1991; Decandia et al., 1993, 2001; Fazzuoli et al., 1994; Carmignani et al., 1995, 2001; Brogi, 2004a) all'effetto di laminazioni dovute a faglie normali a basso angolo attivate nel Miocene durante i primi processi estensionali dell'orogene appenninico.

Successivamente, la tettonica distensiva originò, a scala regionale, i sistemi ad *horst* e *graben* delimitati da faglie normali ad alto angolo colmati da sedimenti marini e fluvio-lacustri di età tardo miocenica-quaternaria (Bossio et al., 1993; Martini e Sagri, 1993; Martini et al., 2001). In questo contesto la Dorsale Montalcino - Monte Amiata - Monte Razzano è delimitata da bacini continentali e continentali-marini del Miocene superiore - Pliocene ad andamento appenninico, come il bacino di Cinigiano – Baccinello - Bassa Val d'Orcia ad ovest (Landi et al., 1995; Benvenuti et al., 2001, 2015) e quelli di Siena e Radicofani ad est (Boila et al., 1982; Costantini et al., 1982; Bossio et al., 1993; Liotta, 1991, 1994, 1996; Bonini e Sani, 2002: Pasquaré et al., 1983). Tra Montalcino e il Monte Amiata è presente anche il coevo bacino della Velona a direzione NE-SW (Damiani et al., 1980; Rook e Ghetti, 1997; Bonini et al., 1999; Benvenuti et al., 2015). Questi bacini intermontani sono stati tradizionalmente interpretati come *graben* e semi-*graben* formatisi durante gli eventi estensionali nell'area di retro-catena appenninica (Martini e Sagri, 1993; Liotta, 1996; Martini et al., 2001 con bibliografia), mentre secondo altri autori (Bonini et al., 1999; Finetti et al., 2001; Bonini e Sani, 2002) sono considerati come bacini tipo "*top-thrust*" nell'ipotesi della persistenza del regime compressivo fino al Pleistocene.

Comunque dalla fine del Pliocene inferiore, i bacini sedimentari neogenici emersero ed i loro depositi sono stati localmente sollevati di diverse centinaia di metri fino a circa 1000 m (es. i depositi litorali del Pliocene inferiore nella zona del Monte Labbro), probabilmente a causa dello sviluppo del sistema vulcano-plutonico del Monte Amiata (Pasquaré et al., 1983; Gianelli et al., 1988; Marinelli et al., 1993) che è all'origine dei campi geotermici di Piancastagnaio e Bagnore (Calamai et al., 1970; Batini et al., 2003). Da sottolineare anche la presenza, all'interno del Bacino di Radicofani, dell'omonimo vulcano monogenico, datato a 1,3-1,2 Ma (D'Orazio et al., 1991; Innocenti et al., 1992; Conticelli et al., 2010), che dovette precedere, quindi, la nascita dell'edificio vulcanico amiatino.

## 3 Sintesi di Stratigrafia e Tettonica della regione amiatina

Questa sintesi si concentra principalmente sulla stratigrafia e assetto tettonico delle Unità Liguri/sub-Ligure e Toscane (Falda Toscana e Unità Metamorfiche Toscane). Pertanto per i bacini sedimentari neogenici, si rimanda ai lavori di dettaglio citati nel precedente paragrafo, ed ai Capitoli 3, 4 e 5 per le vulcaniti di Monte Amiata. Nel proseguo verranno descritte le caratteristiche delle varie unità partendo da quelle che presentano

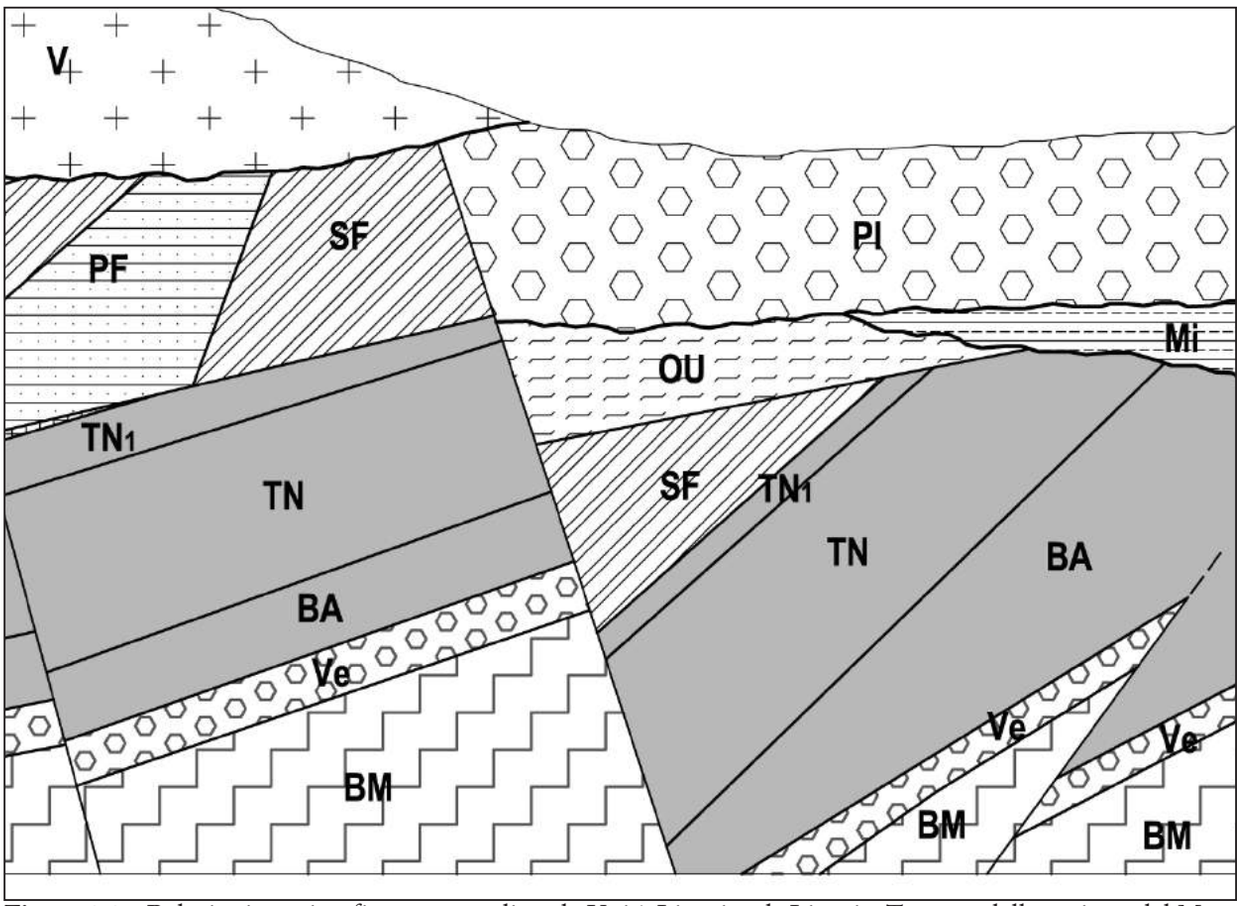



**Figura 1.1 –** Relazioni stratigrafico-strutturali tra le Unità Liguri, sub-Liguri e Toscane della regione del Monte Amiata. Unità Monticiano-Roccastrada: BM = successioni paleozoiche, Ve = successioni triassiche silicoclastiche (Verrucano); Falda Toscana: BA = evaporiti triassiche, TN = sub-Unità inferiore (generalmente la successione "completa" con formazioni retico-oligoceniche/mioceniche inferiori), TN1 = sub-Unità superiore (es. la scaglia tettonica di evaporiti triassiche nell' area di Poggio Zoccolino); CU = Unità Canetolo (Unità Sub-Ligure); Unità di Santa Fiora: SF = Formazione di Santa Fiora, PF = Pietraforte; OU = Unità Ofiolitica (Argille a Palombini); Mi = depositi miocenici; Pl = depositi pliocenici; V = vulcaniti quaternarie del Monte Amiata. – *Stratigraphic-structural relationships between the Ligurian, sub-Ligurian and Tuscan Units in the Monte Amiata region. Metamorphic Units: BM = Paleozoic successions, Ve = Triassic siliciclastic cover (Verrucano); Tuscan Nappe:* BA *= Triassic evaporites, TN = lower sub-Unit (generally the "complete" succession with Rhaetian-Oligocene/Lower Miocene formations), TN1 = upper sub-Unit (e.g. the Triassic evaporites wedge in the Poggio Zoccolino area); CU: Canetolo Unit; Santa Fiora Unit: SF = Santa Fiora Fm., PF = Pietraforte Fm. and Manganesiferous Varicoloured Shales Fm.; OU: Ophiolitic Unit (Palombini Shales); Mi: Miocene deposits; Pl: Pliocene deposits; V: Monte Amiata Quaternary volcanic rocks.*

una posizione più elevata nell'edificio tettonico (unità Liguri) e procedendo verso il basso fino alle Unità Metamorfiche Toscane presenti nel sottosuolo (vedi Tavola 1.1, Figura 1.1, Figura 1.2). All'interno delle diverse unità saranno descritte le formazioni secondo l'ordine stratigrafico. Il quadro stratigrafico delle formazioni Liguri e sub-Ligure (Figura 1.2) deriva dai dati paleontologici riportati in dettaglio in Pandeli et al. (2005) e Marroni et al. (2015b). Le analisi petrografiche effettuate dagli stessi Autori sulle arenarie presenti nelle diverse unità Ligure e sub-Ligure hanno seguito il metodo Gazzi-Dickinson (vedi Di Giulio e Valloni, 1992 con bibliografia).

## *3.1 Liguridi s.l.*

Al loro interno possono essere distinte tre principali unità tettono-stratigrafiche (dall'alto): Unità Ofiolitica, Unità Santa Fiora, Unità Canetolo (o Unità sub-Ligure).

### *3.1.1 Unità Ofiolitica*

Questa unità (Gruppo ligure-maremmano di Brunacci et al., 1983), il cui spessore apparente può superare i 650 m, è rappresentata in larghissima parte dalla Formazione delle Argille a Palombini che mostra i migliori affioramenti sul margine occidentale dei bacini Siena - Radicofani, a sud del fiume Orcia. Questa formazione è costituita da argilliti grigie e localmente verdastre, con intercalazioni di calcari silicei da grigi a grigio-verdastri, e di spessore da decimetrico fino a circa 1,5 m (Figura 1.3). I calcari presentano localmente una base calcarenitica laminata e raramente strutture Bouma Tb-e e Tc-e, ed inoltre sono spesso caratterizzati da tipiche alterazioni ad "incudine" a causa di processi di silicizzazione. La natura prevalentemente argillosa di questa formazione è alla base del suo spiccato comportamento plastico che risulta in un tipico assetto caotico (Figura 1.4) che è generalmente anche connesso a frane.

Talvolta sono presenti anche strati di quarzo-areniti e quarzo-siltiti con scarso cemento calcareo (vedi composizione petrografica in Figura 1.5) che solo nelle zone a sud di Saragiolo risultano abbastanza frequenti da essere cartografati come litofacies (vedi Membro quarzarenitico nella carta geologica di Tavola 1.1). Olistoliti di serpentiniti e più raramente di gabbri e di oficalciti sono stati riconosciuti in varie zone all'interno delle Argille a Palombini (es. a sud e ad est di Rocca d'Orcia, ad est di Campiglia d'Orcia, e ad ovest di Bagno Vignoni, vedi Tavola 1.1). Nell'area di Bagnolo sono presenti anche brecce ofiolitiche poligeniche con elementi in gran parte di serpentiniti e diaspri.

I rari fossili (radiolari e scarsi tintinnidi) presenti negli strati calcarei indicano un'età cretacea inferiore (Barremiano-Aptiano? secondo

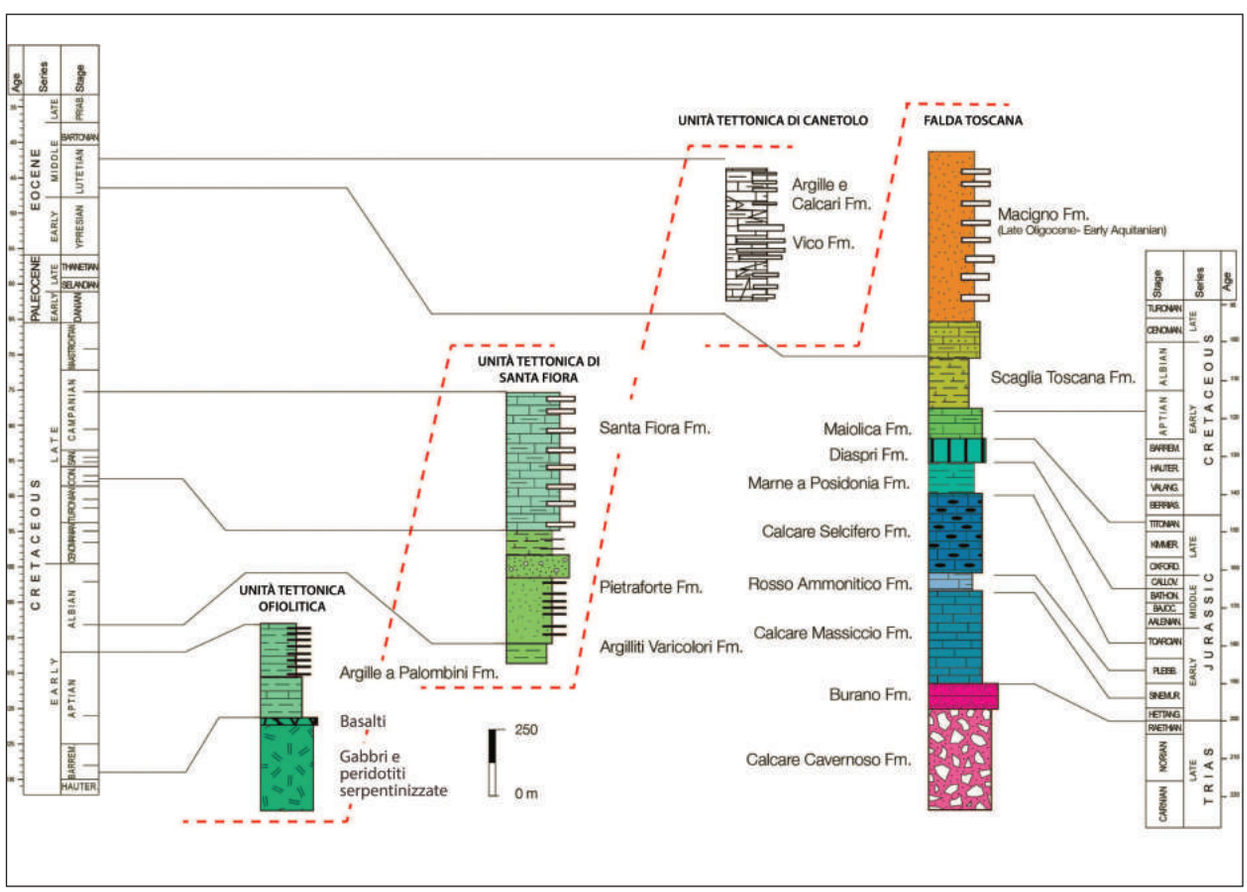



**Figura 1.2 -** Schema cronostratigrafico delle unità tettoniche appartenenti alla Falda Toscana e alle unità Canetolo (sub-Ligure) e Liguri nella regione del Monte Amiata (da Marroni et al., 2015a). – *Chrono-stratigraphic picture of the tectonic units belonging to the Tuscan, sub-Ligurian (Canetolo Unit) and Ligurian domains cropping out in Monte Amiata region (from Marroni et al., 2015a).*



**Figura 1.3 -** Argilliti con interstrati di calcari silicei delle Argille a Palombini (Unità Ofiolitica) in un affioramento tipico a sud di Bagni San Filippo. – *Shales with siliceous limestone interbeds of the Palombini Shales (Ophiolitiferous Unit) in a typical outcrop south of Bagni San Filippo.*



**Figura 1.4 -** Argille a Palombini (Unità Ofiolitica) ad assetto caotico in un affioramento tipico a sud di Bagni San Filippo. – *A chaotic assemblage of the Palombini Shales (Ophiolitic Unit) in a typical outcrop south of Bagni San Filippo.*

Marcucci e Passerini, 1980, 1982). Gli scarsi e mal preservati nannofossili calcarei mostrano un'età tra l'Hauteriviano superiore e l'Aptiano (Marroni et al., 2015 b).

Nelle aree a sud di Piancastagnaio (Valle del Torrente Senna) e di Bagnolo-Saragiolo, sono inclusi in questa formazione anche corpi magmatici ("Selagiti" Auct.) a giacitura sia filoniana che effusiva (colate e lave a cuscino) datate al Cretaceo superiore (86.3±1.7 Ma e 97.1±2.3 Ma in Brunacci et al., 1983; Stoppa et al., 2014) (Tavola 1.1). Gli stessi Autori hanno classificato queste rocce magmatiche come olivin-basalti alcalini oceanici di intra-placca. Marroni et al. (2015a) ritengono che queste rocce appartengano non all'Unità Ofiolitica, ma all'Unità Santa Fiora.

Infine, una particolare associazione litologica non fossilifera, costituita da marne e marne calcaree grigio chiare con intercalazioni calcilutitiche e calcarenitiche, è presente nella zona "Poggio della Ruota", a sud di Bagnolo (Tavola 1.1). Secondo Brunacci et al. (1983), questa litofacies, che passerebbe lateralmente alle Argille a Palombini, può essere correlata alle Marne di Murlo del Cretaceo inferiore della omonima successione ofiolitica, a sud di Siena.

### *3.1.2 Unità Santa Fiora*

Questa unità ("Gruppo di Santa Fiora" in Brunacci et al., 1983) è costituita da due sub-unità che di regola mostrano tra loro relazioni tettoniche (Tavola 1.1 e Figura 1.1): la Sub-unità di Santa Fiora e la Sub-unità della Pietraforte. Lo spessore complessivo massimo di questa unità può arrivare a superare i 1000 m a causa della sua complessa strutturazione tettonica.

#### *3.1.2.1 Sub-unità di Santa Fiora*

È rappresentata dalla successione marnoso-argillitico-calcarea della omonima formazione che ha uno spessore massimo apparente di circa 500 m. In particolare, la Formazione di Santa Fiora ("Formazione argilloso-calcarea" di Bettelli, 1985) è costituita da alternanze di prevalenti argilliti e argilliti marnose da grigio a grigio scure, o beige e raramente rossastre, e strati da centimetrici fino ad oltre 2 m, di calcari e calcari marnosi da grigi a beige talora "paesiniformi", biocalcareniti gradate, marne e marne calcaree spesso siltose (Figura 1.6). I litotipi calcareo-marnosi sono localmente molto abbondanti (es. le "Marne di Castelnuovo dell'Abate" in Bortolotti, 1962 o la Formazione del Torrente Vivo in Manganelli, 1982) (Figura 1.7). Tutti questi litotipi mostrano tipiche superfici di alterazione di colore bruno/grigio-bruno e sono caratterizzati da sistemi di vene di calcite fibrosa biancastra di spessore fino a diversi centimetri (Figura 1.6).

Localmente possono essere presenti anche intercalazioni di arenarie calcaree e siltiti torbiditiche. In particolare, nella zona di Poggio Nibbio (a sud di Saragiolo) le intercalazioni di arenaria calcarea sono più frequenti e danno luogo localmente a corpi per lo più arenaceo-pelitici lenticolari, potenti fino a 15-20 m all'interno della Formazione di Santa Fiora (il corpo più grosso è stato distinto nella carta geologica in Tavola 1.1). La loro composizione petrografica è simile a quella tipica delle arenarie della Formazione della Pietraforte (Figura 1.5) che è caratterizzata da un elevato contenuto in litici sedimentari (Pandeli et al., 2005 con bibliografia).

Il contenuto fossilifero dei litotipi calcarei e marnosi della Formazione di Santa Fiora evidenzia un intervallo temporale tra l'Aptiano-Albiano e il Campaniano superiore (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015b).

### *3.1.2.2 Sub-unità della Pietraforte*

Questa successione è ben esposta nelle aree di Montalcino e di Seggiano-Arcidosso e presenta una potenza apparente fino a 1500 m (vedi dati del sondaggio SG1 nella sezione geologica C-C ' in Tavola 1.1). Consiste in un complesso di base prevalentemente argillitico-siltitico (a; formazione degli Argilloscisti Manganesiferi Varicolori) su cui poggia stratigraficamente la Formazione della Pietraforte (b); questi due membri sono di seguito descritti:

(a) Argilloscisti Manganesiferi Varicolori (Bettelli, 1985), di spessore apparente fino a 450 m, sono costituiti da argilliti e siltiti di colore da grigio scuro/nero a verdastro con intercalazioni, potenti generalmente fino a 50 cm, di calcari più o meno silicei di colore da grigio a grigio-verdastro, spesso "paesiformi" (Figura 1.8), e di rare arenarie calcaree anch'esse piuttosto tenaci alla percussione. I suddetti litotipi presentano di regola tipiche impregnazioni/alterazioni di ossidi nerastri di manganese.

L'età di questa formazione, data dalle associazioni a foraminiferi e nannofossili presenti nelle intercalazioni calcaree, è generalmente Aptiano-Albiano (Pandeli et al., 2005), ma può localmente anche comprendere il Cenomaniano inferiore (Marroni et al., 2015).

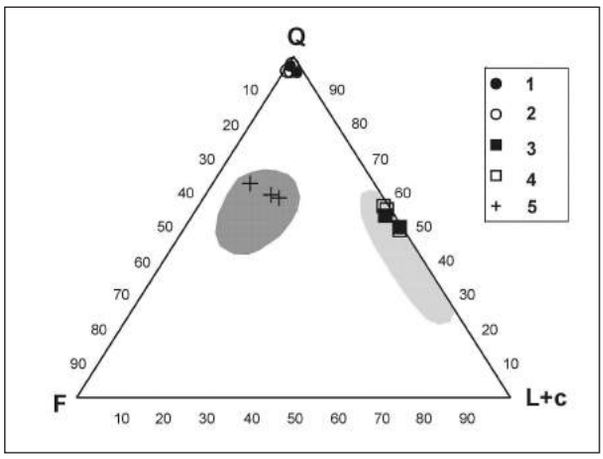



**Figura 1.5 -** Diagramma della composizione principale (QFL + C) delle arenarie nell'Unità Ofiolitica (1 = intercalazione quarzarenitica nelle Argille a Palombini; 2 = quarzoareniti del Membro Quarzorenitico); nell'Unità Santa Fiora (3 = Pietraforte; 4 = intercalazioni tipo Pietraforte nell'Unità Santa Fiora); e nell'Unità Canetolo (5) nella regione del Monte Amiata. Area grigia scura = campo del Macigno (Falda Toscana) a scala regionale (da Pandeli et al., 1994; Aruta et al., 1998); Area grigia chiara = campo della Pietraforte a scala regionale (da Valloni e Zuffa, 1984; Fontana e Mantovani Uguzzoni, 1987; Fontana, 1991). - *Essential framework (QFL+C) diagram of the sandstones in the Ophiolitic Unit (1 = quartzarenite intercalations in the Palombini shales; 2 = quartzarenites of the Quartzarenite Member); Santa Fiora Unit (3 = Pietraforte; 4 = Pietraforte-like intercalations in the Santa Fiora Fm.); and Canetolo Unit (5) of the Monte Amiata region. Grey area = FQL+C field of the Macigno Fm. of the Tuscan Nappe (from Pandeli et al., 1994; Aruta et al., 1998); light grey area = FQL+C field of the Pietraforte Fm. (from Valloni e Zuffa, 1984; Fontana e Mantovani Uguzzoni, 1987; Fontana, 1991).*

(b) La Formazione della Pietraforte, con caratteri torbiditico-silicoclastici, è generalmente rappresentata nell'area in esame da litofacies arenacee e arenaceo-pelitiche generalmente ben stratificate con spessore degli strati da circa 40 cm fino a più di 10 m (es. nell'area di Arcidosso; Figura 1.9a). Le arenarie sono definibili come sub-litoareniti con una composizione mista carbonatico-silicoclastica (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015 b) (Figura 1.5). Gli strati si presentano massicci o grossolanamente gradati con sequenze Bouma Ta, Ta/c-e, Tab/de, Ta-de, e Tb-e, a profilo localmente lenticolare e superfici di



**Figura 1.6 -** Alternanza di calcari marnosi, calcareniti e argilliti marnose della Formazione di Santa Fiora (Unità Santa Fiora) attraversata da vene di calcite in un affioramento tipico lungo la valle del Torrente Vivo. – *Alternating marly limestones, calcarenites and marly shales of the Santa Fiora Fm. (Santa Fiora Unit) crossed by calcite veins in a typical outcrop along the Vivo River valley.*



**Figura 1.7 -** Marne calcaree biancastre intercalate nella litofacies calcareo-marnosa della Formazione di Santa Fiora (Unità di Santa Fiora) lungo la valle del Torrente Vivo. – *Whitish calcareous marls intercalated in the calcareous-marly lithofacies of the Santa Fiora Fm. (Santa Fiora Unit) along the Vivo River valley*.

base erosive. Talvolta sono evidenti amalgamazioni tra più strati. A vari livelli possono essere presenti corpi di spessore da metrico fino a decametrico con litofacies pelitico-arenacee caratterizzate da strati arenaceo-siltitici di piccolo spessore (da centimetrici a 80 cm), con sequenze Bouma Tc-e, Tde, e Tb-e, e geometria piano-parallela; il rapporto arenite/pelite è in genere □1. Quest'ultima litofacies costituisce anche la parte superiore della formazione (Figura 1.9b). Litofacies conglomeratico-arenacee ("Cicerchina" Auct.) (Figura 1.10) possono invece essere riconosciute localmente nella parte inferiore della Pietraforte, spesso prevalentemente arenacea (es. a nord-est di Seggiano). Nella litofacies areacea e arenaceo-pelitica possono essere localmente intercalati corpi decametrici marnoso-argillitico-calcarei varicolori (es. nella zona di Seggiano), così come possono essere presenti anche nella parte alta della formazione (Bortolotti, 1962). Lo spessore massimo apparente della Pietraforte è di circa 750-800 m.

Il contenuto fossilifero delle arenarie e delle intercalazioni marnoso-calcaree è costituito da frammenti di Inoceramus, Heterohelicidae, piccole Globigerinidae (*Hedbergella sp., Ticinella sp., Schakoina sp., Praeglobotruncana sp.)* e Globotruncanidae (*Globotruncana sp., Globotruncana lapparenti*), che definiscono un'età Cretaceo superiore (Pandeli et al., 2005), mentre le datazioni dei nannofossili effettuate da Marroni et al. (2015b) mostrano la presenza di associazioni dall'Albiano superiore al Coniaciano medio.

Pertanto, nel suo insieme la successione Argilliti Varicolori Manganesiferi-Pietraforte presenta un intervallo temporale dall'Aptiano al Coniaciano medio, mentre quello della Formazione di Santa Fiora andrebbe dall' Albiano al tardo Coniaciano/Santoniano basale e talora al tardo Campaniano.

### *3.1.3 Unità Canetolo (Unità sub-Ligure)*

Questa Unità è presente generalmente laddove la sottostante Falda Toscana è di tipo "completo", ovvero con la formazione del Macigno a tetto (Castelnuovo dell'Abate, Ripa d'Orcia) o almeno includente la Scaglia Toscana (Monte Aquilaia). L'Unità Canetolo è rappresentata dalla Formazione delle "Argille e Calcari" costituita da argilliti grigio scure/nerastre, ma talora anche grigio-verdastre, con intercalazioni carbonatico-marnose di spessore da centimetrico fino a 4 m (Figura 1.11); queste ultime sono biocalcareniti (localmente grossolane con un livello micro-conglomeratico basale) e biocalcilutiti torbiditiche di colore grigio, spesso gradate, talora passanti in

alto a marne calcaree spesse anche oltre 2 metri (ad esempio nella zona di Monticello-Salaiola). Gli strati carbonatico-torbiditici possono localmente prevalere e dar luogo a corpi arenaceo-pelitici di spessore fino ad alcune decine di metri ("Vico Formation" in Marroni et al., 2015 a, b) che sono localmente cartografabili (vedi Figura 1.1 nella zona di Salaiola). Questi corpi mostrano forti analogie litologiche con le coeve Calcareniti di Montegrossi della Falda Toscana, tant'è che alcune successioni della Scaglia Toscana sono state incluse da altri autori (es. Bonazzi et al., 1982; Bettelli, 1985) nell'Unità sub-Ligure a causa di analogie litologiche. Tuttavia in quest'ultime sono generalmente assenti i noduli di selce tipici del suddetto Membro della Scaglia Toscana.

All'interno della successione delle "Argille e calcari" sono presenti anche strati di arenarie fini e siltiti quarzoso-feldspatico-micacee e più o meno calcaree. Generalmente presentano piccolo spessore (5-30 cm) e sequenze Bouma incomplete tipo Tb-e e Tc-e. In alcuni casi, però, sono inclusi anche corpi con strati arenacei ed arenaceo-pelitici Ta e Ta-ce del tipo "Macigno", a granulometria anche grossolana e spesso amalgamati, come nell'affioramento della località "I Poggi" vicino al pozzo BG23 (vedi nella carta geologica di Tavola 1.1). L'analisi petrografica (Pandeli et al., 2005) indica una composizione complessivamente simile per queste rocce (Figura 1.5), ma con un contenuto di carbonati superiore (circa 15%) e con una mancanza di grani di K-feldspato, rispetto al Macigno della Falda Toscana campionato al Monte Aquilaia ove, tra l'altro, il contenuto di carbonati è sempre <5% (cfr. anche con i dati relativi al tipico Macigno dei Monti del Chianti in Pandeli et al., 1994; Cornamusini, 2002). Lo spessore massimo apparente dell'Unità Canetolo è di circa 200-300 m.

L'età eocenica di questa Unità è ben testimoniata dal contenuto fossilifero dei litotipi carbonatico-marnosi. In particolare, i calcari campionati presentano associazioni a Globorotalidae dell'Eocene inferiore-medio e più raramente dell'Eocene medio-superiore (Pandeli et al., 2005). Le calcareniti a grana grossolana includono anche frammenti di echinidi e di briozoi, Miliolidae, Rotalidae, alghe calcaree, *Nummulites sp., Discocyclina sp. e Alveolina sp*.



**Figura 1.8 -** Alternanze da centimetriche a decimetriche di argilliti manganesifere nere e di calcari silicei tipo "paesina" degli Argilloscisti Manganesiferi Varicolori (Unità Santa Fiora) nei dintorni di Vivo d'Orcia. - *Centimetric to decimetric alternations of black manganesiferous shales and siliceous «landscape-like» limestones of the Manganesiferous Varicoloured Shales (Santa Fiora Unit) in the surroundings of Vivo d'Orcia*.

Per quanto riguarda i nannofossili calcarei i campioni hanno dato associazioni dell'Eocene inferiore-medio talvolta associate con specie cretacee rimaneggiate (Pandeli et a., 2005; Marroni et al., 2015b). In particolare, alcuni strati calcarenitici (ad esempio, negli affioramenti al NO di Castelnuovo dell'Abate) mostrano associazioni verosimilmente rimaneggiate solo a foraminiferi di età cretacea superiore che sono talora associati a faune eoceniche (*Nummulites sp*.). Inoltre nella parte superiore pelitica degli stessi strati torbiditico-calcarei non è raro riconoscere solo associazioni a nannofossili riferibili all'Aptiano-Albiano, al Coniaciano e al Campaniano (Marroni et al., 2015b).

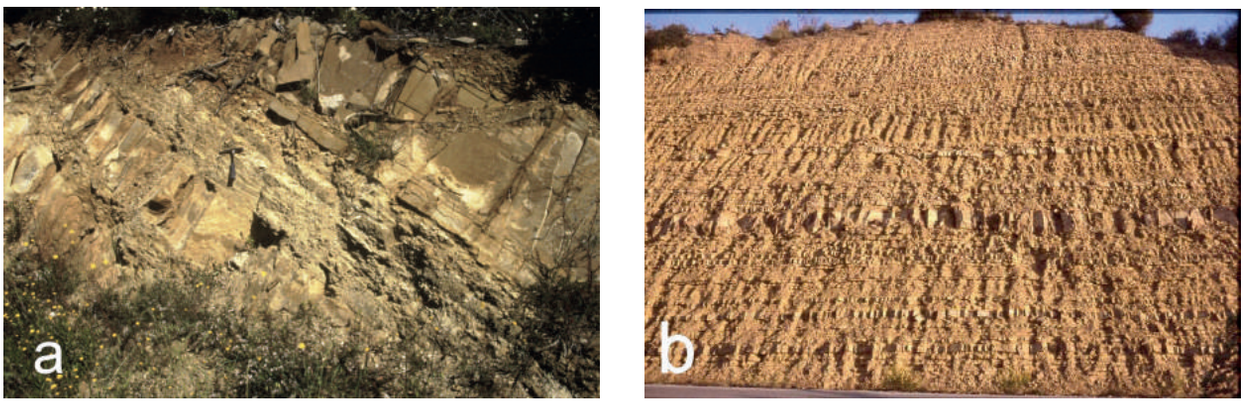



**Figura 1.9 -** Lithofacies tipiche della Formazione della Pietraforte (Unità Santa Fiora): (a) Litofacies arenaceo-pelitica presso Arcidosso; (b) Litofacies pelitico-arenacea a stratificazione sottile della Pietraforte lungo la strada da Castelnuovo dell'Abate a Monte Amiata Scalo. – *Typical lithofacies of the Pietraforte Fm. (Santa Fiora Unit): (a) Arenaceous-pelitic lithofacies close Arcidosso; (b) Pelitic-arenaceous, thin-bedded lithofacies along the road from Castelnuovo dell'Abate to Monte Amiata Scalo.*

## *3.2 Falda Toscana*

La Falda Toscana affiora solo in alcune "finestre" tettoniche o "nuclei" nelle aree a nord (Bagno Vignoni, Ripa d'Orcia, Castiglione d'Orcia, e Castelnuovo dell'Abate-Poggio Civitella), a nord-est (Poggio Zoccolino), più estesamente a sud-ovest (Dorsale Monte Aquilaia-M. Labbro-Roccalbegna-Rocchette), e a sud-east (Dorsale di Castell'Azzara-M. Elmo) dell'edificio vulcanico amiatino.

In alcuni "nuclei" sono esposte solo le formazioni terrigene cretaceo-eoceniche (Scaglia Ttoscana) e/o le torbiditi silicoclastiche del Macigno (es. Castiglione d'Orcia, Ripa d'Orcia, Castenuovo dell'Abate), in altri affiorano gli altri termini mesozoici (es. Poggio Zoccolino). L'esame dei rapporti stratigrafico-strutturali tra le diverse successioni esposte nei "nuclei" e presenti nel sottosuolo (vedi, ad esempio, i dati ottenuti dal sondaggio Bagno Vignoni 1 in Brogi et al., 2005) mostra una complessa strutturazione della Falda Toscana per la locale presenza di scagliature, laminazioni e ripetizioni tettoniche (es. nel campo geotermico di Bagnore in Calamai et al., 1970; Monte Aquilaia in Brogi e Lazzarotto, 2002; Bagno Vignoni in Brogi et al., 2005b; Poggio Zoccolino in Pandeli et al., 2002, 2005, Brogi, 2004a).

L'esame dei rapporti stratigrafici tra le diverse successioni esposte nei "nuclei" denota anche evidenti eteropie laterali, in particolare per quanto concerne le formazioni del Lias medio/superiore-Cretaceo inferiore e quelle terrigene del "Gruppo degli Scisti Policromi", come per altro è già stato da tempo messo in evidenza a scala regionale dai precedenti autori (Bortolotti et al., 1970; Giannini et al., 1971; Fazzuoli et al., 1985, 1994; Fazzuoli e Sguazzoni, 1986). Di seguito sono descritte le formazioni della Falda Toscana in ordine stratigrafico prendendo come riferimento i nuclei di Poggio Zoccolino e di Ripa d'Orcia (vedi Figura 1.2). Per ulteriori dettagli sulle successioni mesozoiche si rimanda a Losacco (1959 a, b, c), Fazzini et al. (1968), Canuti e Marcucci (1970), e Brogi e Lazzarotto (2002).

3.2.1 Anidriti di Burano (Norico-Retico)

Le Anidriti di Burano sono esposte solo in affioramenti posti ad est della faglia normale a direzione circa N-S che limita il "nucleo" di Poggio Zoccolino (es. località Colline, miniera di Pietrineri) e ad ovest del "nucleo" stesso (es. località Capanna Bacchi). Non sono mai visibili in affioramento i contatti con le altre formazioni Toscane, perché, in tutti gli affioramenti, sulle evaporiti poggiano direttamente le Liguridi, così come avviene nel sottosuolo di Piancastagnaio e di Bagnore (Calamai et al., 1970), evidenziando così la tipica situazione della "Serie Toscana Ridotta". Nel sondaggio San Filippo (SE di Poggio Zoccolino), invece, questa formazione risulta sottoposta stratigraficamente ai Calcari e marne a *Rhaetavicula contorna*. Da un punto di vista litologico questa formazione è costituita in affioramento da anidrite microcristallina, in gran

parte gessificata, caratterizzata da intercalazioni millimetriche di colore da biancastro a grigio, legato alla tipologia ed alla granulometria dei solfati o alla presenza di impurezze. Tali alternanze risultano variamente interessate da complessi fenomeni plicativi a scala decimetrica/centimetrica. La massa solfatica include elementi dolomitici brecciati da grigio scuro a nerastri, di dimensioni da millimetriche fino a metriche. Talora questi elementi risultano allineati secondo superfici che simulano una originaria stratificazione e sono probabilmente riferibili a fenomeni di brecciatura/budinaggio o ad iso-orientazione per flusso tettonico. Localmente sono evidenti anche strutture di brecciatura polifasica. L'affioramento di Capanna Bacchi, che presenta uno spessore massimo affiorante di circa 20-30 m, è costituito da calcari dolomitici e dolomie microcristalline in genere brecciate e/o vacuolari ("Calcare Cavernoso" Auct.) di colore grigio scuro-nerastro che presentano un aspetto massiccio o con accenni ad una grossolana stratificazione. Nel sondaggio San Filippo ed in quelli di Piancastagnaio e di Bagnore, la formazione delle Anidriti di Burano è stata attraversata per oltre 1000 m. Le sue frequenti variazioni di spessore sono senz'altro da mettersi in relazione alle complesse vicende tettoniche e diagenetiche a cui è stata sottoposta. Le Anidriti di Burano, infatti, costituiscono l'orizzonte basale di scollamento della Falda Toscana e sono implicate in strutture complesse a scaglie tettoniche assieme alle unità metamorfiche del basamento, come nel sottosuolo di Larderello e di Piancastagnaio (Pandeli et al. ,1991; Elter e Pandeli,1991).

### *3.2.2 Calcari e marne a Rhaetavicula contorta (Retico)*

Nell'area in esame affiorano solo nel nucleo di Bagno Vignoni e di Poggio Zoccolino al di sotto del Calcare Massiccio. Questa unità è costituita da strati di spessore da qualche cm al metro, di calcari e calcari dolomitici e, subordinatamente, dolomie grigio-scure e grigio-nocciola fino a nerastre, talora con vene calcitiche o brecciate con intercalazioni argillitiche-marnose nerastre. Localmente i litotipi carbonatici possono presentare una ricristallizzazione/dolomitizzazione più o meno spinta. Il passaggio al soprastante Calcare Massiccio è graduale. Lo spessore è mal valutabile per motivi tettonici e di affioramento. Nel "nucleo" di Poggio Zoccolino l'unità presenta uno spessore minimo di 50 m, mentre nel sondaggio San Filippo è stata attraversata per circa 350 m.



**Figura 1.10 -** Litofacies conglomeratico-arenacea della Pietraforte (Unità Santa Fiora) in un affioramento a nord di Seggiano. – *Conglomeratic-arenaceous lithofacies of the Pietraforte Fm. (Santa Fiora Unit) in an outcrop north of Seggiano.*

### *3.2.3 Calcare Massiccio (Trias sommitale - Lias inferiore)*

Affiora sul versante orientale di Poggio Zoccolino e presso Bagno Vignoni. Si tratta di calcari biancastri e/o grigio chiari, spesso ad aspetto ceroide, ma localmente anche ricristallizzati/dolomitizzati, a stratificazione indistinta. Vi sono comuni le oncoliti e i peloidi, che testimoniano una facies di ambiente sub-tidale non lontano dai canali di marea (Fazzuoli, 1974). Il passaggio ai soprastanti Calcari selciferi, ben esposto a Poggio Zoccolino, è segnato, oltre che dalla comparsa di stratificazione e da liste e noduli di selce, anche da un livello lenticolare potente al massimo una decina



**Figura 1.11** - Argilliti nerastre con intercalazioni di calcilutiti e calcareniti nella Formazione delle "Argille e Calcari" (Unità Canetolo) lungo la strada Salaiola-Monticello. – *Black shales with intercalated calcilutite and calcarenit e beds of the «Argille e Calcari» Fm. (Canetolo Unit) along the Salaiola-Monticello road.*

di metri di calcari marnosi detritici rossastri/rosati nodulari tipo "Rosso Ammonitico". Lo spessore di questa formazione è al massimo di 250-300 m.

### *3.2.4 Calcari selciferi (Lias medio - superiore)*

Nell'area esaminata questa formazione affiora solo a Poggio Zoccolino e passa gradualmente in alto ai "Calcari e marne a Posidonia". Si presentano come una successione ben stratificata (strati da pochi decimetri fino a 1-1,5 m di potenza) di calcari micritici e micritico-marnosi di colore grigio e grigio-nocciola chiaro, con liste e noduli di selce grigia, biancastra, bruno-scura e nerastra. Tra i singoli strati sono talora riconoscibili sottili intercalazioni di marne siltose e argilliti marnose grigio-scure. La stratificazione risulta più sviluppata nella porzione media e alta della successione, mentre le selci tendono ad essere più frequenti nella sua porzione mediana. Localmente possono essere presenti rari livelli calcareo-marnosi rossastri che localmente presentano noduli ammonitiferi, che ricordano le facies del Rosso Ammonitico. Nell'area di Poggio Zoccolino è misurabile uno spessore massimo attorno ai 100-120 m.

### *3.2.5 Calcari e marne a Posidonia (Lias superiore - Dogger)*

Affiorano a Poggio Zoccolino e attorno al Monte Aquilaia e passa piuttosto bruscamente in alto ai Diaspri. Questa formazione è costituita da calcari marnosi e marne calcaree spesso detritiche varicolori (grigio, rossastre, verdastre e brune), in strati piano-paralleli o più raramente leggermente ondulati, con intercalazioni di marne e argilliti marnose varicolori (rossastre o giallastre-verdastre). In alcuni strati sono state riconosciute strutture laminate e piste di limivori, nonché livelli di lumachelle con gusci di *Posidonia alpina* in disposizione caotica o isorientati secondo la stratificazione. Lo spessore massimo misurabile è di circa 50 m a Poggio Zoccolino.

### *3.2.6 Diaspri e Calcari ad Aptici (Dogger superiore - Malm)*

I Diaspri hanno buoni affioramenti a Poggio Zoccolino, ove presentano a tetto un esiguo spessore di Calcari ad Aptici, che sono maggiormente rappresentati presso Bagno Vignoni. Verso l'alto passano ad una sequenza tipo Maiolica o direttamente alla Scaglia Toscana. I Diaspri sono costituiti da una monotona alternanza di straterelli centimetrici silicei microcristallini varicolori (giallastri, verdastri, grigi, nerastri e rossastri), spesso sbiancati in superficie per fenomeni di alterazione, e talora con sottilissime intercalazioni di argilliti silicee scure. Le successioni di Diaspri esposte mostrano frequentemente fenomeni di deformazione plastica e/o un grado di fratturazione prismatica abbastanza spinto; infatti gli affioramenti si trasformano spesso in vere e proprie masse detritiche formate da pezzame di straterelli silicei.

I Calcari ad Aptici nell'affioramento di Bagno Vignoni sono rappresentati da una associazione delle litofacies diasprine prima descritte con calcari silicei di colore rosso, biancastro e verdastro, spesso selciferi (selci rossastre) con Aptici analoghi a quelli descritti più a est dell'area in esame lungo la dorsale Monti del Chianti - Rapolano- Monte Cetona (Bartolotti e Passerini, 1965; Canuti et al., 1965; Fazzuoli et al., 2004; Sagri et al., 2015). Lo spessore massimo affiorante è di almeno 40 m, ma tale valore può risultare aumentato da deformazioni tettoniche.

### *3.2.7 Maiolica (Titonico-Neocomiano)*

In genere nell'area amiatina i Diaspri passano

bruscamente in alto alle Argilliti di Brolio della Scaglia Toscana, ma nella successione di Poggio Zoccolino (lungo la strada comunale in prossimità di Campiglia d'Orcia) è interposto un orizzonte potente circa 10 m costituito largamente da calcari micritico-marnosi silicei, localmente selciferi (selce scura in noduli e liste) tipo "Maiolica".

Gli strati calcarei sono in genere di colore da grigio a grigio-chiaro, ma verso l'alto tendono a divenire grigio scuri o nerastri con patine di alterazione giallastre e presentano intercalazioni centimetriche/millimetriche di argilliti e argilliti marnose nerastre per il contenuto in materiali organici. Queste peculiari litologie sono state descritte anche in altre zone della regione amiatina (es. Roccalbegna in Canuti e Marcucci, 1971) e nel sottosuolo a sud del Monte Cetona (campo geotermico di Torre Alfina in Dallan Nardi et al., 1977). Il contenuto fossilifero è dato da Radiolari e piccoli Globigerinidi. La discontinuità di affioramento di questa formazione nell'area in esame può trarre causa dalle sopracitate condizioni di scorrimento tettonico differenziale a vari livelli entro la Falda Toscana, oppure da lacune sedimentarie tipo *paraconformity,* ben conosciute anche in molte altre successioni Mesozoiche Toscane, specialmente nell'intervallo di tempo tra il Giurassico superiore e il Paleocene (cfr. Bortolotti et al., 1970; Fazzuoli et al., 1985, 1994; Fazzuoli e Sguazzoni, 1986).

### *3.2.8 Scaglia Toscana (Cretaceo inferiore/superiore – Oligocene pp.)*

Questa formazione (Abbate et al. 2005 a, b; Sagri et al., 2015 con bibliografia) può essere suddivisa in: (a) una porzione in gran parte pelitica (cfr. Argilliti di Brolio e Marne del Sugame di Canuti et al., 1965), ben esposta lungo il fianco meridionale di Poggio Zoccolino, e (b) in una, sommitale, prevalentemente calcareo-detritica (cfr. Calcareniti di Montegrossi e Formazione di Dudda o Argilliti e calcareniti di Dudda, Boccaletti e Sagri, 1966; Canuti et al., 1965; Fazzuoli et al., 1996) che affiora sul versante nord di Poggio Zoccolino presso Campiglia d'Orcia, lungo la dorsale Monte Aquilaia – Monte Labbro, a Bagno Vignoni, a Castelnuovo dell'Abate, e a Castiglione e Rocca d'Orcia.

Sono note importanti lacune stratigrafiche all'interno di questa unità a livello regionale (Hein, 1982; Fazzuoli et al., 1985, 1994). In questo quadro, Canuti e Marcucci (1970) hanno evidenziato una lacuna alla base della Scaglia Toscana di Poggio Zoccolino avendo ritrovato negli affioramenti solo associazioni faunistiche dal Maastrichtiano all'Eocene medio.

A causa del comportamento tettonico plastico delle litofacies pelitiche, questa unità si presenta spesso disarticolata rispetto sia alle serie carbonatiche-silicee mesozoiche sottostanti che al Macigno soprastante (ove questo compare, es. al Monte Aquilaia). Anche le stesse litofacies calcareo-detritiche ("Nummulitico") possono presentare forti disarmonie strutturali rispetto alle proprie litofacies pelitiche basali. Difatti Crescenti e Giussani (1969) e Bettelli (1985) hanno messo in evidenza locali fenomeni di scagliamento tettonico e mutui sovrascorrimenti all'interno della Scaglia toscana nell' area amiatina (es. nell'area di M. Labbro). Pertanto, solo raramente è possibile osservare il passaggio indisturbato alle successioni mesozoiche sottostanti (es. lungo la strada che costeggia ad est Poggio Zoccolino prossimità di Campiglia d'Orcia); mentre i contatti con il soprastante Macigno sono risultati tutti di origine tettonica o tettonizzati.

(a) Le litofacies pelitiche basali sono rappresentate dalle Argilliti di Brolio, costituite da argilliti e argilliti marnose varicolori (per lo più rossastre, ma talora anche grigie e verdastre), con scarse intercalazioni di argilliti silicee e più raramente diasprine, talora manganesifere di colore nerastro, e di calcarei micritici silicei grigi/avana o verdastri, talora selciferi. Le Argilliti di Brolio generalmente passano verso l'alto direttamente alle litofacies calcareo-detritiche, ma nel nucleo di Poggio Zoccolino è presente l'interposizione delle Marne del Sugame. Queste ultime sono costituite da marne, marne calcaree e calcari marnosi talora detritici di colore prevalentemente rosato o rosso mattone, ad aspetto massiccio o grossolanamente stratificato in banchi fino a qualche metro di spessore. Nella parte alta possono essere presenti alcuni strati di

biocalcareniti (talora impure e/o selcifere) grigio brune, con intercalazioni argillitiche varicolori.

(b) Le litofacies calcareo-detritiche ("Nummulitico" Auct.) sono rappresentate dalle "Calcareniti di Montegrossi", ovvero da una alternanza di strati calcarenitici e calciruditici (fino a vere e proprie brecciole calcaree), torbiditici, in genere gradati e di colore grigio chiaro all'alterazione, e grigio scuro al taglio fresco. Lo spessore degli strati varia da pochi dm fino a 4-5 m, mentre il rapporto sabbia/pelite è sempre >>1. Le sequenze di Bouma sono per lo più tipo Tc-e, Ta/c-e, Ta-e, Tf-e. Tra uno strato e l'altro sono localmente presenti intercalazioni argillitico marnose varicolori (grigie, bruno-giallastre e rossastre; più raramente grigio-verdastre e grigio scure) di spessore quasi sempre centimetrico (massimo 10-30 cm) o livelli calcilutitici e/o calcareo-marnosi di colore grigio bruno o verdastri, talora silicei. All'interno degli strati possono essere presenti noduli di selci di colore grigio e grigio-scuro. Le superfici di strato si mostrano per lo più piano-parallele, raramente ondulate e localmente erosive, con geometrie lenticolari anche alla scala dell'affioramento.

Localmente la porzione inferiore e sommitale delle litofacies calcareo-detritiche è costituita dalle Argilliti e calcareniti di Dudda ("Sottonummulitico" e "Sopranummulitico" Auct.). Si tratta di una alternanza di argilliti varicolori soprattutto rosso-vinate e a volte marnose, con strati centimetrici/decimetrici (massimo 60 cm), a geometria piano-parallela di calcareniti e calcilutiti torbiditiche, grigie o grigio-verdi che presentano intervalli Bouma Tb-e, Tc-e e Tde. Il rapporto arenite/pelite è molto variabile, da 1:4 a 4:1. Queste litofacies calcareo-detritiche presentano sempre rapporti tettonici non soltanto con il soprastante Macigno, ma anche con le litofacies pelitiche basali.

Nell'area in esame, lo spessore massimo della litofacies pelitica è generalmente minore di 100 m, mentre per quanto riguarda quella calcareo-detritica lo spessore può variare sensibilmente da sezione a sezione (massimo circa 80-100 m a Poggio Zoccolino). La Scaglia Toscana passa bruscamente in alto ai primi strati torbiditici silicoclastici del Macigno, ma di regola questo contatto risulta tettonizzato.

### *3.2.9 Macigno (Oligocene medio/superiore – Miocene inferiore)*

Questa formazione, che costituisce il termine stratigraficamente più elevato della Falda Toscana, è presente solo in alcuni affioramenti (Ripa d'Orcia, Castelnuovo dell'Abate, Monte Aquilaia). Il contatto superiore del Macigno con la soprastante Unità sub-Ligure mostra sempre chiari segni di sovrascorrimento tettonico (nette discordanze angolari, bruschi cambiamenti di litologia, presenza di orizzonti brecciati o tettonizzati con elementi provenienti dalle due formazioni, ecc.).

Il Macigno è costituito da alternanze di arenarie torbidiche per lo più gradate, di colore grigio e grigio-azzurrognole al taglio fresco (da cui il nome "pietra serena" usato dai cavatori e con cui questo materiale, largamente usato in edilizia in Toscana fin dal periodo etrusco ed in particolare in quello mediceo rinascimentale), grigio-verdastre e grigio-giallastre all'alterazione. La grana degli strati arenacei è in genere da medio-grossolana a medio–fine, ma possono essere presenti livelli basali microconglomeratici. Lo spessore varia da qualche decina di cm fino a 7-8 m (mediamente è dell'ordine del metro) con rapporti sabbia/pelite sempre >>1. Gli intervalli Bouma sono sempre evidenti nella maggior parte degli strati (Ta/c-e, Ta-e, Ta/c/e e, raramente, anche Ta/d-e e Tb-e). Le intercalazioni pelitiche (argilliti siltose, talora marnose di colore grigio, e rare argilliti nerastre) sono sempre presenti, ma con spessori mai superiori ai 10-20 cm. Le superfici di strato si mostrano piano-parallele, alla scala dell'affioramento, salvo in qualche raro caso in cui sono presenti fenomeni localizzati da amalgamazione o erosione alla base di banchi arenacei più potenti e grossolani. In questi strati piú potenti sono talora presenti alcune passate o tasche di materiali grossolani, inclusi pelitici intraformazionali e livelli di frustoli carboniosi. Le pochissime direzioni di corrente rilevate indicano direzioni di apporto attorno a N40°O in accordo con quelle rilevate nel Macigno dei Monti del Chianti (vedi Ferrini e Pandeli, 1983). Localmente, specie nella porzione media-superiore delle successioni, possono essere presenti orizzonti di spessore massimo attorno al metro costituiti da alternanze pelitico-arenacee di strati decimetrici di arenarie fini/siltiti, con rapporto

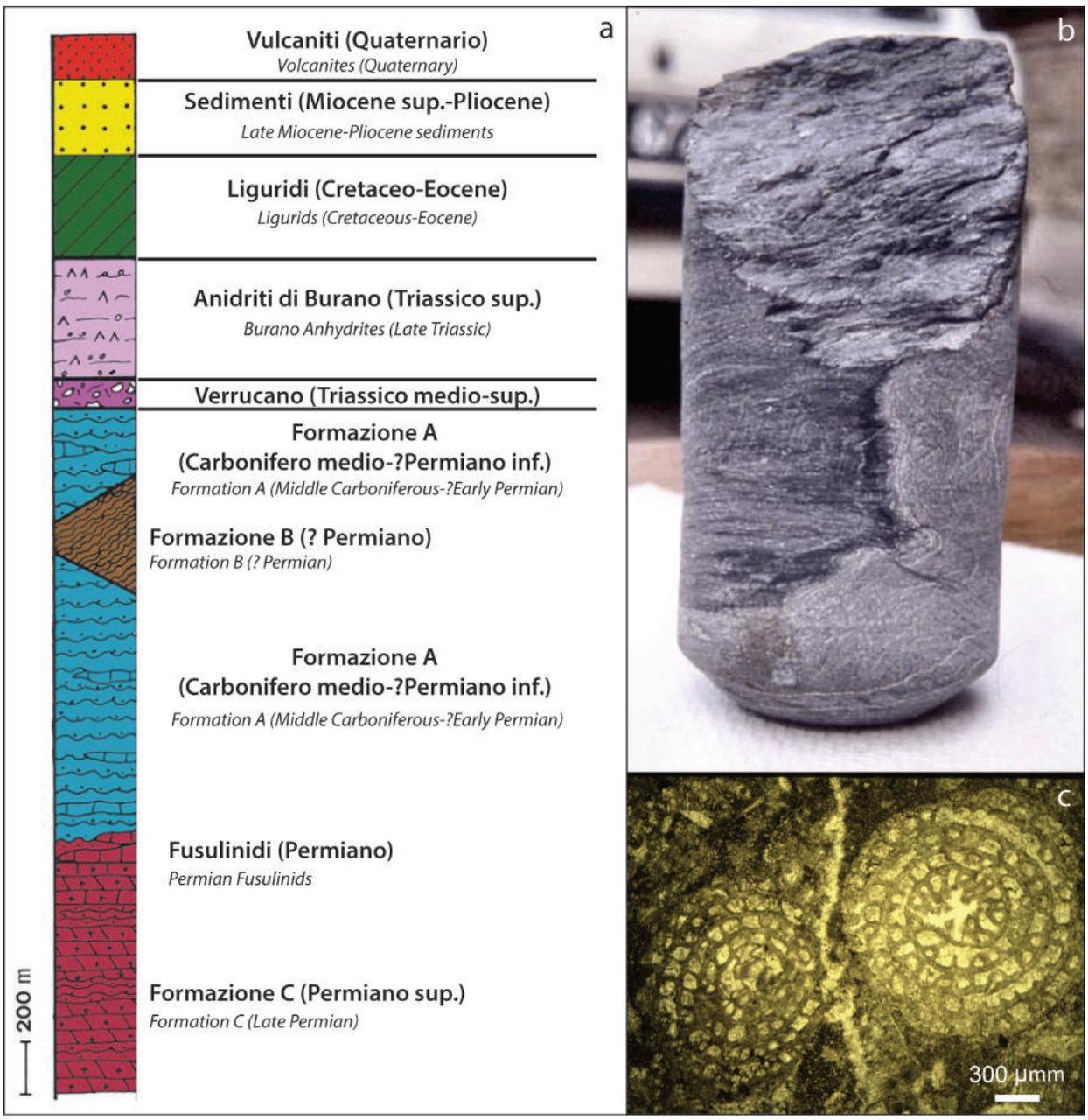



**Figura 1.12** - (a) Colonna stratigrafico-tettonica delle successioni attraversate dai sondaggi profondi nel campo geotermico di Piancastagnaio con particolare riferimento all'Unità Toscana Metamorfica (da Elter e Pandeli, 1991); (b) Carota di filladi grafitose nerastre e metarenarie della Formazione A (il diametro della carota è circa 15 cm); (c) Fusulinidi del Permiano superiore della Formazione C. – (a) *Stratigraphic-tectonic column of the successions crossed by the deep weels in the Piancastagnaio geothermal field with particular reference to those of the Tuscan Metamorphic Unit (from Elter e Pandeli, 1991); (b) black graphitic phyllite and metasandstone of a core sample of the Formation A (the diameter of the core is about 15 cm); (c) Late Permian Fusulids of the Formation C.*

sabbia/pelite ≅ 1 recanti divisioni di Bouma del tipo Tb-e, Tc-e e Td-e. Nella parte inferiore-media della successione del Macigno, esposta a Ripa d'Orcia, è presente anche un orizzonte metrico di para-conglomerato poligenico con clasti di dimensioni fino a 20-30 cm di granitoidi, di rocce metamorfiche (essenzialmente micascisti e gneiss) e subordinatamente di rocce sedimentarie (tra queste anche dolomie e calcari dolomitici) e di vulcaniti calc-alcaline. La matrice è sabbiosa a grana media e medio-fine composizionalmente simile alle arenarie del Macigno. Questo orizzonte

è analogo a quelli segnalati da Ferrini e Pandeli (1983) nel Macigno sui Monti del Chianti.

Lo spessore originario del Macigno nell'area del Monte Amiata è molto variabile e difficilmente valutabile anche a causa dei fenomeni tettonici e per le difficili condizioni di affioramento. Ad ogni modo è possibile stimare uno spessore affiorante di almeno alcune centinaia di metri. La migliore sezione del Macigno nelle aree a nord del Monte Amiata è offerta dalla profonda erosione del fiume Orcia in corrispondenza del Castello di Ripa d'Orcia ove affiora in continuità una successione di quasi un centinaio di metri corrispondente alla porzione media superiore della formazione arenacea.

### *3.3 Unità Metamorfiche Toscane*

Queste unità non affiorano mai nell'area in esame, ma la loro costante presenza nel sottosuolo è testimoniata dai sondaggi geotermici profondi (Pandeli et al., 1988; Elter e Pandeli, 1991; Brogi, 2008a) che dall'alto verso il basso, hanno attraversato le seguenti unità (Figura 1.12a):

(1) Gruppo del Verrucano (Trias medio-superiore). Si tratta di prevalenti metaconglomerati e metarenarie quarzose ("anageniti" Auctt.) con clasti di quarzo bianco e rosa passanti verso il basso a filladi varicolori con locali intercalazioni quarzitiche e concrezioni carbonatiche. Localmente, nella parte alta dell'unità, sono presenti anche alternanze di calcari cristallini impuri e filladi varicolori attribuibili alla Formazione di Tocchi.

(2) Formazioni paleozoiche. Nelle aree geotermiche di Bagnore e di Poggio Nibbio i sondaggi hanno attraversato per oltre 2000 m alternanze di filladi grafitose nerastre, metarenarie e metagrovacche con rare intercalazioni carbonatiche (Formazione A di probabile età carbonifero-permiana) (Figura 1.12b). Nel sottosuolo di Piancastagnaio e nel Bacino di Radicofani (sondaggio Paglia 1) il panorama litostratigrafico è più variato, infatti la Formazione A include un corpo ettometrico, che tende ad inspessirsi verso oriente, di filladi cloritiche varicolori con intercalazioni di metarenarie e di dolomie cristalline impure (Formazione B di possibile età devoniana). Inoltre, la Formazione A passa gradualmente verso il basso ad una alternanza di corpi calcareo-dolomitici, cristallini, di potenza decametrica, grigi e biancastri con orizzonti di filladi grafitose e metarenarie (Formazione C). La carota di rocce carbonatiche cristalline prelevata sul passaggio tra la Formazione A e la Formazione B nel sondaggio Paglia_1 ha restituito una associazione fossilifera marina con fusuline del Permiano superiore (Pandeli e Pasini, 1990) (Fig. 1.12c). Xenoliti metamorfici presenti entro le vulcaniti del Monte Amiata hanno permesso di riconoscere anche la presenza di micascisti e gneiss sul tipo di quelli presenti nel sottosuolo del campo geotermico di Larderello (Van Bergen, 1983; Ferrari et al., 1996).

## 4 Dati strutturali

La regione del Monte Amiata mostra una complessa evoluzione geologica, non solo per quanto riguarda l'assetto delle unità pre-neogeniche, legato sia agli eventi occorsi durante gli stadi di subduzione oceanica e collisionale, ma anche per le deformazioni che caratterizzano le unità dei bacini sedimentari mio-pliocenici e quaternari (Calamai et al., 1970; Pandeli et al., 2005; Brogi e Fabbrini, 2009; Bonini et al., 2014 con bibliografia). Di seguito sono riassunti i caratteri strutturali per le diverse unità pre-neogeniche.

### *4.1 Unità Ofiolitica*

Nella zona del Monte Amiata l'Unità Ofiolitica poggia tettonicamente su ciascuna formazione dell'Unità Santa Fiora fino a quelle della Serie Toscana "ridotta" (es. le Anidriti di Burano nel sottosuolo dei campi di Piancastagnaio e Bagnore). Negli affioramenti, il quadro strutturale interno dell'unità è molto complesso fino a caotico anche a causa di frane. Talora sono riconoscibili pieghe metriche, in genere sradicate, da asimmetriche a coricate caratterizzate da una notevole dispersione delle giaciture degli assi. In particolare Marroni et al. (2015a, b) riconosce quattro fasi deformative: (D1) rappresentata da una foliazione di tipo continuo (S1=quarzo+calcite+albite+clorite+mica bianca+ossidi di ferro) associata a pieghe non cilindriche di tipo isoclinale di tipo quasi simile con cerniere sub-arrotondate ad inspessite ed

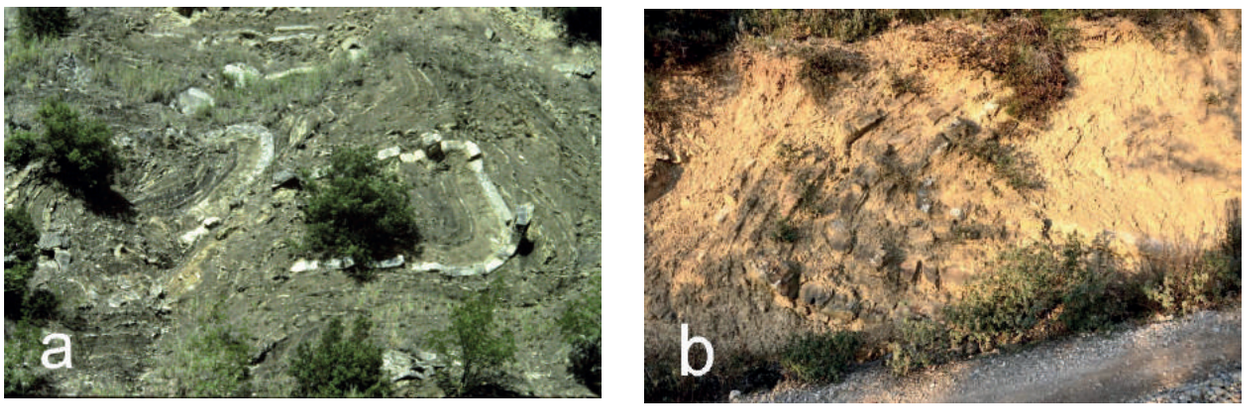



**Figura 1.13 -** (a) Strutture plicative polifasiche nella Formazione di Santa Fiora (Unità Santa Fiora) in un affioramento lungo la valle del Fiume Orcia (a sud-ovest di Ripa d'Orcia); (b) Piega serrata, coricata/rovesciata di taglia decametrica nella litofacies pelitico-arenacea della Formazione della Pietraforte (Unità Santa Fiora) lungo la mulattiera a sud-ovest di Vignoni. – (a) *Polyphase folding in the Santa Fiora Fm. (Santa Fiora Unit) in a cliff along the valley of the Orcia River (southwest of Ripa d'Orcia); (b) Tight, overturned/recumbent fold of decametric size in the pelitic-arenaceous lithofacies of the Pietraforte Formation (Santa Fiora Unit) along the white road to the south-west of Vignoni.*

estesi fenomeni di budinaggio dei fianchi; (D2) con pieghe da asimmetriche a rovesciate con associato clivaggio di crenulazione tipo zonale a fan-convergente ed assi da NNO/SSE a NNE/SSO; (D3) caratterizzata da sovrascorrimenti e da cataclasiti con strutture S-C a trasporto orientale; ed infine (D4) con pieghe blande/aperte a piano assiale sub-verticale, con asse circa NS e con clivaggio di frattura. I dati di cristallinità dell'illite nelle peliti mostrano che le Argille a Palombini sono caratterizzate da condizioni di anchizona con T=150-200°C e P< 3kb (Franceschelli et al., 1994).

### *4.2 Unità di Santa Fiora*

I dati di campagna e biostratigrafici suggeriscono che la successione Argilloscisti Manganesiferi Varicolori-Formazione della Pietraforte costituisca una sub-unità tettonica all'interno dell'Unità di Santa Fiora nell'area di Montalcino - Monte Amiata. Questo è particolarmente evidente nel caso della sovrapposizione tettonica discordante dell'elemento strutturale superiore della formazione di Santa Fiora sulle diverse litofacies della Pietraforte (ad esempio nella zona di Seggiano). Principalmente dai dati di sottosuolo, l'elemento strutturale inferiore della Formazione di Santa Fiora risulta completamente laminato, così come le Argilliti Manganesifere Varicolori della sub-unità della Pietraforte nelle zone caratterizzate da una forte riduzione della Falda Toscana. La Pietraforte (localmente interessata da mineralizzazioni di mercurio[1]) si viene in questo modo a trovare direttamente a contatto con le sottostanti Anidriti di Burano (es. nel sottosuolo Poggio del Nibbio-Bagnolo). A ovest della zona di Poggio Zoccolino, invece, le Argilliti Manganesifere Varicolori sovrastano direttamente il complesso edificio di Poggio Zoccolino. Infine, nella parte meridionale dell'area di studio (ad esempio presso "Monte Calvo"), la sub-unità della Pietraforte è anche tettonicamente intercalata tra l'elemento superiore della Formazione di Santa Fiora e la soprastante Unità Ofiolitica.

All'interno della Formazione di Santa Fiora, sono frequentemente riconoscibili strutture plicative legate ad una evoluzione tettonica polifasica (Fig. 1.13a). In particolare, sono presenti pieghe di dimensioni da centimetriche a decametriche, di tipo da serrate ad isoclinali e talora sradicate, che sono caratterizzate da assi disposti da NNO-SSE a NNE-SSO e da vergenze orientali. Queste strutture sono deformate da un'altra famiglia di pieghe, spesso asimmetriche, del tipo da aperto a chiuso, che presentano una orientazione degli assi generalmente tra N-S e NE-SO.

[1] Vedi Capitolo 19

L'assetto strutturale della Formazione della Pietraforte consiste generalmente in ampie monoclinali che sono localmente interessate da blandi piegamenti. Solo localmente (ad esempio lungo la strada da Vivo d'Orcia a Pescina) questa formazione torbiditica mostra un assetto rovesciato legato alla presenza di pieghe rovesciate di dimensione anche chilometrica. Strutture plicative rovesciate fino a coricate di dimensioni decametriche e vergenti ad oriente sono localmente osservabili nelle litofacies pelitico-arenacee della Pietraforte (es. presso Pescina, Vignoni, e Castelnuovo dell'Abate; Fig. 1.13b). Strutture più complesse possono essere ipotizzate tenendo in considerazione i dati dei pozzi geotermici. Ad esempio, secondo Pandeli et al. (2005), nel pozzo Seggiano 1 (SG1) è ipotizzabile un grosso sovrascorrimento a vergenza orientale che raddoppia la successione di Argilliti Manganesifere Varicolori-Formazione della Pietraforte (vedi sezione geologica C'-C" in Tavola 1.1).

Marroni et al. (2015) riconoscono i seguenti eventi deformativi: (D1) che è riconoscibile solo nelle litofacies arenaceo- pelitiche della Pietraforte con pieghe da isoclinali a sub-isoclinali, mentre nella Formazione di Santa Fiora sono descritte zone di taglio con cataclasiti parallele alla stratificazione; (D2) e con pieghe da asimmetriche a rovesciate, con assi da NO/SE a NE/SO, alle quali è associato un clivaggio di frattura con fan-convergente; (D3) con pieghe asimmetriche ad asse principalmente N/S e strutture disgiuntive a basso angolo.

Le peliti dell'Unità di Santa Fiora sono caratterizzate da valori di cristallinità dell'illite che denotano condizioni diagenetiche (Franceschelli et al., 1994).

### *4.3 Unità Canetolo (Unità sub-Ligure)*

Questa Unità è associata in genere solo ai nuclei della Falda Toscana con successione "completa" (es. quelli di Castelnuovo dell'Abate, Ripa d'Orcia, e del Monte Aquilaia), ma talvolta poggia anche sulla Scaglia Toscana (es. attorno al Monte Aquilaia) o sigilla il raddoppio tettonico all'interno della Falda Toscana stessa sempre al Monte Aquilaia (Brogi e Lazzarotto, 2002). Dove è presente la Serie Toscana "ridotta", l'Unità Canetolo manca del tutto o è fortemente laminata. Alla mesoscala, la struttura interna di questa unità mostra principalmente pieghe rovesciate vergenti ad est, da chiuse ad isoclinali, con assi principalmente diretti NNO-SSE. Queste strutture, localmente laminate da faglie inverse sui fianchi rovesciati, sono deformate localmente con piegamenti di tipo da aperto a chiuso, spesso asimmetrici e con vergenza orientale.

Marroni et al. (2015 a, b) hanno evidenziato tre fasi deformative per questa unità: (D1) con rare pieghe isoclinali a geometria simile e clivaggio di tipo scaglioso; (D2) con pieghe da asimmetriche a rovesciate con asse NNE-SSO e relative zone di taglio cataclastiche con senso di trasporto verso E; (D3) con pieghe blande a piano assiale da sub-orizzontale ad inclinato ed asse circa NS (da NNE/SSO a NNO/SSE).

Anche per le peliti dell'Unità Canetolo sono state stabilite condizioni di cristallinità dell'illite nel campo diagenetico da medio ad alto (Franceschelli et al., 1994).

### *4.4 Falda Toscana*

Anche nella regione amiatina la Falda Toscana è presente come "Serie Ridotta" (Signorini, 1949, 1964; Giannini et al. 1971; Bertini et al., 1991; Decandia et al., 1993, 2001 con bibliografia) nella quale mancano, del tutto o in parte, le formazioni al di sopra delle Anidriti di Burano che localmente risultano sottoposte alle diverse Unità Liguri. La "serie ridotta" è raramente affiorante (es. nell'area di Poggio Zoccolino – Miniera di Pietrineri), ma è ben conosciuta dai dati di sottosuolo derivanti dai lavori minerari (Calamai et al., 1970; Arisi Rota et al., 1971; Elter e Pandeli, 1991; Pandeli et al., 2005). La "Serie completa" con tutte le formazioni fino al Macigno, o fino a comprendere almeno la Scaglia Toscana, è presente in vari "nuclei" affioranti e allineati lungo due dorsali principali: quella di Castenuovo dell'Abate – Monte Aquilaia - Roccalbegna e quella di Bagno Vignoni - Poggio Zoccolino -Castell'Azzara.

Dal punto di vista strutturale la Falda Toscana presenta una architettura meno complicata di quella descritta per le Liguridi sl., ma comunque piuttosto articolata e legata alle vicissitudini della tettonica sin- e post-collisionale appenninica.

In particolare nelle successioni di tipo

"completo" sono riconoscibili strutture plicative, ma anche sovrascorrimenti, che raddoppiano variamente la successione della Falda Toscana (Monte Aquilaia in Brogi e Lazzarotto, 2002 e Brogi, 2004c; sondaggio Bagnore 8 nel sottosuolo del campo geotermico di Bagnore in Calamai et al., 1970; Poggio Zoccolino in Pandeli et al., 2002, 2005, e Brogi, 2004b; Bagno Vignoni in Brogi et al., 2005b; Castell'Azzara in Cipriani et al., 2010 e Brogi e Fabbrini, 2010).

In particolare, Brogi e Lazzarotto (2002) e Brogi et al. (2015) hanno definito la presenza di strutture estensionali sin-diagenetiche a cui fanno seguito due fasi deformative legate alla tettogenesi appenninica: (D1) (sin-collisionale) che è caratterizzata da strutture duttili e fragili a vergenza orientale, ovvero pieghe ad asse N-S di tipo isoclinale con foliazione tipo *slaty cleavage* che sono associate a sovrascorrimenti; (D2) (post-collisionale) che ha pieghe a vergenza SE e piano assiale da sub-orizzontale ad inclinato e assi da NNE-SSO a ENE-OSO. Entrambe queste strutture possono essere associate a faglie normali a basso angolo che invertono i sovrascorrimenti della fase (D1).

I dati di cristallinità dell'illite sulle peliti della Scaglia Toscana hanno fornito valori non superiori a quelli dell'anchizona (T=250-280°C e P= 3-4 kb, Franceschelli et al., 1994).

## *4.5 Unità Metamorfiche Toscane*

Lo studio degli elementi meso- e micro-strutturali condotto sulle carote e cuttings del Verrucano e delle unità paleozoiche ottenuti dai sondaggi profondi dei campi di Piancastagnaio, Bagnore e di Poggio Nibbio da Elter e Pandeli (1991) e Brogi (2008a) ha messo in luce che queste rocce sono state oggetto di tre fasi deformative delle quali le prime due sono fasi metamorfiche di tipo regionale di basso grado. In particolare:

D1 - è rappresentata da una scistosità continua molto penetrativa S1 (= sericite+quarzo+clorite+ossidi di ferro o materiali organici±albite±calcite) che generalmente costituisce la scistosità principale. Raramente sono riconoscibili anche pieghe di tipo da strette ad isoclinali delle quali S1 risulta essere la scistosità di piano assiale.

D2 - è caratterizzata da pieghe da aperte/chiuse ad isoclinali (quest'ultime caratteristiche di livelli strutturali profondi). Alle prime è associato un clivaggio di crenulazione spesso di tipo zonale C2 marcato da allineamenti di ossidi/materiali organici ±sericite, mentre le seconde sono caratterizzate da una vera e propria scistosità penetrativa (S2=ossidi/materiali organici+sericite±quarzo±clorite) generalmente spaziata alla scala millimetrica/centimetrica (Fig. 1.12b).

D3 - presenta pieghe aperte/chiuse caratterizzate da clivaggi di frattura spaziati alla scala centimetrica/pluricentimetrica.

Nella Formazione B è stato anche riconosciuta localmente una foliazione relitta pre-S1 (Se=clorite+quarzo+muscovite+minerali opachi) che è stata riferita da Elter e Pandeli (1991) all'evento varisico.

L'assetto generale delle unità paleozoiche con la Formazione B (verosimilmente pre-carbonifera) in forma di un cuneo che si inspessisce verso est all'interno della Formazione A, nonché l'età permiana della Formazione C, farebbe ipotizzare una megapiega tipo *thrust fold*, cioè associata ad un importante sovrascorrimento probabilmente a vergenza orientale all' interno delle Unità Metamorfiche Toscane.

Infine, i dati di campagna e le correlazioni litostratigrafiche tra i diversi pozzi geotermici mostrano che la pila tettonica è stata smembrata da sistemi di faglie normali ad alto angolo a direzione principalmente NO-SE, NE-SO e N-S. Localmente queste strutture sono sigillate dai sedimenti mio-pliocenici (vedi anche Liotta, 1996; Bonini e Sani, 2002). Il rigetto delle faglie a direzione NO-SE e N-S supera localmente i 500 m (ad esempio la faglia a SO di Saragiolo, prossima al pozzo PC5, nella sezione geologica B-B' di Tavola 1.1). Di notevole importanza sono poi alcuni lineamenti tettonici a direzione anti-appenninica (o linee trasversali in Bortolotti, 1966; Boccaletti et al., 1977, 1985; Fazzini e Gelmini, 1982; Martini e Sagri, 1993; Conti e Gelmini, 1995 con bibliografia), ovvero circa NE-SO, che sono interpretabili come faglie neogenico-quaternarie di trasferimento, forse in origine trascorrenti (Liotta, 1991). Uno di questi elementi è messo in evidenza dall'allineamento dei centri di emissione delle vulcaniti dell'apparato

del Monte Amiata che prosegue poi verso NE con le manifestazioni esalative dell'area mineraria di Pietrineri e, quindi, con quelle termominerali di Bagni di San Filippo. Un altro è quello seguito dal Fiume Orcia tra Ripa d'Orcia e Bagno Vignoni che potrebbe essere connesso anche allo sviluppo del bacino della Velona (vedi la sua *master fault* a direzione anti-appennica in Martini e Sagri, 1993).

È comunque da sottolineare la presenza di strutture plicative e fragili contrazionali all'interno dei depositi mio-pliocenici e quaternari ai quali sembrano sovraimposte le faglie normali ad alto angolo (Bonini et al., 1999; Bonini e Sani, 2002; Benvenuti et al., 2015 con bibliografia) che quindi risulterebbero di età piuttosto recente.

## 5 Discussione

L'analisi dei dati geologici oggi disponibili per il territorio limitrofo al Monte Amiata, presentati nei paragrafi precedenti, permette di fare il punto sull'assetto stratigrafico e tettonico delle Unitá Liguri s.l. e Toscane e sui loro rapporti con le corrispondenti unità a scala regionale. La discussione che viene proposta si basa anche su nuovi rilevamenti geologici (Pandeli et al., dati inediti), eseguiti nelle aree attorno all'edificio vulcanico amiatino, che hanno permesso di approfondire e dettagliare ulteriormente la distribuzione delle Unità Liguri, sub-Ligure e della Falda Toscana rispetto a quanto precedentemente noto in letteratura. In particolare:

- L'Unità Canetolo è generalmente associata alle successioni della Falda Toscana "complete" (ad esempio Ripa d'Orcia, Castelnuovo dell'Abate, Monte Aquilaia – Monte Labbro). Nella zona del Monte Aquilaia - Monte Labbro ampi affioramenti di Scaglia Toscana sono stati attribuiti in passato (Bettelli, 1985) alla formazione delle Argille e Calcari dell'Unità Canetolo, a causa delle loro somiglianze litologiche e dell'età terziaria, in particolare dove queste due formazioni sono in contatto tettonico diretto. Pandeli et al. (2005) hanno invece evidenziato che la differenza tra le due formazioni è legata al colore delle peliti (varicolori per lo Scaglia Toscana e generalmente grigio scuro per le Argille e Calcari) e nell'assenza di noduli e liste di selce negli strati calcarei delle Argille e Calcari. Inoltre, la mancanza di granuli di K-feldspato nelle arenarie intercalate nella formazione delle Argille e Calcari esclude la loro correlazione con il Macigno toscano e rafforza analogie con corrispondenti arenarie presenti nell'unità Canetolo dell'Appennino tosco-emiliano (ad esempio Arenarie dell'Aveto di Bruni et al., 2003).

- Nella sovrastante Unità di Santa Fiora, la Formazione della Pietraforte con la sua base stratigrafica principalmente pelitica (Argilloscisti Manganesiferi Varicolori) rappresenta una sub-unità tettonica distinta (Sub-unità della Pietraforte). Il suo contatto tettonico inferiore è sottolineato dalla sovrapposizione dei sedimenti cretaceo inferiori degli Argilloscisti Manganesiferi Varicolori sulla Formazione di Santa Fiora del Cretaceo superiore. Il contatto tettonico superiore della Sub-Unità della Pietraforte è dato dall'appoggio discordante del soprastante elemento della Formazione di Santa Fiora sulle differenti litofacies torbiditiche della Formazione della Pietraforte. Questo quadro tettonico dell'Unità di Santa Fiora corrisponde a quello definito da Bettelli et al. (1980) e Bettelli (1985) nelle valli dei fiumi Fiora e Albegna (a sud dell'area di studio). La presenza locale di corpi lenticolari di arenarie calcaree tipo Pietraforte intercalati stratigraficamente nella Formazione di Santa Fiora (nella parte SE dell'area in esame) può essere interpretato, invece, come la terminazione occidentale delle Arenarie di Monte Rufeno, che sono stratigraficamente intercalate nella Formazione di Santa Fiora nelle sezioni tipiche delle zone a sud di San Casciano dei Bagni lungo la dorsale del Monte Cetona (cfr. Costantini et al., 1977). In ogni caso, le forti analogie composizionali complessive riscontrate tra le intercalazioni di arenaria calcaree nella Formazione di S. Fiora con quelle della tipica Pietraforte suggeriscono degli ambienti deposizionali paleogeograficamente contigui per la sub-Unità di Santa Fiora e per la Pietraforte (Pandeli et al., 2005).

- L'Unità Ofiolitica della zona di Montalcino-Monte Amiata, così come quella esposta più a est lungo la dorsale del Monte Cetona (ad esempio a Castiglioncello del Trinoro), è costituita

principalmente delle Argille a Palombini che è una caratteristica tipica della "Unità Ofiolitica superiore" presente nella parte geometricamente più elevata dell'edificio strutturale delle Liguridi in Toscana meridionale (Costantini et al., 1993; Bertini et al., 2000; "Montignoso Unit" di Nirta et al., 2005, con bibliografia).

É interessante notare la peculiare presenza di vulcaniti e filoni basaltici del Cretaceo superiore ("Selagiti" Auct.) nelle Argille a Palombini dell'area amiatina e del Monte Cetona che rappresentano le ultime testimonianze magmatiche (intraplacca) nel dominio oceanico ligure-piemontese. I rilevamenti effettuati da Pandeli et al. (2005) e Marroni et al., (2015b), confermano quanto riportato in Brunacci et al. (1983) che nella zona di Poggio della Ruota (a sud di Bagnolo) siano presenti litofacies calcareo-marnose all'interno delle Argille a Palombini. Queste litofacies particolari possono essere senz'altro correlate con le Marne di Murlo presenti nella parte inferiore delle Argille a Palombini nell'omonima località tra Montalcino e Siena. Al contrario, c'è disaccordo con Brunacci et al. (1983) nella distinzione all'interno della l'Unità Ofiolitica di due diverse unità stratigrafiche ("Unità Podere Ghiacciali" e "Unità di Fosso Marta II" di Brunacci et al., 1983). Mentre sono state distinte da Pandeli et al. (2005) litofacies ricche in quarzo-areniti all'interno delle Argille a Palombini nelle aree a sud di Saragiolo (vedi Tavola 1.1).

- Per quanto riguarda la Falda Toscana è da sottolineare la presenza, in alcuni dei "nuclei" a serie più o meno completa, di lacune stratigrafiche tra Diaspri e Scaglia Toscana. Inoltre, ai Diaspri sono associate le litofacies dei Calcari ad Aptici (es. a Poggio Zoccolino e a Bagno Vignoni) o, come, nella successione di Poggio Zoccolino, è presente la Formazione della Maiolica con caratteri peculiari, ovvero con peliti e carbonati di ambiente anossico. Queste litologie, assieme al loro contenuto faunistico (Radiolari e piccoli Globigerinidi), renderebbero verosimile la correlazione di questa successione anossica della Maiolica toscana dell'area del Monte Amiata e del Monte Cetona con le coeve "Marne a Fucoidi" della Serie Umbra (Canuti e Marcucci, 1970, 1971; Fazzuoli et al.,1994). Pertanto, in accordo con Fazzuoli et al. (1994), possiamo considerare nel loro insieme le successioni della Falda Toscana dell'area amiatina e del Monte Cetona come transizionali a quelle della Serie Umbra.

La geologia di superficie e la sua estrapolazione in profondità utilizzando i dati da pozzi geotermici e quelli provenienti dai lavori nelle miniere di mercurio (es. miniere di Abbadia San Salvatore e sulle miniere del Siele in Arisi Rota et al, 1971) permettono di definire un assetto tettonico complesso tra le Unità Liguri, l'Unità Canetolo e la Falda Toscana (vedi Tavola 1.1).

Il quadro strutturale interno delle Unità di Santa Fiora e dell'Unità Canetolo appare caratterizzato da un'evoluzione deformativa polifasica simile, cioè con due eventi plicativi Adriatico-vergenti (Figura 1.13), che mostra forti analogie con quello riportato per le strutture deformative plastiche della Falda toscana (cfr. Brogi e Lazzarotto, 2002). Le disarmonie strutturali tra le unità tettoniche, legate anche ai diversi comportamenti reologici nelle singole Unità (es. Formazione della Pietraforte vs. Formazione di Santa Fiora), impediscono una diretta correlazione tra le strutture della Unità sub-Ligure e di S. Fiora con quelle della Falda Toscana, che sono sicuramente legate alla tettogenesi appenninica dell'Oligocene superiore-Miocene. È verosimile, infatti, che almeno parte delle strutture presenti nelle Unità Liguri siano attribuibili agli stadi di costruzione del prisma di accrezione durante la subduzione oceanica (Bortolotti et al., 2001; Marroni et al., 2015b con bibliografia). Le disarmonie strutturali e le elisioni tettoniche suggeriscono inoltre che i principali contatti tettonici siano stati utilizzati molte volte non solo durante la messa in posto per sovrascorrimento delle Unità Liguri sulla Unità sub-Ligure, e quindi di entrambe sulla Falda Toscana, ma anche come faglie normali a basso angolo durante i successivi eventi estensionali della catena (vedi Bertini et al., 1991 con bibliografia).

In particolare, i contatti tettonici tra gli elementi inferiore e superiore della Formazione di Santa Fiora con la sub-unità della Pietraforte ed il raddoppio di quest'ultima nel pozzo Seggiano 1 (SG1), suggeriscono che queste strutture potrebbero essere legate ad eventi deformativi precedenti al sovrascorrimento dell'Unita Santa Fiora sull'Unità Canetolo, ovvero durante le fasi

paleoceniche-eoceniche di accrezione oceanica (cfr. Bortolotti et al., 2001; Nirta et al., 2005).

Anche in questa parte della Toscana il tipico "mega-boudinage" della Falda Toscana ("Serie Toscana Ridotta" Auct., Bertini et al., 1991; Decandia et al., 2001) è ben riconoscibile. In particolare, possono essere distinti due principali allineamenti di "nuclei" della Serie Toscana "completa", che probabilmente corrispondono a culminazioni assiali di megastrutture plicative (o di impilamento di più strutture anticlinali). Questi sono la dorsale N-S di Castelnuovo dell'Abate-Monte Aquilaia - Stribugliano - Roccalbegna ad ovest, e quella da NO-SE a N-S di Bagno Vignoni - Rocca d'Orcia - Poggio Zoccolino - Castell'Azzara ad est. I dati dei sondaggi mostrano che a nord e a sud dell'edificio vulcanico del Monte Amiata queste strutture positive principali sono separate da una zona intermedia caratterizzata dalla "Serie Toscana Ridotta". Infatti, la maggior parte dei pozzi geotermici mostra il contatto diretto delle Liguridi sulle evaporiti triassiche toscane (es. i pozzi SG1, BG10, PN2, PN3, e PN7 in Tavola 1.1 ed in Calamai et al., 1970). Una riduzione tettonica simile può essere presente anche lungo l'allineamento Bagno Vignoni - Castell'Azzara, cioè lungo gli assi delle strutture positive. Infatti, il "nucleo" mesozoico-terziario di Poggio Zoccolino può essere proseguito fino al sottosuolo a Abbadia San Salvatore (vedi pozzi Amiata 1 e Amiata 2 in Calamai et al., 1970; dati delle miniere di mercurio Abbadia San Salvatore in Arisi Rota et al., 1971), mentre ancora più a sud, nel campo geotermico Piancastagnaio, è presente la "Serie Ridotta" con le sole Anidriti di Burano (Calamai et al., 1970; Pandeli et al., 1988; Elter e Pandeli, 1991). Per quanto riguarda i rapporti tra Liguridi sl. e Falda Toscana, è evidente che, in corrispondenza dei "nuclei" a Serie Toscana la pila tettonica è costituita praticamente da tutte le unità tettoniche Liguri sl., ovvero dall'Unità Canetolo fino all'Unità Ofiolitifera (es. Ripa d'Orcia e Monte Aquilaia). Mentre in corrispondenza di successioni toscane più o meno "ridotte", generalmente l'Unità Canetolo manca e l'Unità di Santa Fiora, o direttamente l'Unità Ofiolitica, sovrastano le formazioni toscane (per esempio nel sottosuolo dei campi geotermici).

Nella letteratura geologica sono noti i raddoppi tettonici all'interno Falda Toscana nell'area del Monte Amiata (Monte Labbro in Crescenti e Giussani, 1969; campo geotermico di Bagnore in Calamai et al., 1970; Monte Aquilaia in Brogi e Lazzarotto, 2002; Bagno Vignoni in Brogi et al., 2005b; Castelnuovo dell'Abate in Bonini e Sani, 2002), ma anche più ad est, lungo il cosiddetto Fronte della Falda Toscana (es. campo geotermico di Torre Alfina in Buonasorte et al., 1991; Dorsale Rapolano-Trequanda – Monte Cetona in Bertini et al., 1991), dove anche le Liguridi sono implicate in strutture complesse (ad esempio, in corrispondenza del Monte Cetona e nel campo geotermico di Latera in Buonasorte et al., 1987; Costantini et al., 1993 con bibliografia), e più a ovest, nella regione geotermica di Larderello-Travale (Brogi et al., 2005a). Raddoppi delle formazioni terziarie toscane con probabile interposizione tettonica dell'Unità Canetolo si verificano anche nel "nucleo" di Castell'Azzara (Cipriani et al., 2010; Brogi e Fabbrini, 2010). Un peculiare raddoppio della successione della Falda Toscana si verifica nella zona di Poggio Zoccolino (Pandeli et al., 2002, 2005; Brogi, 2004b). Qui, nel blocco ribassato verso est dalla faglia bordiera del "nucleo", sono presenti vari affioramenti di Anidriti di Burano (es. quello della localitá Colline) che risultano sottoposte direttamente alle Liguridi. Tale brusca "riduzione" in senso E-O della successione toscana appare impossibile da realizzare anche con strutture distensive a basso angolo. Inoltre, ancora più ad est/sud-est, le manifestazioni termominerali con depositi di travertino di Bagni San Filippo (Cipriani et al., 1977) e le emissioni gassose nell'area mineraria di Pietrineri (Minissale et al., 1997a, b), suggeriscono la presenza in profondità in tutta quest'area di un serbatoio carbonatico di spessore considerevole costituito da formazioni triassico-giurassiche, come a Bagno Vignoni ed in altre aree termali della Toscana (ad esempio Rapolano, Saturnia, Monsummano, ecc). Riteniamo pertanto che le Anidriti di Burano nell'area Colline - Pietrineri costituiscano una scaglia tettonica sovrapposta alla porzione orientale sepolta della successione toscana di Poggio Zoccolino, che è stata ribassata dalla faglia bordiera del "nucleo". La prosecuzione

occidentale di detta scaglia di Anidriti di Burano al di sopra del "nucleo" di Poggio Zoccolino sarebbe testimoniata dagli affioramenti delle rocce anidritico-dolomitiche di Capanne Bacchi (Pandeli et al., 2002, 2005) come anche confermato da Brogi (2004) su basi geofisiche. Una struttura molto simile (cioè la sovrapposizione tettonica di evaporiti Triassiche a successioni triassico-giurassiche della Falda Toscana) era stata evidenziata anche da Calamai et al. (1970) nel sottosuolo del campo Bagnore (vedi pozzo Bagnore 8 nella sezione geologica 2 di Tavola 1.1). Inoltre, il forte spessore (più di 1300 m) delle Anidriti di Burano alla base della successione Poggio Zoccolino (vedi Pozzo San Filippo 1 nella sezione geologica 2 di Calamai et al., 1970 e in quella C-C" in Tavola 1.1) suggerisce dei possibili raddoppi tettonici anche all'interno delle evaporiti triassiche, come è ben testimoniato nel Complesso a Scaglie Tettoniche del sottosuolo di Larderello (Pandeli et al., 1991).

Secondo Brogi e Lazzarotto (2002), questi raddoppi della Falda Toscana si sono verificati durante la fase principale di raccorciamento del Dominio Toscano avvenuta nel tardo Oligocene-Miocene inferiore (D1 o "fase di *Syn-Nappe*" di Elter e Sandrelli, 1994; datazione radiometrica di 27 Ma della Unità Metamorfica Toscana delle Alpi Apuane in Kligfield et al., 1986), mentre Bonini e Sani (2002) li legano ad un evento di riattivazione compressiva ("*out-of-sequence*") dell'Appennino durante il Pliocene medio-superiore.

Sulla base dei nostri dati sull' area amiatina e di considerazioni geologiche a scala regionale, è verosimile ritenere che almeno una parte dei raddoppi della Falda Toscana siano stati originati nell'intervallo di tempo Burdigaliano-Tortoniano inferiore.

A tale riguardo vanno sottolineati alcuni punti:

1) Dato che il Macigno è coinvolto nei raddoppi (ad esempio sul Monte Aquilaia), questi ultimi si sarebbero verificati dopo la fine della sedimentazione silicoclastica in avanfossa del Macigno stesso in Toscana orientale (Aquitaniano in Cornamusini, 2002) a causa del sovrascorrimento dell'Unità sub-Ligure sull'avanfossa toscana (evento Burdigaliano in Fazzuoli et al., 1994).

2) Anche se la deformazione Adriatico-vergente della Falda Toscana è iniziata durante l' "evento D1" a scala regionale (Pertusati et al., 1977; Carmignani e Kligfield, 1990; Elter e Sandrelli, 1995 con bibliografia), il più importante evento di raccorciamento che interessò la parte orientale della Falda Toscana e la creazione del suo "fronte" di sovrascorrimento (allineamento Monte Orsaro - Val di Lima - Monti del Chianti - Monte Cetona) sull'Unità Cervarola-Falterona si sono verificati nel Miocene medio ("evento D2", datato 14-12 Ma in Carmignani e Kligfield 1990, 2001; "Evento Serravalliano" di Fazzuoli et al., 1994; "Evento *post-Nappe*" di Elter e Sandrelli, 1995 con bibliografia). Durante l' "evento D2" le Liguridi sono state coinvolte nelle strutture plicative della Falda Toscana (Buonasorte et al., 1987; Costantini et al., 1993 con bibliografia) e si sono anche verificati raddoppi locali di quest'ultima anche in altre zone della Toscana (per esempio nella megapiega della Val di Lima in Fazzuoli et al., 1998). Le strutture D2 sono state attribuite ad una fase di "*serrage*" post-Burdigaliana della pila strutturale (cfr. Fazzuoli et al., 1994; Jolivet et al., 1998; Boccaletti e Sani, 1998; Carosi et al., 2004) o sono state legate ad una megastruttura regionale tipo "*Core Complex*" (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani et al., 1995) in connessione con la prima fase estensionale regionale (con associate faglie normali a basso angolo) della catena orogenica. In quest'ultimo modello, il movimento Adriatico-vergente della Falda Toscana si sarebbe verificato a causa della risalita ed esumazione della Dorsale metamorfica medio-toscana. Allo stesso tempo, le successioni toscane più esterne (Unità Cervarola-Falterona) avrebbero sovrascorso le unità più interne del Dominio Umbro (Fazzuoli et al., 1994; Aruta et al., 1998). Un ulteriore evento plicativo, ovvero di ripiegamento del fronte della Falda Toscana ("Evento Serravalliano sommitale-Tortoniano inferiore" di Fazzuoli et al., 1994) è noto nelle mega-pieghe della Val di Lima (Fazzuoli et al., 1998) e dei Monti del Chianti (Elter e Sandrelli, 1995).

3) Una complessa pila tettonica costituita da Unità Metamorfiche Toscane e non metamorfiche è stata riconosciuta nella regione geotermica di Larderello-Travale (*Tectonic Wedges Complex* in Pandeli et al., 1991; Elter e Pandeli, 1990, 1994), nella regione mineraria di Massa Marittima

(Costantini et al., 2002), lungo il la Dorsale Monticiano - Roccastrada (vedi l'intercalazione tettonica delle Anidriti di Burano nelle sub-unità metamorfiche in Bertini et al., 1991) e nelle zone nord (Pontremoli 1 pozzo di petrolio: Anelli et al., 1994) e nord-est delle Alpi Apuane (Valle del Fiume Secchia in Andreozzi et al., 1987; Plesi et al., 2000). Anche nelle Unità metamorfiche toscane del sottosuolo del Monte Amiata (es. campo di Piancastagnaio) sono presenti scaglie tettoniche di successioni del Paleozoico superiore all'interno del Verrucano, e rare scaglie di questo ultimo sono riconoscibili localmente all'interno delle Anidriti di Burano (Elter e Pandeli, 1991; Bertini e Pandeli, dati inediti). È noto che le rocce metamorfiche di tali scaglie avevano già subito le deformazioni della fase D1 prima della loro messa in posto nelle Anidriti di Burano, è pertanto possibile suggerire un'età sin-/post-D2 per la costruzione del Complesso a Scaglie tettoniche (Pandeli et al., 1991). La formazione del Complesso a Scaglie Tettoniche può invece verosimilmente essere correlata al raccorciamento Serravalliano-Tortoniano delle successioni silicoclastiche di avanfossa della Toscana orientale (Macigno e Arenarie del Cervarola-Falterona) e dell'Umbria occidentale (Marnoso arenacea dell'Unità dei Massicci Perugini e dell'Unità Monte Nero) (Fazzuoli et al., 1994; Aruta et al., 1998 con bibliografia).

4) Marroni et al. (2015b) ipotizzano che la fase miocenica D2 definita nella Falda Toscana corrisponda alla D3 identificata nell'Unità Santa Fiora e nell'Unità Canetolo, e alla D4 dell'Unità Ofiolitica. Pertanto, per questi Autori tutti gli eventi deformativi precedenti sarebbero in parte riferibili allo stadio collisionale D1 oligo-miocenico inferiore della Falda Toscana ed in parte a quelli precedenti occorsi durante la chiusura cretacea superiore-eocenica dell'Oceano Ligure-Piemontese.

5) Eventuali impulsi compressivi minori potrebbero comunque aver interessato le successioni dell'area del Monte Amiata nel Pliocene medio-superiore (Bonini e Sani, 2002), come testimoniato dalle deformazioni presenti nelle successioni sedimentarie neogeniche, ma che non hanno comunque prodotto significativi riassetti della pila tettonica (ad esempio raddoppi tettonici). Infatti, i sedimenti tardo messiniani-pliocenici sigillano l'edificio strutturale delle Unità Liguri s.l. e Toscane.

Infine, vale la pena ricordare che, nell'area di interesse, l'Unità Ofiolitica giace tettonicamente su quasi tutte le unità tettoniche sottostanti (ad eccezione dell'Unità Canetolo e il sottostante Macigno della Falda Toscana). Questa geometria, ben nota nella Toscana meridionale, può essere correlata ai processi di laminazione della pila tettonica che si sono verificati durante la "riduzione" della Falda Toscana (Bertini et al, 1991; Decandia et al., 1993). In questo quadro, il sigillamento dei raddoppi della Falda Toscana da parte dell'Unità Canetolo nell'area del Monte Aquilaia e delle Unità Santa Fiora e Ofiolitica nella zona di Poggio Zoccolino, possono essere correlati alla messa in posto e riorganizzazione finale (estensionale) della pila sub-ligure e ligure. Queste strutture sono poi state sigillate a loro volta dai sedimenti dei bacini continentali e marini nel Messiniano-Pliocene inferiore (per esempio quelli del Bacino della Velona).

Per riassumere la complessa evoluzione geologica dell'area del Monte Amiata, può essere proposta la seguente successione di eventi deformativi legati alla evoluzione sin- e post-collisionale appenninica (vedi Figura 1.14):

Evento D1 (Aquitano-Burdigaliano) - Durante l'evento di raccorciamento principale che ha formato l'Appennino settentrionale, l'Unità sub-Ligure ed almeno parte delle Liguridi (es. l'Unità Santa Fiora) sovrascorsero l'avanfossa toscana in cui si sedimentava la Formazione del Macigno. Nello stesso periodo iniziò la deformazione della successione toscana, originandosi la Falda Toscana ed alcun suoi raddoppi a causa del suo scollamento dal proprio basamento paleozoico-triassico a livello delle evaporiti triassiche basali (Anidriti di Burano). Durante questo evento si ebbe anche la subduzione di parte del dominio toscano con la formazione delle Unità Metamorfiche Toscane (Carmignani e Kligfield, 1990; Fazzuoli et al., 1994 con bibliografia).

Eventi D2-D3 (Serravalliano -Tortoniano inferiore) - Tutti gli autori di letteratura concordano sul fatto che durante questo intervallo

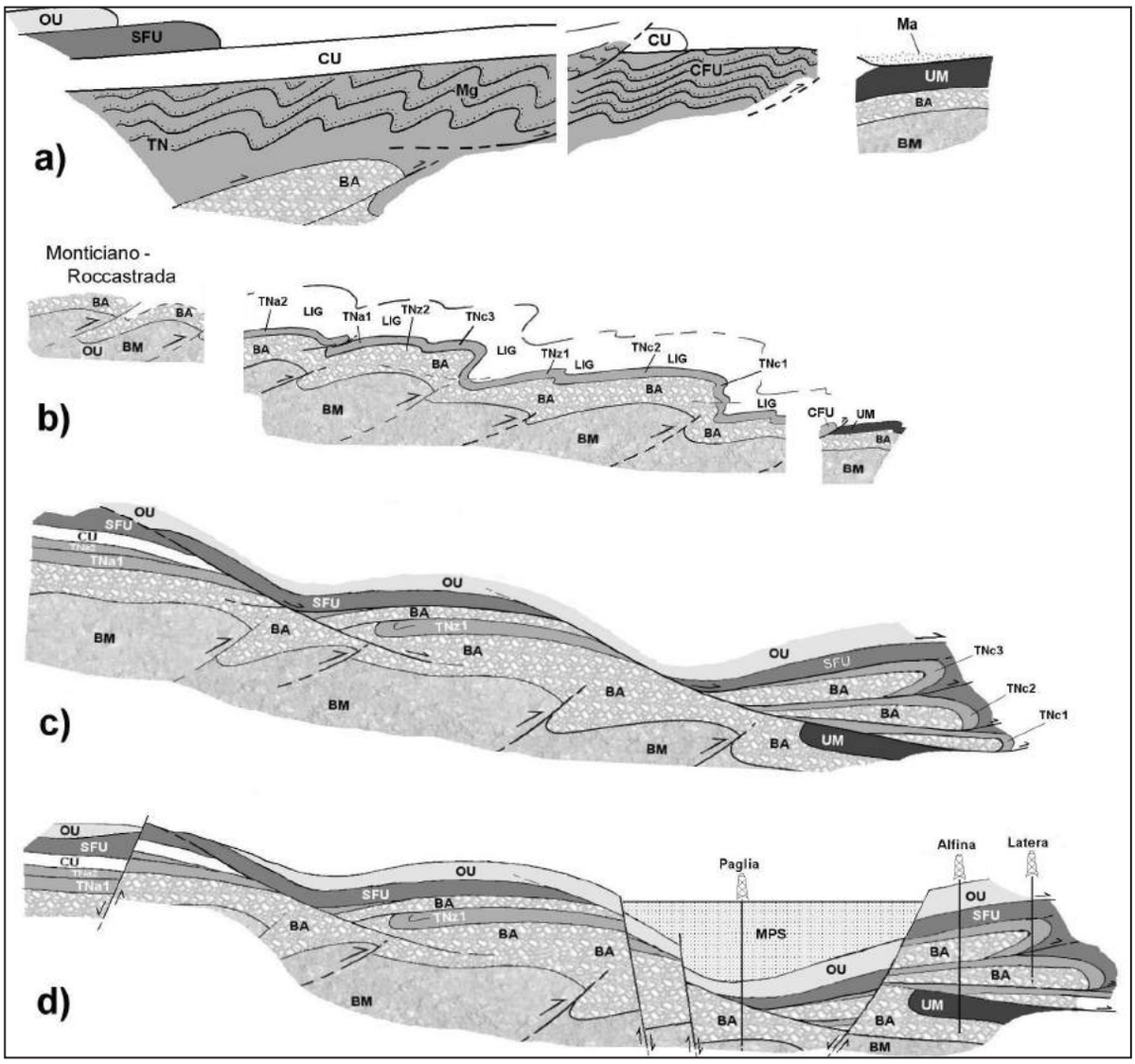



**Figura 1.14 -** Schema dell'evoluzione deformativa (eventi deformativi: a = D1, b = D2, c = D3, d = D4) dell'area del Monte Amiata dall'Aquitaniano al Pliocene/Quaternario. Le successioni torbiditiche silicoclastiche terziarie a tetto delle Unità Toscane e Umbre (Macigno = Mg, Arenarie del Cervarola-Falterona = CFU, Marnoso-arenacea = Ma) non sono state distinte negli stadi b, c, e d dello schema. Gli spessori e l'estensione areale delle diverse unità sono da considerarsi indicative e non in scala. LEGENDA: Sedimenti mio-pliocenici = MPS; Unità Ofiolitica = OU; Unità Santa Fiora = SFU; Unità Canetolo = CU; Falda Toscana = TN (e probabile substrato mesozoico dell'Unità Cervarola-Falterona): TNa1 = sub-unità inferiore del M. Aquilaia, TNa2 = sub-unità superiore del M. Aquilaia, TNz1 = sub-unità inferiore di Poggio Zoccolino, TNz2 = sub-unità superiore di Poggio Zoccolino, TNc1 = sub-unità inferiore del sondaggio Alfina 15, TNc2 = sub-unità superiore del sondaggio Alfina 15, TNc3 = sub-unità del M. Cetona; Anidridi di Burano = BA; Successioni paleozoico-mesozoiche metamorfiche = BM; Successione dell'Unità Cervarola-Falterona = CFU; Successioni mesozoiche-mioceniche inferiori del Dominio Umbro = UM. – *Scheme of the deformation evolution (a = D1, b = D2, c = D3, d = D4 events) of the Monte Amiata area from the Aquitanian to Pliocene/Quaternary times. The Tertiary turbiditic siliciclastic successions at the top of the Tuscan and Umbrian Units (Macigno = Mg, Cervarola- Falterona Sandstone = CFU, Marnoso-arenacea = Ma) are not distinguished in the b, c, and d stages. The thickness and areal extent of the units are indicative and not in scale. LEGEND: Miocene-Pliocene sediments = MPS; Ophiolitic Unit = OU; Santa Fiora Unit = SFU; Canetolo Unit = CU; Tuscan Nappe = TN (and probable original Mesozoic substratum of the Cervarola-Falterona Unit): TNa1 = Mt. Aquilaia lower sub-unit, TNa2 = Mt. Aquilaia upper sub-unit, TNz1 = Poggio Zoccolino inferior sub-unit, TNz2 = Poggio Zoccolino superior sub-unit, TNc1 = Alfina 15 well inferior sub-unit, TNc2 = Alfina 15 well superior sub-unit, TNc3 = Mt. Cetona sub-unit; Burano Anhydrite Fm. = BA; Paleozoic-Mesozoic metamorphic succession = BM; Cervarola-Falterona Unit succession= CFU; Umbrian-Marchean, Mesozoic-Lower-Miocene successions = UM.*

temporale si originò il sovrascorrimento Adriatico-vergente delle unità Toscane (Falda Toscana e Unità Cervarola-Falterona) sopra la parte più interna del Dominio Umbro (Aruta et al., 1998 con bibliografia). Questo evento fu prodotto dal movimento della Falda Toscana legato all'esumazione delle Unità Metamorfiche Toscane (ovvero l'esumazione della Dorsale metamorfica medio-toscana dalle Alpi Apuane fino al Monte Leoni) o tramite un modello estensionale tipo "*core complex*", oppure a causa del "*serrage*" finale del dominio toscano, durante il quale si è verificata l'esumazione per compressione della Dorsale metamorfica attraverso un *mega-thrust* "fuori sequenza". Inoltre il raccorciamento della Falda Toscana nella sua parte frontale ha prodotto non solo megapieghe con il locale coinvolgimento delle Liguridi sl. (es. quella del Monte Cetona in Buonasorte et al., 1987), ma anche complessi raddoppi delle successioni toscane non metamorfiche, che poggiano tettonicamente sulla successione umbra (vedi pozzo Alfina 15 in Buonasorte et al., 1991).

Proponiamo qui che durante l'evento deformativo D2, che si sviluppò in modo probabilmente progressivo, la Falda Toscana e le sovrastanti Liguridi s.l. nell'area del Monte Amiata siano state ulteriormente raccorciate ed abbiano avuto luogo anche molti dei raddoppi della Falda Toscana (incluso quelli sul suo fronte). Durante il movimento della Falda Toscana e dell'Unità Cervarola-Falterona si sono verificate anche importanti deformazioni nella sottostante successione umbra (es. scollamenti rispetto al proprio basamento e raddoppi delle unità di copertura triassico superiori-terziarie). Durante questi raccorciamenti o subito dopo (vedi evento D3), iniziarono anche i fenomeni di distensione orogenica sin-tettonica attraverso faglie listriche a basso angolo che si smorzarono per lo più nelle Anidriti di Burano. Questi processi modificarono la pila tettonica particolarmente al fronte e alle spalle delle principali strutture (vedi le strutture plicative ed i sovrascorrimenti ovest-vergenti che deformano le precedenti strutture a trasporto verso NE presso Stribugliano, riportati in Bonini et al., 2014). Questo fatto ha prodotto il ripiegamento del fronte della Falda Toscana (D3) ed il "*mega-boudinage*" sia della Falda Toscana ("Serie Toscana ridotta") che delle Unità Liguri e di quella sub-Ligure.

Evento D4 (Tortoniano superiore-Quaternario) - Questo evento è caratterizzato dallo sviluppo dei sistemi di faglie ad alto angolo, con direzione principalmente NW-SE, NE-SW e N-S, che smembrarono la complessa pila tettonica delle Unità Liguri e Toscane, permettendo lo sviluppo dei bacini di Radicofani, di Cinigiano – Baccinello - Bassa Val d'Orcia e della dorsale di Montalcino - Monte Amiata - Monte Razzano. La presenza di una dorsale che separava i due bacini, almeno fin dal Pliocene inferiore, è indicata dagli apporti detritici provenienti dalla dorsale stessa, come i sedimenti deltizi nella parte orientale del bacino di Cinigiano – Baccinello - Bassa Val d'Orcia in Ghinassi (2004) e le frane o "*olistostromes*" nelle Argille a Palombini, intercalate nei sedimenti pliocenico inferiori del bordo occidentale del bacino di Radicofani (Calamai et al., 1970; Liotta, 1996). Secondo Bonini et al. (1999) e Bonini e Sani (2002), impulsi compressivi minori probabilmente si verificarono anche in tempi pliocenici. Il sollevamento della zona Montalcino - Monte Amiata è verosimilmente continuato anche in tempi più recenti, come è mostrato dagli affioramenti di sedimenti marini del Pliocene inferiore a circa 500 m tra Montalcino e Castelnuovo dell'Abate e a circa 1000 m nell'area del Monte Labbro (Calamai et al., 1970; Gianelli et al., 1988) (Tavola 1.1). In base ai dati geologico-geofisici, il sollevamento di forma ellissoidale, con tipico allungamento NNE-SSO (ovvero anti-appenninico) di questi settori della dorsale Montalcino - Monte Amiata – Monte Razzano, può essere ricollegato ai processi di formazione ed evoluzione della camera magmatica dell'edificio vulcanico del Monte Amiata (cfr. Gianelli et al., 1988; Marinelli et al., 1993; Ferrari et al., 1996; Acocella, 2000) lungo un pre-esistente lineamento tettonico anti-appenninico su cui si sono poi allineati anche i centri di alimentazione del vulcano composito. Attraverso i dati geofisici è stato stimato che le dimensioni di questa originaria camera magmatica siano state attorno ai 25/30 x 45/50 km, con un tetto alla profondità di 6-7 km (Gianelli et al., 1988; Marinelli et al., 1993; Acocella, 2000). I suddetti lineamenti

tettonici anti-appenninici a direzione circa NE-SO avrebbero infine continuato a condizionare l'evoluzione geologica recente dell'area del Monte Amiata, visto che rappresentano a tutt'oggi le principali vie di risalita delle acque termominerali nelle zone di Bagni San Filippo e Bagno Vignoni (Minissale et al., 1997a, b).

## 6 Conclusioni

Questo lavoro di sintesi sulla stratigrafia ed assetto strutturale delle unità pre-neogeniche nella regione del Monte Amiata evidenzia i seguenti punti:

Nelle Liguridi s.l., sono presenti tre principali unità tettoniche (dal basso verso l'alto della pila tettonica): Unità sub-Ligure (o Unità Canetolo), Unità Santa Fiora e Unità Ofiolitica.

Le successioni dell'Unità sub-Ligure di età terziaria sono state distinte da quelle coeve e litologicamente simili della Scaglia Toscana (appartenenti alla Falda Toscana); inoltre le arenarie intercalate nella prima unità sono diverse petrograficamente da quelle del Macigno della Falda Toscana (es. la mancanza di K-feldspato).

L'Unità Santa Fiora è costituita da due successioni di età cretacea, ovvero la Formazione di Santa Fiora e quella degli Argilliti Manganesiferi Varicolori-Pietraforte che sono separate da contatti tettonici e variamente impilate.

L'Unità Ofiolitica, che è rappresentata principalmente dalle Argille a Palombini del Cretaceo inferiore, include localmente un corpo marnoso tipo Marne di Murlo e rocce vulcaniche e sub-vulcaniche basaltiche alcaline intraplacca dell'Albiano-Turoniano (Selagiti Auct.); questa Unità può essere correlata all'Unità Ofiolitica superiore (o Unità Montignoso) della Toscana meridionale.

L'evoluzione deformativa delle Unità Liguri e sub-Ligure, della Falda Toscana e delle sottostanti Unità Metamorfiche Toscane è complessa. Al di là delle deformazioni avvenute durante il raccorciamento oceanico pre-oligocenico nelle Unità Liguri, tutte le unità hanno subito gli eventi tettonici polifasici appenninici:

(1) la fase collisionale dell'Oligocene sup—Miocene inferiore, (2) il "*serrage*" tardo-collisionale del Miocene medio, (3) gli stadi estensionali a basso angolo del Serravalliano-Tortoniano inferiore (probabilmente in parte sin-tettonici), ed infine, (4) quelli post-tettonici ad alto angolo dal Tortoniano superiore al Quaternario.

## Opere citate


Abbate E., Bortolotti V., Conti M., Marcucci M., Passerini P., Principi G. e Treves B. (1986) Apennines and Alps Ophiolites and the evolution of the Westhern Tethys. Mem. Soc. Geol. It., 31, 23-44.

Abbate E. et alii (2005a) Carta Geologica d' Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 248 (La Spezia). APAT – Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d' Italia (Roma), S.E.L.C.A., Firenze.

Abbate E. et alii (2005b) Note illustrative della Carta Geologica d' Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 248 (La Spezia). APAT – Dipartimento Difesa del Suolo -Servizio Geologico d' Italia, S.E.L.C.A., Firenze, pp. 204.

Acocella V. (2000) Space accommodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy). Terra Nova, 12, 149–155.

Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti O., Lazzarotto A., Mazzanti R., Nicosia V., Parisi G. e Sandrelli F. (1978) Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini Tosco-Umbro-Laziali nel Pliocene inferiore. Mem. Soc. Geol. It., 19, 573-580.

Andreozzi M., Casanova S., Chicchi S., Ferrari S., Patterlini P.E., Pesci M. e Zanzucchi G. (1987) Riflessione sulle evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE). Mem. Soc. Geol. It., 39, 69-75.

Anelli L, Gorza M., Pieri M. e Riva M. (1994) Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy). Mem. Soc. Geol. It., 48, 461-471.

Arisi Rota F., Brondi A., Dessau G., Franzini M., Monta Amiata S.m.p.A., Stabilimento minerario del Siele S.p.A., Stea B. e Vighi I. (1971) I giacimenti minerari. In: "La Toscana Meridionale", Rend. Soc. It. Min. Petrol., 27, 357-544.

Aruta G., Bruni P., Cipriani N. e Pandeli E. (1998) The siliciclastic turbidite sequences of the Tuscan Domain in the Val di Chiana-Val Tiberina area (eastern Tuscany and north-western Umbria). Mem. Soc. Geol. It., 52, 579-593.

Baldi P., Decandia P. A., Lazzarotto A. e Calamai A. (1974) Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano. Mem. Soc. Geol. It., 13, 575-606.

Barazzuoli P., Bertini G., Brogi A., Capezzuoli E., Conticelli S, Doveri M., Ellero A., Gianelli G., La Felice S., Liotta D., Marroni M., Manzella A., Meccheri M., Montanari D., Pandeli E., Principe C., Ruggeri G., Sbrana A., Vaselli O. e Vezzoli L.M. (2015) Comment on: "Borgia A., Mazzoldi A., Brunori C.A., Allocca C., Delcroix C., Micheli L., Vercellino A., Grieco G., 2014, Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volc. Geoth. Res., 284, 16–31". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303, 1–6.

Barelli A., Ceccarelli A., Dini I., Fiordelisi A., Giorgi N., Lovari F. e Romagnoli P. (2010) A Review of the Monte Amiata Geothermal System (Italy). Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 1-6.

Batini F., Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D. e Pandeli E. (2003) Geological features of the Larderello-Travale and Monte Amiata geothermal areas (southern Tuscany, Italy). Episodes, 26, 239-244.

Benvenuti M., Papini M. e Rook L. (2001) Mammal Biochronology, UBSU and paleoenvironment evolution in a post-collisional basin: evidence from the Late Miocene Baccinello-Cinigiano basin in southern Tuscany, Italy. Boll. Soc. Geol. It., 120, 97-118.

Benvenuti M., Moratti G., Sani F., Bonini M., Oriol L., Papini M., Rook L., Cavallina C. e Cavini L. (2015) Messinian-earliest Zanclean tectonic-depositional dynamics of the Cinigiano-Baccinello and Velona basins (Tuscany, Italy). Ital. J. Geosci., 134, 237-254.

Bertini G., Costantini A., Cameli G.M., Di Filippo M., Decandia F.A., Elter M.F., Lazzarotto A., Liotta D., Pandeli E., Sandrelli F. e Toro B. (1991) Struttura geologica dai Monti di Campiglia a Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato delle conoscenze e problematiche. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1991/1, Crop 03, 155-178.

Bertini G., Cornamusini G., Lazzarotto A. e Maccantelli M. (2000) Stratigraphic and tectonic framework of the Ligurian Units in the Castellina M.ma Hills (Southern Tuscany, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 119, 687-701.

Bettelli G. (1980) Le unità tettoniche del complesso ligure fra il fiume Albegna e il fiume Fiora (Toscana Meridionale). Mem. Soc. Geol. It., 21, 157-161.

Bettelli G. (1985) Geologia delle alte valli dei fiumi Albegna e Fiora (Toscana Meridionale). Geologica Romana, 24, 147-188.

Bettelli G., Bonazzi U. e Fazzini P. (1980) Il complesso alloctono ligure nella Toscana meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 21, 163-168.

Boccaletti M. e Sagri M. (1966). Lacune nella Serie Toscana 2. Brecce e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima. Mem. Soc. Geol. It., 5, 19-66.

Boccaletti M., Coli M. e Napoleone G. (1977) Nuovi allineamenti strutturali da immagini Landsat e rapporti con l'attività sismica negli Appennini. Boll. Soc. Geol. It., 96, 679-694.

Boccaletti M. e Sani F. (1998) Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines. Tectonics, 17, 112-130.

Boila P., Lavecchia G., Giaquinto S. e Pialli G. (1982) Caratteri geologico-strutturali del bacino del Fiume Paglia (Umbria-Toscana). In: "Bacino del Fiume Paglia (Umbria-Toscana) -Studi strutturali, idrogeologici e geochimica", C.N.R. Progetto Finalizzato Energetica, Sottoprogetto Energia Geotermica, RF-16, 7-32.

Bonini M., Moratti G. e Sani F. (1999) Evolution and depocenter migration in thrust-top basins: interferences from the Messinian Velona Basin (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 304, 95-108.

Bonini M. e Sani F. (2002) Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) interland: Evidences from the Late Miocene-Pliocene Siena-Radicofani Basin and relation with basement structures. Tectonics, 21, 1-28.

Bonini M., Sani F., Stucchi E.M., Moratti G., Benvenuti M., Menanno G. e Tanini C. (2014). Late Miocene shortening of the Northern Apennines back-arc. J. Geod., 74, 1-31.

Bonazzi U., Fazzini P. e Gasperi G. (1982) Note alla Carta Geologica del Bacino del Fiume Albegna. Boll. Soc. Geol. It., 111, 341-354.

Borgia A., Mazzoldi A., Brunori C.A., Allocca C., Delcroix C., Micheli L., Vercellino A. e Grieco G. (2014) Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volc. Geoth. Res., 284, 16-31.

Bortolotti V. (1962) Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese. Boll. Soc. Geol. It. 81, 225-304.

Bortolotti V. (1966) La tettonica trasversale dell'Appennino. I. La Linea Livorno-Sillaro. Boll. Soc. Geol. It., 85, 529-540.

Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. e Sestini G. (1970) The Miogeosynclinal Sequences. Sedim. Geol., 4, 341-444.

Bortolotti V., Babbini A., Corti S., Dini C., Fazzuoli M., Pandeli E. e Principi G. (2001) The geology of the central-eastern Elba. Ofioliti, 26, 97-150.

Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. e Sandrelli F. (1993) Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neoautoctono toscano. Mem. Soc. Geol. It., 49, 17-98.

Bown P.R. (Ed.) (1992) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontological Society Publications series, Chapman & Hall, London, 314 pp.

Brogi A. (2004a) Seismic reflection and borehole logs as tool for tectonic and stratigraphical investigations: new geological data for the Tuscan Nappe exposed in the northeastern Monte Amiata area (Northern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 123, 189-199.

Brogi A. (2004b) Miocene low-angle detachments and upper crust megaboudinage in the Monte Amiata geothermal area (Northern Apennines, Italy). Geod. Acta, 17, 375-387.

Brogi A. (2004c) Assetto geologico del nucleo di Falda Toscana affiorante nel settore occidentale del Monte Amiata (Appennino Settentrionale): strutture pre- e sincollisionali relitte preservate durante lo sviluppo della tettonica distensiva post-collisionale. Boll. Soc. Geol. It., 123, 444-461.

Brogi A. (2008a) The Triassic and Palaeozoic successions drilled in the Bagnore Geothermal field and Poggio Nibbio area (Monte Amiata, Northern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 127, 599-613

Brogi A. (2008b) Kinematics and geometry of Miocene low-angle detachments and exhumation of the metamorphic units in the hinterland of the Northern Apennines (Italy). J. Struct. Geol., 30, 2-20.

Brogi A. e Lazzarotto A. (2002) Deformazioni sin-collisionali nella Falda Toscana a SW del Monte Amiata (Toscana meridionale): il sovrascorrimento del Monte Aquilaia. Boll. Soc. Geol. It., 121, 299-312.

Brogi A., Cerboneschi A. e Lazzarotto A. (2005a) Geometry stacking pattern and deformation timing of imbricate thrust-sheets within the Tuscan Nappe in the Travale area (Larderello geothermal area, Italy). Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.3, 73-87.

Brogi A., Cornamusini G. e Sandrelli F. (2005b) Geological setting of the Bagno Vignoni area (northern side of the Monte Amiata geothermal area, Italy). Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 3, 89-101.

Brogi A. e Fabbrini L. (2009) Extensional and strike-slip tectonics across the Monte Amiata-Monte Cetona transect (Northern Apennines, Italy) and seismotectonic implications. Tectonophysics, 476, 195-209.

Brogi A. e Fabbrini L. (2010) The Monte Penna thrust (southern Tuscany, Italy): geometry and kinematic of a collisional structure recorded by the Tuscan Nappe during the Northern Apennines orogenic building.). Ital. J. Geosci., 129, 74-90.

Brogi A., Capezzuoli E., Liotta D. e Meccheri M. (2015) The Tuscan Nappe structures in the Monte Amiata geothermal area (central Italy): a review. Ital. J. Geosci., 134, 219-236.

Brunacci S., Donati C., Faraone D., Manganelli V. e Stoppa F. (1983) Vulcanismo alcalino cretaceo post-ofiolitico nell'alloctono liguride della Toscana Meridionale. I: l'area del T. Senna (Siena-Grosseto). Ofioliti, 8, 47-76.

Bruni P., Cipriani N., Nebbiai M. e Papini M. (2003) Dati litostratigrafici e petrografico-mineralogici delle arenarie di Ponte Bratica tra le Cinque Terre e la Val di Magra (Appennino Settentrionale). In: "Cinematiche Collisionali: tra esumazione e sedimentazione". 81° Riunione estiva della Soc. Geol. It., Torino, 10-12 settembre 2002, Riassunti, 70.

Buonasorte G., Fiordelisi A., Pandeli E., Rossi U. e Sollevanti F. (1987) Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochthonous sedimentary sequences of northern Latium. In: Atti Convegno del Gruppo Nazionale di Vulcanologia "Vulcanismo dei Vulsini e del Lazio settentrionale", Firenze, 12 maggio 1988, Per. Mineral., 56, 123-136.

Buonasorte G., Pandeli E. e Fiordelisi A. (1991) The Alfina 15 well: deep geological data from northern Latium (Torre Alfina geothermal area). Boll. Soc. Geol. It., 110, 823-831.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal field. Geothermics, Special Issue 1, 1-9.

Canuti P., Focardi P. e Sestini G. (1965) Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana). Boll. Soc. Geol. It., 84, 93-166.

Canuti P. e Marcucci P. (1970) Lacune della Serie Toscana, 5. Stratigrafia della base degli Scisti Policromi (Scaglia Toscana) nella Toscana Meridionale (Area di Montepulciano e Campiglia d'Orcia). Boll. Soc. Geol. It., 89, 253-279.

Canuti P. e Marcucci P. (1971) Lacune della Serie Toscana, 6. Stratigrafia della base degli Scisti Policromi (Scaglia Toscana) nelle aree di Roccalbegna, Castell'Azzara, Semproniano, M. Selvi e M. Canino (Toscana Meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 90, 315-38

Carmignani L. e Kligfield R. (1990) Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. Tectonics, 9, 1275-1303.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi L., Lazzarotto A., Liotta D. e Oggiano G. (1995) Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-ProvenÇal Domain and the Northern Apennines. Terra Nova, 7, 128-137.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi L., Kligfield R., Lazzarotto A., Liotta D. e Meccheri M. (2001) Inner Northern Apennines. In: G.B. Vai & I.P. Martini (Eds), "Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 197-214.

Carosi, R., Montomoli, C. e Pertusati, P.C. (2004) Late tectonic evolution of the Northern Apennines: the role of contractional tectonics in the exhumation of the Tuscan units. Geodinamica Acta, 17, 253–273.

Cipriani N., Malesani P. e Vannucci S. (1977) I travertini dell'Italia centrale. Boll. Serv. Geol. It., 98, 85-115.

Cipriani N., Pacini M. e Pandeli E. (2010) The siliciclastic turbidite units of the Mt. Civitella – Mt Elmo area (Mt Amiata, South-Eastern Tuscany): geological setting, petrographic composition and regional correlations. 85° Congresso Nazionale SGI, Pisa 6-8 settembre 2010, Rend. online Soc. Geol. It., 11, 263-264.

Conti S. e Gelmini R. (1995) La tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale; il caso della Val Marecchia. Studi Geologici Camerti, 1, 315-324.

Conticelli S., Laurenzi M.A., Giordano G., Mattei M., Avanzinelli R., Melluso L., Tommasini S., Boari E., Cifelli F. e Perini G. (2010) Leucite-bearing (kamafugitic/leucititic) and -free (lamproitic) ultrapotassic volcanic rocks and associated shoshonites in the Italian Peninsula: constraints on petrogenesis and geodynamics. In: The Geology of Italy, Beltrando, M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S. & Doglioni C. (edts.), Journal of Virtual Explorer, 36, paper 21. doi: 0.3809/jvirtex.2009.00251.

Conticelli S., Costantini A., Marroni M e Moratti G. (Eds) (2015). Geological map of the Monte Amiata Region (Southern Tuscany, Italy). Ital. J. Geosci., 134.

Cornamusini G. (2002) Compositional evolution of the Macigno Fm. of southern Tuscany along a transect from the Tuscan coast to the Chianti Hills. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1, 365-374.

Costantini A., Lazzarotto A. e Micheluccini M. (1977) Le formazioni liguri nell'area a sud del M. Cetona (Toscana meridionale). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., 84, 25-60.

Costantini A., Lazzarotto A. e Sandrelli F. (1982) Conoscenze geologico strutturali - In: "Il graben di Siena", C.N.R. Progetto Finalizzato Energetica, Sottoprogetto Energia Geotermica, RF-9, 11-34.

Costantini A., Lazzarotto A., Maccantelli M., Mazzanti R., Sandrelli F., Tavarnelli E. e Elter F.M. (1993) Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina. Quad. Museo Stor. Nat. Livorno, 13, Suppl. 2, 1-164.

Costantini A., Elter F.M., Pandeli E., Pascucci V. e Sandrelli F. (2002) Geologia dell'area di Boccheggiano e Serrabottini (Colline Metallifere, Toscana Meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 121, 35-49.

Crescenti U. e Giussani A. (1969) Osservazioni sugli Scisti Policromi della Toscana Meridionale: il sovrascorrimento di M.te Labbro (Foglio 129, S. Fiora - Grosseto). Boll. Soc. Geol. It., 88, 347-362.

Dallan Nardi L., Pieretti G. e Rendina M. (1977) Stratigrafia dei terreni perforati dai sondaggi ENEL nell'area geotermica di Torre Alfina. Boll. Soc. Geol. It., 96, 403- 422.

Damiani A.V., Gandin A. e Pannuzi l. (1980). Il bacino lacustre neogenico della Velona. Mem. Soc. Geol. It., 21, 273-279.

Decandia F.A., Lazzarotto A. e Liotta D. (1993) La "Serie ridotta" nel quadro della evoluzione geologica della Toscana Meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 49, 181-191.

Decandia F.A., Elter P., Lazzarotto A., Liotta D., Spallone S. e Stea B. (1994) Structural features of the Castell'Azzara Mountains. Mem. Soc. Geol. It., 48, 509-513.

Decandia F.A., Lazzarotto A. e Liotta D. (2001) Structural features of southern Tuscany. Ofioliti, 26, 287-300.

D'Orazio M., Laurenzi M.A. e Villa I.M. (1991) 40Ar/39Ar dating of a shoshonitic lava flow of the Radicofani volcanic center (Southern Tuscany). Acta Vulcanologica, 1, 63-67.

Elter P. (1955) Geologia della regione di Castell'Azzara a Sud del Monte Amiata. Boll. Soc. Geol. It., 74, 317-337.

Elter M. e Pandeli E. (1990) Alpine and Hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (Larderello geothermal field, Southern Tuscany, Italy). Eclogae Geologicae Helveticae, 83, 241-264.

Elter F.M. e Pandeli E. (1991) Structural features of the metamorphic Palaeozoic - Triassic sequences in deep geothermal drillings in the Monte Amiata area (SE Tuscany, Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 110, 511-522.

Elter F.M. e Pandeli E. (1994) Caratteri petrografici e strutturali del basamento metamorfico nel sottosuolo dell'area geotermica di Travale-Radicondoli (Toscana meridionale, Italia). Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1, 103-112.

Elter F.M. e Sandrelli F. (1994) La fase post-Nappe nella Toscana Meridionale: nuova interpretazione nell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale. Atti Tic. Sc. Terra, 37, 173-193.

Elter F.M. e Sandrelli (1995) Inquadramento strutturale dei Monti del Chianti. Boll. Soc. Geol. It., 114, 537-547.

Fazzini P. e Gelmini R. (1982) Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 24, 299-309.

Fazzini P., Parea G.C. e Mantovani M.P. (1968) Ricerche sul Mesozoico della Toscana a Sud dell'Arno. Mem. Soc. Geol. It., 7, 129-193.

Fazzuoli M. (1974) Facies di "laguna interna" del Calcare Massiccio della Toscana sud-orientale. Boll. Soc. Geol. It., 93, 369-396.

Fazzuoli M. e Sguazzoni G. (1986) Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain. Mem. Soc. Geol. It., 31, 59-84.

Fazzuoli M., Ferrini G., Pandeli E. e Sguazzoni G. (1985) Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a nord dell'Arno: Considerazioni sull'evoluzione sedimentaria. Mem. Soc. Geol. Ital., 30, 159-201.

Fazzuoli M., Pandeli E. e Sani F. (1994) Considerations on the sedimentary and structural evolution of the Tuscan Domain since Early Liassic to Tortonian. Mem. Soc. Geol. It., 48, 31-50.

Fazzuoli M., Pandeli E. e Sandrelli F. (1996) Nuovi dati litostratigrafici sulla Scaglia toscana (Scisti Policromi) dei Monti del Chianti (Appennino settentrionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, 103, 95-104.

Fazzuoli M., Sani F., Ferrini G., Garzonio C.A., Sguazzoni G., Becarelli S., Burchietti G. e Mannari G. (1998) Geologia del Nucleo Mesozoico della Val di Lima (Province di Pistoia e Lucca, Appennino settentrionale) - Note illustrative della Carta Geologica (Scala 1:25.000). Boll. Soc. Geol. It., 117, 479-535.

Fazzuoli M., Pandeli E. e Sandrelli F. (2004) The Mesozoic to Tertiary succession of the Northern Monti del Chianti: recent stratigraphic and tectonic advances. In: D. Morini & P. Bruni (Eds.), The Regione Toscana Project of Geological Mapping: case histories and data acquisition, Regione Toscana, Firenze, 185-196.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41-56.

Ferrini G. e Pandeli E. (1983) Le associazioni di facies torbiditiche nel Macigno dei Monti del Chianti. Boll. Soc. Geol. It., 102, 223-240.

Finetti I., Boccaletti M., Bonini M., Del Ben A., Geletti R., Pipan M. e Sani F. (2001) Crustal section based on CroP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern apennines-Adriatic Sea. Tectonophysics, 343, 135-163.

Fontana D. (1991) Detrital carbonate grains as provenante indicators in the Upper Cretaceous Pietraforte Formation (Northern Apennines). Sedimentology, 38, 1085-1095

Fontana D. e Mantovani Uguzzoni M.P. (1987) La frazione terrigena carbonatica nelle arenarie della Pietraforte (Cretaceo Superiore, Toscana Meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 106, 173-181.

Franceschelli M., Pandeli E., Puxeddu M., Porcu R. e Fadda S. (1994) Illite crystallinity in pelitic and marly rocks from the Northern Apennines (Southern Tuscany and Umbria, Italy). N. Jb. Miner. Mh., 8, 367-384.

Franceschelli M., Gianelli G., Pandeli E. e Puxeddu M. (2004) Variscan and Alpine metamorphic events in the Northern Apennines (Italy): a review. Per. Mineral., 73, Spec. Issue 2, 43-56.

Ghinassi M. (2004) The Pliocene deposits of the Val d'Orcia basin: new insights on the tectono-sedimentary evolution of the neogene basins of the Northern Apennines. In: "32nd International Geological Congress ITALIA 2004", Abstract volume (Part 1), 49-39, 251-252.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcano plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

Giannini E., Lazzarotto A. e Signorini R. (1971) Lineamenti di stratigrafia e di tettonica. In: "La Toscana Meridionale", Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., Fasc. Spec., 27, 33-168.

Di Giulio A. e Valloni R. (1992) Sabbie e areniti: Analisi ottica e classificazione. Acta Naturale Ateneo Parmese, 28, 1-101.

Hein S. (1982) Die Scaglia Toscana (Alb. Oligozan) des Nordapennins. Berlier Geowis, ABh (A), 43, 126.

Innocenti F., Serri G., Manetti P., Ferrara G. e Tonarini S. (1992) Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: Thirty years after Marinelli's model. Acta Vulcanol., 2, 247-265.

Jolivet L., Faccenna C., Goffé B., Mattei M., Rossetti F., Brunet C., Storti F., Funiciello R., Cadet J.C., D'Agostino N. e Parra T. (1998) Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. Journal of Geophysical.Research, 103, 12123–12160.

Kligfield R., Hunzicker J., Dallmeyer R.D. e Shamel S. (1986) Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques: results from the Northern Apennines. Journ. of Structural Geology, 8, 781-798.

Landi B., Tanini F., Sani F. e Carobbi S. (1995) Evoluzione geologico strutturale del bacino di Cinigiano-Baccinello (Toscana meridionale). Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New 40Ar-39Ar dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 255-267.

Liotta D. (1991) The Arbia-Val Marecchia line, Northern Apennines. Eclogae Geol. Helv., 84, 413-430.

Liotta D. (1994) Structural features of the Radicofani basin along athe Piancastagnaio (Monte Amiata) – San Casciano de' Bagni (Mt. Cetona) CROP section. Mem. Soc. Geol. It., 48, 401-408.

Liotta D. (1996) Analisi del settore centro-meridionale del Bacino Pliocenico di Radicofani (Toscana Merdidionale.). Boll. Soc. Geol. It., 115, 115-143.

Losacco U. (1959a) Ricerche geologiche nella Toscana meridionale: I) Stratigrafia e tettonica del gruppo di M. Civitella - M. Elmo (Grosseto). Boll. Soc. Geol. It., 78, 1-32.

Losacco U. (1959b) Ricerche geologiche nella Toscana meridionale: II) Affioramenti mesozoici e terziari della media Val d' Orcia, Ripa d' Orcia e Pienza (siena). Boll. Soc. Geol. It., 78, 101-120.

Losacco U. (1959c) Ricerche geologiche nella Toscana meridionale: III) Stratigrafia e tettonica del Poggio Zoccolino (Monte Amiata). Boll. Soc. Geol. It., 78, 121-156.

Malesani P.G. e Vannucci S. (1975) Precipitazione di calcite e di aragonite dalle acque termominerali in relazione alla genesi e all'evoluzione dei travertini. Acc. Naz. dei Lincei Rend., ser. VIII, 58, 761-776.

Manganelli V. (1982) Il complesso alloctono liguride della Toscana meridionale (Provincie di Siena e Grosseto). Mem. Soc. Geol. It., 24, 139-147.

Marcucci M. e Passerini P. (1980) Nannofossil dating of Post-ophiolite magmatic activity at Castiglioncello del Trinoro, Southern Tuscany. Ofioliti, 5, 79-96.

Marcucci M. e Passerini P. (1982) The age of the Castiglioncello del Trinoro magmatic phase in Southern Tuscany: a progress report and its relations to Cretaceous orogenesis in Corsica. Ofioliti, 7, 79-84.

Marinelli G., Barberi F. e Cioni R. (1993) Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale. Me. Soc. Geol. It., 49, 279-288.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015a) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Italian J. Geosc., 134, 171-199.

Marroni M., Pandeli E., Pandolfi L. e Catanzariti R. (2015b) Updated picture of the Ligurian and sub-Ligurian units in the Monte Amiata area (Tuscany, Italy): elements for their correlation in the framework of the Northern Apennines. Ital. J. Geosci., 134, 200-218.

Martini I. P. e Sagri M. (1993) Tectono sedimentary characteristics of late Miocene - Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. Earth Sciences Reviews, 34, 197-233.

Martini I.P., Sagri M. e Colella A. (2001) Neogene-Quaternary Basins of the Inner Apennines and Calabrian Arc. In: G.B. Vai & I.P. Martini (Eds), "Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins", Kluver Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 375-400.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., 70, 355-429.

Minissale A., Evans W.C., Magro G. e Vaselli O. (1997a) Multiple source components in gas manifestations from north-central Italy. Chem. Geol., 142, 175-192.

Minissale A., Magro G., Vaselli O., Verrucchi C. e Perticone I. (1997b) Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). J. Volcanol. Geothermal Res., 79, 223-251.

Nirta G., Pandeli E., Principe G., Bertini G. e Cipriani N. (2005) The Ligurian Units of Southern Tuscany. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 3, 29-54.

Pandeli E. e Pasini M. (1990) Fusulinidi permiani nella successione metamorfica del sottosuolo del Monte Amiata, Toscana meridionale (Italia). Riv. Italiana Paleont. Strat., 96, 3-20.

Pandeli E., Puxeddu M., Gianelli G., Bertini G. e Castellucci P. (1988) Paleozoic sequences crossed by deep drillings in the Monte Amiata Geothermal Region (Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 107, 593-606.

Pandeli E., Bertini G. e Castellucci P. (1991) The Tectonic Wedges Complex of the Larderello area (Southern Tuscany - Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 110, 621-629.

Pandeli E., Ferrini G. e Lazzari D. (1994) Lithofacies and petrography of the Macigno Formation from the Abetone to the Monti del Chianti areas (Northern Apennines). Mem. Soc. Geol. It., 48, 321-329.

Pandeli E., Bertini G, Castellucci P. e Morelli M. (2002) Le coperture sedimentarie toscane e liguri della regione del Monte Amiata (Toscana sud-orientale): nuovi dati sul loro assetto stratigrafico e tettonico. In: A. Brogi, M. Ghinassi, A. Lazzarotto & D. Liotta (Eds.), Studi per l'interpretazione del Profilo Sismico CROP 18, 2° Stato di avanzamento, Atti Riunione Scientifica Castelnuovo Val di Cecina, 25 marzo 2002,

Tipografia Senese, Siena, 69-77.
Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The sub-Ligurian and Ligurian units of the Monte Amiata geothermal Region (south-eastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data and insight into their relationships with the Tuscan Nappe. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 3, 55-71.
Pasquaré G., Chiesa S., Vezzoli L. e Zanchi A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. Mem. Soc. Geol. It., 25, 147-157.
Pertusati P., Plesi G. e Cerrina Feroni A. (1977) Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana. Boll. Soc. Geol. It., 96, 587-603.
Plesi G., Chicchi S., Daniele G. e Calandri S. (2000) La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense, fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il Monte Ventasso. Boll. Soc. Geol. It., 119, 267-296.
Rook L. e Ghetti P. (1997) Il bacino della Velona (Toscana, Italia): stratigrafia e primi ritrovamenti divertebrati fossili. Boll. Soc. Geol. It., 116, 335-346.
Sagri M., Bruni P., Benvenuti M., Bertini A., Cecchi G., Cipriani N., Fazzuoli M., Magi M., Mazza P., Nebbiai M., Pandeli E., Sani F., Monechi S., Nocchi M., Reale V., Lombardi C., Ricci M. e Tinacci D. (2015) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 276 (Figline Valdarno). ISPRA - Servizio Geologico d'Italia, Scribo, Firenze, pp. 143.
Sbrana A., Fulignati P., Marianelli P. e Ciani V. (2015) Monte Amiata hydrothermal system (Italy): 3D geological and geothermal modeling. Ital. J. Geosci., 134, 291-303.
Signorini R. (1949) Visione odierna della geologia toscana. Boll. Soc. Geol. It., 65, 82-90.
Signorini R. (1964) Sguardo d'insieme alla geologia della Toscana a Sud dell'Arno. Mem. Soc. Geol. It., 4, 413-432.
Stoppa F., Ruklov A.S., Bell K., Schiazza M, Vichi G. (2014) Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany, Italy. Lithos, 188, 97-112.
Van Bergen M.J. (1983) Polyphase metamorphic sedimentary xenolths from Monte Amiata volcanics (central Italy); evidence for a partially disrupted contact aureole. Geol. Rundschau, 72, 637-662.
Valloni R. e Zuffa G.G. (1984) Provenance changes for arenaceous formations of the northern Apennines, Italy. Geol. Soc. Amer. Bull., 95, 1035-1039.

# 2. Le strutture tettoniche quaternarie nelle vulcaniti del Monte Amiata e dintorni

*Quaternary tectonic setting of the Amiata volcanics and surrounding areas*

Andrea Brogi, Domenico Liotta

*Università di Bari, Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Via Orabona 4, 70125 Bari*

Corresponding author andrea.brogi@uniba.it

## *Abstract*

*A structural and kinematic study of the Middle Pleistocene (304-230ka) Monte Amiata volcanic Complex and its pre-volcanic substratum have been reported in this paper, based on the main issues described in pre-existing papers. Volcanic centers are aligned for about 6 km along the SW–NE direction and its activity is short (about 100ka), intriguingly suggesting that the conditions to channel the uprising magma quickly stopped.*

*The Monte Amiata volcano is located in a severely extended continental crust (Brogi, 2004a, 2008a). The magmatic chamber is located in the upper continental crust. The depth of the intrusion roof is estimated at about 6–7km (Gianelli et al., 1988). On the basis of stratigraphic and regional considerations, magma emplacement is related to Early Pliocene when such an intrusion favoured the surface uplift of the area up to 3000 m. The volcano substratum consists of Cretaceous turbidites (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015) belonging to the Ligurian Units. The Ligurian Units tectonically overlie Late Trias– Early Miocene units belonging to the Tuscan Nappe (see Chapter. 1 this volume). The substratum of the sedimentary cover is mainly known by deep geothermal wells. It is composed of Triassic quartzite (Verrucano Group) and Palaeozoic phyllite. The peculiar SW–NE alignment of the Monte Amiata volcanic centers is interpreted as evidence of a structural control on the volcanic eruptions. This orientation, recognized also through gravimetric anomalies, was initially explained as a tectonic feature deriving from an extensional fracture along which magma erupted. This lineament shows its lateral extension in two main shear zones affecting the substratum and referred to as the Bagnore and Bagni San Filippo shear zones, to the west and east of the volcano, respectively. At the eastward termination of the Bagni San Filippo shear zone, travertine has been depositing from Late Pleistocene to Present. Thus, to investigate the kinematics of the geological structures related to the Monte Amiata volcanic activity, structural and kinematic data on the Bagnore and Bagni San Filippo shear zones, and in a SW–NE broad stripe including the Monte Amiata eruption centers, have been collected.*

*The damage zone termination of the Bagni San Filippo shear zone was mapped in detail. The main fault zone trends SW–NE and steeply dips to the SE, with a lateral extension of about 4km. Hg-sulphide ore bodies were mined along this structure for almost a century, suggesting its importance as a structural conduit for hydrothermal fluid flow through geological times. Faults forming the horsetail splays are generally from vertical to steeply dipping; in plain view, these show low angle relationships with the main fault zone, thus revealing its dominant left-lateral movement. The mesostructural study confirms this framework indicating three different main fault trends. The main trend is SW–NE, with a dominant left-lateral transtensional displacement. Kinematic indicators are mostly given by striations with calcite fibers and Riedel fractures. The other two groups of faults strike N160° and N10° with a dominant left-lateral and right-lateral transtensional displacement, respectively. A mutual overlap of transtensional and near-normal kinematic indicators is often observed on the shear surfaces, suggesting the activation of the pre-existing fault planes in a temporary extensional context.*

*Close to Bagni San Filippo village, the deformation affects the Late Pleistocene–Holocene travertine, giving rise to a fissure ridge where gas vents and thermal springs are present. Along its trace, structural features suggesting a left-lateral displacement were also observed.*

*Further to the west, in the Monte Amiata volcanic complex, the examined mesostructures are minor faults with associated joints and few kinematic indicators. Minor faults are generally spaced about 3m and localized in narrow bands, up to 20m thick. Many faults are locally characterized by a thin cataclastic band, up to 1 cm thick, deriving from the comminution of the volcanic rocks. Kinematic indicators on the fault surfaces are rare mechanic striations, lunate structures and pinnate joints. Joints are mainly parallel or at low angle to the faults and, in most cases, they are vertical or steeply dipping polished planes, thus suggesting their origin as shearing fractures. Joint spacing is from 20 to 100cm, on average, affecting broad bands up to 5m thick. Two sets of fractures have been recognized on the basis of their trends. The most frequent set consists of SW–NE joints and minor faults, the latter commonly with a transtensional left-lateral shear sense. The other set of fractures trends NW–SE and it is represented by joints and mesofaults. Differing from the previous set, the few kinematic indicators on the fault planes indicate both normal and oblique movements. The structural relationships between the two sets suggest a coeval origin. The same tectonic lineament is represented by the Bagnore shear zone, a SW–NE trending structure, deeply steeping to the north. It divides the southern sector from the northern one, with different structural styles: the northern, is characterized by normal faults, whereas the southern sector is affected by a right-lateral transcurrent fault systems.*
*The SW–NE transtensional shear zone affecting the Volcanic complex is interpreted as transfer zone in the framework of the inner Northern Apennines extension (Liotta, 1991). More generally, it can be considered as a shear zone representing a weak channel, where magmas intruded during Early Pliocene, volcanic eruptions occurred during Middle Pleistocene and travertine are still depositing.*

## 1 Introduzione

A partire dal Miocene superiore l'area tirrenica settentrionale ed il versante occidentale dell'Appennino Settentrionale sono stati interessati da un diffuso magmatismo di tipo anatettico e sub-crostale (Peccerillo, 2003), legato al processo di assottigliamento litosferico cui è stato sottoposto il settore più interno dell'Appennino Settentrionale a partire dal Miocene inferiore-medio (Carmignani et al., 1995; Liotta et al., 1998). Tale processo è stato causato da una tettonica distensiva (Carmignani et al., 1994; Brogi et al., 2005; Barchi, 2010) alla quale sono da mettere in relazione sia la messa in posto di corpi granitoidi e filoniani che lo sviluppo degli edifici vulcanici, le cui età divengono apparentemente progressivamente più recenti da nord-ovest verso sud-est (Peccerillo et al., 1987). La maggior parte dei centri eruttivi e dei corpi intrusivi ad oggi conosciuti risulta di fatto allineata secondo direttrici strutturali (Acocella e Funiciello, 2006), principalmente orientate in direzione SO-NE (Dini et al., 2008) e NO-SE.

Nel quadro della tettonica distensiva dal Pliocene all'attuale, tali direttrici coincidono, rispettivamente, con l'orientazione delle principali faglie dirette (Martini e Sagri, 1993; Bartole, 1995; Pascucci et al., 1999; Brogi et al., 2003) e con le strutture di trasferimento ad esse associate (Liotta, 1991; Brogi et al., 2013; Liotta et al., 2015).

Il vulcano di Monte Amiata (Figura 2.1), del Pleistocene (Ferrari et al., 1996; Cadoux e Pinti, 2008; Laurenzi et al., 2015, Conticelli et al., 2015), rappresenta un complesso vulcanico, esteso circa 90 km$^2$, sviluppatosi a seguito di ripetute eruzioni avvenute in un intervallo di tempo compreso tra circa 304 e 230 ka (Laurenzi et al., 2015). I centri eruttivi del vulcano sono allineati secondo una direzione SO-NE, come messo in evidenza fin dai primi lavori che hanno affrontato lo studio di questi depositi vulcanici (Mazzuoli e Pratesi, 1963). L'allineamento dei centri eruttivi è stato messo in relazione ad una struttura crostale (Brogi, 2008a; Brogi e Fabbrini, 2009) che sarebbe stata capace di veicolare la risalita dei fluidi magmatici fino alla superficie, in un periodo di tempo molto ristretto (circa 100 ka). La prosecuzione laterale di questa struttura crostale è stata documenta anche nelle unità al di sotto della copertura vulcanica (Brogi et al., 2010) e che sono principalmente costituite dalle Unità Liguri, Sub-liguri e Toscane (Calamai et al., 1970; Brogi, 2004b; Pandeli et al., 2005; Brogi, 2008a; Marroni et al., 2015; Brogi et al., 2015). Tale struttura, sulla base di studi strutturali e cinematici (Brogi e Fabbrini, 2009; Brogi et al., 2010), mostra una attività prolungata nel tempo, caratterizzata da movimenti sovrapposti e con cinematica variabile da trascorrente sinistra a diretta.

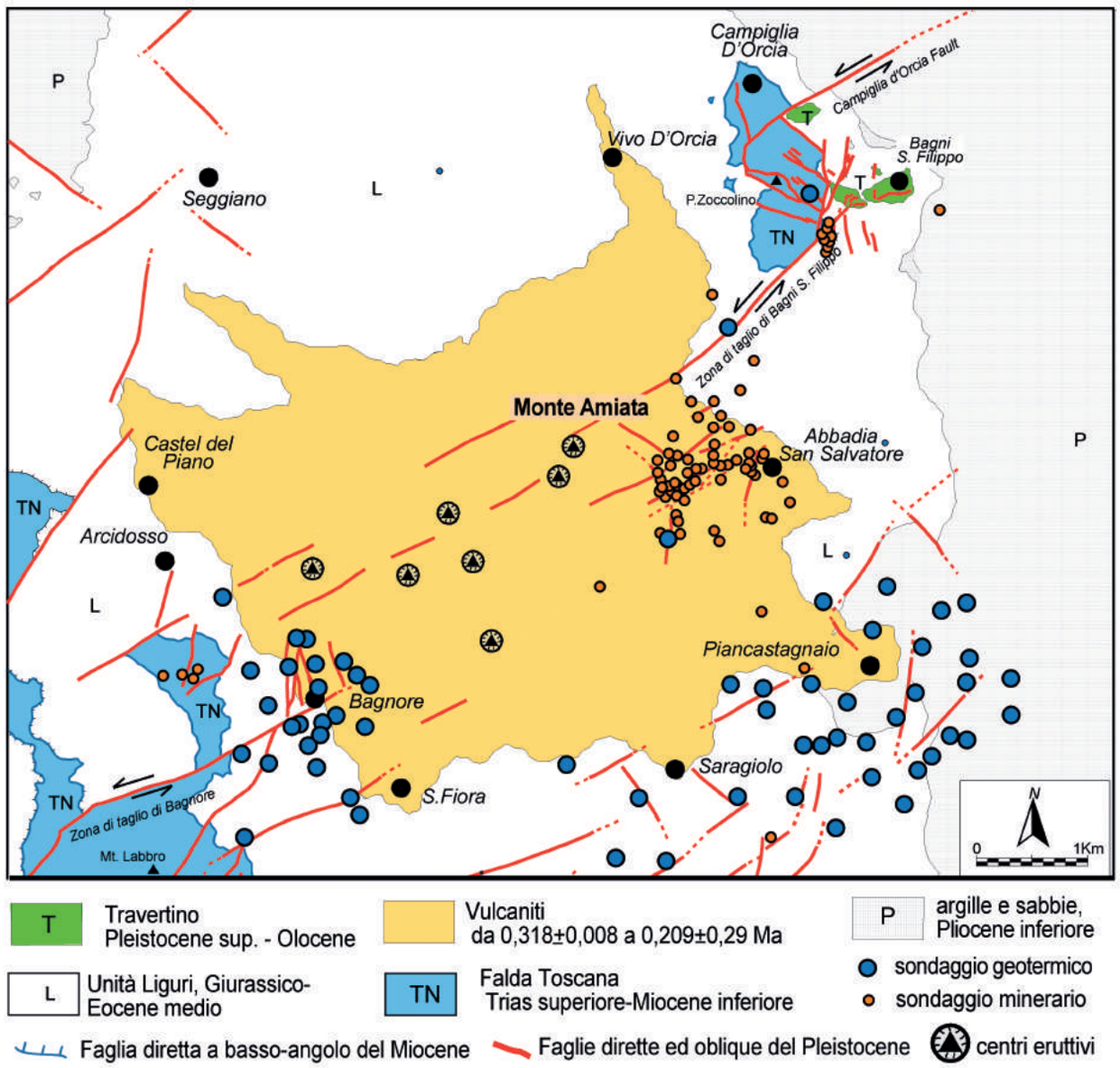



**Figura 2.1** - Carta geologica schematica del Monte Amiata e delle zone circostanti. L'ubicazione dei centri vulcanici è controllata da una zona di taglio sinistra del Plio-Pleistocene che coinvolge sia le rocce vulcaniche che il substrato (da Brogi et al., 2010 con modifiche) - *Geological sketch map of the Pleistocene Monte Amiata volcano and its surroundings. The location of the volcanic centres is controlled by a Plio-Pleistocene left-lateral shear zone affecting the volcanic rocks and its substratum (after Brogi et al., 2010, modified).*

La sua attività, tuttavia, è proseguita anche successivamente al Pleistocene medio, come testimoniato dalla deformazione delle rocce vulcaniche principalmente finora riscontrata in corrispondenza del settore apicale del vulcano, laddove sono allineati i centri eruttivi.

La deformazione, riferibile al Pleistocene superiore, dei depositi di travertino ancora oggi in deposizione nell'area di Bagni San Filippo (Figura 2.1), testimonia una attività tettonica riconducibile all'Olocene.

## 2 Inquadramento Geologico

L'Appennino Settentrionale è una catena collisionale di età terziaria (Cretaceo superiore - Miocene inferiore) derivante dalla progressiva

convergenza e collisione del margine continentale europeo con la placca Adria (Molli, 2008 e bibliografia contenuta). Questo processo ha determinato la sovrapposizione di unità tettoniche derivanti da diversi Domini paleogeografici, appartenenti alla crosta oceanica dell'Oceano Ligure, ed alla crosta continentale assottigliata di Adria (Carmignani et al., 1995). A seguito di questo processo orogenetico, a partire dal Miocene inferiore-medio, il versante occidentale della catena neoformata, corrispondente alla zona interna dell'orogene, è stato interessato da una intensa attività tettonica distensiva (Jolivet et al., 1990; Carmignani et al., 1995; Brunet et al., 2000; Brogi et al. 2005; Brogi e Liotta, 2008) il cui più prominente effetto è stato l'apertura del Tirreno Settentrionale (Bartole, 1995; Mauffret et al., 1999; Pascucci et al., 1999), lo sviluppo di bacini sedimentari nella Toscana meridionale e nell'alto Lazio (Martini e Sagri, 1993), nonché un importante assottigliamento crostale (22-24 km) e litosferico (30-40 km) nell'area tirrenica e nella Toscana meridionale (Calcagnile e Panza, 1980; Locardi e Nicolich, 1988).

Questo processo è accompagnato da magmatismo terziario e quaternario (Peccerillo et al., 1987) al quale il Monte Amiata appartiene. Ne consegue che tale vulcano si colloca al di sopra di un settore crostale interessato da una importante elisione tettonica (Brogi, 2004a, 2006) che ospita un corpo magmatico in fase di raffreddamento alla profondità di circa 6-7 km (Gianelli et al., 1988) e la cui messa in posto è iniziata nel Pliocene inferiore (Jacobacci et al., 1957; Pasquaré et al., 1983; Acocella, 2000). L'intrusione di questo corpo ha determinato un processo di sollevamento localizzato nell'area vulcanica del Monte Amiata, che ha raggiunto un massimo di circa 3 km (Disperati e Liotta, 1998; Brogi, 2008a) ed il cui acme è centrato al di sotto dell'edificio vulcanico (Acocella, 2000). L'attività eruttiva del Monte Amiata, caratterizzata dalla messa in posto di colate e duomi lavici (Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015)[1], è stata favorita dall'aumento di permeabilità indotto dalla struttura crostale orientata in direzione SO-NE, che avrebbe causato la risalita dei magmi fino a raggiungere la superficie.

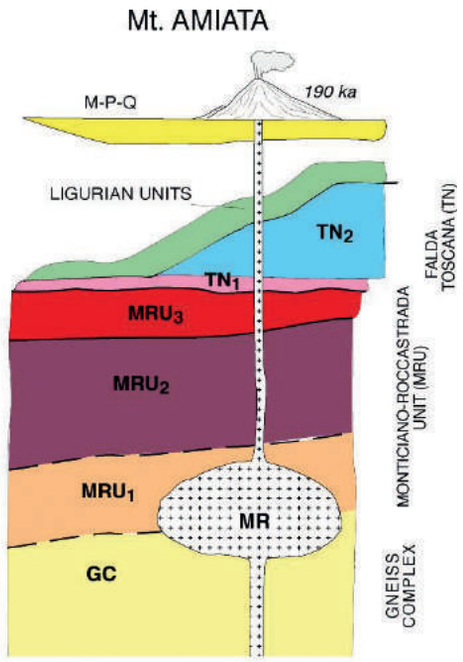



**Figura 2.2** - Unità tettono-stratigrafiche del Monte Amiata. Q-P-M = Depositi del Quaternario, Pliocene e Miocene; MR = Rocce magmatiche; Falda Toscana (TN) = TN2: Retico-Miocene inferiore; TN1: Evaporiti del Triassico superiore (Formazione Anidriti di Burano); Unità Monticiano-Roccastrada (MRU) = MRU3: Gruppo del Verrucano, Triassico; MRU2: Gruppo delle filladi e quarziti, Paleozoico; MRU1: Gruppo dei micascisti; GC = Gneiss (da Batini et al., 2003, modificato). – *Tectonostratigraphic units in the Monte Amiata area. Q-P-M = Quaternary, Pliocene and Miocene sediments; MR = Magmatic rocks; Tuscan Nappe (TN) = TN2: Rhaetian-Early Miocene sequence; TN1: Late Triassic evaporite (Burano Fm.); Monticiano-Roccastrada Unit (MRU) = MRU3: Triassic Verrucano Group; MRU2: Palaeozoic Phyllite-Quartzite Group; MRU1: Palaeozoic Micaschist Group; GC = Palaeozoic Gneiss Complex (after Batini et al., 2003, modified).*

Il substrato dell'edificio vulcanico (Dini et al., 2010) è rappresentato quasi per la totalità dalle Unità Liguri (Formazione di Santa Fiora e Formazione delle Argille a Palombini; Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015) e solo in minima parte dalla successione terrigena della Falda

[1] Vedi anche Capitoli 4, 6 e 9

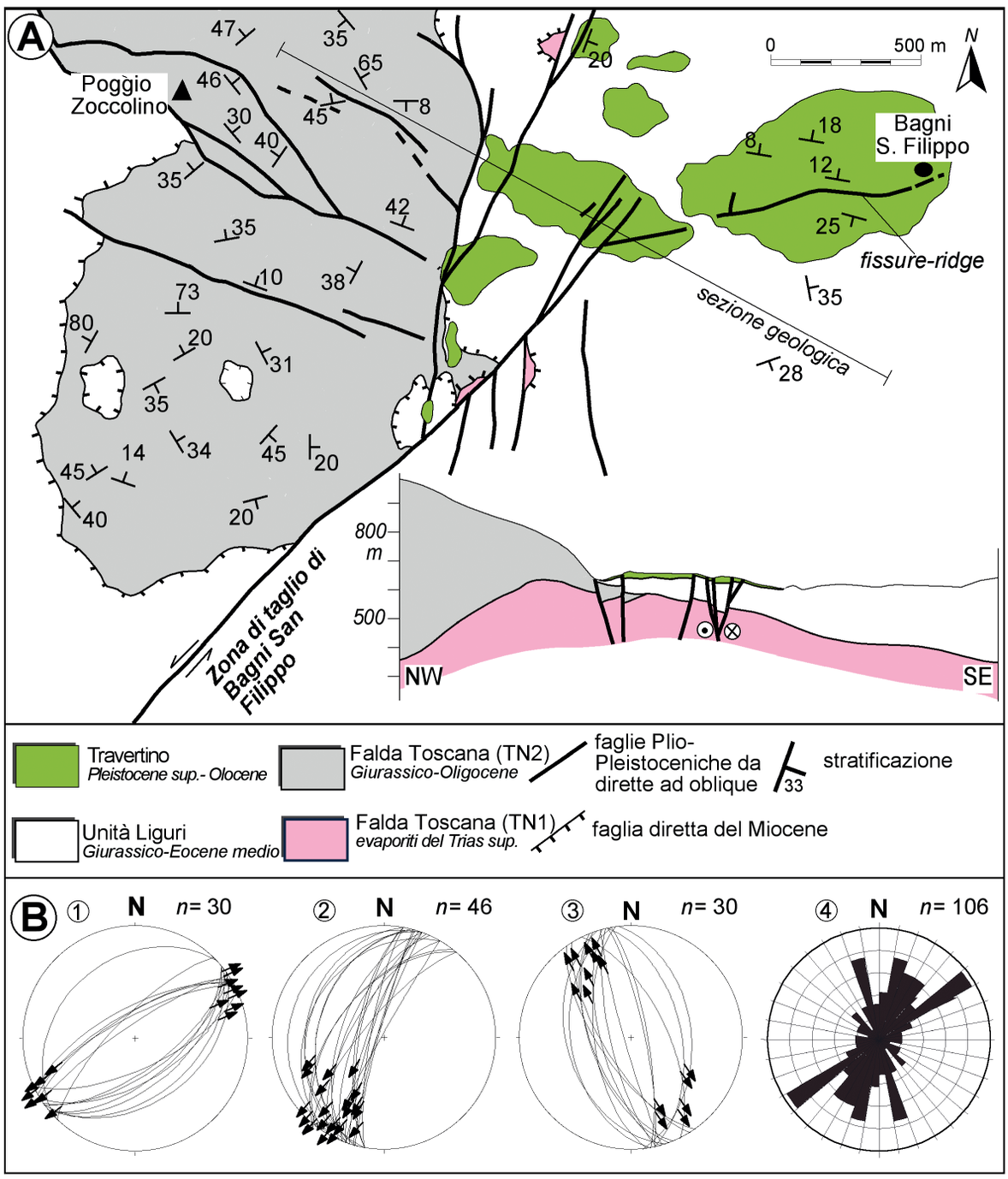



**Figura 2.3** - (A) Schema geologico dell'area di Bagni San Filippo e relative sezioni geologiche. Le faglie minori mostrano strutture tipo *horsetail splay* e una disposizione *en echelon* che indicano una dislocazione laterale sinistra per la zona di taglio principale. (B) *Stereoplots* (emisfera inferiore, proiezione equiangolare) e *rose-diagram* delle strutture minori associate alla zona di taglio di Bagni San Filippo. I dati mostrati nello *stereonet* 1 sono relativi al piano principale di taglio mentre i dati degli *stereonet* 2 e 3 sono interpretati come strutture di Riedel associate alla faglia principale. Il *rose-diagram* mostra la distribuzione di tutti i dati misurati; il circolo esterno è riferito al valore del 15% della distribuzione dei dati – *(A) Geological sketch map and cross-section of the Bagni San Filippo Fault and surroundings. The horsetail splays and the en-echelon array of minor faults is shown. Their arrangement indicates a left-lateral displacement along the master fault. (B) Stereoplots (lower emisphere, equal angle projection) and rose diagram of the minor faults associated with the Bagni San Filippo Fault. Data shown in stereoplot 1 are related to the main shear plane, whereas data from stereoplots 2 and 3 are interpreted as Riedel fractures of the main fault. The rose diagram summarizes the strike distribution of all data; the outer circle is referred to the 15% of data distribution.*

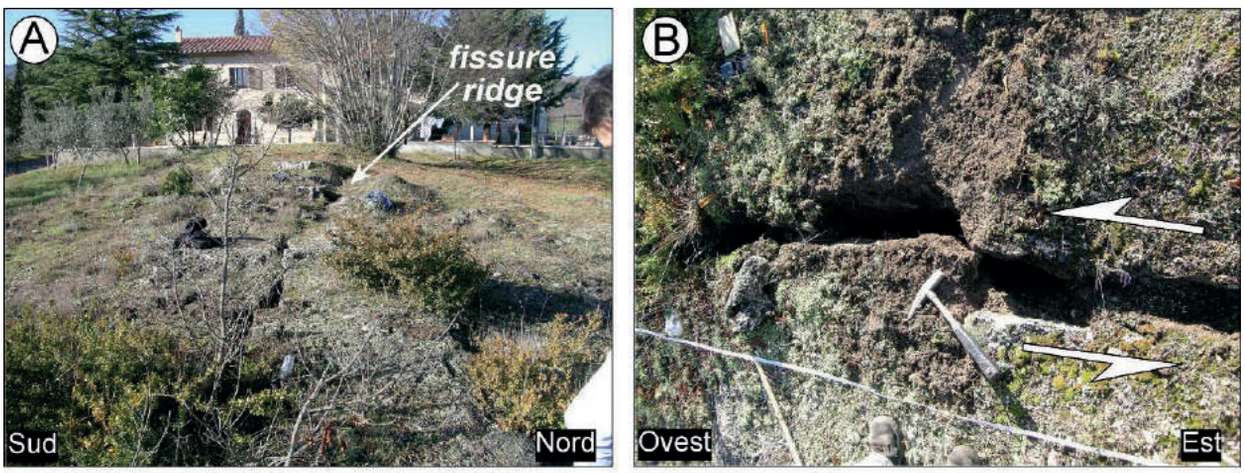



**Figura 2.4** - (A) *Fissure ridge* di travertino attraverso Bagni San Filippo sviluppata in corrispondenza della traccia di una faglia orientata in direzione O-E ed indicata in Figura 2.3A. (B) Esempio di un indicatore cinematico lungo la *fissure ridge* che suggerisce un senso di taglio sinistro – *(A) Travertine fissure ridge in the Bagni San Filippo developed along the trace of the W–E fault indicated in Figure 2.3A. (B) Example of a kinematic indicator along the fissure ridge, suggesting a left-lateral movement.*

Toscana (Scaglia Toscana: Nummulitico, sopra-Nummulitico, e sotto-Nummulitico Auct.), quest'ultima è presente soltanto nel settore nord-occidentale del vulcano, in corrispondenza della Miniera di Abbadia San Salvatore (Arisi Rota et al., 1971; Klemm e Neumann, 1984).

La Falda Toscana, per altro, risulta discontinua lateralmente al di sotto della copertura vulcanica e delle Unità Liguri, definendo corpi geologici segmentati (*boudin* o *extensional duplex*). Il suo sviluppo è stato possibile grazie all'attività di faglie dirette (Carmignani et al., 1994; Liotta, 1994; Brogi, 2004a, 2008a; Brogi et al., 2005) attive durante le fasi mioceniche della tettonica distensiva (Carmignani et al., 1995; Liotta et al., 1998).

Le strutture distensive mioceniche e le precedenti strutture collisionali sono infine interessate dalla deformazione legata agli eventi tettonici distensivi iniziati nel Pliocene ed ancora attivi, e che hanno portato alla definizione delle depressioni strutturali della Toscana meridionale e delle associate *transfer zone* (Liotta, 1991; Liotta et al.1998; Brogi et al., 2013; 2014).

La presenza di unità stratigrafico-strutturali al di sotto della Falda Toscana (Figura 2.2) è testimoniata dalle perforazioni geotermiche, alcune delle quali hanno raggiunto profondità di circa 5000 m dal piano di campagna.

## 3 Assetto strutturale

L'allineamento dei centri eruttivi (Figura 2.1), interpretato come l'evidenza di una zona di taglio fragile, sub-verticale, orientata in direzione SO-NE (Brogi et al. 2010 e bibliografia contenuta.), trova un chiaro riscontro nella distribuzione dei valori di anomalia di Bouguer. Questi, infatti, evidenziano una importante anomalia negativa centrata al di sotto del vulcano con un evidente allungamento in direzione SO-NE (Orlando et al., 1994). Altri elementi di natura geofisica, come per esempio la geometria dell'orizzonte K (Batini et al., 1986; Giannelli et al., 1988; Baldi et al., 1994; Cameli et al., 1998) e la distribuzione del flusso di calore (Baldi et al., 1994), così come la geometria del tetto delle successioni metamorfiche (Gruppo del Verrucano e filladi paleozoiche, Brogi 2008a), mostrano un andamento analogo, con forme evidentemente allungate secondo la direzione SO-NE (Brogi, 2008a). L'insieme di questi elementi indica, quindi, che tale zona di taglio coincide con una struttura geologica di importanza crostale che è stata in grado di influenzare la messa in posto di una camera magmatica formatasi durante il Pliocene (Pasquaré et al., 1983; Acocella, 2000) e la risalita, verso la superficie, del magma stesso, favorendo così lo sviluppo dell'edificio vulcanico, iniziato nel tardo Pleistocene medio (Mazzuoli e

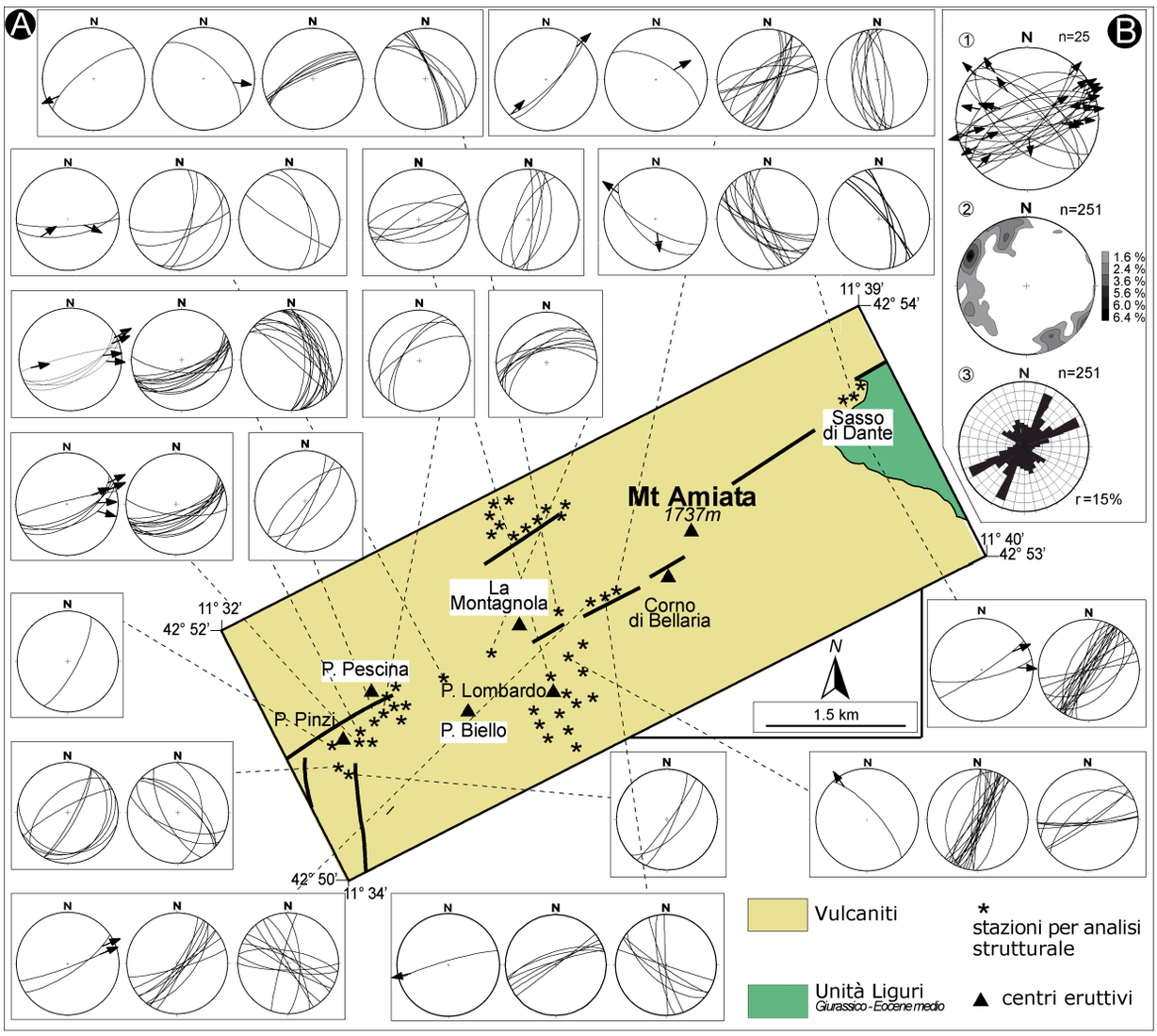



**Figura 2.5** - Dati strutturali del Complesso vulcanico e carta geologica schematica della zona vulcanica comprendente i centri eruttivi. (A) Localizzazione delle stazioni di analisi strutturale e dei diagrammi (emisfera inferiore, proiezione equiangolare) delle faglie e relativa cinematica, e delle fratture. (B) Diagramma cumulativo che illustra: (1) faglie e strie (emisfera inferiore, proiezione equiangolare); (2) poli delle fratture (emisfera inferiore, proiezione equiangolare) e (3) *rose-diagram* delle fratture – *Structural data from the volcanic complex and sketch map of the broad stripe comprehending the Monte Amiata volcanic centres. (A) Location of the structural stations and diagrams showing joints and faults attitudes with their kinematics (equal angle projection, lower hemisphere). Data are grouped to highlight the NW–SE and SW–NE oriented sets of fractures. (B) Cumulative diagrams illustrating: (1) fault and striae data (equal angle projection, lower hemisphere); (2) pole distribution of joints (equal angle projection, lower hemisphere); and (3) rose diagram of joints strike.*

Pratesi 1963; Ferrari et al., 1996; Brogi, 2008a; Cadoux e Pinti, 2008).

Tale zona di taglio mostra la sua prosecuzione anche nelle unità del substrato pre-vulcanico, laddove sono state riconosciute due principali faglie: una di queste è presente nel versante sud-occidentale del vulcano (Zona di taglio di Bagnore) ed una nel settore nord-orientale (Zona di taglio di Bagni San Filippo) (Figura 2.1). Nell'area orientale, in cui termina la zona di taglio di Bagni San Filippo compaiono estesi depositi di travertino di età tardo pleistocenica, ancora in parte in fase di deposizione.

Qui di seguito verranno riportati i dati strutturali e cinematici relativi alla intera zona di taglio, facendo riferimento alla zona di taglio

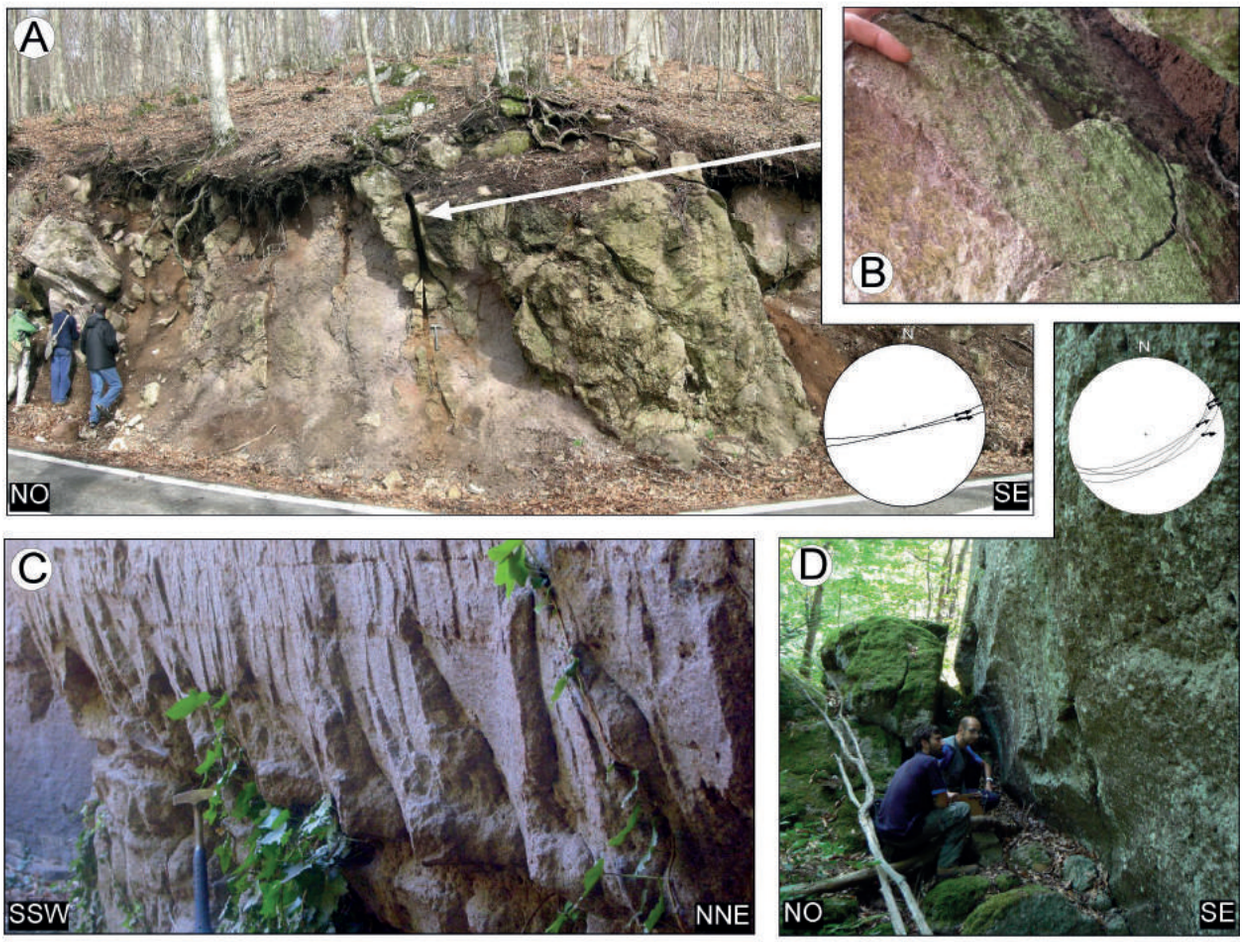



**Figura 2.6** - Foto che illustrano un particolare di una zona di taglio e delle relative strutture che interessano il complesso vulcanico. (A) Esempio di una zona di faglia ampia circa 20m. (B) Dettaglio degli indicatori cinematici e del piano di faglia illustrato in A. (C) *Pinnate joints* interpretati come fratture di taglio. (D) Mega-strie sviluppate nel blocco di muro di una faglia obliqua sinistra – *Field photographs showing fault planes and related minor structures in the volcanic complex. (A) Example of about a 20-m-wide fault zone. (B) Detail of kinematic indicators on the fault plane displayed in A. (C) Pinnate joints interpreted as shear fractures. (D) Mega-striations on the footwall of an oblique left-lateral fault.*

di Bagni San Filippo, alla zona di taglio che è stata riconosciuta discontinuamente lungo una fascia SO-NE e comprendente i centri eruttivi dell'edificio vulcanico, ed infine alla zona di taglio di Bagnore.

## *3.1 Zona di taglio di Bagni San Filippo*

Le principali caratteristiche geometriche e cinematiche di questa zona di taglio (Figura 2.1), principalmente nel settore corrispondente alla sua terminazione verso NE, sono state descritte in recenti lavori (Brogi, 2008a; Brogi e Fabbrini, 2009; Brogi et al., 2010). Essa è composta da molteplici segmenti di faglia più o meno paralleli e che, nel loro insieme, definiscono una ampia zona di taglio immergente verso SE e con una inclinazione circa verticale. Alcuni fra i segmenti di faglia principali risultano intensamente mineralizzati a solfuri di mercurio e arsenico (cinabro, orpimento e realgar), in ganga composta principalmente da celestina (Arisi Rota e Vighi, 1971). Il cinabro è stato oggetto di attività estrattiva nella miniera di Pietrineri ed in scavi a cielo aperto, questi ultimi effettuati durante il periodo neolitico, etrusco e romano. Nell'area di Pietrineri (Figura 2.3) numerose emanazioni di putizze, laddove si concentrano emissioni di $CO_2$ e $H_2S$ (Frondini et al., 2009; Gasparrini et al., 2013), sono allineate lungo la zona di faglia principale ed in corrispondenza di strutture

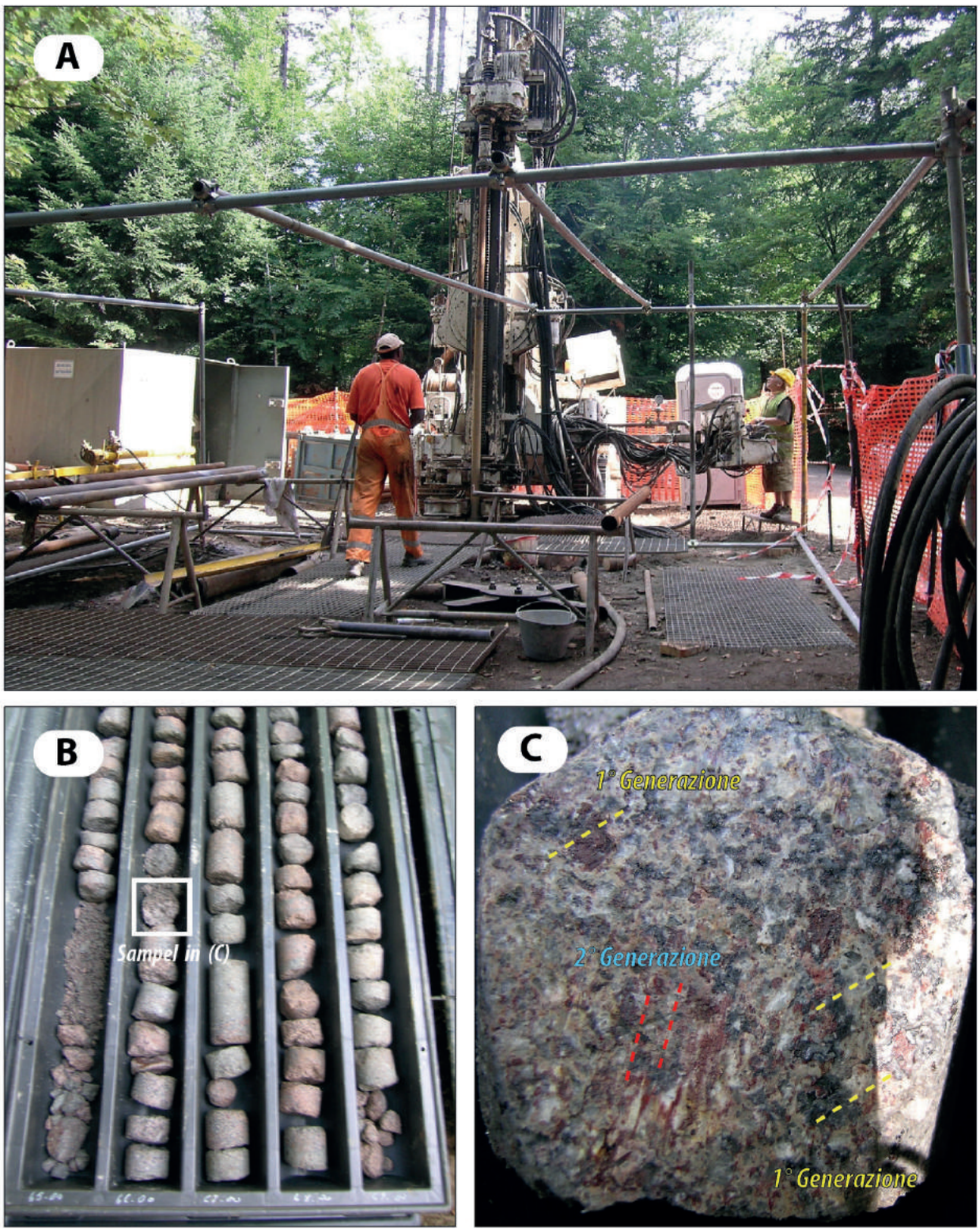



**Figura 2.7** - (A) Sondaggio geognostico profondo del M. Amiata in località Poggio Trauzzolo. (B) Campioni derivanti dal carotaggio continuo con ubicazione del campione mostrato in C. (C) Superficie di scorrimento con due evidenti generazioni di indicatori cinematici sovrapposti – *(A) Monte Amiata Borehole at Poggio Trauzzolo locality. (B) borehole cores: the sample shown in (C) is also indicated. (C) Slip surface with superposed kinematic indicators.*

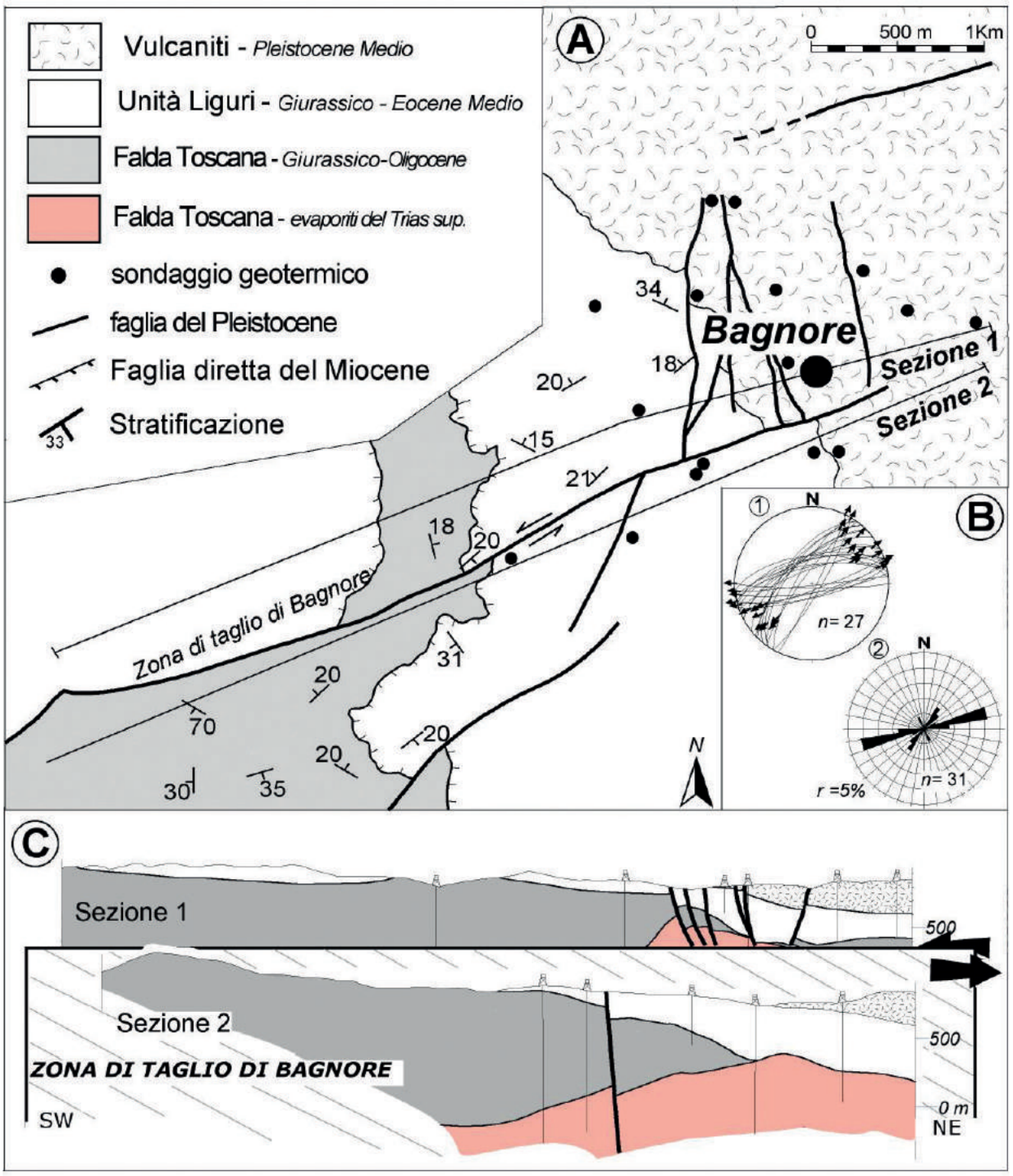



**Figura 2.8** - (A) Schema geologico della zona di taglio di Bagnore ed aree circostanti. Per l'ubicazione si veda la Figura 2.1. (B) Diagrammi stereografici (emisfero inferiore, proiezione equiangolare) e *rose diagram* (cerchio esterno corrispondente al 15%) delle fratture analizzate: (1) dati raccolti in mesofaglie nella zona di taglio di Bagnore; (2) rose diagram delle fratture osservate nella zona di studio. (C) Sezioni geologiche che mostrano i differenti stili strutturali a nord e a sud della zona di taglio. – *(A) Structural sketch map of the Bagnore shear zone and its surroundings. For location, see Figure 2.1. (B) Stereonets (lower hemisphere; equal angle projection) and rose diagram (outer circle: 15% of data) of the study fractures: (1) mesofault data collected along the Bagnore shear zone; (2) rose diagram showing the fracture trends in the study area. (C) Geological cross-sections highlighting the different structural styles of the northern and southern sectors.*

minori ad essa associate (Brogi e Fabbrini, 2009). La presenza di mineralizzazioni idrotermali, emissioni di gas e acque termali, suggerisce la capacità che la struttura ha avuto, per le sue caratteristiche di permeabilità, di veicolare fluidi geotermici, durante un periodo di tempo almeno compreso tra il Pleistocene medio-superiore e l'attuale.

La zona di danneggiamento associata alla zona di taglio di Bagni San Filippo raggiunge qualche chilometro di spessore; essa è composta da strutture minori, sia parallele che oblique rispetto alla struttura principale. Le relazioni angolari, in pianta, tra le strutture minori ed i principali segmenti di faglia definiscono angoli acuti che permettono di ricostruire un senso di taglio sinistro della struttura principale.

Lo studio alla scala mesoscopica conferma questa cinematica (Figura 2.3B) indicando tre direzioni principali delle strutture: (a) le faglie con rigetto maggiore sono orientate in direzione N40°-60° e mostrano indicatori cinematici rappresentati da strie meccaniche in roccia e fibre con gradini di calcite che indicano un dominante senso di taglio transtensivo sinistro; (b) gli altri due gruppi di strutture sono rappresentati da faglie orientate in media N160° e N10° e mostrano rispettivamente un senso di taglio destro e sinistro.

Sui piani di faglia, a prescindere dalla loro orientazione, si riconoscono chiari indicatori cinematici sovrapposti che indicano la riattivazione dei piani di faglia in contesti cinematici differenti: in particolare, strie meccaniche, indicanti un senso di movimento circa verticale, si sovrappongono agli indicatori cinematici transtensivi, suggerendo l'attivazione delle precedenti faglie in un contesto di tettonica distensiva.

Nei pressi dell'abitato di Bagni San Filippo, tali strutture hanno dato luogo a depositi di travertino a partire dal Pleistocene superiore. La placca di travertino più estesa, dove si trova l'abitato di Bagni San Filippo, è da mettere in relazione ad una faglia orientata circa O-E (Figura 2.3A). Questa faglia disloca i depositi di travertino dando luogo ad una *fissure ridge* in corrispondenza della quale si verificano emissioni di $CO_2$ e $H_2S$ e venute a giorno di acque termali, alcune delle quali alimentano gli stabilimenti termali omonimi (Figura 2.4).

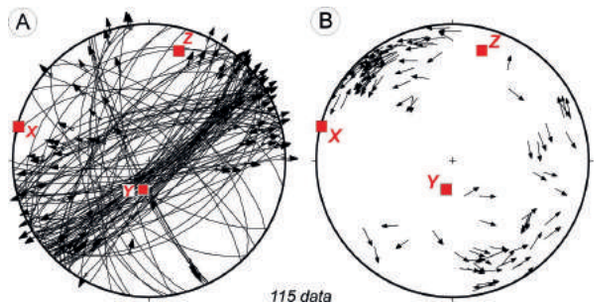



**Figura 2.9** - Analisi del tensore dello *strain* sulla base dei dati cinematici raccolti sia nelle rocce vulcaniche sia nel substrato. (A) Piani di faglia e relative strie che mostrano il movimento del blocco di muro. (B) Distribuzione dei movimenti del blocco di tetto. L'orientazione degli assi principali dello *strain* (X: estensione; Z: raccorciamento; Y: asse intermedio) è in accordo con il senso di taglio transtensivo sinistro. – *Strain tensor analysis from the kinematic faults dataset collected in both volcanic rocks and substratum. (A) Fault planes and striae describing the footwall movement. (B) Tangent lineation distribution, showing the movement of hangingwalls. The location of the main strain axes (X, extension; Z, shortening; and Y, intermediate direction) is in agreement with a regional left-lateral transtensional shear zone.*

## *3.2 Zona di taglio attraverso il complesso vulcanico*

Le condizioni di affioramento delle rocce relative al complesso vulcanico del Monte Amiata hanno permesso la raccolta dei dati strutturali e cinematici solo in affioramenti discontinui all'interno di una fascia, orientata in direzione SO-NE, comprendente i centri eruttivi sommitali. I dati sono stati acquisiti nelle stazioni di analisi strutturale riportate in Figura 2.5.

Le strutture esaminate sono rappresentate da faglie con scarsi indicatori cinematici e sistemi di fratture ad esse associati. Le faglie si presentano in segmenti discreti, spaziati tra loro fino a 3 m e che definiscono fasce di taglio spesse fino a 20 m. Alcune faglie sono caratterizzate da cataclasiti spesse fino ad 1 cm con clasti di dimensioni estremamente ridotte fino a qualche millimetro, immersi in una matrice argillosa derivante dall'alterazione delle rocce interessate dalla deformazione. Gli indicatori cinematici sui piani di faglia sono rappresentati da strie meccaniche, *lunate structure* e *pinnate joint*

(Figura 2.6). I *joint* sono circa paralleli o a piccolo angolo rispetto alle faglie a cui sono associati. Essi mostrano una superficie ben definita e netta. La loro inclinazione è circa verticale e nel loro insieme definiscono strutture di taglio associate alle faglie principali. I *joint* hanno una spaziatura che varia da 20 a 100 cm (in media) ed interessano volumi rocciosi intorno alle faglie, spessi fino a 5 m (Figura 2.6).

Nell'insieme sono stati riconosciuti, sulla base della loro orientazione, due principali sistemi di faglie e fratture (Figura 2.5). Le più frequenti strutture sono rappresentate da faglie minori e *joint* orientati in direzione SO-NE. Le faglie mostrano una cinematica transtensiva sinistra (Figura 2.6). L'altro sistema di faglie e fratture è orientato in direzione NO-SE (Figura 2.5). A differenza dell'altro sistema di strutture, quest'ultimo è caratterizzato da indicatori cinematici (sebbene pochi e riconosciuti su poche faglie) che indicano movimenti principalmente normali ed obliqui. La relazione di sovrapposizione tra i due diversi sistemi di strutture indica una loro contemporaneità.

Faglie con evidenti indicatori cinematici sovrapposti, con relazioni che indicano movimenti obliqui con sovrapposti movimenti normali, sono state pure individuate nelle carote del sondaggio effettuato dalla Regione Toscana nel 2009-2010 presso Poggio Trauzzolo (Figura 2.7) e che ha raggiunto la base del Complesso Vulcanico quasi a fondo foro, alla profondità di circa 545 m dal piano di campagna (http://www.idrogeologiaquantitativa.it/?p=1691&lang=it)[2].

### *3.3 Zona di taglio di Bagnore*

Questa struttura è stata ricostruita mediante dati geologici di superficie e di sondaggio (Figura 2.1 e Figura 2.8), questi ultimi realizzati nell'ambito dell'esplorazione mineraria e geotermica (Calamai et al., 1970; Brogi, 2008a; Brogi et al., 2010). Le strutture minori ad essa associate sono caratterizzate da piani molto inclinati, prossimi al verticale, immergenti verso Sud-Est e che mostrano indicatori cinematici rappresentati da fibre e gradini di calcite e da strie meccaniche generalmente sovrapposte ai precedenti indicatori. Nel loro insieme essi indicano un senso di taglio trascorrente obliquo sinistro; gli ultimi movimenti sono invece di tipo diretto (Figura 2.8B).

La zona di taglio di Bagnore risulta collegata con la terminazione sud-occidentale della zona di taglio che attraversa il complesso vulcanico. Tale zone di taglio è caratterizzata da un settore ampio circa un chilometro, dove dominano faglie dirette aventi direzione media NNO-SSE (Figura 2.8A e Figura 2.8C). Tali strutture sono state individuate durante l'attività mineraria nella miniera di Bagnore (Arisi Rota et al., 1971) e risultate spesso mineralizzate a cinabro. Nel loro insieme tali strutture definiscono una struttura tipo *pull-apart* che ha svolto il ruolo di collegamento geometrico e cinematico tra la zona di taglio di Bagnore e quella che attraversa il complesso vulcanico.

## 4 Discussione e conclusioni

I dati geometrici e cinematici delle strutture che interessano le vulcaniti del Monte Amiata ed il loro substrato (Figura 2.9) mettono in evidenza l'esistenza di una zona di taglio regionale, lunga almeno una quindicina di chilometri, orientata in direzione SO-NE e con senso di taglio sinistro, attiva durante almeno il Plio-Pleistocene. Altre strutture orientate in direzione SO-NE presenti in Toscana sono state interpretate come zone di trasferimento (Liotta, 1991) associate allo sviluppo della tettonica distensiva che ha interessato il versante occidentale dell'Appennino Settentrionale a partire dal Miocene inferiore-medio (Carmignani et al., 1995). Tali strutture, riconosciute anche nell'area tirrenica settentrionale (Bartole, 1995; Pascucci et al., 1999), avrebbero controllato l'ubicazione dei centri eruttivi in Italia Centrale (Acocella e Funiciello, 2006) e la messa in posto dei corpi magmatici neogenico-quaternari che caratterizzano la Toscana meridionale e l'Arcipelago Toscano (Dini et al., 2008).

All'interno della zona di taglio regionale riconosciuta nell'area del Monte Amiata, i dati strutturali e cinematici indicano l'esistenza di strutture orientate in direzione NO-SE

[2] Vedi Capitolo 10

caratterizzate da movimenti obliqui e diretti (Figura 2.5). Tali strutture sono interpretate come faglie di collegamento tra i segmenti orientati in direzione SO-NE, che definiscono *releasing step-over zones*, in corrispondenza dei quali si sono sviluppate strutture tipo *pull-apart*.

Ragionevolmente, tali strutture hanno controllato l'ubicazione dei centri eruttivi del vulcano durante il Pleistocene medio. Successivamente tali strutture hanno deformato sia il Complesso vulcanico che i depositi di travertino di Bagni San Filippo la cui età più antica è riferibile al Pleistocene superiore.

Sulla base di queste considerazioni e sul fatto che notoriamente i domini strutturali corrispondenti a zone di *pull-apart* e *releasing step-over zone* coincidono con volumi rocciosi caratterizzati da elevata permeabilità secondaria (Rowland e Sibson, 2004), si può ritenere che la messa in posto del plutone del Monte Amiata (Jacobacci et al., 1957; Pasquaré et al., 1983; Liotta, 1996) sia stato favorita dall'attività della zona di taglio durante il Pliocene. Durante il Pleistocene medio, la permeabilità legata all'evoluzione della zona di taglio ha favorito lo sviluppo di condotti profondi (Hutton, 1988; D'Olemos et al., 1992; Lacroix et al., 1998) che hanno canalizzato il magma, controllando, così, l'attività vulcanica e causando il posizionamento dei centri eruttivi allineati secondo la direzione principale della zona di taglio. Attualmente la permeabilità secondaria legata all'attività di questa zona di taglio è migrata verso est ed è localizzabile almeno nell'area di Bagni San Filippo.

## Ringraziamenti

Questo lavoro è stato pensato ed organizzato insieme a Marco Meccheri che purtroppo ci ha lasciato prematuramente. Noi abbiamo portato a compimento ciò che insieme avevamo deciso.

## Opere citate

Acocella V. (2000) Space accomodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy). Terranova, 12, 149-155.

Acocella V. e Funiciello R. (2006) Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. Tectonics, 25, TC2003, doi:10.1029/2005TC00184

Arisi Rota F. e Vighi L. (1971) Le mineralizzazioni a pirite e a solfuri misti In: La Toscana meridionale. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., 27, 370–422.

Baldi P., Bertini G., Cameli G.M., Decandia F.A., Dini I., Lazzarotto A. e Liotta D. (1994) Tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale). Studi Geologici Camerti, 1, 183-193.

Barchi M.R. (2010) The Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines: crustal structure, style of deformation and seismicity. Journ. Virt. Explorer, 36, paper 10.

Bartole R. (1995) The North Tyrrhenian–Northern Apennines post-collisional system: constraints for a geodynamic model. Terra Nova, 7, 7–30.

Batini F., Bertini G., Gianelli G., Nicolich R., Pandeli E. e Puxeddu M. (1986) Deep structure of the geothermal region of the Monte Amiata volcano (Tuscany, Italy). Mem. Soc. Geol. It., 35, 755–759.

Brogi A. (2004a) Miocene low-angle normal detachments and upper crust mega-boudinage in the Monte Amiata geothermal area (Northern Apennines Italy). Geodinamica Acta, 17, 375-387.

Brogi A. (2004b) Seismic reflection and borehole logs as tools for tectonic and stratigraphical investigations; new geological data for the Tuscan Nappe exposed in the northeastern Mt. Amiata area (Northern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 123, 189-199.

Brogi A. (2005) Contractional structures as relicts of the Northern Apennines collisional stage recorded in the Tuscan nappe of the Mt. Amiata geothermal area (Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., Special Issue, 4, 53-65.

Brogi A. (2006) Neogene extension in the Northern Apennines (Italy): insights from the southern part of the Mt. Amiata geothermal area. Geodinamica Acta, 19, 33-50.

Brogi A. (2008a) The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. International Journal of Earth Sciences, 97, 677-703.

Brogi A. (2008b) The Triassic and Palaeozoic successions drilled in the Bagnore geothermal field and Poggio Nibbio area (Monte Amiata, Northern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), 127, 599-613.

Brogi A. e Fabbrini L. (2009) Extensional and strike-slip tectonics across the Monte Amiata-Monte Cetona transect (Northern Apen- nines, Italy) and seismotectonic implications. Tectonophysics, 476, 195-209.

Brogi A. e Liotta D. (2008) Highly extended terrains, lateral segmentation of the substratum and basin development: The Middle-Late Miocene Radicondoli Basin (inner Northern Apennines, Italy). Tectonics, 27, TC5002.

Brogi A., Capezzuoli E., Liotta D. e Meccheri M. (2015) The Tuscan Nappe structures in the Monte Amiata geothermal area (central Italy): a review. Ital. J. Geosci., 134, 219-238.

Brogi A., Capezzuoli E., Martini I., Picozzi M. e Sandrelli F. (2014) Late Quaternary tectonics in the inner Northern Apennines (Siena Basin, southern Tuscany, Italy) and their seismotectonic implication. J. Geodyn., 76, 25–45.

Brogi A., Fabbrini L. e Liotta D. (2011) Sb-Hg ore deposit distribution controlled by brittle structures: the case of the Selvena mining district (Monte Amiata, Tuscany, Italy). Ore Geology Reviews, 41, 35-48.

Brogi A., Fidolini F. e Liotta D. (2013) Tectonic and sedimentary evolution of the Upper Valdarno Basin: new insights from the lacustrine Santa Barbara Basin. Ital. J. Geosci., 132, 81–97.

Brogi A., Lazzarptto A., Liotta D. e Ranalli G. (2003) Extensional shear zones as imaged by reflection seismic lines: the Larderello geothermal field (central Italy). Tectonophysics, 363, 127-139.

Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli G. e CROP18 Workoing Group (2005) Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): insights from the CROP18 deep seismic reflection lines. J. Volc. Geoth. Res., 148, 60-80.

Brogi A., Liotta D., Meccheri M. e Fabbrini L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: The Middle Pleistocene Monte Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). Terra Nova, 22, 137–146.

Brunet C., Monié P., Jolivet L. e Cadet J.P. (2000) Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. Tectonophysics, 321, 127-155.

Cadoux A. e Pinti D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Monte Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 179, 169-190.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, 1, 1-95.

Calcagnile G. e Panza G.F. (1980) The main characteristics of the lithospere-astenosphere system in Italy and surrounding regions. Pure Appl. Geophys., 199, 865-879.

Cameli G.M., Dini I. e Liotta D. (1998) Brittle/ductile boundary from seismic reflection lines of southern Tuscany (northern Apennines, Italy). Mem. Soc. Geol. It., 52, 153-162.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D. e Meccheri M. (1994) Tertiary extensional tectonics in Tuscany (northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 238, 295-315.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D., Oggiano G. e Tavarnelli E. (1995) Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno Settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino Settentrionale. Studi Geologici Camerti Spec., 1995 (1), 255-268.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M.A., Ferrari Pedraglio L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. Ital. J. Geosci., 134, 268-292.

D'Olemos R.S., Brown M. e Strachan R.A. (1992) Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. J. Geol. Soc. London, 149, 487–490.

Dini A., Westerman D.S., Innocenti F. e Rocchi S. (2008) Magma emplacement in a transfer zone: the Miocene mafic Orano dyke swarm of Elba Island, Tuscany, Italy. Geol. Soc. London Spec. Publ., 302, 131–148.

Dini I., Ceccarelli A., Brogi A., Giorgi N., Galleni P. e Rossi L. (2010) Geological Evaluation of the Base of the Mt. Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy). Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Disperati L. e Liotta D. (1998) Estimating sedimentary thickness and uplift of argillaceous extensional basins: the case of the Radicofani Basin (Southern Tuscany, Italy). Ann. Tectonicae, 12, 162–176.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41-56.

Frondini F., Caliro S., Cardelini C., Chiodini G. e Morgantini N. (2009) Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy). Applied Geochemistry, 24, 860–875.

Gasparrini M., Brogi A. e Ruggieri G. (2013) Diagenesis versus hydrothermalism and fluid–rock interaction within the Tuscan Nappe of the Monte Amiata CO2-rich geothermal area (Italy). Geofluids, 13, 159–179.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcano- plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

Huttono D.H.W. (1988) Granite emplacement mechanisms and tectonic control: inferences from deformation studies. Trans. Roy. Soc. Edimb. Earth Sci., 79, 245–255.

Jacobacci A., Malferrari N., Martelli G. e Perno U. (1957) Gli olistostromi di et*à* pliocenica nel Foglio 129 "Santa Fiora". Boll. Serv. Geol. Ital., 81, 407-436.

Jolivet L., Dubois R., Fournier M., Goffé B., Michard A. e Jourdan C. (1990) Ductile extension in Alpine Corsica. Geology, 18, 1007-1010.

Klemm D.D. e Neumann N. (1984) Ore-controlling factors in the Hg–Sb province of southern Tuscany, Italy. In: Wauschkuhn A. et al. (Ed.), Syngenesis and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 482–503.

Lacroix S., Sawyer E.W. e Chown E.W. (1998) Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the Late Archean Abitibi Green- stone Belt. J. Struct. Geol., 20, 43–59.

Laurenzi M.A. e Villa I.M. (1991) The age of the early volcanic activity at Monte Amiata volcano, Tuscany: evidence for a paleo-magnetic reversal at 300 ka BP. Plinius, 6, 160-161.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 255-265.

Liotta D. (1991) The Arbia-Val Marecchia line, Northern Apennines. Ecl. Geol. Helv., 84, 413-430.

Liotta D. (1994) Structural features of the Radicofani basins along the Piancastagnaio (Monte Amiata), San Casciano dei Bagni (Monte Cetona) cross section. Mem. Soc. Geol. Ital., 48, 401-408.

Liotta D. (1996) Analisi del settore centro-meridionale del bacino pliocenico di Radicofani (Toscana meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 115, 115-143.

Liotta D., Brogi A., Meccheri M., Dinji A., Bianco C. e Ruggieri G. (2015) Coexistence of low-angle normal and high-angle strike- to oblique-slip faults during Late Miocene mineralization in eastern Elba Island (Italy). Tectonophysics, 660, 17–34.

Liotta D., Cernobori L. e Nicolich R. (1998) Restricted rifting and its coexistence with compressional structures: results from the Crop03 traverse (Northern Apennines, Italy). Terra Nova, 10, 16-20.

Locardi E. e Nicolich R. (1988) Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho. Mem. Soc. Geol. It., 41, 121-140.

Marroni M., Pandeli E., Pandolfi L. e Catanzariti R. (2015) Updated picture of the Ligurian and sub-Ligurian

units in the Mt. Amiata area (Tuscany, Italy): elements for their correlation in the framework of the Northern Apennines. Ital. J. Geosci., 134, 200-218.

Martini I.P. e Sagri M. (1993) Tectono-sedimentary characteristics of late Miocene-Quaternary extensional basins of the northern Apennines, Italy. Earth-Sci. Rev., 34, 197-233.

Mauffret A., Contrucci I. e Brunet C. (1999) Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data. Marine and Petroleum Geology, 16, 381-407.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico- petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., 70, 355-429.

Molli G. (2008) Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. Geological Society of London, Special Pubblication, 298, 413-442.

Orlando L., Bernabini M., Bertini G., Cameli G.M. e Dini I. (1994) Interpretazione preliminare del minimo gravimetrico del Monte Amiata. Studi Geologici Camerti, 1, 175-181.

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The Ligurian Sub-Ligurian and Tuscan Units of the Monte Amiata geothermal region (Southeastern Tuscany): new strati- graphic and tectonic data. Boll. Soc. Geol. Ital., Volume Spec. 3, 55-71.

Pandeli E., Puxeddu M., Gianelli G., Beertini G. e Castellucci P. (1988) Paleozoic sequences crossed by deep drillings in the Monte Amiata Geothermal region (Italy). Boll. Soc. Geol. Ital., 107, 593-606.

Pascucci V., Merlini S. e Martini I.P. (1999) Seismic stratigraphy of the Miocene–Pleistocene sedimentary basins of the Northern Tyrrhenian Sea and western Tuscany (Italy). Basin Res. 11, 337–356.

Pasquaré G., Chiesa S., Vezzoli L. e Zanchi A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. Mem. Soc. Geol. It., 25, 145-157.

Peccerillo A. (2003) Plio-Quaternary magmatism in Italy. Episodes, 26, 222–226.

Peccerillo A., Conticelli S. e Manetti P. (1987) Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of South Tuscany and North Latium. Periodico Mineral., 56, 167-183.

Rowland J.V. e Sibson R.H. (2004) Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geofluids, 4, 259–283.

# 3. Precedenti studi vulcanologici sul Monte Amiata

*Previous volcanological studies on Monte Amiata*

Claudia Principe[1] e Luigina Vezzoli[1,2]

*1 CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*2 Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como*

Corresponding author c.principe@igg.cnr.it

*Abstract*

*This Chapter presents a review of the main works in the scientific literature on the geology and volcanology of Monte Amiata. After the first recognition of the volcanic nature of Monte Amiata made by Micheli in 1733, between the end of the 17th and the 19th centuries, there were numerous reports of naturalistic travels carried out in this territory and descriptions of its rocks. Modern scientific studies, essentially of petrographical (Lotti, 1932, Rodolico, 1935) and geographical (Dainelli, 1910; Marinelli, 1919) characters, were carried out from the twentieth century. From the 1950s to 1970s, the volcanology of Monte Amiata is marked by the ideas of two great names of Italian volcanology: Alfred Rittmann and Giorgio Marinelli. Rittmann (1958) introduced the term "rheomorphic ignimbrite" to describe the extensive sheet of glassy volcanic rocks that seem to form a single body at the base of the volcanic edifice. Its interpretation is that the large mass of volcanics at the base of Amiata would be the result of the repeated emplacement of pyroclastic flows emitted by a linear fracture and in their entirety constituting a sheet of rheomorphic ignimbrite erupted from a deep laccolithic structure. Marinelli (1961) essentially shared this interpretation. The authority of these two scholars made that all the following volcanological studies and geological mapping of Monte Amiata adopted their volcanological interpretation for the genesis of acidic lavas and the stratigraphic subdivision into three units. This tri-fold division of the volcanic activity of Monte Amiata includes (Ferrari et al., 1996; Marroni et al., 2015): (1) a Basal Trachydacitic Complex (BTC), in turn divided into a lower unit and a upper unit; (2) a Complex of lava domes and flows (DLC), which groups all the domes that make up the summit of the volcano and some lesser lava flows; and (3) the two basic lava flows of Macinaie and Ermeta. The review of the scientific literature on the Monte Amiata volcano has highlighted the gaps and inaccuracies contained in the past interpretations, as well as numerous insights of investigation and discussion that have been a stimulus for the mass of stratigraphic, geological and petrochemical data collected by the research work carried out for the Tuscany Region project presented in this Volume.*

## 1 Introduzione

La letteratura pregressa che tratta di vulcanologia del Monte Amiata può essere suddivisa concettualmente in due categorie di lavori. Nella prima trovano posto scritti che trattano di problematiche stratigrafiche ed interpretative, centrate sui depositi della attività del vulcano. Nella seconda ci sono lavori che hanno il loro fulcro di dati altrove ma che hanno tuttavia disseminato la letteratura di modelli ed interpretazioni vulcanologiche.

Nella prima categoria ricadono spesso i lavori degli Autori più datati, che essendo basati su dati di osservazione geologica oggettiva e a dispetto delle minori conoscenze vulcanologiche pertinenti all'epoca in cui sono stati scritti, mantengono ancora un loro significato geologico.

In questo Capitolo riassuntivo delle conoscenze vulcanologiche sul Monte Amiata, che precede la parte di Volume dedicata ai nuovi dati vulcanologici prodotti, verranno riassunte in ordine cronologico le visioni del vulcano di Monte Amiata che derivano



**Figura 3.1** - Vista panoramica del Monte Amiata da nord ovest; https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Monte_amiata_banner.jpg – *Panoramic view of Monte Amiata from NW; https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Monte_amiata_banner.jpg.*

dalla analisi di entrambe queste categorie di studi.

Va detto inoltre che molta parte della letteratura vulcanologica sul Monte Amiata (specialmente quella più datata) è stata scritta da Autori italiani ed in lingua italiana, su riviste a diffusione nazionale, quando non si tratta addirittura di "letteratura grigia"[1]. Questo fatto ha contribuito a rendere il Monte Amiata un vulcano "provinciale", che non ha mai attratto il flusso di vulcanologi internazionali di cui hanno beneficiato per esempio i vicini vulcani del Lazio Settentrionale. Va anche detto che la presenza al Monte Amiata di grandi nomi come quelli di Alfred Rittmann e Giorgio Marinelli ha probabilmente scoraggiato in passato altri vulcanologi, almeno italiani, dallo intraprendere lo studio di questo vulcano. Inoltre le piccole dimensioni dell'Amiata e la semplicità dello schema costruttivo emerso dagli studi di questi grandi personaggi della vulcanologia mondiale (due uniche fasi eruttive, una rappresentata da una unica coltre di ignimbrite reomorfica e l'altra costituita da un gruppo di duomi più o meno coalescenti) hanno tenuto fuori il Monte Amiata dal momento di grande fermento vulcanologico mondiale legato alla scoperta ed ai primi studi di dettaglio dei depositi piroclastici. Maggiore fortuna hanno avuto i vicini vulcani laziali, con le loro caldere e le loro spesse coltri di ignimbriti, i depositi di pomici di ricaduta (*pumice fallout*) e di flusso (*pyroclastic flow, surges*) e la molteplicità di centri e morfologie eruttive. Basti qui ricordare che lo studio che ha aperto la strada ad un infinito numero di produzioni specifiche sulle ignimbriti e dato origine ad una intera branca della vulcanologia fisica dedicata alle piroclastiti (vedi per esempio Branney e Kokelaar, 2002 e Freundt et al., 2000 e la relativa bibliografia), è stato scritto nel 1975 da R.S.J. Sparks sulle ignimbriti dei Vulsini, che distano dall'Amiata meno di 30 km.

## 2 Dal XVIII alla fine del XX secolo

L'iconografia del Monte Amiata con cui aprono i testi più datati è quella che ancor oggi colpisce chi per la prima volta arriva all'Amiata. Una montagna circondata da fiumi (il Fiora, il Paglia, l'Albegna, l'Ombrone, l'Orcia), che si eleva al di sopra di un territorio collinare caratterizzato dall'olivo e dalla vite, tipici della campagna toscana, e coperta fra i 600 ed i 950 metri da fitti boschi di castagno e poi da estese faggete, che salgono fino a raggiungere i 1738 metri della vetta, dalla cui cima si intravedono il Lago Trasimeno ed il Lago di Bolsena e le più basse alture di Monte Labbro (1181 m) e Radicofani (896 m) (Figura 3.1).

A detta del famoso geologo toscano Bernardino Lotti (1932) il primo a riconoscere la natura vulcanica del Monte Amiata fu il naturalista e botanico Pier Antonio Micheli, che visitò l'Amiata nel 1733, nel corso di un viaggio in terra di Siena. Mentre una prima cartografia dell'area Amiatina venne fatta da Santi nel 1795. Del viaggio di Micheli riferisce un altro grande geologo toscano Giovanni

[1] Rapporti e pubblicazioni interne ad Enti pubblici e privati, articoli su rivista a bassa diffusione o solo a diffusione locale, riassunti di conferenze, etc…

Targioni Tozzetti nella seconda edizione del suo volume sui "Viaggi in Toscana" del 1776. L'idea del Micheli che "*il fuoco vulcanico, nelle viscere della montagna di Santa Fiora abbia offeso e scompaginato i filoni di granito che toccava ed in essi abbia incotti, fusi e vetrificati i prismi cristallini bianchi costituenti la massa principale di essi graniti*", coglie una delle caratteristiche più appariscenti dei prodotti dell'Amiata e cioè l'abbondanza nelle sue lave di vetro e di grandi cristalli di K-feldspato, del tutto simili a quelli presenti nei più classici graniti (per esempio il lombardo, diffusissimo, "Ghiandone"). La prima descrizione petrografica in due distinte tipologie delle lave amiatine e la prima analisi chimica delle stesse è di vom Rath (1865).

Molte altre delle caratteristiche litologiche e morfologiche dell'Amiata sono chiaramente individuate e descritte nelle dissertazioni su questo vulcano della prima metà del XX secolo (e.g. Marinelli, 1919; Lotti, 1932; Rodolico, 1935). Si tratta, per esempio, della presenza di poche lave più basiche (che sono petro-chimicamente molto simili ai numerosi inclusi riconosciuti nelle vulcaniti), della natura lavica dei prodotti del vulcano, dell'allineamento dei centri di emissione (Poggio Trauzzolo escluso) secondo la stessa direttrice tettonica regionale, della mancanza di chiare forme crateriche e del fatto che i duomi che caratterizzano la porzione superiore dell'edificio vulcanico risultano tagliati da elementi tettonici. A causa del particolare momento storico, che corrisponde al periodo di massimo sviluppo delle tecniche petrografiche, particolare attenzione viene data in questi primi lavori alla caratterizzazione mineralogica e tessiturale dei prodotti vulcanici ed ai rapporti fra il vulcano ed i terreni della sua base sedimentaria. Bernardino Lotti (1932) ritiene il Monte Amiata un vulcano post-pliocenico, subaereo, costruito dall'impilamento di numerose effusioni laviche, e che ha subito un sollevamento in parte sin-eruttivo: *"La massa eruttiva raggiunse poi la notevole elevazione attuale col concorso combinato del sollevamento post-pliocenico e dell'accumulamento del materiale eruttato"*. Questo Autore suddivide i depositi vulcanici del Monte Amiata in almeno due tipi di "trachite": la "trachite porfiroide" che egli vede caratterizzare le lave cupoliformi dei duomi e la "trachite vetrosa", che ben corrisponde alle lave vetrose della porzione basale della serie stratigrafica qui ricostruita (vedi Capitoli 4 e 5 di questo stesso Volume). Dal punto di vista delle giaciture, questo pioniere della geologia italiana distingue chiaramente lave stratificate e lave a fessurazione colonnare sub-verticale, oltre ai grandi accumuli di blocchi che ricoprono gran parte delle superfici esposte. L'ultima delle peculiarità delle vulcaniti del Monte Amiata che Lotti ci riporta sono i numerosi inclusi presenti all'interno delle lave, per altro già notati dal Micheli (1733), che ne riferisce la denominazione popolare di *"anime di sasso"*.

Nessuno degli Autori che hanno parlato del Monte Amiata, compresi i curatori di questo volume, ha potuto fare a meno anche di altri elementi, che non sono legati tanto al vulcanismo quanto ai luoghi occupati dal vulcano e cioè le mineralizzazioni a cinabro[2], i giacimenti di terre coloranti e quelli di farina fossile [3], e le acque minerali e termo-minerali[4]. Nell'opera del Lotti le descrizioni di queste ricchezze del territorio occupano altrettanto posto, se non di più, rispetto alle considerazioni più strettamente vulcanologiche sopra riassunte.

Ancora maggiore risalto darà ad una di queste risorse, il cinabro, Francesco Rodolico (Firenze 1905-1989), che nel 1935 suddividerà la stratigrafia dei depositi "vulcanici" in: (1) una formazione di rocce basiche (rappresentata dagli innumerevoli inclusi basici nelle vulcaniti e dalla piccola lava delle Macinaie, (2) una formazione di lave acide, che comprende tutto il resto della serie stratigrafica, ma all'interno della quale sono accuratamente descritte differenze di paragenesi, struttura e tessitura, di tutti i litotipi e (3) una "formazione dei giacimenti cinabriferi", legata secondo questo Autore ad una fase post-eruttiva idrotermale. In particolare, del fatto che la lava delle Macinaie fosse petrograficamente diversa dalle altre lave del Monte Amiata aveva già parlato Santi (1795), che la descrive come *"peperino durissimo e celluloso volgarmente chiamato macigno, grigio scuro o*

[2] Vedi Capitolo 19
[3] Vedi Capitolo 18
[4] Vedi Capitolo 15

*rossiccio. Usata per fare macine per mulini da grano o da castagne"*. Questo particolare tipo di lava aveva sollecitato l'attenzione di vari altri studiosi, tra cui Verri (1878) e Clerici (1903), e il famoso mineralogista Ettore Artini (1892) che dimostrò come la composizione della lava delle Macinaie fosse molto simile a quella degli inclusi magmatici mafici.

Dopo questa serie di primi lavori che possono essere raggruppati in geografici (e.g. De Stefani, 1892; Dainelli, 1910; Marinelli, 1919) e petrografici (e.g. Lotti, 1932; Rodolico, 1935), negli anni '50-'70 del secolo scorso la vulcanologia del Monte Amiata è segnata dalle idee di uno dei grandi nomi della vulcanologia italiana: Alfred Rittmann.

Prima di iniziare la disanima del contributo apportato da questo famoso scienziato alla comprensione vulcanologica del Monte Amiata, è bene dire chi era Alfred Rittmann, e quale è stata la sua influenza sullo sviluppo della vulcanologia come scienza e della scuola vulcanologica italiana in particolare.

Alfred Rittmann nasce a Basilea, in Svizzera, nel 1893. Dopo la laurea presso l'università di Ginevra, ed un periodo di viaggi di studio presso le maggiori università europee, nel 1926 decide di stabilirsi a Napoli, presso l'Istituto di Mineralogia di quella Università. A Napoli si dedicherà allo studio del Vesuvio, di Ischia e degli altri vulcani napoletani. Nasce in questi anni la sua teoria forse più famosa, sulla assimilazione di carbonati ed evaporiti da parte dei magmi potassici, che egli esprime compiutamente già nella prima edizione del suo libro "I vulcani e la loro attività", pubblicato nel 1936 in tedesco, e la cui seconda edizione italiana è stata stampata nel 1972. Si tratta di un volume che ha fatto la storia della vulcanologia in Italia e nel mondo, pur non essendo un vero trattato di vulcanologia. Come Rittmann stesso precisa nella introduzione alla seconda edizione, il testo ha un forte "carattere soggettivo" nella scelta e nella trattazione degli argomenti[5], che riflettono sempre la sua personale esperienza[6]. Ma le teorie che vi sono esposte hanno lasciato un segno che è durato a lungo, e di cui le ignimbriti reomorfiche dell'Amiata sono un buon esempio.

La nascita della interpretazione delle colate di lava acida del Monte Amiata come Ignimbriti Reomorfiche[7], nasce dal confronto che Rittmann opera (Rittmann, 1958) fra le due tipologie di deposito vulcanico preponderanti al Monte Amiata[8]: le lave ed i duomi esogeni con associate *coulée*. La visione che Rittmann ha di un deposito ignimbritico è quella di un *"piromagma spumeggiante che trabocca da una fessura eruttiva"* (Rittmann, 1958), facendo riferimento al lavoro pionieristico di Marshall (1935). Quelle del Monte Amiata non sarebbero però delle ignimbriti normali, ma delle ignimbriti saldate, o meglio "reomorfiche". Si tratta della prima volta che il termine "ignimbrite reomorfica" viene inserito nella letteratura vulcanologica. La descrizione che ne viene data da Rittmann media fra quello che questo Autore vede come caratteristiche morfologiche del deposito che ha sott'occhio e quello che immagina ne sia il meccanismo di messa in posto, entrambi messi a confronto con le caratteristiche di una ignimbrite (non reomorfica), descritte negli studi che iniziavano a fiorire in letteratura. Le caratteristiche di una ignimbrite s.s. (fiamme, strutture di collasso delle pomici, struttura frammentata del vetro, etc…), per stessa ammissione di Rittmann, al Monte Amiata mancano. Quello che l'Autore vede e descrive è un vetro, spesso perlitico, senza piú l'ombra dei contorni delle schegge saldate che sono la chiave di interpretazione delle ignimbriti "normali". Per giustificare questa mancanza di evidenze, nel lavoro del 1958 viene detto che il reomorfismo ha cancellato queste strutture, oppure anche che una ignimbrite reomorfica non ha una superficie superiore pianeggiante e uniforme, ma che le ceneri rinsaldate che ne costituiscono la massa hanno un comportamento tanto viscoso da permettere un

[5] "Alcune ipotesi ad esempio, che secondo la mia opinione sono in contrasto con i fatti e con le leggi ben note, sono appena ricordate, oppure ignorate del tutto, poiché la confutazione particolare di ciascuna di esse richiederebbe troppo spazio e darebbe senz'altro luogo ad osservazioni polemiche non costruttive." (Rittmann, 1972, prefazione alla seconda edizione)

[6] "Solo quando mi sono mancati esempi tratti dall'insieme delle mie conoscenze, sono ricorso alla letteratura" (Rittmann, 1972, prefazione alla seconda edizione)

[7] Vedi Capitolo 9

[8] Vedi Capitolo 9

movimento fluidale secondario che genera una giacitura irregolare, caratterizzata da delle strutture come di enormi lave a corde (i *pressure ridges* descritti nel Capitolo 9 di questo stesso Volume). Oppure anche che una delle caratteristiche di una ignimbrite reomorfica sono i treni di bolle, che separano in realtà le varie bancate delle lave acide[9]. Si tratta di interpretazioni e come tali vengono qui discusse[10]. Non è invece una interpretazione ma una lacuna di osservazione quella che Rittmann (1958) fa quando dice che quelle dell'Amiata sono ignimbriti perché il primo carattere distintivo fra ignimbrite reomorfica e colata di lava è che le ignimbriti formano unità di flusso senza sacchi di scorie e di spessore molto minore di quello che dovrebbero avere le colate laviche di magmi analoghi. Questa affermazione non corrisponde al vero in quanto molta parte dei depositi che egli definisce ignimbriti reomorfiche hanno in realtà sacchi di scorie e brecce autoclastiche alla propria base (vedi Capitoli 4, 5 e 9 di questo stesso Volume). In sintesi, la grande massa di base delle vulcaniti amiatine sarebbe il risultato della messa in posto di ripetute unità di flusso piroclastico emesse da una frattura lineare e nel loro complesso costituenti una coltre ignimbritica reomorfica fuoriuscita da una struttura laccolitica profonda (Rittmann, 1960). In questo stesso lavoro Rittmann pubblica un primo schema geologico dell'Amiata (Figura 3.2). Un secondo schema verrà pubblicato nel trattato del 1972 (Figura 3.3a). I due schemi differiscono sostanzialmente solo per la grafica, più accurata, nel secondo schema. In realtà lo schema del 1972 è ripreso da Marinelli (1961) e da Mazzuoli e Pratesi (1963) (Figure 3.3b e 4).

Alfred Rittmann è stato direttore dell'Istituto di Vulcanologia dell'Università degli Studi di Catania e successivamente dell'Istituto Internazionale di Vulcanologia, fondato dal CNR e dall'UNESCO ed oggi facente parte dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. A partire dal 1954 ha ricoperto la carica di presidente dell'Associazione Internazionale di Vulcanologia e di Chimica dell'Interno della Terra (l'attuale IAVCEI) per tre

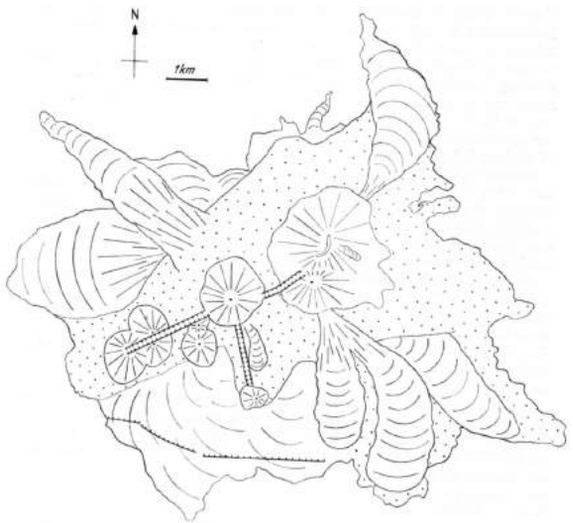



**Figura 3.2** - Schema geologico del Monte Amiata da Rittmann, (1960) – *Sketch map of the geology of Monte Amiata (from Rittmann, 1960).*

mandati consecutivi. Per questo è considerato il fondatore della vulcanologia moderna in Europa. È morto nel 1980. Il suo maggiore lascito è forse quello meno appariscente e meno riconosciuto, ma che egli aveva bene presente, ovvero l'avere portato la vulcanologia a confronto ed integrazione con le altre branche delle Scienze della Terra, in considerazione del fatto che *"il vulcanismo è solo una parte che deve rimanere in organica connessione con le altre parti"*, per usare le sue stesse parole, tratte dalla prefazione della seconda edizione del trattato sui vulcani.

A poca distanza di anni dal modello genetico delle ignimbriti reomorfiche di Rittman, escono i primi lavori sulle rocce vulcaniche toscane di Giorgio Marinelli, che riprendono anche il tema delle ignimbriti reomorfiche del Monte Amiata.

Quello di Giorgio Marinelli[11] è il secondo grande nome della vulcanologia italiana che si è occupato (anche) del Monte Amiata, ed è un nome caro a tutti coloro che abbiano fatto studi vulcanologici presso l'Università di Pisa. Figlio del grande geografo Olinto Marinelli (che scrisse anche sul Monte Amiata; Marinelli, 1919), Giorgio Marinelli aveva una grande personalità

[9] queste strutture oggi sono interpretate ben diversamente, come tipiche delle colate di lava acida e dei duomi di lava
[10] Vedi Capitolo 9
[11] Per un sintetico curriculum vitae di Giorgio Marinelli, vedi il sito http://www.dancalia.it/dancalia/curriculum-vitae-di-persone-varie/giorgio-marinelli/

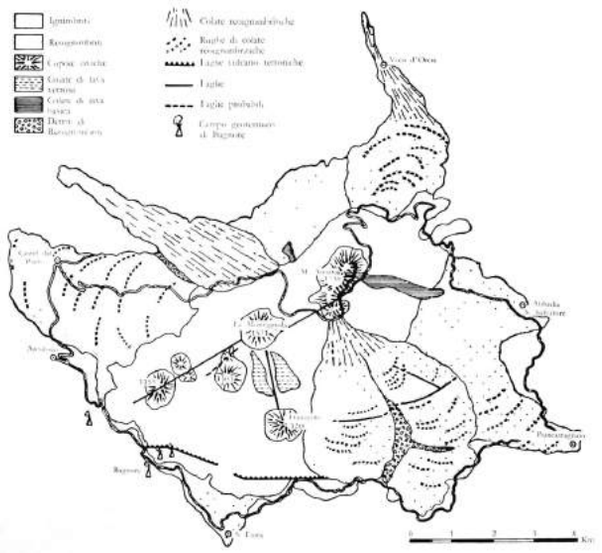


**Figura 3.3a** - Schema geologico del Monte Amiata da Rittmann, (1972) – *Sketch map of the geology of Monte Amiata (from Rittmann, 1972).*

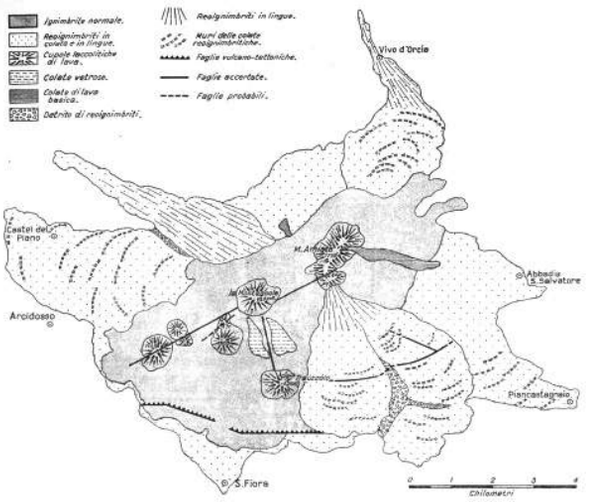



**Figura 3.3b** - Schema geologico del Monte Amiata**,** da un rilevamento a scala 1:25.000 eseguito per conto della Soc. "Larderello" da G. Marinelli, R. Mazzuoli e M. Pratesi (da Marinelli, 1961) – *Sketch map of the geology of Monte Amiata from a survey of G. Marinelli, R. Mazzuoli and M. Pratesi performed for the "Larderello "company (from Marinelli, 1961).*

ed ha avuto certamente il merito di creare a Pisa una delle scuole di vulcanologia che più influenzeranno la crescita di questa disciplina in Italia e lo sviluppo della Geotermia nel mondo. Il suo contributo alla vulcanologia del Monte Amiata non è tuttavia particolarmente significativo. Egli ha sostanzialmente accettato la teoria delle reoignimbriti proposta da Rittmann, tanto che i due schemi geologici che questi due Autori propongono sono identici (Figura 3.2 e Figura 3.3). Il contributo innovativo di Marinelli non è tanto quello di avere suddiviso in due tipologie (ignimbrite "normale" e "reoignimbrite") la coltre ignimbritica, come riportato in Mazzuoli e Pratesi (1963), poiché questa suddivisione già preesisteva in Rittmann 1960, ma solo quello di avere sposato e propagandato la stessa idea di deposito e l'avere aggiunto alcuni nuovi particolari su specifici altri depositi e sulla stratigrafia generale del vulcano, per altro non sempre supportati da elementi oggettivi. Per esempio, Marinelli si meraviglia della posizione stratigrafica di non ultima lava emessa, data da Rodolico (1935) alla piccola colata di lava basica delle Macinaie, che assieme all'Ermeta è per Marinelli *"senza ombra di dubbio"* l'ultimo prodotto emesso (Marinelli, 1961). La posizione stratigrafica in effetti non è quella che lui gli assegna con tanta sicurezza (vedi Capitolo 4 di questo stesso Volume), ma Marinelli osserva per primo dentro queste lave la presenza di inclusi sedimentari di "diaspri e calcari alberesi" che lui dice non sono stati mai trovati fra gli inclusi sedimentari presenti nelle "ignimbriti reomorfiche" (Marinelli, 1961). E ne deduce correttamente che le fratture alimentanti queste colate non devono pertanto essere le stesse che hanno alimentato le "ignimbriti reomorfiche". Per la genesi degli inclusi basici, così abbondanti nei duomi esogeni del Monte Amiata, l'interpretazione, invece, non è quella attualmente accettata. A dispetto dell'aspetto plastico e delle numerose evidenze tessiturali[12], Marinelli difatti sostiene che questi inclusi non rappresentano venute di un nuovo magma basico di provenienza profonda (e.g. Conticelli et al., 2014), ma corpi femici freddi e consolidati, che l'ignimbrite reomorfica, al momento della sua risalita ed eruzione, ha *"frantumato ed incluso"*.

Nel 1963 due allievi di Marinelli, R. Mazzuoli e M. Pratesi, pubblicano un lavoro che contiene una carta geologica alla scala 1:50.000 del Monte Amiata

[12] Vedi Capitolo 7

(Figura 3.4). Ad un primo sguardo non ci sono grandi differenze nella forma e cartografia dei corpi rispetto allo schema precedente, che era già il frutto di una collaborazione a tre fra questi autori e Giorgio Marinelli (1961). Ma il confronto delle legende di queste due carte, che distano solo di due anni l'una dall'altra, registra il passaggio da "Ignimbriti normali" a "Cupole di lava quarzo-latitica" per la parte centrale dell'edificio. Anche parte delle "Reoignimbriti in colate e lingue" della carta con Marinelli sono diventate "Colate di lava quarzo-latitica". Naturalmente, la sopravvivenza in questa carta di una coltre di "Ignimbriti reomorfiche" comporta alcuni problemi, quando Mazzuoli e Pratesi devono in qualche modo distinguere, anche graficamente, strutture in realtà identiche come i *pressure ridges* che sono presenti sulla superficie di entrambe queste unità (stante il fatto che si tratta in entrambi i casi di colate di lava acida, vedi Capitolo 9 di questo stesso Volume). Mazzuoli e Pratesi (1963) raggruppano in una unica unità di colate di lava acida un gruppo di unità che affiorano nel settore sud-orientale del vulcano (e che nella stratigrafia qui ricostruita sono invece distribuite su quattro dei cinque subsintemi individuati[13]) e le connettono ad una fase di fuoriuscita di fusi meno viscosi successiva alla messa in posto dei duomi sommitali (La Vetta e Corno di Bellaria). Le ragioni di questo primo distinguo fra lave acide e ignimbriti reomorfiche sono date dall'avere questi Autori individuato sul terreno una serie di caratteristiche interpretate come più proprie di colate di lava che di depositi ignimbritici (giacitura, contenuto in cristalli, presenza di blocchi, caratteristiche di colore e tessitura diverse dalle "ignimbriti reomorfiche" sottostanti, struttura perlitica della pasta di fondo) e rappresentano un primo passo verso una stratigrafia ed una definizione di facies più accurata dell'intero complesso vulcanico, rispetto ai precedenti schemi generici di Rittmann e Marinelli. Contemporaneamente a Mazzuoli e Pratesi, ma in modo indipendente, negli anni 1959-1961 Giovanni Nappi rileva le vulcaniti del Monte Amiata per il Foglio 129 S. Fiora della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 (Jacobacci et al., 1967), rimanendo comunque influenzato dalle

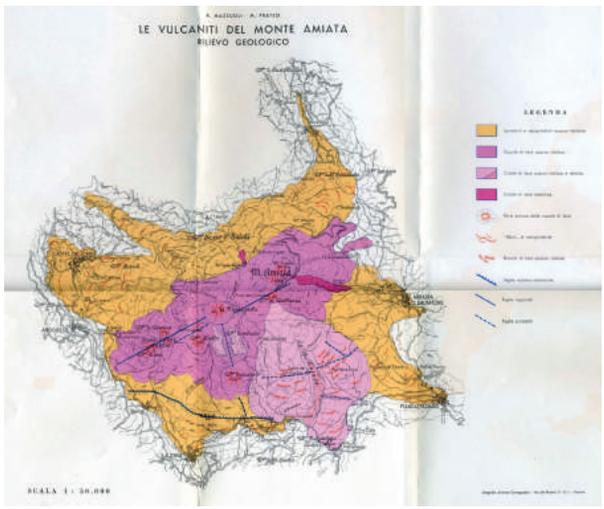



**Figura 3.4 -** Carta geologica alla scala 1:50.000 del Monte Amiata (da Mazzuoli e Pratesi, 1963) – *Geological map of Monte Amiata at the scale 1:50.000 (from Mazzuoli and Pratesi, 1963).*

interpretazioni vulcanologiche e stratigrafiche di Rittmann e Marinelli (vedi Tabella 4.2 nel Capitolo 4 di questo stesso volume).

Risale al lavoro di Mazzuoli e Pratesi (1963) il primo accenno alla presenza di una struttura calderica al Monte Amiata, il cui settore meridionale è identificato da questi Autori nella faglia delle Mura[14]. Originatasi a seguito della eruzione di magmi "anatettici" risaliti all'incrocio fra due strutture tettoniche a direzione l'una SSO-NNE e l'altra NNO-SSE, questa caldera avrebbe anche condizionato la formazione, secondo questi Autori, dei bacini lacustri[15] che bordano il lato SO delle vulcaniti "sbarrati dal gradino della caldera stessa". Mazzuoli e Pratesi (1963) non portano altre evidenze morfologiche o stratigrafiche dell'esistenza di questa struttura, ma una caldera doveva essere trovata per potere continuare a sostenere l'esistenza dei depositi ignimbritici. Una origine piroclastica viene anche avanzata da questi Autori per delle lave vitrofiriche che vengono campionate in vicinanza delle due colate basiche delle Macinaie e dell'Ermeta. Qualche dubbio viene invece sollevato da Mazzuoli e Pratesi (1963) sulla appartenenza o meno della colata del Vivo d'Orcia a questa fare esplosiva, ma la decisione

[13] Vedi Capitolo 4 e 5
[14] Vedi Capitolo 9
[15] Vedi Capitolo 18

è esplicitamente rimandata ad una *"campionatura più fitta"* di quella già effettuata lungo le principali strade che dalla periferia del vulcano portano alla vetta del vulcano. Questa posizione riflette un modo di vedere, basato più su di una accurata analisi petro-chimica di una selezione di campioni, che non sui rapporti geometrici dei corpi geologici e sulle loro caratteristiche sedimentarie e tessiturali, che caratterizzerà tutta la letteratura vulcanologica degli anni '60-'70 del secolo scorso. Infine, per spiegare le differenze riscontrate fra le varie rocce sottoposte ad analisi mineralogica e chimica, questi Autori dichiarano che le rocce del Monte Amiata cadono in una zona di indeterminazione classificativa, ovvero rappresentano termini di passaggio fra vari tipi di quarzolatiti e le trachiti[16].

La letteratura che fa seguito agli studi sopra sommariamente riassunti non è specificatamente orientata alla risoluzione della vulcanologia e della stratigrafia del Monte Amiata, ma ne affronta alcune peculiarità, in funzione di un interesse che può essere puramente geomorfologico (Tardi e Vittorini, 1973), o mirato alla estrazione di fluidi idrotermali (Calamai et al., 1970), oppure alla definizione di un più ampio quadro genetico del magmatismo toscano (Barberi et al., 1971). La fine delle reoignimbriti del Monte Amiata, a favore di effusioni laviche, viene decretata in quest'ultimo lavoro di Barberi et al. (1971), che purtroppo è solo un *abstract* relativo ad una presentazione ad un convegno. Risalgono infine agli anni '80 del secolo scorso i lavori di Bigazzi et al. (1983) e Pasquaré et al. (1983) che propongono una prima serie di dati geocronologici sulle vulcaniti del Monte Amiata[17], di Balducci e Leoni (1981) che studiano i megacritalli di K-feldspato che abbondano soprattutto nei duomi, e di Van Bergen (vedi Van Bergen e Barton, 1984, e bibliografia ivi contenuta) che descrivono in dettaglio la enorme popolazione di inclusi presenti nelle vulcaniti amiatine.

## 3 Recenti studi sul Monte Amiata

Il XX secolo si chiude con lo studio forse più noto di vulcanologia del Monte Amiata, e che ha rappresentato il punto di riferimento vulcanologico per questo vulcano fino a tempi molto recenti, ovvero fino ai recentissimi lavori di Marroni et al (2015) e Conticelli et al (2015). Si tratta dello studio di Ferrari et al., pubblicato sulla rivista (non ISI) Acta Vulcanologica, nel 1996. Lo studio di Ferrari et al. (1996) è corredato da una carta geologica (Figura 3.5), dove per la prima volta viene realizzata una stratigrafia dei duomi sommitali del Monte Amiata (vedi Tabella 4.2, Capitolo 4 di questo stesso Volume) e viene tracciato qualche elemento strutturale in più rispetto alla Faglia delle Mura. Dal punto di vista strutturale infatti questi Autori ritengono che, se una caldera esiste essa sia sepolta sotto la coltre delle vulcaniti, e che le strutture ribassate che interessano la porzione centrale dell'edificio vulcanico, siano da riferirsi ad uno scivolamento gravitativo dovuto al peso esercitato dalla massa lavica sul substrato sedimentario argilloso. Una ipotesi non ulteriormente circostanziata e che verrà successivamente ripresa da Borgia et al. (2014).

In Ferrari et al. (1996) le vulcaniti del Monte Amiata vengono sostanzialmente suddivise in tre unità: (1) un Complesso trachidacitico Basale (BTC), a sua volta diviso in una unità inferiore ed in una unità superiore; (2) un complesso di duomi e colate di lava (DLC), che raggruppa tutti i duomi che costituiscono la porzione sommitale del vulcano ed alcune minori colate di lava (vedi Tabella 4.2, Capitolo 4 di questo stesso Volume). A chiudere la sequenza stratigrafica di Ferrari et al. (1996) sono le due colate basiche delle Macinaie e dell'Ermeta.

Ferrari et al (1996) accettano l'esistenza delle ignimbriti reomorfiche di Rittmann e Marinelli, che sono da identificarsi con l'unità inferiore del BTC. Dichiarano difatti che questa unità è costituita da piroclastiti saldate emesse da una eruzione ignimbritica lineare, che a causa di una ipotetica diminuzione del contenuto in gas si sarebbe accentrata in un secondo momento nella porzione più orientale della frattura eruttiva, avrebbe cambiato drasticamente stile eruttivo, e dato origine a due estese colate laviche (Figura 3.6). Si tratta della colata del Leccio e di quella di Vivo d'Orcia, che vengono anche definite "lave a

[16] Vedi Capitolo 7
[17] Vedi Capitolo 12

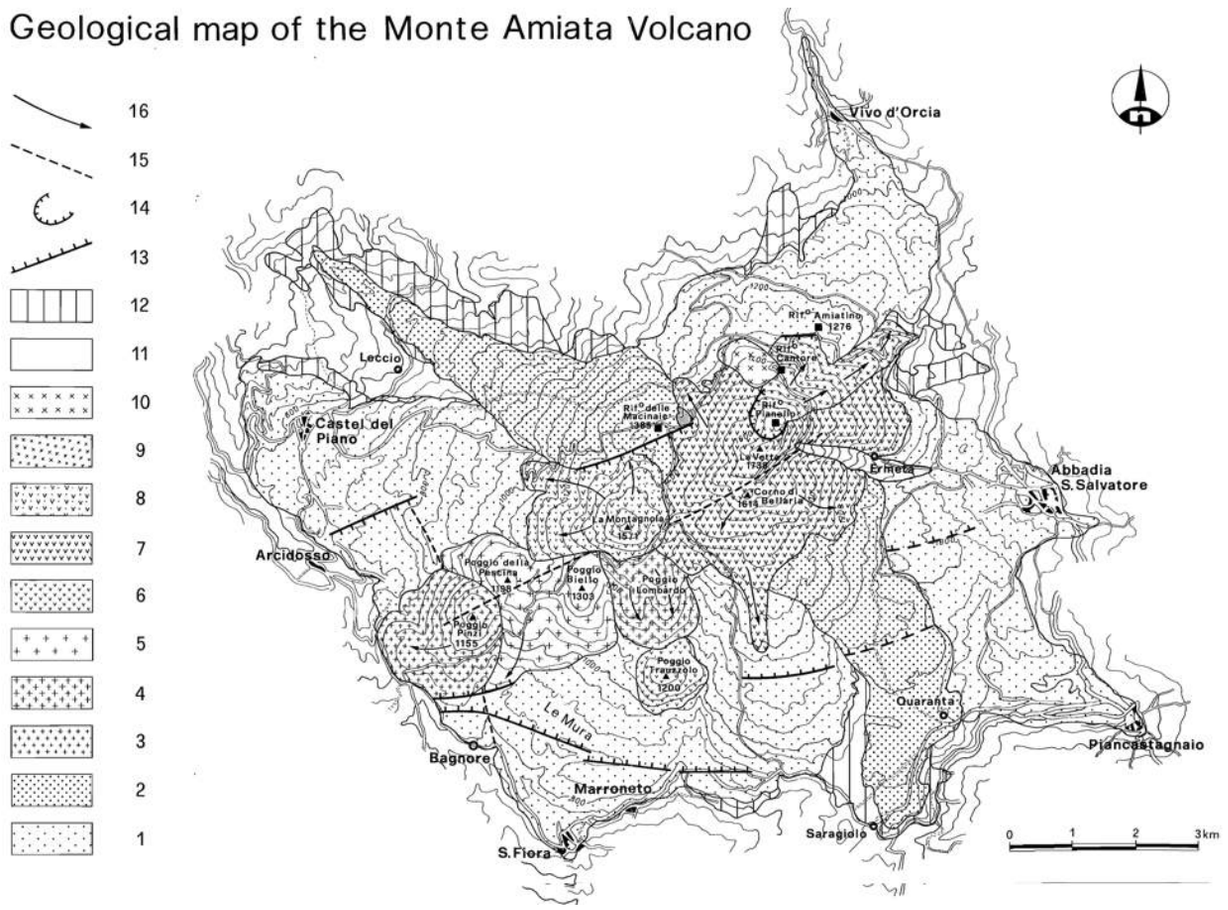



**Figura 3.5 -** Carta geologica alla scala 1:50.000 del Monte Amiata (Ferrari et al, 1996). Legenda: 1) Complesso Trachidacitico Basale, unità inferiore; 2) Complesso Trachidacitico Basale, unità superiore; 3) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità di Poggio Pinzi; 4) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità di Poggio Lombardo; 5) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità di Poggio Biello; 6) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità di Poggio Trauzzolo; 7) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità della Vetta; 8) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità della Montagnola; 9) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità del Pianello; 10) Complesso dei Duomi e delle Lave, unità di Cantore; 11) Lave Olivin-latitiche; 12) copertura vulcanica detritica; 13) faglie; 14) aree collassate; 15) faglie presunte; 16) direzioni di flusso – *Geological map of Monte Amiata (from Ferrari et al., 1996). Legend:1) Basal Trachydacitic Complex, lower unit; 2) Basal Trachydacitic Complex, upper unit; 3) Dome and Lava flow Complex, Poggio Pinzi unit; 4) Dome and Lava flow Complex, Poggio Lombardo unit; 5) Dome and Lava flow Complex, Poggio Biello unit; 6) Dome and Lava flow Complex, Poggio Trauzzolo unit; 7) Dome and Lava flow Complex, La Vetta unit; 8) Dome and Lava flow Complex, La Montagnola unit; 9) Dome and Lava flow Complex, Pianello unit; 10) Dome and Lava flow Complex, Cantore unit; 11) Olivine Latite Lava flows; 12) volcanic detrital cover; 13) faults; 14) collapsed areas; 15) inferred faults; 16) flow directions.*

blocchi". Nel DLC che sovrasta i depositi di questa particolare eruzione a dinamica mista (difficile da accettare oggi alla luce delle migliorate conoscenze di base sulle eruzioni ignimbritiche[18]), Ferrari et al. (1996) riconoscono anche un progressivo spostamento a NE, dell'attività vulcanica, lungo l'asse eruttivo orientato NE-SO. In particolare suggeriscono che la fase di emissione dei duomi sommitali abbia ricoperto un breve lasso di tempo e possa al contempo essere suddivisa in tre episodi, che, dal più giovane al più vecchio, raggruppano i duomi e le lave (1) di Poggio Biello, Poggio Pinzi, Poggio Lombardo e del Corno di Bellaria; (2) della Vetta e della Montagnola; (3) del Pianello e

[18] Vedi Capitolo 9

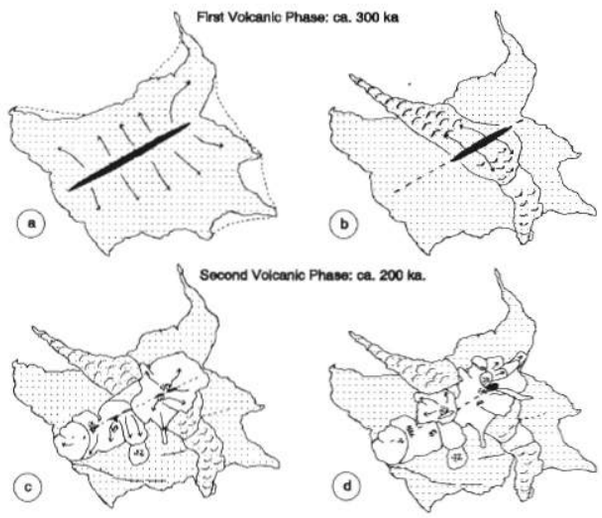



**Figura 3.6 -** Schema evolutivo del Monte Amiata secondo Ferrari et al. (1996). Durante la prima fase il Complesso Basale Trachidacitico (BTC) viene emesso da una frattura eruttiva e una singola unità di flusso a distribuzione ellissoidale viene messa in posto (a), verso la fine della eruzione, probabilmente per una diminuzione nella energia termica e nel contenuto in gas, il Sistema diventa incapace di sostenere una Colonna eruttiva ed effusioni di lave a blocchi si concentrano nella porzione nord-est della fessura eruttiva (b). Durante la seconda fase la precedente fessura eruttiva si riattiva in vari punti e vengono messi in posto duomi e colate laviche (c). Come nella prima fase, durante la parte finale di questa seconda fase, l'attività si concentra nella metà nord-est della fessura eruttiva ed un magma meno viscoso e piú mafico si mette in posto prevalentemente sotto forma di colate laviche (d) – *Cartoon of the volcanic evolution of Monte Amiata volcano as proposed by Ferrari et al (1996). During the first volcanic phase the BTC is vented through the axial fissure system and a single ellipsoidal flow unit is emplaced (a), toward the end of the eruption, likely due to decrease in thermal energy and gas content, the system become unable to sustain an eruptive column and effusion concentrate in the north-eastern part of the fissure and the magma is emplaced as blocky lava flows (b). During the second volcanic phase the fissure system is reactivated at various point along its length and magma is emplaced as domes and flows (c). Like in the previous phase, during the final part of this phase, the activity concentrates in the north-eastern half of the fissure and the more mafic and less viscous magma is emplaced mainly as lava flows (d).*

del Cantore (Figura 3.5). Chiuderebbero l'attività eruttiva del Monte Amiata secondo questi Autori le due piccole colate delle Macinaie e dell'Ermeta, in accordo con tutta la letteratura pregressa, salvo Rodolico (1935).

Dopo il lavoro di Ferrari et al. (1996), la letteratura vulcanologica sull'Amiata registra una pausa, interrotta solo da pochi lavori che non aggiungono dettagli stratigrafici o cartografici ai precedenti studi (Cristiani e Mazzuoli, 2003), ma cambiano il quadro cronologico del vulcano (Cadoux e Pinti, 2009)[19]. Nel lavoro di Cristiani e Mazzuoli (2003) viene anche dichiarata decaduta la natura ignimbritica della unità di base, a favore di estese colate laviche. Mentre Cadoux e Pinti giustificano il livellamento a circa 300 ka di tutte le età dei depositi del Monte Amiata, da loro ottenuto, con venute dal basso di nuovo magma basico che avrebbero azzerato l'orologio isotopico, e che dapprima avrebbero generato l'eruzione del complesso basale sotto forma di lava o di un non meglio descritto *magmatic foam*, e poi la messa in posto degli altri termini stratigrafici.

In questi ultimi anni, anche grazie ad un progetto di cartografia geologica della Regione Toscana, sono stati nuovamente intrapresi degli studi geologici di terreno che hanno portato anche ad una revisione della stratigrafia e della cartografia del vulcano di Monte Amiata (Figura 3.7; Marroni et al 2015). Il risultato cartografico non differisce da quanto proposto da Ferrari et al. (1996), se non per il tipo di raggruppamenti scelti (Sintemi, formazioni, membri) (vedi Tabella 4.2 nel Capitolo 4 di questo stesso Volume), ma introduce una diversa origine genetica per quello che da questi Autori viene chiamato Membro del Marroneto e che corrisponde in buona sostanza alle ignimbriti reomorfiche di Rittmann e Marinelli. Nella visione di Marroni et al. (2015), sostanziata dal punto di vista magmatologico da Conticelli et al (2015), l'unità basale è ancora il risultato di un unico evento eruttivo, ma questo evento è il collasso di un mega-duomo endogeno sommitale.

Alla fine di questa disanima emergono alcuni punti su cui tutti gli Autori che si sono occupati del Monte Amiata paiono concordare. Il primo è la messa in posto come un unico evento di tutta

[19] Per una disanima della cronologia delle vulcaniti del Monte Amiata vedi Capitolo 12

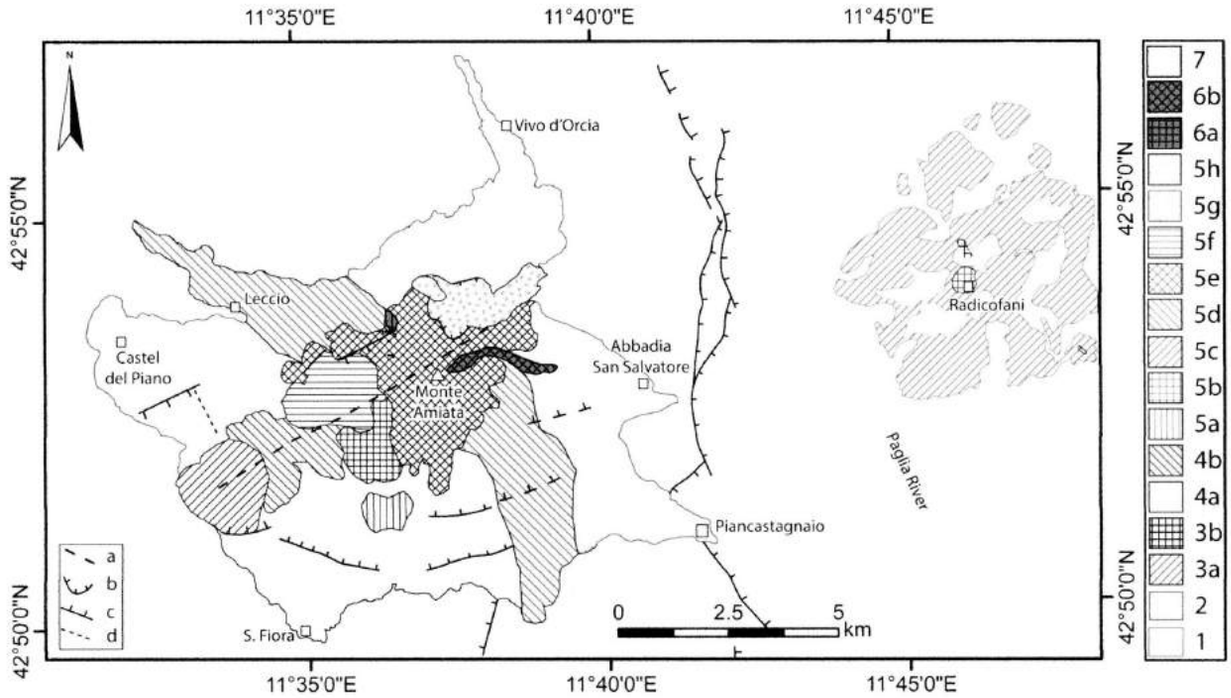



**Figura 3.7** - Schema geologico del Monte Amiata e del vulcano di Radicofani (da Conticelli et al., 2015. Legenda: 1) Rocce sedimentarie da Triassiche a Neogeniche dei domini Liguri e Toscani; 2) Rocce sedimentarie marine dal Pliocene al Pleistocene; 3) Vulcano di Radicofani, 3a) *Neck* e residui di scorie rosse del *cinder cone* originario, 3b) lava dismembrata in frana sulle argilliti Plioceniche; 4) Complesso Trachidacitico Basale (BTC), 4a) membro del Marroneto nella Formazione di Quaranta, flussi massivi reomorfici; 4b) membro del Leccio nella Formazione di Quaranta, colate di lava a blocchi; 5) Complesso dei Duomi e delle Lave (DLC), 5a) Formazione di Trauzzolo, 5b) Formazione di Lombardo, 5c) Formazione di Pinzi, 5d) Formazione di Biello & Pescina, composta da due duomi coalescenti, 5e) Formazione di Bellaria, composta da due duomi coalescenti: il Corno di Bellaria e La Vetta), 5f) Formazione della Montagnola, 5g) membro del Pianello nella Formazione del Pianello & Cantore, 5h) membro del Cantore nella Formazione del Pianello & Cantore; 6) lave Olivin-Latitiche finali, 6a) menbro delle Macinaie, 6b) membro dell'Ermeta; 7) depositi alluvionali quaternari – *Geological scketch map of the Monte Amiata and Radicofani volcanoes, (from Conticelli et al., 2015). LEGEND: 1) Triassic to Neogene sedimentary rocks of the Tuscan and Ligurid domains; 2) Pliocene to Pleistocene marine sedimentary rocks; 3) Radicofani volcano, 3a) neck and red scoriae remnants of the original cinder cone, 3b) dismembered lava flows sliding downhill over Pliocene shales; 4) Basal Trachydacitic Complex (BTC), 4a) Marroneto member of the Quaranta Formation, reomorphic massive flows; 4b) Leccio member of the Quaranta formation, blocky lava flows; 5) Dome and Lava flow Complex (DLC), 5a) Trauzzolo Formation, 5b) Lombardo Formation, 5c) Pinzi Formation, 5d) Biello & Pescina Formation made by the two coalescent homonymous domes, 5e) Bellaria Formation made up by two coalescent domes, the Bellaria horn and La Vetta domes, 5f) Montagnola Formation, 5g) Pianello member of the Pianello & Cantore Formation, 5h) Cantore member of the Pianello & Cantore Formation; 6) Olivine Latitic final lavas, 6a) Macinaie member, 6b) Ermeta member; 7) Quaternary alluvial deposits.*

la porzione basale dell'edificio, eccezion fatta per Rodolico (1935). L'altro è la predominanza di xenoliti sedimentari nella porzione basale della serie stratigrafica, rispetto agli inclusi mafici presenti in grande abbondanza nelle lave dei duomi. Il resto è controverso, sia come interpretazione genetica, che come posizione stratigrafica, che come accorpamenti cartografici.

## 4 Conclusioni

Lo sviluppo delle conoscenze vulcanologiche sul Monte Amiata, derivante dalla disanima della letteratura specifica pregressa operata in questo Capitolo del Volume, ha messo in evidenza, in modo forse sorprendente per un vulcano quaternario italiano, come il Monte Amiata non sia mai stato

studiato in modo moderno e dettagliato fino a tempi veramente recentissimi. Il quadro che ci viene trasmesso dalla analisi della letteratura pregressa è quello di un piccolo vulcano spento ed eroso, poco conosciuto in Italia, pochissimo conosciuto all'estero. Il vulcano di Monte Amiata ha avuto un momento di notorietà nel mondo vulcanologico quando di lui si sono interessati alcuni vecchi vulcanologi di fama mondiale. Ma dopo Alfred Rittmann e Giorgio Marinelli, il Monte Amiata ha trovato spazio nella letteratura internazionale essenzialmente in relazione a differenti modelli sulla genesi dei suoi magmi, piuttosto che per le peculiarità più strettamente vulcanologiche. Molti dei lavori presenti nella letteratura ISI trattano infatti di aspetti peculiari del vulcano, che possono essere stati gli inclusi, la cronologia dei depositi, oppure i vari modelli di alimentazione. Ma pochi sono gli studi moderni, che hanno trattato in modo dettagliato e soprattutto documentato: (a) la stratigrafia, (b) la cartografia, (c) la storia evolutiva, (d) la vulcano-tettonica, (e) la petrochimica della intera sequenza emessa, piuttosto che di poche e ripetitive unità, ed infine (f) le relazioni che da queste tipologie di dati derivano rispetto alla geologia ed all'assetto tettonico regionale.

La necessità di scrivere questo Volume è derivata anche da questo. Dall'avere messo mano *ex novo* alla stratigrafia, cartografia geologica e caratterizzazione petrochimica di dettaglio, che sono la vera base di ogni interpretazione vulcanologica corretta, sono emerse tutte le lacune e le imprecisioni contenute nella passata letteratura ed i numerosi punti che necessitavano di una interpretazione/reinterpretazione alla luce della mole dei nuovi dati raccolti. La prova che questo nuovo impegno a tutto tondo sulla vulcanologia del Monte Amiata era necessario è data dal forte carattere innovativo dei risultati raggiunti.

Ma il ripercorrere gli scritti prodotti nel tempo su questo vulcano ha anche permesso di ripercorrere il modo in cui l'approccio agli studi vulcanologici è mutato nel tempo e di tracciare, seppur per sommi capi, la storia della evoluzione delle idee della vulcanologia in relazione ai prodotti effusivi acidi (lave, duomi e *coulée*), che costituiscono l'edificio vulcanico di Monte Amiata.

## Opere citate


Artini E. (1892) Appunti petrografici sopra alcune roccie italiane. Rend. Ist. Lombardo, XXV, 1140.

Balducci S. e Leoni L. (1981) Sanidine megacrysts from M. Amiata trachytes and Roccastrada rhyolites. N. Jb. Miner. Abh., 142, 15-36.

Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Innocenti F., Marinelli G. e Mazzuoli R (1971) A magmatic province of anatectic origin: the tuscan latial province (Italy). Lavoro presentato al XV Congresso U.G.G.I., Mosca.

Bergen van M.J. e Barton M. (1984) Complex interaction of aluminous metasedimentary xenoliths and siliceous magma; ann exemple from Mt. Amiata (Central Italy). Contrib. Mineral. Petrol. 86, 374-385.

Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ghezzo C., Giuliani O., Radicati di Brozolo F. e Rita F. (1981) Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy). Bull. Volcanol., 44, 455–465.

Borgia A., Mazzoldi A., Brunori C.A., Allocca C., Delcroix C., Micheli L., Vercellino A. e Grieco G. (2014) Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volcanol. Geotherm. Res., 284, 16–31.

Branney M.J. e Kokelaar P (2002) Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society Memoir No. 27, Geological Society of London, pp. 143.

Cadoux, A. e Pinti, D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt. Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 179, 169–190.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, 1, 1-9.

Clerici E. (1903) Resoconto sommario delle escursioni fatte nei dintorni di Siena e al Monte Amiata nel settembre 1903. Boll. Soc. Geol. It., 22 (2), 129-158.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M.A., Ferrari Pedraglio L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. Ital. J. Geosci., 134, 268-292.

Cristiani C. e Mazzuoli R (2003) Monte Amiata volcanic products and their inclusions. Per. Mineral., 72, 169-181.

Dainelli G. (1910) Le zone altimetriche del Monte Amiata. Rivista Geografica Italiana, Memorie Geografiche, 2.

De Stefani C. (1892) I vulcani spenti dell'Appennino Settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. X,473.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41–56.

Freundt A., Wilson C.J.N. e Carey S.N. (2000) Ignimbrites and Block-And-Ash flow deposits. In: Sigurdsson et al., eds., Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 581-599.

Jacobacci A., Martelli G. e Nappi G. (1967) Note alla carta Geologica d'Italia – Foglio 129, S. Fiora. Roma, pp. 60.

Lotti B. (1932) Appunti fisiografici sul Monte Amiata. Memorie Soc. Geol., It., 1-8.

Marinelli G. (1961) Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, Vol. LXVIII, Pisa.

Marinelli O. (1919) La regione del Monte Amiata. Memorie Geografiche, supplemento Rivista Geografica Italiana 39, 221.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 171-199.

Marshall P. (1935) Acid Rocks of the Taupo-Rotorua Volcanic District. Transactions of the Royal Society of New Zealand, 64, 1–44.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., 70, 355-429.

Pasquarè G., Chiesa S., Vezzoli L. e Zanchi A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene Superiore. Mem. Soc. Geol. It., 25, 145-157.

Rittmann A. (1958) Cenni sulle colate di ignimbriti. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Serie IV, fasc. 10, Catania

Rittmann A. (1960) Vulkane und ihre tatigkeit. F. Enke Publisher, Stuttgart.

Rittmann A. (1972) I vulcani e la loro attività. Cappelli editore.

Rodolico F. (1935) Ricerche sulle rocce eruttive recenti della Toscana – III Le rocce del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Memorie, vol XLV, Pisa, 89-142.

Santi G. (1795) Viaggio al Montamiata. Ranieri Prosperi Stampatore, Pisa, pp. 391.

Tardi A. e Vittorini S. (1973) Le acclività delle vulcaniti del Monte Amiata e loro rapporti con i caratteri geolitologici. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali in Pisa, Serie A, LXXX, 1-16.

Targioni Tozzetti G (1776) Relazioni di alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana. Tomo IX, 333-399, Gaetano Cambiagi Stampatore Granducale, Firenze.

Sparks R.S.J. (1975) Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, central Italy. Geol. Rundsch., 64, 497-523.

Verri A. (1878) Sulla cronologia dei vulcani tirreni. Rend. R. Istit. Lomb., serie 2, XI (3), Milano.

vom Rath G. (1865) Ein Besnch Radicofani's und des M. Amiata in Toscana. Zeit. d. deut. geol. Gesells. Berlino.

# 4. Stratigrafia ed evoluzione geologica del vulcano di Monte Amiata

*Stratigraphy and geological evolution of the Monte Amiata volcano*

Claudia Principe[1], Luigina Vezzoli[1,2], Sonia La Felice[1]

*1. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*2. Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como*

Corresponding author c.principe@igg.cnr.it

## *Abstract*

*Although the Monte Amiata volcano has been the subject of numerous studies, including the production of geological maps at various scales and different details, there is still not a geological model on which to base a reliable reconstruction of its geological structure and volcanological and magmatological evolution. One of the features that previously restricted the distinction of geological units within the volcano was the apparent lithological uniformity, that produced the distinction of only two lithological types of rocks and the consequent aggregation of all the outcrops in a few stratigraphic units.*

*Here, we describe a geological evolution of the Monte Amiata volcano as was possible to define applying stratigraphic and volcano-geological methodologies into the framework of a robust field-based work. The stratigraphic analysis has taken into account lithological, petrochemical, volcanological, structural, geometric and morphological characteristics of the volcanic rocks and their stratigraphic relationships. The surficial volcanic units were identified as lithostratigraphic units (more than 30 formations) and grouped into UBSU units (2 Synthem and 5 Subsynthem).*

*The proposed geological evolution comprises two main period of activity that correspond to the older Bágnore Synthem and the younger Monte Amiata Synthem. They are separated by a major unconformity corresponding to a surface of erosion, saprolithic weathering and tectonic deformation. Into the Bágnore Synthem, there are two Subsynthem. The lower, the Bagnólo Subsynthem comprises several great lava flows characterized by a vitrophyric perlitic groundmass. They flowed for very long distances (up to 8 km) in all the directions (e.g. Sorgente del Fiora Fm., Marroneto Fm., Piancastagnaio fm., Abbadia San Salvatore fm., Vivo d'Orcia fm.). A surface of erosion and unconformity separates the Bagnólo Subsynthem from the overlying Montearioso Subsynthem. It is composed of more confined vitrophyric lava flows (e.g. Tre Case Fm., Quaranta Fm., Castel del Piano fm.) and one exogenous lava dome and coulée (Poggio Pinzi fm.). All the rocks belonging to the Bágnore Synthem show a well-developed weathering that transformed their uppermost portion in a sandy deposit, yellow and reddish in color. The Monte Amiata Synthem comprises three Subsynthems. The lower Valle Gelata Subsynthem is characterized by exogenous lava domes with thick "coulées" (e.g. Poggio Lombardo Fm., Pozzaroni Fm.) and by long channelized lava flows (e.g. Leccio fm., Coderino fm.). The intermediate Madonna degli Scout Subsynthem is composed of several exogenous lava domes with short "coulées" (e.g. Poggio della Pescina Fm., Poggio Falco Fm., Corno di Bellaria Fm., La Vetta fm., Rifugio Cantore fm.), and minor lava flows. All these units are emplaced upon a morphology that has been moulded by tectonic deformations. The final Prato della Contessa Subsynthem comprises several exogenous lava domes (e.g. La Montagnola fm., Pianello fm.) and lava flows (E.g. Ermeta fm., Le Macinaie fm., Cancelle fm, Fosso La Cocca fm.) from the volcano summit area, and the lateral exogenous lava dome and coulée of the Trauzzolo Fm..*

## 1 Introduzione

Il vulcano di Monte Amiata è la montagna più alta della Toscana meridionale (1738 m s.l.m.) e rappresenta un laboratorio vulcanologico naturale per la particolare attività che lo ha caratterizzato, costituita esclusivamente da effusioni laviche di composizione acida in forma di colate e duomi esogeni. L'edificio vulcanico ha una forma grossomodo ellittica, allungata in direzione NE-SO, con un asse maggiore di circa 10 km. L'asse minore è di circa 8 km e da esso si dipartono alcune propaggini lunghe 6-7 km verso NO, NE e SE (Figura 6.1 nel capitolo 6 di questo stesso Volume).

Nonostante il vulcano di Monte Amiata sia stato oggetto di numerosi studi comprendenti anche gli aspetti geologici (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Ferrari et al., 1996; Marroni et al., 2015)[1], con la produzione di carte geologiche a varie scale e diverso dettaglio, mancava ancora un modello stratigrafico su cui basare una ricostruzione affidabile della sua struttura geologica e dell'evoluzione vulcanologica e magmatologica. I risultati presentati in questo capitolo contribuiscono a colmare questa lacuna.

## 2 Metodologia di lavoro

La base per la ricostruzione di un modello stratigrafico dei prodotti vulcanici succedutisi nella costruzione dell'edificio vulcanico del Monte Amiata, e quindi della sua evoluzione geologica, è stato il rilevamento geologico di terreno, durante il quale sono stati individuati, descritti, misurati e campionati affioramenti e sezioni stratigrafiche. Il rilevamento originale ha utilizzato come base la carta topografica alla scala 1:10.000 della Carta Tecnica della Regione Toscana. Le numerose campagne di rilevamento sono state svolte dall'aprile 2013 al maggio 2017. Il rilevamento geologico è stato svolto con il massimo del dettaglio nel settore meridionale del vulcano, dove sono state formalizzate le unità stratigrafiche ed è stata prodotta la carta geologica illustrata nel Capitolo 5 di questo Volume. Per gli altri settori del vulcano la stratigrafia è stata ricostruita sulla base di un lavoro di riconoscimento preliminare sugli affioramenti più significativi e con la definizione informale delle principali unità litostratigrafiche.

Le principali difficoltà incontrate nello studio geologico-stratigrafico del Monte Amiata risiedono nei suoi aspetti geografici e litologici. Anzitutto, le condizioni di affioramento dei prodotti vulcanici non sono ottimali a causa della fitta copertura vegetale e della scarsa dissezione dei versanti. Gli affioramenti principali sono lungo i tagli stradali, i fronti di poche cave di pietra inattive, le scarse incisioni vallive, e le scarpate naturali. Da un punto di vista geologico, la scarsa differenziazione litologica, l'aspetto detritico di molte rocce causato dall'intensa fratturazione[2], e l'assenza di livelli piroclastici o epiclastici intercalati ai prodotti lavici rendono difficoltoso il riconoscimento dei contatti stratigrafici tra le unità vulcaniche. Inoltre, la distribuzione areale a raggera delle colate di lava e le ridotte dimensioni dei duomi lavici fanno si che molte unità stratigrafiche non abbiano relazioni dirette tra loro e quindi che la loro reciproca posizione stratigrafica non sia talvolta determinabile direttamente. Per ovviare a questo problema, lo schema dei rapporti stratigrafici di Tabella 4.1 si riferisce parallelamente ai diversi settori del vulcano all'interno dei quali è stato possibile ricostruire la successione stratigrafica sulla base di rapporti geometrici realmente osservati. I settori individuati sono: (a) nord-occidentale (Castel del Piano), (b) sud-occidentale e meridionale (Santa Fiora), (c) sud-orientale (Piancastagnaio), (d) orientale (Abbadia San Salvatore), e (e) nord-orientale e settentrionale (Vivo d'Orcia).

I criteri stratigrafici applicati allo studio geologico-stratigrafico del Monte Amiata sono quelli dettati dalla Guida Stratigrafica Internazionale (Salvador, 1994) e raccomandati dal Servizio Geologico Nazionale per i prodotti vulcanici (Servizio Geologico Nazionale, 1992). Nella prima fase del lavoro, le unità litostratigrafiche sono state utilizzate per il riconoscimento di terreno e la cartografia delle unità vulcaniche, quindi esse sono state raggruppate in Unità a Limiti Inconformi (UBSU; vedi Scheda di approfondimento 4.1) sulla base del riconoscimento di superfici di inconformità all'interno della successione vulcanica.

[1] Vedi Capitolo 3
[2] Vedi Capitolo 9

<table>
<tr><td>Castel del Piano</td><td>Santa Fiora</td><td>Piancastagnaio</td><td>Abbadia San Salvatore</td><td>Vivo d’Orcia</td></tr>
<tr><td colspan="5">Discontinuitá: superficie topografica attuale</td></tr>
<tr><td colspan="5">Sintema di Monte Amiata</td></tr>
<tr><td colspan="5">Subsintema di Prato della Contessa</td></tr>
<tr><td>fm Macinaie<br>fm La Montagnola</td><td>Fm Poggio Trauzzolo</td><td>fm Fosso La Cocca<br>fm Podere Cipriana</td><td>fm Cancelle<br>fm Ermeta</td><td>fm Pianello<br>fm Pigellato</td></tr>
<tr><td colspan="5">Discontinuitá: deformazioni tettoniche e vulcano-tettoniche, superficie di erosione, discordanza angolare</td></tr>
<tr><td colspan="5">Subsintema della Madonna degli Scout</td></tr>
<tr><td>Fm Poggio Falco</td><td></td><td></td><td>fm La Vetta</td><td></td></tr>
<tr><td>Fm Poggio della Pescina</td><td colspan="3">fm Corno di Bellaria superiore</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">Fm Corno di Bellaria inferiore</td><td></td><td>fm Rifugio Cantore</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">Fm Fonte del Piscinetto</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td colspan="5">Discontinuitá: deformazioni tettoniche e vulcano-tettoniche, superficie di erosione, discordanza angolare</td></tr>
<tr><td colspan="5">Subsintema di Valle Gelata</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>fm Coderino</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>fm Leccio</td><td>Fm Poggio Lombardo</td><td>Fm Pozzaroni</td><td>fm Cantinacce</td><td>fm Rifugio Amiatino</td></tr>
<tr><td colspan="5">Discontinuitá: superficie di alterazione saprolitica, deformazioni tettoniche e vulcano-tettoniche, superficie di erosione, discordanza angolare</td></tr>
<tr><td colspan="5">Sintema di Bágnore</td></tr>
<tr><td colspan="5">Subsintema di Montearioso</td></tr>
<tr><td>fm Poggio Pinzi</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>fm Castel del Piano</td><td colspan="2">Fm Quaranta</td><td colspan="2">fm Poggio dei Frati</td></tr>
<tr><td></td><td>Fm Tre Case</td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td colspan="5">Discontinuità: superficie di erosione; discordanza angolare</td></tr>
<tr><td colspan="5">Subsintema di Bagnólo</td></tr>
<tr><td colspan="3">Fm Marroneto</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Fm Sorgente del Fiora</td><td>fm Piancastagnaio superiore</td><td>fm Abbadia San Salvatore superiore</td><td rowspan="2">fm Vivo D’Orcia</td></tr>
<tr><td>fm Piancastagnaio inferiore</td><td>fm Abbadia San Salvatore inferiore</td></tr>
<tr><td colspan="5">Discontinuitá: lacuna temporale, superficie di erosione, deformazioni tettoniche (substrato sedimentario)</td></tr>
</table>

**Tabella 4.1** - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità vulcaniche riconosciute al Monte Amiata. – *The stratigraphic framework of the volcanic units identified at the Monte Amiata volcano.*

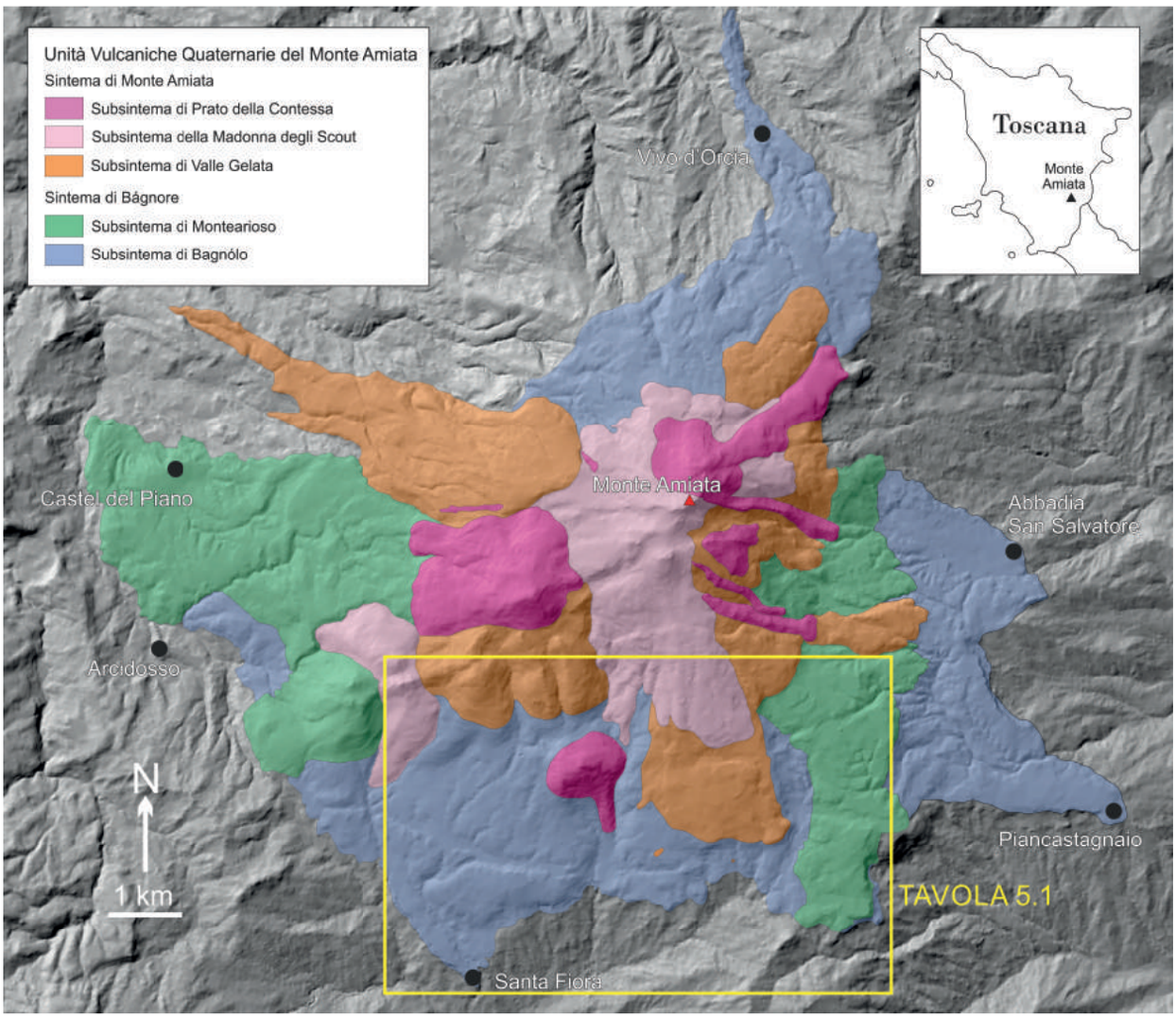



**Figura 4.1** - Carta geologica del vulcano di Monte Amiata con la distribuzione delle unità sintemiche (Sintemi e Subsintemi) riconosciute in questo lavoro. Il rettangolo giallo indica l'area rappresentata nella carta geologica di Tavola 5.1. –*Geological map of the Monte Amiata volcano with the distribution of synthematic units (Synthems and Subsynthems) recognized in this work. The yellow rectangle indicates the area represented in the geological map of Table 5.1.*

I criteri utilizzati per distinguere e definire le unità litostratigrafiche sono stati principalmente la caratterizzazione litologica e la posizione stratigrafica, coadiuvati da osservazioni petrografiche alla macro- e micro-scala, geometriche, geomorfologiche e strutturali. La descrizione e distinzione delle litofacies vulcaniche all'interno delle unità litostratigrafiche hanno permesso l'interpretazione vulcanologica della loro genesi e dei processi di messa in posto[3]. Tutte le osservazioni sono state inquadrate in uno schema stratigrafico in cui si è posta particolare cura nell'identificare e caratterizzare i contatti di sovrapposizione e giustapposizione tra le unità distinte (Figura 4.1). Le unità litostratigrafiche comprese nel saggio di cartografia geologica del settore meridionale del Monte Amiata presentato nel Capitolo 5 di questo Volume (Tavola 5.1) sono state definite formalmente come Formazione (con la "F" maiuscola; Salvador, 1994). Le altre unità litostratigrafiche riconosciute sono state trattate come formazioni informali (con la "f" minuscola; Salvador, 1994).

[3] Vedi Capitolo 9

Per la definizione delle Unità a Limiti Inconformi, sono state riconosciute e descritte inconformità caratterizzate sia da discordanze angolari che da paraconformità, correlabili a significative interruzioni dell'attività vulcanica durante la storia eruttiva, cambiamenti nella tipologia eruttiva, modificazioni morfo-strutturali dovute a deformazioni vulcano-tettoniche e tettoniche, e modificazioni morfo-climatiche. Sono state escluse le superfici di discontinuità deposizionali generate dai meccanismi di messa in posto primaria dei prodotti vulcanici. Le unità formalizzate sono Sintemi e Subsintemi.

I centri di attività sono rappresentati da unità litosomatiche, informali, caratterizzate dalla morfologia conferita loro dalla tipologia di attività eruttiva, che è di fatto la morfologia primaria dei singoli corpi vulcanici. Ma tutti questi litosomi sono stati in questo lavoro raggruppati in subsintemi e sintemi. Questo fatto ne ha accresciuto la significatività alla scala della storia eruttiva dell'Amiata.

Non sempre c'è sovrapposizione fra unità litosomatiche e formazioni (sia formali che informali), nel senso che le formazioni sono spesso costituite da più di un litosoma, come nel caso della Formazione Marroneto che è formata da numerosi flussi lavici, oppure la Formazione Pozzaroni che è costituita da almeno una estesa colata lavica ed una forma domica.

## 3 Confronto con gli studi precedenti

La natura vulcanica del Monte Amiata è stata evidenziata per la prima volta da Micheli nel 1733 (in Targioni Tozzetti, 1794). Solo a partire dal XIX secolo, il vulcano è stato oggetto di studi scientifici in senso moderno e, dall'inizio degli anni '60 del secolo scorso, ha registrato un rinnovato interesse geologico, a causa dello sviluppo della ricerca geotermica nella Toscana meridionale. La stratigrafia del Monte Amiata da noi proposta è messa a confronto con quella degli studi precedenti (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Jacobacci et al., 1965, 1967; Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015) nella Tabella 4.2.

Due sono le caratteristiche che accomunano tutte le stratigrafie proposte dagli Autori considerati: (a) la mancanza di un chiaro metodo stratigrafico per la distinzione delle unità, e (b) la presenza di poche unità omnicomprensive. Per quanto riguarda la prima osservazione, è palese che il criterio di distinzione delle unità in tutti gli Autori è stato principalmente quello dato dalle differenze morfologiche dei litosomi vulcanici, distinti in (i) grandi colate (piroclastiche, laviche o di dubbia origine a seconda dell'interpretazione vulcanologica adottata), (ii) duomi e colate laviche minori, e (iii) colate laviche finali a composizione più basica. L'accorpamento di tutti i corpi geologici vulcanici in poche unità è stato giustificato con la loro apparente uniformità petrografica che consentirebbe la distinzione di soli tre tipi litologici (i) trachidaciti vetrose porfiriche prive di grandi fenocristalli di K-feldspato, (ii) trachidaciti e trachiti con grandi fenocristalli di K-feldspato, e (iii) olivin-latiti. In Conticelli et al. (2015) c'è il tentativo di utilizzare unità litostratigrafiche (formazioni e membri) e UBSU (Sintemi) a fianco delle distinzioni morfologiche e petrografiche, ma senza però specificare i criteri di definizione e confondendo spesso categorie di unità stratigrafiche diverse.

## 4 Stratigrafia del vulcano di Monte Amiata

L'impianto stratigrafico proposto è il risultato della combinazione delle unità litostratigrafiche e sintemiche, e illustra il complesso quadro delle relazioni spazio-temporali, litogenetiche e morfologiche tra i prodotti vulcanici del Monte Amiata. Le relazioni tra le diverse unità stratigrafiche sono visualizzate nello schema di Tabella 4.1 e nella mappa di Figura 4.1. La seguente descrizione delle unità stratigrafiche del Monte Amiata procede, come da procedura geologica, dalla più antica alla più recente e privilegia la definizione delle superfici di inconformità che hanno permesso la definizione delle unità UBSU.

### *4.1 Sintema di Bágnore*

Il Sintema di Bágnore si estende in un'area molto vasta sul basso versante meridionale del Monte

| Jacobacci et al. (1965, 1967) | Mazzuoli e Pratesi (1963) | Ferrari et al. (1996) | Conticelli et al. (2015) | Stratigrafia proposta in questo Volume |
|---|---|---|---|---|
| | | | | Sintema di Monte Amiata |
| Colate di andesite olivinica<br>*Elmeta,*<br>*Rif.delle Macinaie* | Colate di lava trachitica<br>*Elmeta,*<br>*Rif. delle Macinaie* | Colate di lava olivin-latitica<br>*Ermeta,*<br>*Rif. delle Macinaie* | Colate di lava finali olivin-latitiche<br>*Formazione Ermeta e Macinaie*<br>*Membro Ermeta*<br>*Membro Macinaie* | Subsintema di Prato della Contessa<br>*Fm Poggio Trauzzolo*<br>*fm La Montagnola*<br>*fm Pianello*<br>*fm Macinaie*<br>*fm Ermeta*<br>*fm Cancelle*<br>*fm Fosso La Cocca*<br>*fm P. Cipriana*<br>*fm Pigellato* |
| Cupole di ristagno e colate laviche vetrose<br>*Parti apicali dei P. Pinzi, P. Pescina, La Vetta, La Montagnola, P. Biello, P. Lombardo, P. Trauzzolo* | Colate di lava quarzo-latitica e detrito<br>*Colata di Quaranta-Valle Gelata; colate di P. Lombardo; detrito nella Valle Gelata*<br>Complesso Quarzo-latitico B - Cupole di lava quarzo-latitica a grandi fenocristalli di sanidino<br>*Tutta la parte assiale del vulcano: Vetta, Corno di Bellaria, P. Biello, La Montagnola, P. Pescina, P. Pinzi, P. Trauzzolo* | Complesso dei duomi e delle colate di lava<br>*Cantore unit*<br>*Pianello unit*<br>*La Montagnola unit*<br>*La Vetta unit*<br>*P. Trauzzolo unit*<br>*P. Biello-Pescina unit*<br>*P. Lombardo unit*<br>*P. Pinzi unit* | Complesso dei duomi e delle colate di lava massive<br>*Formazione Pianello e Cantore*<br>*Membro Pianello*<br>*Membro Cantore*<br>*Formazione Montagnola*<br>*Formazione Bellaria*<br>*Formazione Biello e Pescina*<br>*Formazione Poggio Pinzi*<br>*Formazione Lombardo*<br>*Formazione Trauzzolo* | Subsintema della Madonna degli Scout<br>*fm La Vetta*<br>*Fm Poggio Falco*<br>*Fm Poggio della Pescina*<br>*fm Corno di Bellaria sup.*<br>*fm Rifugio Cantore*<br>*Fm Corno di Bellaria inf.*<br>*Fm Fonte del Piscinetto*<br>Subsintema di Valle Gelata<br>*fm Coderino*<br>*Fm Pozzaroni*<br>*fm Leccio*<br>*fm Cantinacce*<br>*Fm Poggio Lombardo*<br>*fm Rifugio Amiatino* |
| | | | | Sintema di Bagnore |
| Reo-ignimbriti<br>*Tutta la parte assiale del vulcano da Bágnore-Marroneto al Pigellato* | Complesso Quarzo-latitico A - Ignimbriti e reo-ignimbriti quarzo-latitiche a fenocristalli di sanidino piccoli e frammentati<br>*Tutto il versante nord con i lobi di Castel del Piano, Leccio, e Vivo d'Orcia; versante sud-ovest Bágnore-Santa Fiora-Bagnólo; versante est tra Abbadia S.S. e Piancastagnaio* | Complesso Basale Trachidacitico, unità superiore<br>*Colata di Quaranta e colata di Leccio* | Complesso Basale Trachidacitico<br>*Formazione Quaranta*<br>*Membro Marroneto*<br>*Membro Leccio* | Subsintema di Montearioso<br>*fm Poggio Pinzi*<br>*Fm Quaranta*<br>*fm Castel del Piano*<br>*fm Poggio dei Frati*<br>*Fm Tre Case* |
| Ignimbriti<br>*Tutta la parte periferica del vulcano: Santa Fiora, Castel del Piano, Leccio, Vivo d'Orcia, Abbadia S.S., Piancastagnaio, Bagnólo, Valle Gelata fino a Corno di Bellaria* | | Complesso Basale Trachidacitico, unità inferiore<br>*Castel del Piano, Vivo d'Orcia; versante est tra Abbadia S.S. e Piancastagnaio; versante sud tra Bágnore–Santa Fiora–Marroneto* | | Subsintema di Bagnólo<br>*Fm Marroneto*<br>*fm Piancastagnaio sup.*<br>*fm Abbadia S.S. sup.*<br>*Fm Sorgenti del Fiora*<br>*fm Vivo D'Orcia*<br>*fm Piancastagnaio inf.*<br>*fm Abbadia S.S. inf.* |

**Tabella 4.2** - Confronto tra la stratigrafia delle unità vulcaniche del Monte Amiata pubblicata nei lavori precedenti e quella proposta in questo Volume. Nei lavori degli Autori più vecchi, il toponimo "Ermeta" è riportato nella sua forma originale di "Elmeta", come nelle carte topografiche IGM e nella toponomastica ufficiale delle Regione Toscana. – *Comparison between the stratigraphy of the volcanic units of Monte Amiata published in previous works and the one proposed in this volume. In the works of older Authors, the term "Ermeta" is reported in its original form of "Elmeta", as in the IGM topographic maps and the official toponymy of the Regione Toscana Amministration.*

Amiata, tra Saragiólo-Tre Case a est e Bágnore a ovest, comprende le colate laviche dell'area di Vivo d'Orcia, e affiora in maniera minore presso la Sorgente Acqua d'Alto (Arcidosso) (Figura 4.1). La superficie di contatto basale è con il substrato sedimentario (Pandeli et al., 2005; Capitolo 1 di questo Volume) mentre il contatto a tetto è con il Sintema di Monte Amiata.

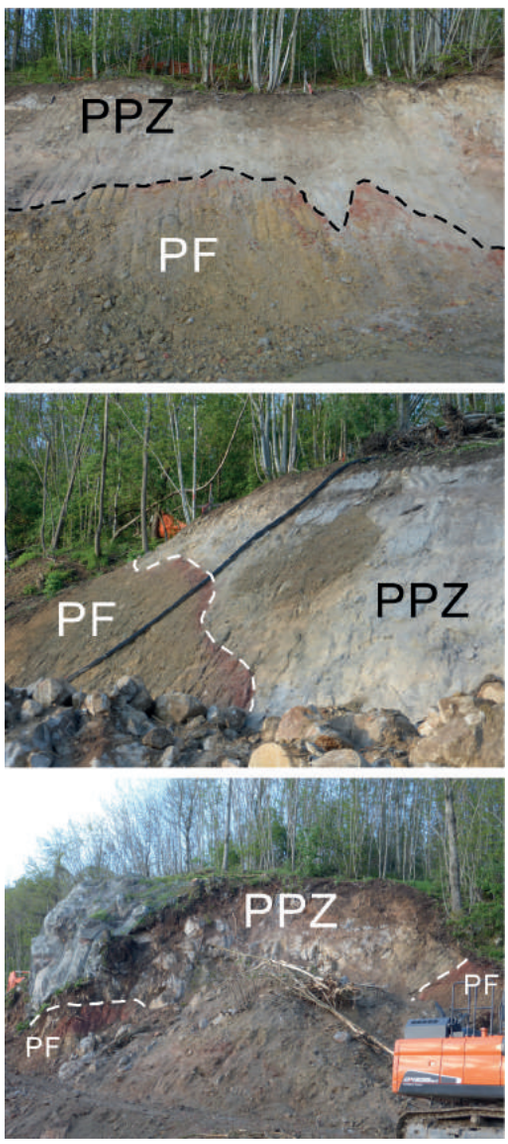



**Figura 4.2** - Contatto tra il substrato sedimentario (Formazione della Pietraforte; PF) e la formazione Poggio Pinzi (PPZ; Sintema di Bágnore, Subsintema di Montearioso), che rappresenta la superficie di inconformità basale del Sintema di Bágnore. La superficie di inconformità mostra una morfologia molto irregolare, con incisioni di paleo-valli, ma è priva di depositi epiclastici o pedogenetici tra le due unità. Essa è sottolineata da una fascia di arrossamento a tetto delle arenarie dovuta all'alterazione termica indotta dalla sovrastante lava. – *The contact between the sedimentary substratum (Pietraforte Formation, PF) and the formation of Poggio Pinzi (PPZ, Bágnore Synthem, Montearioso Subsynthem), which represents the basal unconformity surface of the Bágnore Synthem. The unconformity surface shows a very irregular morphology with paleo-valley depressions; epiclastic or pedogenetic deposits between the two units are lacking. The contact is underlined by a red band on the sandstone, due to the thermal alteration induced by the overlying lava.*

Il limite a letto si snoda lungo il perimetro dell'areale vulcanico, coperto in gran parte da depositi detritici, di frana, o colluviali. Esso è visibile:

(1) Nella scarpata stradale lungo la SP323 di Monte Amiata tra località Carpenti (Arcidosso) e Aiole (Figura 4.2) dove è rappresentato da una superficie di erosione subaerea molto irregolare impostata sulla Formazione della Pietraforte su cui poggiano le lave della formazione di Poggio Pinzi.

(2) Tra Podere Crisippo (Trecase) e Quaranta, la Formazione Tre Case ha un contatto laterale con il substrato sedimentario (Formazione della Pietraforte).

La superficie di inconformità a tetto del Sintema di Bágnore è visibile in gran parte dell'areale di affioramento del sintema ed è rappresentata da un orizzonte di alterazione saprolitica, varicolore (rosso, giallo, bianco), dello spessore di circa 2-3 m, che interessa indistintamente tutte le unità del sintema. I risultati di questo processo di alterazione avvenuta in posto sulle lave del Sintema di Bágnore variano da: (a) trasformazione della roccia in un sabbione (arenizzazione) che conserva l'aspetto delle tessiture della lava (ad esempio le laminazioni piano-parallele); (b) formazione di una pseudo-breccia composta da blocchi della roccia poco alterati, con dimensioni da decimetriche a metriche, immersi in una matrice sabbiosa sfatticcia; e (c) formazione di accumuli di blocchi arrotondati di lava relativamente poco alterata, che rappresentano residui della precedente tessitura a pseudo-breccia dove la matrice sabbiosa è stata asportata ad opera dei processi erosivi superficiali (acqua, vento) e i blocchi residuali sono collassati su se stessi (vedi Figura 9.7 nel Capitolo 9 di questo Volume). I principali affioramenti dove è visibile la superficie che limita a tetto il sintema sono i seguenti:

(1) In località Podere Pozzaroni, lungo la SP81 Vetta dell'Amiata, il limite è rappresentato sia da una superficie di alterazione saprolitica a tetto della Formazione Quaranta (Sintema di Bágnore), che da una discordanza angolare tra le lave della Formazione Quaranta, immergenti verso SE, e le soprastanti lave della Formazione Pozzaroni (Sintema di Monte Amiata), immergenti verso S (vedi Figura 5.7 nel Capitolo 5 di questo Volume).

(2) In località Case Fioravanti-Case Falco (Via Scaletta) il limite è rappresentato da una superficie di alterazione saprolitica a tetto della Formazione Marroneto (Sintema di Bágnore), in discordanza angolare con le soprastanti lave della Formazione Pozzaroni (Sintema di Monte Amiata) (vedi Figura 5.8b nel Capitolo 5 di questo Volume).

(3) Al km 1+300 della SP35 della Vetta tra Bagnólo a Fontana delle Monache, il limite è rappresentato da una discordanza angolare, senza l'orizzonte di alterazione saprolitica, probabilmente localmente eroso a causa della acclività dei paleo-versanti, tra lave della Formazione Marroneto (Sintema di Bágnore), immergenti verso SSO, e le soprastanti lave della Formazione Pozzaroni (Sintema di Monte Amiata), immergenti verso NE (vedi Figura 5.8a nel Capitolo 5 di questo Volume).

(4) Lungo la SP111 di San Biagio, tra Podere San Biagio e Pescina, al km 1+600, lungo un'incisione valliva, il limite è rappresentato da un orizzonte di alterazione saprolitica a tetto della formazione Castel del Piano (Sintema di Bágnore), e da un contatto di giustapposizione con le lave della formazione Leccio (Sintema di Monte Amiata) non alterate.

Il Sintema di Bágnore comprende due subsintemi: il Subsintema di Bagnólo e il Subsintema di Montearioso.

### *4.1.1 Subsintema di Bagnólo*

Il Subsintema di Bagnólo affiora principalmente sul basso versante meridionale del Monte Amiata, tra Saragiólo-Tre Case a est e Bágnore a ovest, comprende a nord anche le colate laviche dell'area di Vivo d'Orcia, e affiora in minor misura presso la Sorgente Acqua d'Alto (Figura 4.1).

Il Subsintema di Bagnólo comprende numerose unità litostratigrafiche (Tabella 4.1), tra le quali la Formazione Sorgente del Fiora e la Formazione Marroneto sono state formalizzate per il saggio di cartografia geologica del versante meridionale del Monte Amiata presentato nel Capitolo 5 di questo Volume, a cui si rimanda per la loro descrizione dettagliata. Le altre unità litostratigrafiche sono unità informali. Tra di esse le principali sono costituite da singole colate di lava caratterizzate da grandi volumi di fuso magmatico, con flussi diretti a SE (formazione Piancastagnaio), a NE (formazione Abbadia San Salvatore), e a N (formazione Vivo d'Orcia), a distanze fino a 8 km dalla probabile area sorgente.

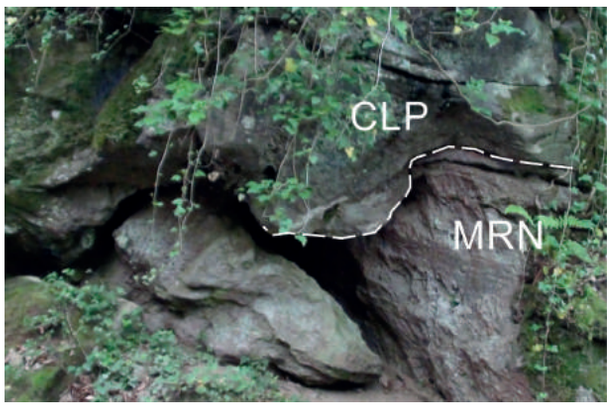



**Figura 4.3** - Contatto discordante tra la Formazione Marroneto (MRN; Subsintema di Bagnólo) e la formazione Castel del Piano (CLP; Subsintema di Montearioso) nei pressi della Sorgente Acqua d'Alto (Arcidosso). – *Unconformable contact between the Marroneto Formation (MRN; Bagnólo Subsynthem) and the Castel del Piano formation (CLP; Montearioso Subsynthem) at the locality Sorgente Acqua d'Alto (Arcidosso).*

Il limite a letto con il substrato sedimentario è quello già descritto della superficie basale del Sintema di Bágnore. Il limite a tetto è con il Subsintema di Montearioso e con il Sintema di Monte Amiata. In particolare, la superficie di inconformità tra il Subsintema di Bagnólo e il Subsintema di Montearioso è visibile nei seguenti affioramenti:

(1) Sulla scarpata naturale tra Tre Case, Villa Pinzuto e Pietralunga, il limite netto, tra lave massive senza depositi di rimaneggiamento intercalati, è rappresentato da una discordanza angolare tra la Formazione Marroneto (Subsintema di Bagnólo) e la Formazione Tre Case (Subsintema di Montearioso).

(2) In località Sorgente Acqua d'Alto il limite è rappresentato da una discordanza angolare tra le lave della Formazione Marroneto (Subsintema di Bagnólo) e le lave della formazione Castel del Piano (Subsintema di Montearioso) (Figura 4.3).

(3) Lungo la parte alta del Fosso dell'Indovina, tra le località Podere S. Antonio e Il Vallone, il limite è rappresentato da una discordanza angolare tra la formazione Piancastagnaio (Subsintema di

Bagnólo) e la Formazione Quaranta (Subsintema di Montearioso).

Il limite a tetto con il Sintema di Monte Amiata è quello descritto come superficie di inconformità sommitale per il Sintema di Bágnore. In particolare, le lave della Formazione Poggio Trauzzolo (Sintema di Monte Amiata) sono sia in contatto per sovrapposizione (lungo il versante NO del duomo esogeno) che in contatto per giustapposizione (lungo i fianchi della *coulée*) con le lave della Formazione Marroneto (Subsintema di Bagnólo).

### *4.1.2 Subsintema di Montearioso*

Il Subsintema di Montearioso affiora principalmente nei settori sud-orientale e nord-occidentale del vulcano (Figura 4.1). Esso comprende la Formazione Tre Case e la Formazione Quaranta, che sono state formalizzate per il saggio di cartografia geologica del versante meridionale del Monte Amiata presentato nel Capitolo 5 di questo Volume, a cui si rimanda per la loro descrizione dettagliata. Inoltre sono state riconosciute altre unità litostratigrafiche informali (Tabella 4.1) rappresentate da estese colate di lava fluenti verso NO (formazione di Castel del Piano) ed E (formazione Poggio dei Frati), e da un duomo lavico esogeno con *coulée* (formazione Poggio Pinzi; Figura 4.4).

Il limite con il Subsintema di Bagnólo è stato già descritto. Nell'area a nord di Castel del Piano, il contatto a letto è direttamente con il substrato sedimentario. Il limite a tetto è quello già descritto tra il Sintema di Bágnore e il Sintema di Monte Amiata.

L'esempio della formazione Poggio Pinzi è di particolare interesse (Figura 4.4). Essa è stata inserita in questo subsintema, nonostante la sua struttura e morfologia vulcanica sia quella di un duomo esogeno e la sua litologia sia quella di una lava con mega-fenocristalli di K-feldspato e inclusi magmatici basici, perché è delimitata a tetto dalla superficie di inconformità rappresentata dall'orizzonte di alterazione saprolitica. Sul lato orientale, l'unità ha contatti laterali di giustapposizione lungo profondi impluvi con unità più recenti appartenenti al Sintema di Monte Amiata (Subsintema della Madonna degli Scout; Formazione Poggio Falco e Formazione Poggio della Pescina). Sui lati nord-occidentale e meridionale, il suo contatto è con le unità del Subsintema di Bagnólo (Formazione Marroneto; Figura 4.3), mentre il fronte della *coulée* è a contatto direttamente con il substrato sedimentario (Figura 4.2).

## *4.2 Sintema di Monte Amiata*

Il Sintema di Monte Amiata affiora principalmente nel settore assiale sommitale del vulcano, con alcune unità che si protendono maggiormente verso NO e SE (Figura 4.1). La superficie di contatto basale è con il Sintema di Bágnore, mentre la superficie a tetto è la superficie topografica. Il limite a letto è già stato descritto per il Sintema di Bágnore.

Il Sintema di Monte Amiata comprende tre subsintemi (Tabella 4.1), dal basso verso l'alto: Subsintema di Valle Gelata, Subsintema della Madonna degli Scout, e Subsintema di Prato della Contessa.

### *4.2.1 Subsintema di Valle Gelata*

Il Subsintema di Valle Gelata affiora principalmente nel settore sommitale sud-orientale del vulcano, con alcune unità che si protendono verso NO, E, e SE (Figura 4.1). La superficie di contatto basale è con il Sintema di Bágnore, mentre quella a tetto è con il Subsintema della Madonna degli Scout o è rappresentata dalla superficie topografica. In nessun caso, le lave di questo subsintema sono interessate dall'alterazione saprolitica.

Al Subsintema di Valle Gelata appartengono le unità litostratigrafiche Formazione Pozzaroni e Formazione Poggio Lombardo (Tabella 4.1), che sono state formalizzate per il saggio di cartografia geologica del versante meridionale del Monte Amiata presentato nel Capitolo 5 di questo Volume, a cui si rimanda per la loro descrizione dettagliata. Nella restante porzione del vulcano sono state riconosciute altre unità litostratigrafiche informali attribuite a questo subsintema, ad esempio le formazioni Coderino e Cantinacce, sul versante orientale, la formazione Leccio, sul versante nord-occidentale, e la formazione Rifugio Amiatino, sul versante settentrionale (Tabella 4.1).

La superficie di inconformità basale è rappresentata non solo dalla superficie di

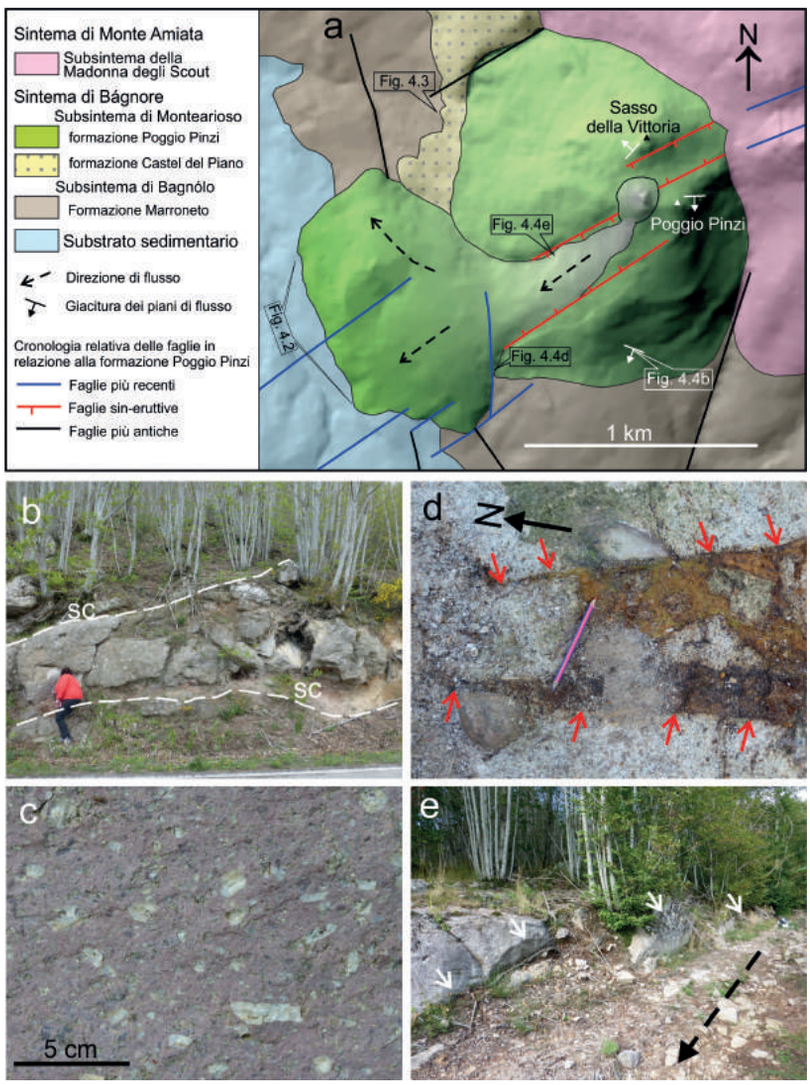



**Figura 4.4** - Esempio nell'area di Poggio Pinzi di applicazione del rilevamento geologico-stratigrafico adottato in questa ricerca per lo studio del vulcano di Monte Amiata. (a) Carta geologica in cui sono integrati i dati litostratigrafici, geomorfologici, strutturali, tettonici e vulcanologici. (b) Le colate di lava separate da livelli autoclastici scoriacei (sc) sul versante meridionale del duomo esogeno della formazione Poggio Pinzi. (c) Dettaglio della litologia delle lave della formazione Poggio Pinzi alla scala del campione a mano. Si possono distinguere mega-fenocristalli di K-feldspato con dimensioni di 2-3 cm. (d) Faglia NNO-SSE che disloca le lave della formazione Poggio Pinzi. L'affioramento è su una superficie sub-orizzontale. Le frecce rosse indicano la zona di faglia con breccia tettonica e mineralizzazioni. La matita punta alle due porzioni di un incluso magmatico basico tagliato e dislocato dalla faglia. (e) Il fianco settentrionale del canale di scorrimento della *coulée* della formazione Poggio Pinzi è delimitato (frecce bianche) da un piano di faglia sin-eruttiva a direzione NE-SO. La freccia nera tratteggiata indica la direzione e il verso di flusso. – *The example, carried out in the Poggio Pinzi area, of the application of the geological-stratigraphic survey adopted in this research for the study of the Monte Amiata volcano. (a) The geological map in which lithostratigraphic, geomorphological, structural, tectonic and volcanological data are integrated. (b) Lava flows separated by autoclastic scoriaceous (sc) layers are shown on the southern slope of the exogenous dome of the Poggio Pinzi formation. (c) Detail of the lithology of the Poggio Pinzi lavas. Mega-phenocrysts (2-3 cm in size) of K-feldspar can be distinguished. (d) A NNO-SSE-trending fault affecting the Poggio Pinzi lavas. The outcrop is on a sub-horizontal surface. Red arrows point to the tectonic breach zone with mineralizations. The pencil points to the two portions of a mafic magmatic enclave cut and dislocated by the fault. (e) The northern side of the flow-channel of the Poggio Pinzi coulée is delimited (white arrows) from a syn-eruptive fault plane, trending NE-SO. The dashed black arrow indicates the flow direction.*

alterazione saprolitica già descritta per il Sintema di Bágnore, ma localmente anche da una superficie di rimodellamento morfo-strutturale dovuta sia a processi esogeni erosivi che a deformazioni tettoniche. In particolare, questo è ben visibile per il limite basale della Formazione Pozzaroni sul versante sinistro della valle del Fosso Fattucchiaio (vedi anche Tavola 5.1). Qui, il margine della colata di lava appartenente alla Formazione Pozzaroni è articolato in alcuni lobi che scendono sul versante fino a quote di 40-90 m inferiori a quelle del fronte principale della colata, con un'inclinazione della stratificazione interna di 25-27°, parallela al versante e discordante rispetto alla giacitura della sottostante Formazione Marroneto (Sintema di Bágnore, Subsintema di Bagnólo). Inoltre la Formazione Marroneto sui due versanti della valle del Fosso Fattucchiaio è dislocata verticalmente di circa 100 m da una faglia con direzione circa N-S. Queste osservazioni suggeriscono che la colata di lava della Formazione Pozzaroni sia fluita lungo i versanti della valle su una superficie con una morfologia uguale all'attuale, risultato della deformazione fragile ed erosione della Formazione Marroneto.

La superficie di inconformità a tetto con il Subsintema della Madonna degli Scout è una superficie di rimodellamento morfo-strutturale che causa contatti di sovrapposizione con discordanze angolari e contatti di giustapposizione su morfologie erose e deformate nelle unità sottostanti.

### *4.2.2 Subsintema della Madonna degli Scout*

Il Subsintema della Madonna degli Scout affiora nelle parti orientale e occidentale del settore assiale sommitale del vulcano, con alcune unità che si protendono verso S (Figura 4.1). La superficie di inconformità basale è con il Subsintema di Valle Gelata, quella a tetto è rappresentata in gran parte dalla superficie topografica o è con il Subsintema di Prato della Contessa. Anche in questo caso, le lave non sono mai interessate dall'alterazione saprolitica.

Al Subsintema della Madonna degli Scout appartengono alcune unità litostratigrafiche che sono state formalizzate per il saggio di cartografia geologica del versante meridionale del Monte Amiata presentato nel Capitolo 5 di questo Volume, a cui si rimanda per la loro descrizione dettagliata. Esse sono: Formazione Poggio della Pescina, Formazione Poggio Falco, Formazione Fonte del Piscinetto, e Formazione Corno di Bellaria inferiore (Tabella 4.1). Altre unità litostratigrafiche informali comprendono alcuni duomi esogeni nell'area sommitale del vulcano (formazione Corno di Bellaria superiore, formazione La Vetta, formazione Rifugio Cantore; Tabella 4.1) che appaiono intensamente tettonizzati.

La superficie di inconformità basale con il Subsintema di Valle Gelata è visibile nelle seguenti località:

(1) Lungo la profonda incisione del Fosso dell'Inferno, tra q. 1080 m e 1360 m s.l.m., la Formazione Fonte del Piscinetto e la Formazione Corno di Bellaria inferiore mostrano un contatto di giustapposizione laterale e di sovrapposizione, con evidente discordanza angolare, con la Formazione Poggio Lombardo (Subsintema di Valle Gelata) (vedi Figura 5.10 nel Capitolo 5 di questo Volume).

(2) La Formazione Poggio Falco ha un contatto per giustapposizione, lungo una profonda incisione valliva, con la Formazione Poggio Lombardo (Subsintema di Valle Gelata).

(3) Lungo la scarpata stradale della SP122 di Quaranta tra il km 1+500 e il km 2+100 è visibile il contatto para-concordante tra le lave biancastre, perlitiche e massive, della Formazione Corno di Bellaria inferiore e le sottostanti lave grigio-rossastre, porfiriche e stratificate, della Formazione Pozzaroni (Subsintema di Valle Gelata). Inoltre, lungo l'incisione della Valle Gelata a monte della stessa SP122, la Formazione Corno di Bellaria inferiore si sovrappone per giustapposizione sulla Formazione Pozzaroni in facies di duomo lavico esogeno.

(4) Lungo la SP81 Vetta dell'Amiata, tra l'incrocio di quota 1324.4 m s.l.m. e il tornante di quota 1365.8, le lave biancastre, perlitiche e porfiriche a fenocristalli di K-feldspato, della formazione Rifugio Amiatino (Subsintema di Valle Gelata) sottostanno al fronte di una colata di lava della formazione Rifugio Cantore. Inoltre, un altro lobo di colata della formazione Rifugio Cantore, fluendo lungo l'incisione del Fosso Rigale, si sovrappone in giustapposizione alla formazione Rifugio Amiatino.

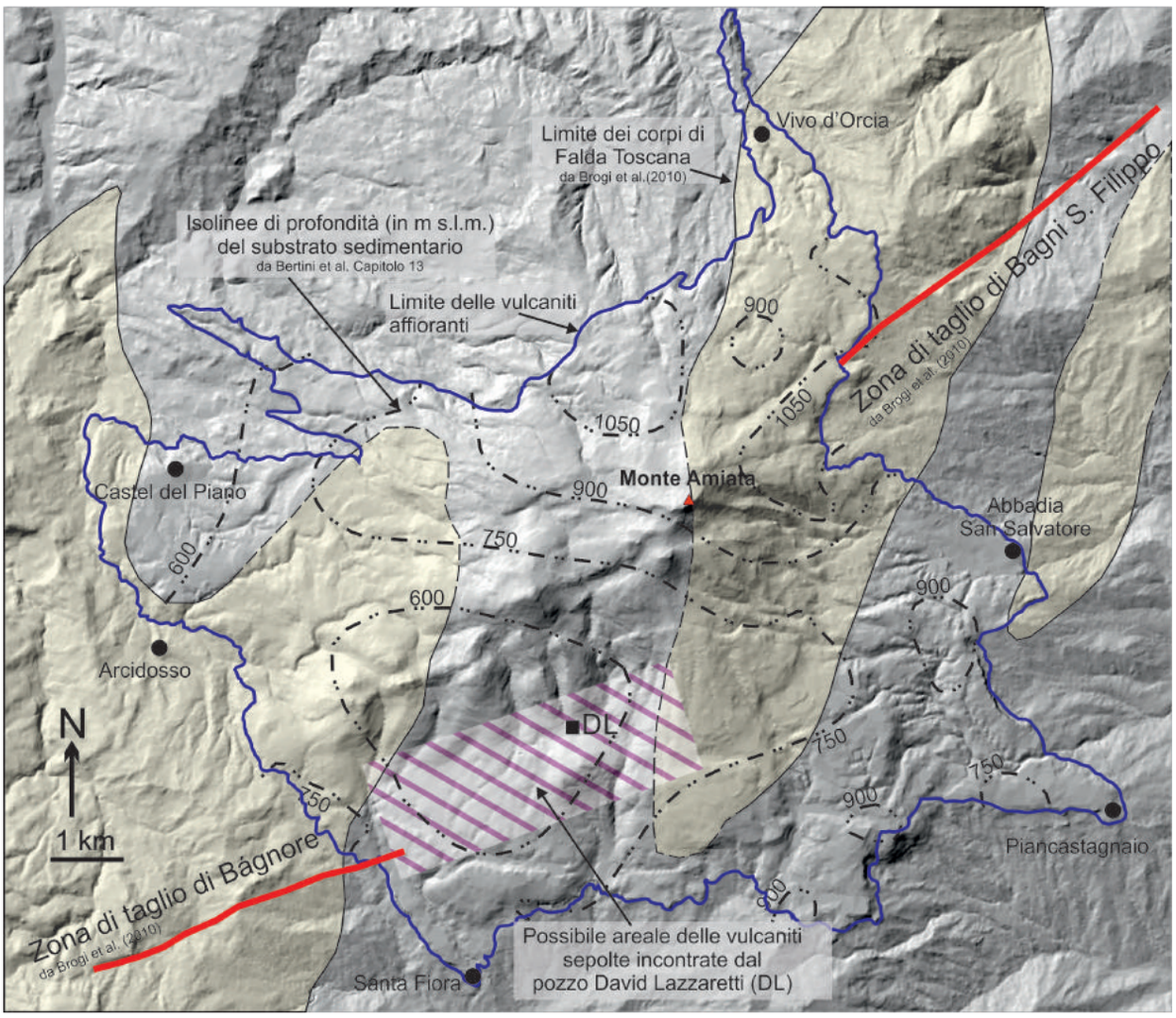



**Figura 4.5** - Ricostruzione dell'areale di messa in posto delle vulcanite sepolte nella porzione sud-occidentale dell'edificio vulcanico e incontrate dal pozzo David Lazzaretti, nel contesto delle strutture geologiche regionali. – *Reconstruction of the emplacement area of the volcanics buried in the south-western portion of the volcanic edifice and encountered by the well David Lazzaretti, in the context of the regional geological structures.*

La superficie di inconformità a tetto con il Subsintema di Prato della Contessa è visibile nelle seguenti località:

(1) Nell'area del Rifugio Cantore, le lave della formazione Rifugio Cantore, deformate da una faglia normale a direzione circa E-O e immersione verso S, sottostanno alle lave indeformate della formazione Pianelle (Subsintema di Prato della Contessa) e sono giustapposte alla più recente colata di lava della formazione Pigellato (Subsintema di Prato della Contessa), lungo il Fosso Rigale.

(2) Nell'area di Prato della Contessa, i fronti delle *coulée* della formazione La Montagnola (Subsintema di Prato della Contessa), indeformati, limitano lateralmente e riempiono una depressione vulcano-tettonica a direzione NE-SO che faglia le lave delle formazioni Corno di Bellaria superiore e La Vetta (Subsintema della Madonna degli Scout).

### *4.2.3 Subsintema di Prato della Contessa*

Il Subsintema di Prato della Contessa è rappresentato da unità disseminate sia nella parte assiale del vulcano che suoi fianchi orientale e meridionale (Figura 4.1). La superficie di inconformità a letto è con il Subsintema della Madonna degli Scout, già descritto. La superficie

di inconformità a tetto è la superficie topografica. Anche in questo caso, le lave non sono mai interessate dall'alterazione saprolitica.

Al Subsintema di Prato della Contessa appartiene la Formazione Poggio Trauzzolo, che è stata formalizzata per il saggio di cartografia geologica del versante meridionale del Monte Amiata presentato nel Capitolo 5 di questo Volume, a cui si rimanda per la loro descrizione dettagliata. Altre unità litostratigrafiche informali (Tabella 4.1) sono rappresentate sia da strette colate canalizzate fuoriuscenti da fessure eruttive sub-sommitali (formazione Ermeta, formazione Macinaie, formazione Pigellato, formazione Podere Cipriana, formazione Fosso La Cocca), che da duomi esogeni con *coulée* dell'area sommitale e sub-sommitale (formazione La Montagnola, formazione Pianello, formazione Cancelle).

## 5 Evoluzione geologica del vulcano di Monte Amiata

I prodotti vulcanici costituiscono la registrazione litologica e morfologica della storia eruttiva di un vulcano. I risultati del rilevamento geologico-stratigrafico qui presentati hanno evidenziato che il vulcano di Monte Amiata è cresciuto durante numerose fasi di attività e mediante la sovrapposizione di prodotti eruttati da numerosi centri eruttivi con cambiamenti e ripetizioni, nello spazio e nel tempo, di stili eruttivi, aree di emissione, e caratteristiche litologiche.

La fase più antica di attività del vulcano di Monte Amiata (Figura 4.5) è rappresentata da lave sepolte nella porzione sud-occidentale dell'edificio e incontrate dal pozzo David Lazzaretti[4]. Queste lave rappresentano facies vulcaniche di duomi esogeni e di colate di lava e hanno caratteristiche petrografiche (ad esempio la presenza di mega-fenocristalli di K-feldspato) simili alle lave più recenti affioranti. Inoltre, l'occorrenza di queste rocce vulcaniche sepolte coincide grossomodo con la posizione della depressione morfologica ricostruita nella superficie del tetto del substrato sedimentario sottostante l'edificio vulcanico[5]. Queste osservazioni suggeriscono che l'attività vulcanica di questa prima fase sia stata molto simile a quella più recente del vulcano e che la localizzazione dei suoi centri eruttivi sia stata fortemente condizionata dall'assetto tettonico regionale del settore sud-occidentale del vulcano dove è presente la Zona di taglio transtensiva di Bágnore a direzione NE-SO[6].

I primi prodotti vulcanici affioranti indicano la messa in posto di grandi e lunghe colate di lava molto porfirica con massa di fondo vetrosa a tessitura perlitica (Sintema di Bágnore; Subsintema di Bagnólo), che si sono espanse soprattutto sui versanti nord-occidentale e sud-orientale del vulcano (Figura 4.6a). Esse raggiungono distanze almeno di 6-7 km dal probabile centro di emissione, con spessori medi di 20-30 m. Gli aspetti strutturali e tessiturali delle lave indicano flussi provenienti dalla zona centrale del vulcano, in quella che diventerà la zona assiale di alimentazione di tutte le fasi successive[7], con uno spostamento dell'area sorgente verso nord-ovest rispetto alle lave sepolte della fase più antica.

All'interno della stessa fase di attività, si assiste nel tempo ad un cambio della tipologia eruttiva delle singole colate di lava, che sono meno estese e più sottili, ma anche più numerose. Esse formano una sequenza stratificata di lave anastomizzate tra loro a formare una coltre quasi continua sul versante meridionale (Formazione Marroneto; Figura 4.6b).

La seconda fase di attività individuata nei prodotti del Sintema di Bágnore (Subsintema di Montearioso) è caratterizzata dell'effusione di singole grandi colate di lava vetrosa molto porfirica con massa di fondo a tessitura perlitica, emesse da centri eruttivi concentrati alle due estremità nord-orientale e sud-occidentale di un probabile *graben* vulcano-tettonico apicale (Figura 4.6c). Tra di esse è la colata della Formazione Quaranta, che mostra una larghezza di 1.5-2 km ed è fluita verso sud per circa 6 km dal probabile centro di emissione, e la colata della formazione Castel del Piano fluita verso nord-ovest. In tutte queste colate sono ben

[4] Vedi Capitolo 10
[5] Vedi Capitolo 13
[6] Vedi Capitolo 2
[7] Vedi Capitolo 6

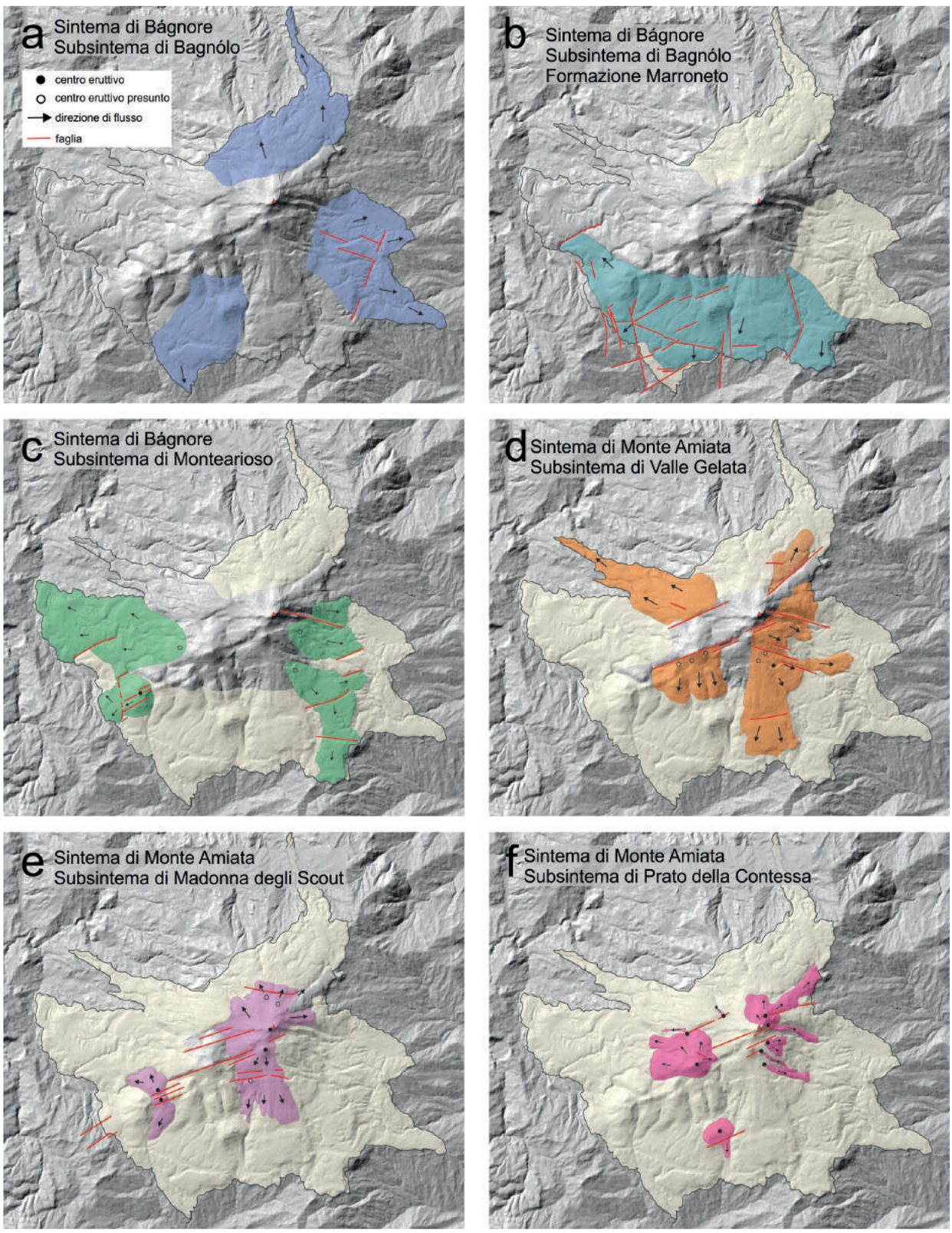



**Figura 4.6** - Ricostruzione schematica dell'evoluzione geologica del vulcano di Monte Amiata. Per la descrizione dettagliata si veda il testo. – *Schematic reconstruction of the geological evolution of the Monte Amiata volcano. For the detailed description, see the text.*

evidenti strutture rilevate ad ogiva (*pressure ridge*) sulla superficie. A questa fase appartiene anche il duomo esogeno con *coulée* della formazione Poggio Pinzi, localizzato proprio sulla terminazione SO del supposto *graben* vulcano-tettonico apicale.

Tutte le lave emesse nelle precedenti fasi di attività e appartenenti al Sintema di Bágnore sono indistintamente interessate a tetto da una alterazione in-situ saprolitica, i cui effetti variano da una roccia fratturata e con alterazione sferoidale, a roccia con scarsa consistenza litoide ma con conservazione della tessitura originaria, a roccia incoerente costituita da una prevalente frazione sabbiosa, fino ad accumuli di blocchi residuali. Questa tipologia di alterazione è tipica di rocce ignee cristalline a composizione acida (rocce intrusive granitoidi e vulcaniche riolitico-trachitiche), è favorita da rilievi topografici moderati come quelli formati dagli estesi *plateau* lavici che caratterizzano le colate delle fasi precedenti, ed è indicativa di condizioni climatiche temperate calde e relativamente umide e di relativa stabilità tettonica e morfogenetica.

Successivamente alla stasi eruttiva marcata dalla alterazione saprolitica in-situ, la ripresa dell'attività effusiva, corrispondente al Sintema di Monte Amiata, ha determinato la messa in posto di colate di lava, alcune delle quali ancora con massa di fondo vetrosa a tessitura perlitica, e di duomi lavici esogeni, frequentemente associati a *coulée* (Subsintema di Valle Gelata; Figura 4.6d). Le colate di lava di questa fase raggiungono distanze medie di 1.5-2 km e massime di circa 4 km (Formazione Pozzaroni e formazione Coderino) e 6 km (formazione Leccio) dai probabili centri di emissione, con spessori di 10-40 m. I centri di emissione delle lave sono distribuiti lungo tutta la lunghezza della struttura di alimentazione che anche in questo caso può essere interpretata come un *graben* vulcano-tettonico assiale.

Nella fase successiva (Subsintema della Madonna degli Scout) l'attività è nuovamente concentrata alle due estremità del *graben* assiale, con i duomi esogeni e relative *coulée* delle Formazioni di Poggio della Pescina e Poggio Falco all'estremità sud-occidentale, e i duomi esogeni e relative *coulée* della Formazione Corno di Bellaria e della formazione La Vetta, nella parte centrale e nord-orientale della struttura di alimentazione (Figura 4.6e).

Nell'ultima fase (Subsintema di Prato della Contessa), l'attività vulcanica si riduce ulteriormente di volume e di estensione areale (Figura 4.6f). Essa è caratterizzata dalla formazione di duomi esogeni, come quelli de La Montagnola e Pianello, intercalati all'emissione di piccole colate laviche dalle fratture eruttive del *graben* sommitale. Le colate di lava sono incanalate nelle incisioni vallive che solcano gli alti versanti del vulcano. Tra di esse vi sono anche le colate di lava a composizione più basica (formazioni Ermeta e delle Macinaie) evidenziate dagli Autori precedenti. A questa fase è stato assegnato anche il duomo esogeno e relativa *coulée* del Poggio Trauzzolo.

## 6 Conclusioni

La metodologia con applicazione rigorosa dei criteri stratigrafici ha dimostrato ancora una volta di essere uno strumento imprescindibile per lo studio e la ricostruzione della storia di un vulcano.

La nostra ricerca geologica di dettaglio ha reso possibile la ricostruzione di una stratigrafia solida sulla base di elementi oggettivi, dei quali si è cercato di dare ragione in questo Capitolo e nel Capitolo 5 (per la porzione meridionale del vulcano) descrivendo i depositi, le loro relazioni, e condividendo i siti di affioramento dove queste caratteristiche e queste relazioni sono meglio visibili sul terreno.

Alcuni risultati sono apparentemente coincidenti con i dati di letteratura. Ad esempio, la suddivisione dei prodotti vulcanici, e conseguentemente della storia eruttiva, in due grandi gruppi di unità (Sintemi) che corrispondono a grandi linee alle due fasi principali di attività adottate dagli Autori precedenti (Complesso trachidacitico basale e Complesso dei duomi e colate di lava). La differenza di metodo e di risultato della stratigrafia da noi proposta risiede nel fatto che i nostri due raggruppamenti (Sintemi) sono stati definiti su oggettive basi geologiche e stratigrafiche, ed è stato dato un significato alle superfici di separazione tra le varie unità sintematiche della sequenza stratigrafica ricostruita. Inoltre, queste superfici di inconformità trascendono la stratigrafia del vulcanico ed attuano la connessione fra il Monte

Amiata e gli eventi geologici regionali (ad esempio fasi deformative tettoniche, eventi climatici) avvenuti contemporaneamente all'attività eruttiva del Monte Amiata e nei circa 300.000 anni che le hanno fatto seguito.

All'interno delle due unità principali riconosciute (il Sintema di Bágnore ed il Sintema di Monte Amiata), è stata operata una suddivisione in subsintemi ed in litosomi, che dettaglia ulteriormente la storia eruttiva del vulcano, e che evidenza un'altra differenza di metodo e di risultato rispetto a quanto finora espresso in letteratura. Infatti, le varie unità sono state identificate sulla base di dati stratigrafici, della loro morfologia primaria e facies vulcanica, delle caratteristiche petro-chimiche e tessiturali, e delle loro relazioni geometriche. Tra i principali risultati del nostro studio, che superano l'apparente uniformità litologica e di stile eruttivo dei prodotti vulcanici del Monte Amiata e le suddivisioni puramente su base morfologica dei litosomi invocate nel passato, è da annoverare l'osservazione che le varie unità che compongono il vulcano di Monte Amaita sono diverse e diversificabili già sul terreno.

Anzitutto, è stata individuata già nel rilevamento geologico, ancora prima che attraverso l'accurato studio petrografico e mineralogico di laboratorio, l'esistenza di diverse famiglie di rocce, aventi caratteristiche di colore, tessitura, struttura e mineralogia anche molto diverse l'una dall'altra e riconoscibili alla scala dell'affioramento e del campione a mano. Le relazioni geometriche e i contatti stratigrafici riconosciuti sul terreno tra questi litotipi diversi hanno aiutato il lavoro di ricostruzione della sequenza stratigrafica del vulcano di Monte Amiata.

Inoltre, è stato possibile verificare che gli stili eruttivi dell'attività del Monte Amiata si ripetono. Così la costruzione di duomi lavici esogeni non è esclusiva, anche se prevalente, del Sintema di Monte Amiata, e le grandi colate di lava a tessitura vetrosa perlitica non sono esclusive, anche se prevalenti, del Sintema di Bágnore. In particolare, i duomi lavici esogeni sono stati riconosciuti anche nella porzione più antica della sequenza stratigrafica subaerea, ma soprattutto nelle unità sepolte sotto la porzione sud-occidentale dell'edificio vulcanico e attraversate dal pozzo David Lazzaretti. Quindi la suddivisione in due grandi periodi di attività, uno più antico di grandi colate e l'altro più recente di duomi sommitali, è fittizia e riflette il retaggio concettuale proprio di un'altra epoca della stratigrafia e cartografia geologica del vulcanico, fortemente influenzato dalle analisi litologiche e petro-chimiche, a scapito delle analisi stratigrafiche e di un rilevamento geologico accurato.

Infine, è stato riconosciuto che le piccole colate laviche a composizione più basica, ritenute in passato il prodotto di un evento finale isolato dell'attività del vulcano di Monte Amiata, sono in numero maggiore di quelle classicamente descritte e sono intercalate nella sequenza stratigrafica, quindi contemporanee alla fase dell'evoluzione dei duomi finali sommitali.

In sintesi, l'uso del metodo stratigrafico sintematico ha permesso di identificare le fasi principali di attività del vulcano di Monte Amiata e di attuare quella sintesi stratigrafica fra la storia evolutiva del vulcano e la storia geologica della regione in cui si trova, che mancavano in letteratura.

## Opere citate

Brogi A., Liotta D., Meccheri M. e Fabbrini L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: The Middle Pleistocene Monte Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). Terra Nova, 22, 137–146.

Conticelli S., Costantini A., Marroni M., Moratti G. et al. (2015) Geological map of the Monte Amiata region (Southern Tuscany, Italy). Scala 1:50.000. Ital. J. Geosci., 134, tavola fuori testo.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41–56.

Jacobacci et al. (1965) Foglio 129 S. Fiora. Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. 2° edizione. Servizio Geologico d'Italia.

Jacobacci A., Martelli G. e Nappi G. (1967) Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 129 S. Fiora. Servizio Geologico d'Italia, pp. 61.

Marroni M., Pandeli E., Pandolfi L. e Catanzariti R. (2015) Updated picture of the Ligurian and sub-Ligurian units in the Monte Amiata area (Tuscany, Italy): elements for their correlation in the framework of the Northern Apennines. Ital. J. Geosci., 134, 200-218.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., 70, 355-429.

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The sub-Ligurian and Ligurian units of the Monte Amiata geothermal Region (south-eastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data and insight into their relationships with the Tuscan Nappe. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n.3, 55-71.

Salvador A. (Ed.) (1994) International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Geological Society of America, 2° Edition, pp. 214.

Servizio Geologico Nazionale (1992) Carta Geologica d'Italia- 1:50.000. Guida al rilevamento. Quaderni, serie III, 1, Roma, pp.204.

Targioni Tozzetti G. (1776-1777) Relazione del viaggio fatto l'Anno 1733, dal dì 23. Maggio, fino a' 21. Giugno, per diversi luoghi dello Stato Senese, dal celebre Bottanico Pier'Antonio Micheli e dal Signor Dottore. Gio. Battista Mannaioni, distesa dal medesimo Micheli, con alcune annotazioni di Giovanni Targioni Tozzetti suo scolare. In: Relazioni d'alcuni Viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali e gli antichi monumenti di essa. 2°edizione, in XII tomi, Gaetano Cambiagi Stampatore Granducale, Firenze.

**Scheda di approfondimento 4.1 - Le Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU)**

Il Sintema è l'unità di base della suddivisione in Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU; Salvador, 1987, 1994). Un'unità a limiti inconformi è definita, all'interno di una data successione stratigrafica, come un corpo roccioso limitato a tetto ed a letto da specifiche, significative e dimostrabili superfici di discontinuità. Queste superfici possono essere inconformità angolari, disconformità, ecc. …, e preferibilmente devono avere estensione regionale o inter-regionale (Salvador, 1987). Se è utile, un Sintema può essere suddiviso in due o più Subsintemi, così come due o più sintemi possono essere combinati in un Super-Sintema (Salvador, 1987).

In questo contesto una inconformità è definita come una superficie di erosione e/o di non-deposizione fra due corpi rocciosi, che sta a rappresentare uno *hiatus* significativo o una lacuna nella successione stratigrafica, causata da una interruzione di sedimentazione che sia durata per un considerevole intervallo di tempo (Salvador, 1987). Per avere un valore nella pratica cartografica queste superfici devono essere direttamente osservabili sul terreno (Bonomo e Ricci, 2010). Il rango di una inconformità dipende dalla sua estensione geografica, dalla durata dello *hiatus* ad essa associato, oppure dalla sua importanza vulcano-strutturale.

Rispetto ad altri tipi di unità geologiche utilizzati nella cartografia del vulcanico (per esempio le unità litologiche o le unità eruttive), l'uso delle UBSU si propone come un più chiaro e più pragmatico approccio stratigrafico, che permette di ottenere una interpretazione più lucida e informativa della intera storia geologica all'interno della quale si trova l'area vulcanica da cartografare (Salvador, 1987). L'uso delle inconformità è difatti un modo obbiettivo di sintetizzare l'evoluzione di un vulcano e di distinguerne le principali tappe evolutive, sulla base di dati di terreno oggettivi e riscontrabili. Inoltre in questo modo gli eventi geologici (nel senso di non vulcanici) che si verificano all'interno od ai limiti di una data area vulcanica entrano a fare parte della storia evolutiva di un vulcano, invece che esserne completamente avulsi.

Nelle aree vulcaniche il formarsi di inconformità può essere dovuto ad un certo numero di fattori, quali possono essere un periodo di stasi dell'attività vulcanica, una fase erosiva, lo spostamento della sorgente/area di alimentazione, un improvviso cambio di stile eruttivo, oppure un evento tettonico o vulcano-tettonico come la formazione di una caldera o un collasso di settore.

D'altro canto l'applicazione del concetto di unità a limiti inconformi alle aree vulcaniche deve fronteggiare problemi come i corti intervalli di tempo che spesso intercorrono fra vari eventi vulcanici e la piccola dimensione areale di alcuni centri vulcanici rispetto al quadro geologico regionale in cui essi si trovano.

Bonomo R. e Ricci V. (2010) Application of the Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU) to the geological survey of the volcanic island Ustica (Italy). Geological Society of America, Special Paper, 464, 51–61.

Salvador A. (Chairman) e International sub-commission on Stratigraphic Classification (1987) Unconformity bounded stratigraphic units. Geological Society of America Bulletin, 98, 232–237.

Salvador A. (Ed.) (1994) International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Geological Society of America, 2° edition, pp. 214.

# 5. Note alla carta geologica del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata

*Description of the geological map of the southern sector of Monte Amiata volcano*

Luigina Vezzoli[1,2], Claudia Principe[2], Sonia La Felice[2], Enrico Pandeli[3,2], Federico Marini[3], Riccardo Giusti[3]

*1. Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, Via Valleggio 11, 22100 Como*

*2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*3. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

Correspondig author luigina.vezzoli@gmail.com

*Abstract*

*In the framework of the research project on the Monte Amiata volcano funded by the Regione Toscana, a detailed geological map of the southern sector of the volcano was produced as a test for applying stratigraphic and volcano-geology methodologies to geological mapping of a quaternary volcanic area. The geological field analysis involved all aspects of the volcanic rocks of Monte Amiata: lithological, petrographic, structural, geometric and morphological. The pre-volcanic sedimentary substrate includes the Ophiolitic Unit and the Santa Fiora Unit of the Ligurian Domain. For the cartography of volcanic units, the lithostratigraphic units (Formations) were grouped into UBSU units (Synthem and Subsynthem). Eleven Formations, included in two Synthems and five Subsynthemes, have been described and formally defined.*

*The proposed geological map differs from the previous ones, which were characterized by only two omni-comprehensive great units, for the extreme detail in the survey, in the unit description and in the petrographic characterization. The stratigraphic framework reconstructed in this work, thanks to the accurate geological field survey, has made it possible to accurately define the nature of the various volcanic bodies (lava flow, lava dome, coulée), according to their lithological and outcrop characteristics, and to place them in their proper position within the geologic evolution of the volcano.*

*Finally, despite the apparent homogeneity of mineralogical and chemical composition of Monte Amiata vulcanics, invoked in the previous literature as an obstacle to a clear geological and volcanological interpretation of the volcano, we have shown that each identified and mapped stratigraphic unit has petrographic peculiarities that allow differentiation and recognition it, as well as a set of distinguishable lithological and depositional characters.*

## 1 Introduzione

Nell'ambito del Progetto di Ricerca sul vulcano di Monte Amiata finanziato dalla Regione Toscana è stata prodotta una carta geologica di dettaglio come saggio di applicazione di metodologie stratigrafiche e di vulcano-geologia alla cartografia geologica di un'area vulcanica quaternaria. Il settore meridionale del vulcano compreso in questa carta geologica rappresenta una delle aree più importanti per la comprensione della stratigrafia, della struttura, e dell'evoluzione vulcanologica e magmatica del vulcano di Monte Amiata. Inoltre, i dati del sondaggio del pozzo David Lazzaretti[1] (La Felice et al., 2014) permettono di correlare le informazioni ottenute dal rilevamento geologico di

[1] Vedi Capitolo 10

superficie di quest'area con quelle del sottosuolo.

Il rilevamento geologico di un vulcano è un lavoro di analisi complesso e diverso da altri ambiti geologici, a causa delle peculiari caratteristiche genetiche e strutturali delle rocce vulcaniche. Nel nostro caso, l'analisi di terreno è stata resa ancora più complessa dalla scarsa dissezione naturale dell'edificio vulcanico causata dalla sua età relativamente recente, dall'estesa copertura vegetale, e dal particolare tipo di attività vulcanica caratterizzata esclusivamente da effusioni laviche acide[2].

Il risultato che presentiamo deriva da uno sforzo di analisi geologica di terreno che ha visto coinvolti tutti gli aspetti delle rocce vulcaniche del Monte Amiata: litologici, petrografici, strutturali, geometrici e morfologici. La nuova cartografia prodotta si basa così su dati oggettivi e riproducibili, come le superfici di inconformità ed i rapporti stratigrafici visibili sul terreno.

Nella Carta geologica del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata (Tavola 5.1) sono cartografate 11 Formazioni che sono rappresentative di tutte le Unità a Limiti Inconformi (Sintemi e Subsintemi; UBSU; Salvador, 1994) distinte nella stratigrafia dell'intero vulcano[3].

Il numero e la gerarchia delle unità cartografate nella nuova carta che qui si propone evidenziano il suo maggiore dettaglio rispetto alle carte ad oggi disponibili in letteratura (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015). Inoltre, l'utilizzo delle UBSU, anche su di una cartografia non completa come questa, ha portato l'immediato vantaggio di una più chiara gerarchizzazione delle unità, che supera la semplice cartografia per litosomi, basata sulle forme morfologiche dei duomi e delle colate, che è presente in letteratura.

## 2 Metodologia di lavoro

L'area del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata rappresentata nella carta geologica di Tavola 5.1 è delimitata a sud dal limite tra vulcaniti e substrato sedimentario, a est e a ovest dai meridiani che passano rispettivamente vicino all'abitato di Tre Case (comune di Piancastagnaio) e a quello di Bágnore (comune di Santa Fiora); a nord la carta termina poco a sud de La Montagnola e del Corno di Bellaria. Altimetricamente, il versante coperto dalla carta geologica è compreso tra le quote di circa 600 m s.l.m. a sud e 1100 m s.l.m. a nord. Esso corrisponde a 33,5 km$^2$ dell'intero areale del vulcano che assomma a circa 90-85 km$^2$.

Il rilevamento originale è stato svolto alla scala 1:10.000 sulla base topografica delle sezioni della Carta Tecnica della Regione Toscana. La carta è stata ridisegnata su un supporto comprendente anche il Modello ombreggiato del terreno predisposto dalla Regione Toscana. Nella carta sono rappresentati gli affioramenti effettivamente rilevati con un colore più saturo e l'areale interpretato delle singole unità con lo stesso colore più tenue. Il rilevamento del substrato sedimentario è stato svolto da Enrico Pandeli, Federico Marini e Riccardo Giusti. Il rilevamento delle vulcaniti del Monte Amiata è stato svolto da Claudia Principe, Luigina Vezzoli e Sonia La Felice.

La cartografia della Carta geologica proposta in Tavola 5.1 ha utilizzato gli stessi criteri stratigrafici applicati allo studio geologico dell'intero vulcano e descritti nel capitolo precedente[4]. In particolare, per la cartografia delle unità vulcaniche sono state utilizzate le unità litostratigrafiche, raggruppate in Unità a Limiti Inconformi (UBSU; Salvador, 1994) (Tabella 5.1).

I criteri utilizzati per distinguere le unità litostratigrafiche sono stati litologici, stratigrafici, petrografici, geometrici e geomorfologici. I criteri litologici hanno compreso la distinzione a scala macroscopica delle differenze nell'abbondanza e dimensione di fenocristalli e microcristalli, della composizione e tessitura della massa di fondo, della tessitura e struttura della lava a scala del campione e dell'affioramento. I criteri geometrici e geomorfologici hanno compreso la misura delle giaciture delle stratificazioni di flusso di colate di lava e duomi esogeni e delle superfici di contatto tra le unità distinte, la geometria dei corpi lavici, e la loro morfologia primaria ancora

2 Vedi Capitolo 9
3 Vedi Capitolo 4
4 Vedi Capitolo 4

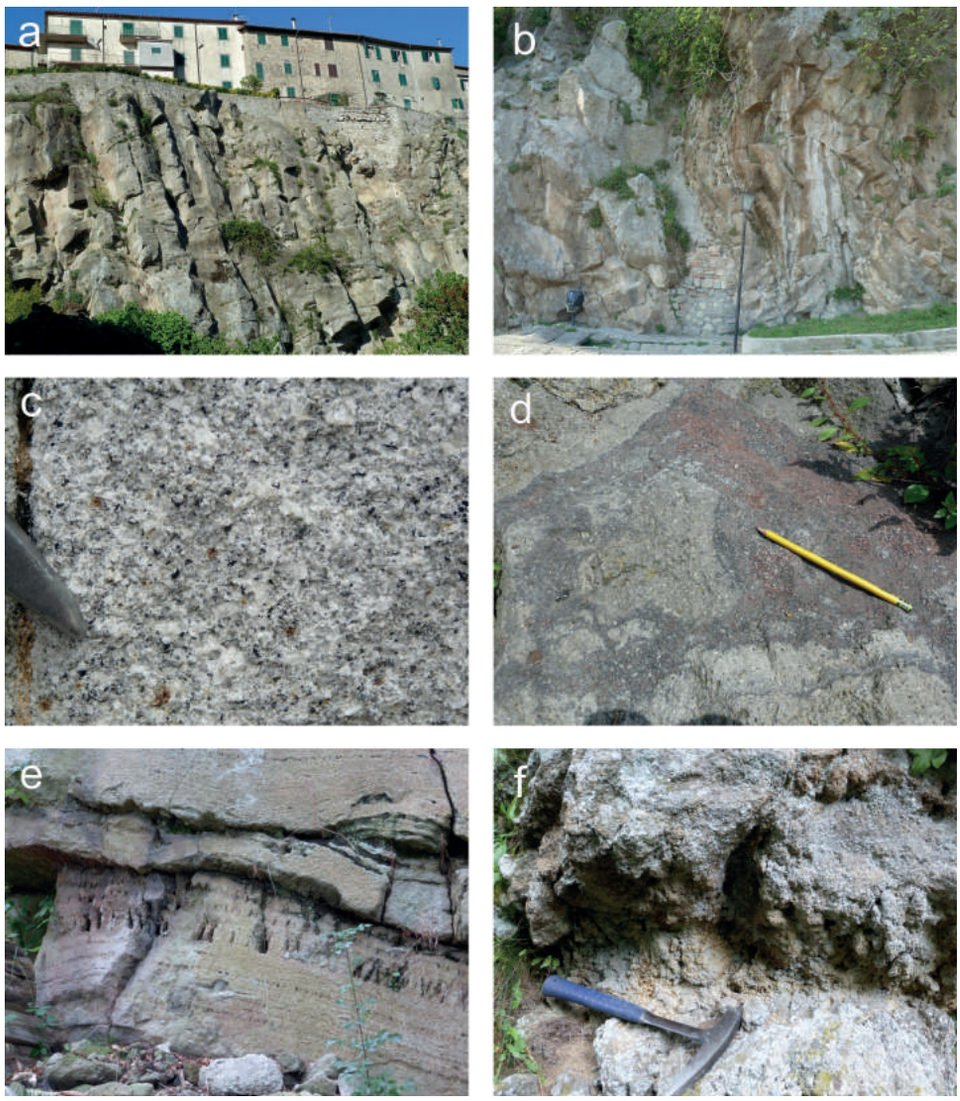



**Figura 5.1** - La Formazione Sorgente del Fiora. (a) Panorama della parete di lava lungo la Via della Peschiera a Santa Fiora. Si notano sia le stratificazioni piano-parallele che la fessurazione colonnare. Mentre la stratificazione interna è inclinata di 10-20° verso NO, le colonne di raffreddamento sono inclinate di circa 15° verso SE. (b) Sul fronte della colata di lava (Via Carolina, Santa Fiora) le stratificazioni interne della lava mostrano giaciture sub-verticali e contorte. (c) Dettaglio della lava alla scala del campione a mano. Si nota la tessitura omogenea equi-granulare di cristalli di sanidino e biotite in una massa di fondo vetrosa. (d) Tessitura di *mingling* tra la facies lavica tipica grigio chiara con vetro perlitico e una facies lavica nera e rossa con vetro denso, visibile nella parte alta della colata di lava lungo la Via della Peschiera a Santa Fiora. (e) Particolare della tessitura della lava nelle zone con stratificazione. Si notano letti di vescicole con forma cilindrica allungate verticalmente e sottili laminazioni piano-parallele all'interno degli strati. Affioramento del Podere Fantozzino. (f) Interstrato di auto-breccia scoriacea tra banchi di lava massiva. Affioramento del Podere Fantozzino – *Sorgente del Fiora Formation. (a) Panorama of lava wall along the Via della Peschiera in Santa Fiora. Both piano-parallel stratifications and columnar jointing are noticed. While the internal layering is 10-20° inclined towards NW, the cooling columns are inclined about 15° to SE. (b) On the front of the lava flow (Via Carolina, Santa Fiora), the inner lava layering shows sub-vertical and twisted attitude. (c) Detail of the lava on macroscopic scale. The equigranular homogeneous texture of sanidine and biotite crystals in a glassy geoundmass is shown. (d) Mingling between typical lava lithofacies with withish perlitic glassy groundmass and a lava lithofacies with dense black and red glass, outcrop in the upper part of the lava flow along the Via della Peschiera in Santa Fiora. (e) Detail of texture of the stratified lava lithofacies. There are beds of vertically elongated cylindrical vesicles and thin piano-parallel laminations inside the layers. Podere Fantozzino's outcrop. (f) Scoriaceous auto-breccia between massive lava banks. Podere Fantozzino's outcrop.*

| Sintema | Subsintema | Formazione |
|---|---|---|
| di Monte Amiata | di Prato della Contessa | Poggio Trauzzolo (PTZ) |
| | della Madonna degli Scout | Poggio Falco (PFL)<br>Poggio della Pescina (PPS)<br>Corno di Bellaria inferiore (CBI)<br>Fonte del Piscinetto (PSC) |
| | di Valle Gelata | Poggio Lombardo (PLB)<br>Pozzaroni (PZZ) |
| di Bágnore | di Montearioso | Quaranta (QRT)<br>Tre Case (TRC) |
| | di Bagnólo | Marroneto (MRN)<br>Sorgente del Fiora (SFR) |

**Tabella 5.1 -** Sinopsi delle unità stratigrafiche cartografate nella carta geologica del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata. – *Sinopsys of the stratigraphic units mapped in the Geological map of the southern sector of Monte Amiata volcano.*

discernibile. Per la definizione della nomenclatura petro-chimica delle lave sono stati utilizzati sia il diagramma classificativo TAS (*Total Alkali Silica*) che il calcolo del quarzo (qz) normativo, su dati di analisi originali e di letteratura[5]. Nel diagramma TAS tutti i campioni ricadono nel campo delle trachiti; sono stati definite trachidaciti le lave con qz normativo >20. E' da notare comunque che anche le lave definite trachiti hanno un valore di qz normativo di 18-19, molto vicino al limite (vedi discussione nel Capitolo 7). Tutte le osservazioni sono state inquadrate in uno schema stratigrafico in cui si è posta particolare cura nell'identificare e caratterizzare i contatti tra le unità distinte.

La definizione e descrizione delle Unità a Limiti Inconformi hanno seguito i criteri raccomandati da Salvador (1994). La descrizione delle unità litostratigrafiche ha seguito la procedura dettata dal Codice di Nomenclatura Stratigrafica (Salvador, 1994) al fine di definire delle unità formali. Il rango che è stato scelto per definire le unità litostratigrafiche distinte e cartografate è stato quello della Formazione. Ad ogni Formazione è stato attribuito un Nome composto dal rango stratigrafico e dal toponimo dell'areale di affioramento più significativo. All'interno di nessuna delle Formazioni sono state distinte unità di rango inferiore. La descrizione di ciascuna Formazione comprende:

- la distribuzione areale, la sezione tipo e gli affioramenti tipici, lo spessore e sue variazioni;
- i caratteri litologici macroscopici di terreno (composizione mineralogica, tessitura, colore, litotipi particolari) e le strutture dei litosomi (spessore e geometria, strutture interne, direzioni di flusso, superfici di discontinuità);
- i caratteri litologici analizzati in laboratorio (petrografici, geochimici, mineralogici)[6]; in Tabella 5.2 sono indicati i colori del campione a mano e una sintesi dei caratteri petrografici microscopici delle Formazioni cartografate.
- i rapporti stratigrafici con le unità sopra- e sottostanti (natura del contatto, criteri utilizzati per fissarlo, affioramenti di osservazione);
- l'interpretazione vulcanologica sulle modalità di messa in posto.

## 3 Descrizione delle unità cartografate

La carta geologica del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata (Tavola 5.1) comprende

5 Vedi Capitolo 7
6 Vedi Capitolo 7

| | | Osservazioni al microscopio | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Fm.** | **Colore*** | **Tessitura** | **Caratteristiche pasta di fondo** | **Paragenesi mineralogica** | **Caratteristiche dei minerali** | **Inclusi/xenoliti** |
| Fm. Sorgente del Fiora | Light gray N7, yellowish gray 5Y 8/1, medium gray N5 | Porfirica tendente a glomero-porfirica | Vetrosa con fratturazione perlitica a bande chiare e scure (più cristallizzate), con abbondanti microliti (principalmente fasi feldspatiche e pirosseni); strutture fluidali del vetro e presenza di vescicole schiacciate e allineate. | K-fs, plg, opx, bt, rari cpx; abbondanti glomerofiri di plg+opx+bt (i K-fs raramente sono presenti in questi aggregati). | I **K-feldspati** presentano la classica geminazione Carlsbad, i cristalli sono rotti e mostrano bordi arrotondati e lobati. I **plagioclasi** sono quasi sempre glomerofirici e mostrano zonature complesse. I nuclei, spesso riassorbiti, hanno tessiture a setaccio (*sieve texture*) e zonature a chiazze (*patchy zoning*). I bordi presentano zonature oscillatorie. Contengono spesso inclusioni fluide, di vetro e di minerali (ad es. biotiti, ortopirosseni, ossidi di Fe e Ti). Alcuni cristalli mostrano zone di alterazione preferenziale delle porzioni più ricche in Calcio testimoniate dalla presenza di alluminosilicati. Le **biotiti** sono spesso ossidate (opacizzate), i cristalli sono piegati e a volte rotti. Gli **ortopirosseni** includono apatiti e ossidi e sono prevalenti rispetto ai **clinopirosseni** che sono rari. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, pirosseni essoluti e biotiti; microxenoliti metasedimentari. |
| Fm. Marroneto | Pinkish gray 5YR 8/1, yellowish gray 5Y 8/1, yellowish gray 5Y 7/2, brownish gray 5YR 4/1, graysh black N2 | Porfirica (con rari glomerofiri) | Vetrosa con fratturazione perlitica, a bande chiare e scure con pochi microliti che si allineano secondo strutture fluidali. A volte sono presenti sparsi centri di devetrificazione di tipo sferulitico, altre volte è quasi totalmente sferulitica. Localmente è molto vescicolata. | K-fs, abbondante plg, bt, opx, cpx rari, qualche glomerofiro di plg+opx+bt. | I **K-feldspati** sono rotti e mostrano bordi arrotondati e lobati. Qualche cristallo include ortopirosseni, plagioclasi e biotiti con tessitura pecilitica. I **plagioclasi** sono abbondanti e spesso formano dei cluster. Mostrano zonature complesse. I nuclei, spesso riassorbiti, hanno tessiture a setaccio e zonature a chiazze. I bordi presentano zonature oscillatorie. Contengono spesso inclusioni fluide, di vetro e di minerali (ad es. biotiti, ortopirosseni, ossidi di Fe e Ti). Alcuni cristalli mostrano zone di alterazione preferenziale con presenza di alluminosilicati. Le **biotiti**, abbondanti in microfenocristalli (500-700 µm), sono spesso opacizzate, piegate e rotte. Alcune inglobano plagioclasi e hanno dei vuoti subcircolari e contengono inclusioni di minerali accessori. Anche gli **ortopirosseni** sono prevalentemente microfeno e presentano orli opacizzati e a volte arrotondati e lobati. I **clinopirosseni** sono molto rari. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, ortopirosseni e biotiti; |
| Fm. Tre Case | Light brownish gray 5YR 6/1 | Alta porfiricità, equigranulare, grana media | Quasi totalmente devetrificata, si presenta completamente ricristallizzata con tessitura petroselciosa (o microfelsitica), le sferuliti sono molto piccole e costituite da fasi quarzo-feldspatiche + femici; localmente sono presenti porzioni residue di vetro più chiaro con tessitura perlitica. | K-fs, plg, abbondanti opx, bt, cpx rari, qualche glomerofiro di plg+opx+bt. | I **K-feldspati** sono rotti e mostrano bordi arrotondati e lobati. I **plagioclasi** mostrano zonature complesse: nuclei con tessiture a setaccio e zonature a chiazze e bordi con zonature oscillatorie. Contengono inclusioni fluide, di vetro e di minerali (ad es. biotiti, ortopirosseni, ossidi di Fe e Ti). I cristalli mostrano zone di alterazione preferenziale con presenza di alluminosilicati. I fenocristalli di **ortopirosseno** sono abbondanti, hanno sempre degli orli arrotondati o lobati e a volte con un bordo scuro opacitico. Le biotiti si presentano quasi totalmente opacizzate, alcune rotte e piegate, talvolta contengono dei vuoti subcircolari. I **clinopirosseni** sono rari. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, pirosseni essoluti e biotiti; |
| Fm. Quaranta | Yellowish gray 5y 7/2 | Porfirica con pochi glomerofiri, porfiricità medio-alta, grana medio-fine | Vetrosa con tessitura perlitica con bande a diversa abbondanza di microliti e ultramicroliti di plagioclasi, biotiti e pirosseni allineati secondo strutture fluidali, presenza di vescicole schiacciate e allungate. I cristalli risultano molto frammentati per cui spesso i microfenocristalli e i microliti sono essenzialmente frammenti di dimensioni minute di fenocristalli. | K-fs, plg, abbondanti bt e opx, qualche glomerofiro plg+opx+bt. | I **K-feldspati** sono rotti, lobati, alcuni hanno strutture pecilitiche e inglobano plagioclasi e microxenoliti olocristallini (plagioclasi+ortopirosseni). I **plagioclasi** mostrano nuclei riassorbiti con tessiture a setaccio e zonature a chiazze e bordi con zonature oscillatorie, sono ricchi di inclusioni vetrose e cristalline. I cristalli a volte mostrano zone di alterazione preferenziale con presenza di alluminosilicati. Le **biotiti** sono abbondanti soprattutto i microfenocristalli, spesso sono opacizzate, rotte e piegate. Gli **ortopirossen**i mostrano orli lobati e includono apatiti e ossidi opachi. I **clinopirosseni** sono presenti come microfeno e microliti in pasta di fondo. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, pirosseni essoluti e biotiti; microxenoliti metasidementari contenenti spinello e quarzo con corona di reazione di biotite e plagioclasio; micro inclusi magmatici mafici. |
| Fm. Pozzaroni | Pale red 5R 6/2, graysh orange pink 5YR 7/2, | Alta porfiricità, grana media | Per la maggior parte devetrificata con tessitura sferulitica, pochi microliti sparsi. Spesso si presenta ossidata e alterata. A luoghi è vacuolare e sono presenti allineamenti di vescicole appiattite all'interno delle quali si ritrovano minerali di precipitazione secondaria (es. cristobalite). | K-fs, plg, abbondanti bt, opx, cpx rari, glomerofiri plg+opx+bt. | I **K-feldspati** sono rotti con lobature e bordi arrotondati. I **plagioclasi** hanno frequentemente nuclei molto alterati quasi completamente sostituiti da alluminosilicati, rimangono solo i bordi con zonature oscillatorie. Le **biotiti** sono abbondanti, a volte presentano i bordi in dissoluzione, sono opacizzate, piegate e contengono dei vuoti subcircolari. Gli **ortopirosseni** hanno i bordi lobati e contengono abbondanti inclusioni, mostrano uno bordo opacitizzato e talvolta si trovano totalmente annerite. I **clinopirosseni** sono molto rari. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, pirosseni essoluti e biotiti; |
| Fm. Poggio Lombardo | Light gray N7, pale red 5R 6/2, moderate reddish orange 10 R 6/6 | Porfirica tendente a glomeroporfirica | Variabile da vetrosa con microcristalli, talvolta sferulitica, a microcristallina. Sono presenti zone microvescicolate con vetro fibroso, all'interno dei vacuoli si ritrovano minerali di precipitazione secondaria (es. cristobalite). | K-fs, plg, opx, bt, cpx, abbondanti glomerofiri plg+opx+bt. | I mega cristalli di **K-feldspato** sono in marcato riassorbimento e sono caratterizzati da bordi arrotondati e lobati. I **plagioclasi** hanno nuclei, spesso riassorbiti con tessiture a setaccio e zonature a chiazze. I bordi presentano zonature oscillatorie. Talvolta mostrano zone di alterazione preferenziale con sostituzione di alluminosilicati. Gli **ortopirossen**i hanno orli arrotondati e lobati, hanno abbondanti inclusioni vetrose e/o minerali (es. apatiti, ossidi di Fe-Ti). Le **biotiti** sono piegate e a volte rotte, contengono dei vuoti subcircolari. I **clinopirosseni** sono diffusi come microliti in pasta di fondo insieme ai plagioclasi. | Abbondanti microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, pirosseni essoluti e biotiti; microxenoliti metasedimentari e micro inclusi magmatici. |
| Fm. Fonte del Pisciatto | Pale red 5R 6/2 | Alta porfiricità, equigranulare, grana media | Devetrificata con tessitura sferulitica con porzioni microvescicolate. | K-fs, plg, bt, opx, glomerofiri plg+opx+bt. | I **K-feldspati** sono rotti con lobature e bordi arrotondati. I **plagioclasi** hanno nuclei, spesso riassorbiti con tessiture a setaccio e zonature a chiazze. I bordi presentano zonature oscillatorie. Talvolta mostrano zone di alterazione preferenziale con sostituzione di alluminosilicati. Le **biotiti** sono opacizzate, piegate e contengono dei vuoti subcircolari. Gli **ortopirosseni** hanno i bordi lobati e opacitizzati, si trovano spesso in coprecipitazione con ossidi di Fe-Ti. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, pirosseni essoluti e biotiti; microxenoliti metasedimentari. |
| Fm. Corno di Bellarta inferiore | Yellowish gray 5Y 8/1, medium gray N5 | Porfirica con pochi glomerofiri | Essenzialmente vetrosa con tessitura perlitica, abbondanti i microliti allineati alle strutture di flusso, a luoghi molto vescicolata e all'interno dei vacuoli si ritrovano minerali di precipitazione secondaria (es. cristobalite). La roccia spesso si presenta molto fratturata. | K-fs, plg, bt e opx, qualche glomerofiro plg+opx+bt. | I **K-feldspati** sono rotti e mostrano bordi arrotondati e lobati. I **plagioclasi** mostrano zonature complesse: nuclei con tessiture a setaccio e zonature a chiazze e bordi con zonature oscillatorie. Alcuni mostrano zone di alterazione preferenziale con sostituzione di alluminosilicati al nucleo. Gli **ortopirosseni** con orli leggermente arrotondati si trovano spesso in coprecipitazione con le biotiti, hanno abbondanti inclusioni vetrose e/o minerali (es. apatiti, biotite). Le **biotiti** sono piegate, sfogliettate, talvolta contengono dei vuoti subcircolari e sono opacizzate. | Microxenoliti olocristallini contenenti plagioclasi, ortopirosseni essoluti+biotiti+clinopirosseni. |
| Fm. Poggio della Pescina | Pinkish gray 5YR 8/1 | Porfirica | Microcristallina a luoghi vetrosa e vescicolata con presenza di sferuliti. Si ritrovano minerali di precipitazione secondaria (es. cristobalite) all'interno dei vacuoli. | Megacristalli di K-fs, plg, bt, opx, cpx; sono presenti sporadici cristalli di quarzo fortemente riassorbiti. | I mega cristalli di **K-feldspato** sono caratterizzati da bordi arrotondati e lobati, includono vetro, cristalli di plagioclasio e di biotite. I **plagioclasi** hanno nuclei, spesso riassorbiti con tessiture a setaccio e zonature a chiazze. I bordi presentano zonature oscillatorie. La maggior parte mostrano zone di alterazione preferenziale con sostituzione di alluminosilicati. Gli **ortopirosseni** hanno orli arrotondati e lobati, si trovano spesso in coprecipitazione con ossidi di Fe-Ti, hanno abbondanti inclusioni vetrose e/o minerali (es. apatiti). Le **biotiti** sono piegate e a volte rotte, contengono dei vuoti subcircolari. I **clinopirosseni** sono diffusi come microfenocristalli e mostrano tessiture scheletriche con cavità centrale (*quenching*). | Microxenoliti di ortopirosseni essoluti + plagioclasi. |
| Fm. Poggio Falco | Medium light gray N6 | Porfirica, grana media | Vetrosa con tessitura perlitica, ricca di microliti e ultramicroliti allineati secondo direzioni di flusso. | Megacristalli di K-fs, plg, bt, opx, cpx; sono presenti sporadici cristalli di quarzo fortemente riassorbiti. | I mega cristalli di **K-feldspato** sono caratterizzati da bordi arrotondati e lobati, talvolta sono presenti cristalli rotti. I **plagioclasi** spesso sono glomerofirici, hanno bordi arrotondati o orli di reazione. I nuclei, spesso riassorbiti e ricchi di inclusioni, hanno tessiture a setaccio e zonature a chiazze. I bordi presentano zonature oscillatorie. Alcuni cristalli di plagioclasio mostrano zone di alterazione preferenziale con sostituzione di alluminosilicati. Gli **ortopirosseni** hanno orli arrotondati e lobati, si trovano spesso in coprecipitazione con ossidi di Fe-Ti, hanno abbondanti inclusioni vetrose e/o minerali (es. apatiti). Le **biotiti** sono piegate e a volte rotte, contengono dei vuoti subcircolari. I **clinopirosseni** sono diffusi come microfenocristalli. | Microxenoliti di ortopirosseni essoluti + plagioclasi. |
| Fm. Poggio Trauzzolo | Yellowish gray 5y 8/1, pale red 5R 6/2 | Porfirica, grana media | Vetrosa perlitica, molto vacuolare, con abbondanti microliti e ultramicroliti soprattutto plagioclasi allineati secondo le strutture di flusso. | Megacristalli di K-fs, plg, bt, opx, cpx; glomerofiri di plg+opx+bt. | I megacristalli di **K-feldspato** a volte sono aggregati di più cristalli, hanno una tessitura pecilitica e inglobano numerosi cristalli di plagioclasio e biotite. I **plagioclasi** sono per la maggior parte glomerofirici, e hanno i bordi arrotondati. I nuclei hanno tessiture a setaccio e zonature a chiazze i bordi presentano zonature oscillatorie. Gli **ortopirosseni** sono molto fratturati, a volte rotti, i bordi presentano anse e lobature di dissoluzione. Le **biotiti** sono piegate e a volte rotte, contengono dei vuoti subcircolari. I **clinopirosseni** sono diffusi come microfenocristalli. | Microxenoliti olocristallini costituiti da plagioclasi, clinopirosseni, biotiti, opachi. |

**Geological Rock-color chart, produced by Munsell Color, 2009 Revised.*
K-fs=K-feldspato, *K-feldspar*; plg=plagioclasio, *plagioclase*; cpx=clinopirosseno, *clinopyroxene*; opx=ortopirosseno, *orthopyroxene*; bt=biotite, *biotite*

**Tabella 5.2** - Sintesi dei caratteri petrografici microscopici e dei colori del campione a mano delle Formazioni cartografate in Tavola 5.1. – *Summary of the microscopic petrographic characteristics and hand specimen colors of the Formations mapped in Table 5.1.*

unità tettono-stratigrafiche del substrato sedimentario appartenenti al Dominio Ligure, di età dal Cretaceo inferiore al Cretaceo superiore (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015), e unità litostratigrafiche vulcaniche primarie originate dall'attività del vulcano di Monte Amiata. Le unità del substrato sedimentario pre-vulcanico sono presenti a sud-ovest, sud e sud-est del perimetro delle vulcaniti. Per una descrizione più generale e particolareggiata del substrato sedimentario si può fare riferimento al Capitolo 1 di questo Volume. Sono stati cartografati anche i depositi sedimentari continentali Quaternari presenti in modo significativo sul territorio. La descrizione seguente delle unità stratigrafiche procede, come è consolidata prassi per le carte geologiche, dalle unità più antiche alle più recenti.

## *3.1 Unità del Substrato sedimentario*

### *3.1.1 Unità Ofiolitica*

Nell'area cartografata l'Unità Ofiolitica è rappresentata in gran parte dalla Formazione delle Argille a Palombini (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015). Questa unità è costituita da argilliti grigie con intercalazioni di calcari silicei grigi, in strati di spessore da decimetrico fino a circa 1,5m, che sono costituiti da depositi di torbiditi carbonatiche. La litologia prevalentemente argillosa ne determina un tipico assetto caotico. A sud di Bagnólo, all'interno dell'unità è presente un olistolito di breccia ofiolitica poligenica con elementi in gran parte di serpentiniti e diaspri. Nella porzione sud-orientale dell'area rilevata, a sud di Saragiólo, è stato distinto un membro silicoclastico in cui le argilliti sono intercalate a quarzareniti. L'età della Formazione è dal tardo Hauteriviano all'Aptiano.

### *3.1.2 Unità di Santa Fiora*

Questa unità comprende due sub-unità di origine torbiditica e di età Cretaceo superiore, che mostrano tra di loro rapporti sia tettonici che di eteropia (Pandeli et al., 2005; Marroni et al., 2015). La Formazione Pietraforte è costituita da arenarie e arenarie siltose massive e gradate, ben stratificate, alternate a banchi di conglomerati da fini a grossolani, e a sequenze di arenarie fini, siltiti e argilliti. La Formazione Santa Fiora è rappresentata da una successione marnoso-argillitico-calcarea, costituita da argilliti e argilliti marnose nere alternate a calcari e calcari marnosi gradati grigi e beige, localmente anche ad arenarie calcaree.

## *3.2 Unità vulcaniche*

### *3.2.1 Sintema di Bágnore - Subsintema di Bagnólo*

#### *3.2.1.1 Formazione Sorgente del Fiora - SFR*

La Formazione Sorgente del Fiora affiora nel promontorio su cui è costruito il nucleo medioevale di Santa Fiora e lungo la parete rocciosa che si sviluppa a nord-ovest dell'abitato, verso Bágnore. La sezione tipo è esposta lungo la Via della Peschiera, dove l'unità forma una parete di 25-30 m di altezza, tra circa q. 675 e 650 m s.l.m. (Figura 5.1a). Questa parete mostra una porzione interna della colata di lava, il cui margine è franato come un unico blocco lungo una superficie di collasso gravitativo, che ora forma il rilievo occupato dal terziere Montecatino. Il fronte della colata di lava è conservato e visibile lungo la Via Carolina, dopo la porta di ingresso nel terziere di Borgo denominata La Porticciola (Figura 5.1b). Altri affioramenti sono sulla parete rocciosa presso Podere Fantozzino.

La litologia più diffusa è quella di una lava biancastra, vitrofirica, a grana medio-fine omogenea (Figura 5.1c), di composizione trachidacitica. La massa di fondo è vetrosa e mostra principalmente una tessitura perlitica, a volte il vetro presenta un aspetto fibroso in livelli altamente vescicolati. Sono diffuse le strutture fluidali con allineamento di cristalli e vescicole. Sono presenti fenocristalli equigranulari millimetrici (fino a 2-3 mm) di sanidino, plagioclasio, pirosseno e biotite, e rari sparsi fenocristalli di sanidino con dimensioni fino a 1 cm. Localmente questa litologia ha strutture di *mingling* con una lava a massa di fondo vetrosa di colore rosso o nero, in bande allungate, vene, lenti e plaghe, talora contorte, che determinano tessiture pseudo-brecciate e di iniezione (Figura 5.1d).

Il corpo di flusso lavico è di forma tabulare con spessore di 25-30 m. All'interno si riconoscono stratificazioni dello spessore da pluri-metrico a centimetrico, piano parallele, con giacitura sub-orizzontale, localmente ondulata, date da variazioni di tessitura della lava: massiva, laminata, o scoriacea

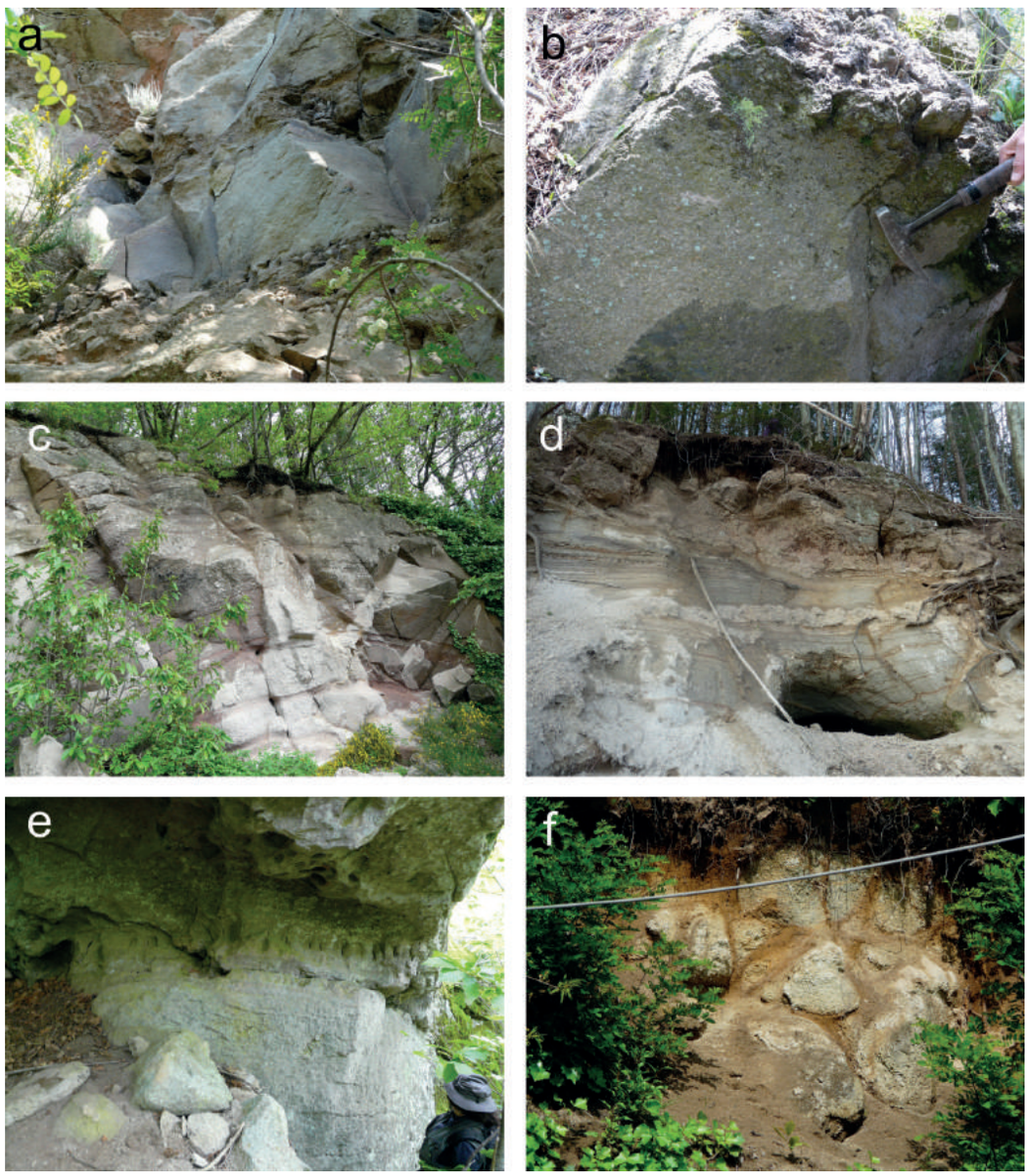



**Figura 5.2** - La Formazione Marroneto. (a) Nella sezione tipo delle ex-cave di pietra di Marroneto si può vedere chiaramente la sovrapposizione di numerose colate di lava che costituiscono l'unità. Le diverse colate di lava massiva sono separate da livelli di auto-breccia scoriacea o a blocchi. (b) Particolare della transizione da lava massiva, all'interno della colata, a lava scoriacea, a tetto della colata. (c) Il tipico aspetto di banchi di lava stratificata della Formazione Marroneto in località Case Fioravanti. (d) Nelle porzioni superiori, la lava è alterata e completamente trasformata in un sabbione sfatticcio (saprolite), ma sono conservate le strutture interne al flusso, come la stratificazione. Località Case Fioravanti. (e) Particolare dei livelli vescicolati che separano i banchi di lava negli affioramenti di Valle delle Mura. (f) L'alterazione penetra nelle fratture della lava, la trasforma in sabbione giallo-rossastro, e isola delle porzioni tondeggianti non alterate che simulano la forma di blocchi. Ex-cave di pietra di Marroneto. – *Marroneto Formation. (a) In the section of the Marroneto quarries, the unity is clearly composed of numerous overlapping lava flows. The massive lava backs are separated by scoriaceous or blocky auto-breccia levels. (b) Detail of the transition between massive and scoriaceous lava. (c) The typical appearance of stratified lava banks of the Marroneto Formation at Case Fioravanti. (d) In the upper portions of the unit, the lava is altered and completely transformed into an unconsolidated rock with sandy grain-size (saprolite), but the structures inside the flow, such as stratification, are preserved. Location Case Fioravanti. (e) Detail of the vesiculated levels separating the massive lava banks in the outcrops of the Valle delle Mura. (f) The alteration penetrates the lava fractures, transforms it into yellow-reddish sands, and preserves unaltered rounded portions of rock simulating the shape of blocks. Location Marroneto quarry.*

(Figura 5.1e,f). Nelle porzioni laminate, le superfici sono definite da treni di vescicole (Figura 5.1e) o da variazioni del tipo di vetro. Dove l'affioramento è meglio esposto (Santa Fiora, Via della Peschiera) la lava mostra fessurazioni colonnari parallele sub-verticali, inclinate di 15° verso SE, cioè nella direzione di flusso, con spaziatura di 1.5-2.5 m (Figura 5.1a).

Il contato alla base dell'unità con il substrato sedimentario può essere tracciato su base morfologica, ma non si vede direttamente perché coperto da una fascia di detrito franato dalla parete soprastante. Anche il contatto a tetto, con la Formazione Marroneto, non è esposto in quanto coperto da depositi colluviali e da insediamenti antropici. Esso è stato interpretato, su base morfologica, alla rottura di pendenza del versante a q. 710 m s.l.m. a nord e nord-ovest dell'abitato di Santa Fiora, dove la Formazione Marroneto forma un gradino morfologico con un ripido versante di 50-70 m di altezza. Al contatto tra la Formazione Sorgente del Fiora e il substrato sedimentario si trova la sorgente del Fiume Fiora.

### *3.2.1.2 Formazione Marroneto – MRN*

La Formazione Marroneto si estende in un'area molto vasta sul basso versante meridionale del Monte Amiata, tra Saragiólo-Tre Case a est e Bágnore a ovest. La quota inferiore di affioramento cresce da circa 710 m s.l.m. a ovest (Santa Fiora) a circa 900 m s.l.m. a est (Saragiólo). La quota più alta in cui la formazione è stata riconosciuta in affioramento è circa 1110 m s.l.m. a nord del Poggio Trauzzolo. La sezione tipo è nelle ex-cave di pietra a monte dell'abitato di Marroneto (Figura 5.2a,b). Altri affioramenti significativi sono sulle pareti rocciose della Valle delle Mura, lungo la strada forestale della Faggia sul versante sinistro del Fosso Fattucchiaio, e sul versante tra Case Fioravanti e Case Falco (Figura 5.2c,d).

La litologia principale è costituita da lava di colore grigio chiaro o grigio rosato, da vitrofirica a microcristallina, a grana medio-fine, a volte marcatamente porfirica, di composizione da trachite a trachidacite. La massa di fondo è vetrosa perlitica, limpida e incolore quando non alterata con bande o chiazze di vetro vescicolato di color rosa chiaro. Sono presenti fenocristalli millimetrici (1-3 mm) di sanidino, abbondante plagioclasio, biotite e pirosseno, con tessitura omogenea microgranulare, i fenocristalli di sanidino con dimensioni massime di 1 cm sono generalmente assenti o molto rari. La lava è sia massiva che laminata. In quest'ultimo caso, sono presenti strutture di bande allungate, vene, lenti e plaghe di spessore da centimetrico a decimetrico, parallele alla giacitura delle colate di lava (Figura 5.2c,d,e). Esse sono dovute alla presenza di tessiture diverse come: massa di fondo vetrosa di colore rossastro molto microvescicolata, massa di fondo vetrosa nera ossidianacea, grana più grossolana della cristallinità, zone più vescicolate e allineamenti di vescicole.

L'unità è formata da una sequenza di colate di lava (Figura 5.2a,c). La lava è in banchi, di spessore da 0.5 m a pluri-metrico, costituiti da singole colate di lava sovrapposte, separate da livelli di breccia autoclastica più o meno scoriacea (Figura 5.2b). Le superfici che separano le colate di lava sono sia piano parallele che irregolari su scala metrica, fino ad avere variazioni di spessore che testimoniano il riempimento di paleo-alvei. Le colate di lava mostrano fessurazioni colonnari sub-verticali di raffreddamento con spaziatura da pluri-decimetrica a metrica. Dove il fronte delle colate è conservato, esso è caratterizzato da strutture di rampa.

Il contatto di base con la Formazione Sorgente del Fiora o con il substrato sedimentario non è mai visibile direttamente perché coperto da coltri di detrito o da colluvio. Esso è sottolineato dalla presenza di sorgenti. A tetto, il contatto con la Formazione Tre Case, visibile a Pietralunga, Villa Pinzuto e Tre Case, è netto, sub-orizzontale, tra lave massive senza depositi di rimaneggiamento intercalati. Il contatto superiore con la Formazione Pozzaroni, visibile in località Case Fioravanti–Case Falco, è sottolineato da una fascia di alterazione di circa 2 m di spessore che trasforma la Formazione Marroneto in un sabbione saprolitico varicolore (rosso, giallo, bianco) che però conserva le tessiture della lava. Il contatto con la Formazione Poggio Trauzzolo, visibile a nord e a est del duomo, è discordante e la fascia di alterazione è meno evidente.

Lo strato di alterazione che trasforma la lava della Formazione Marroneto in sabbione saprolitico

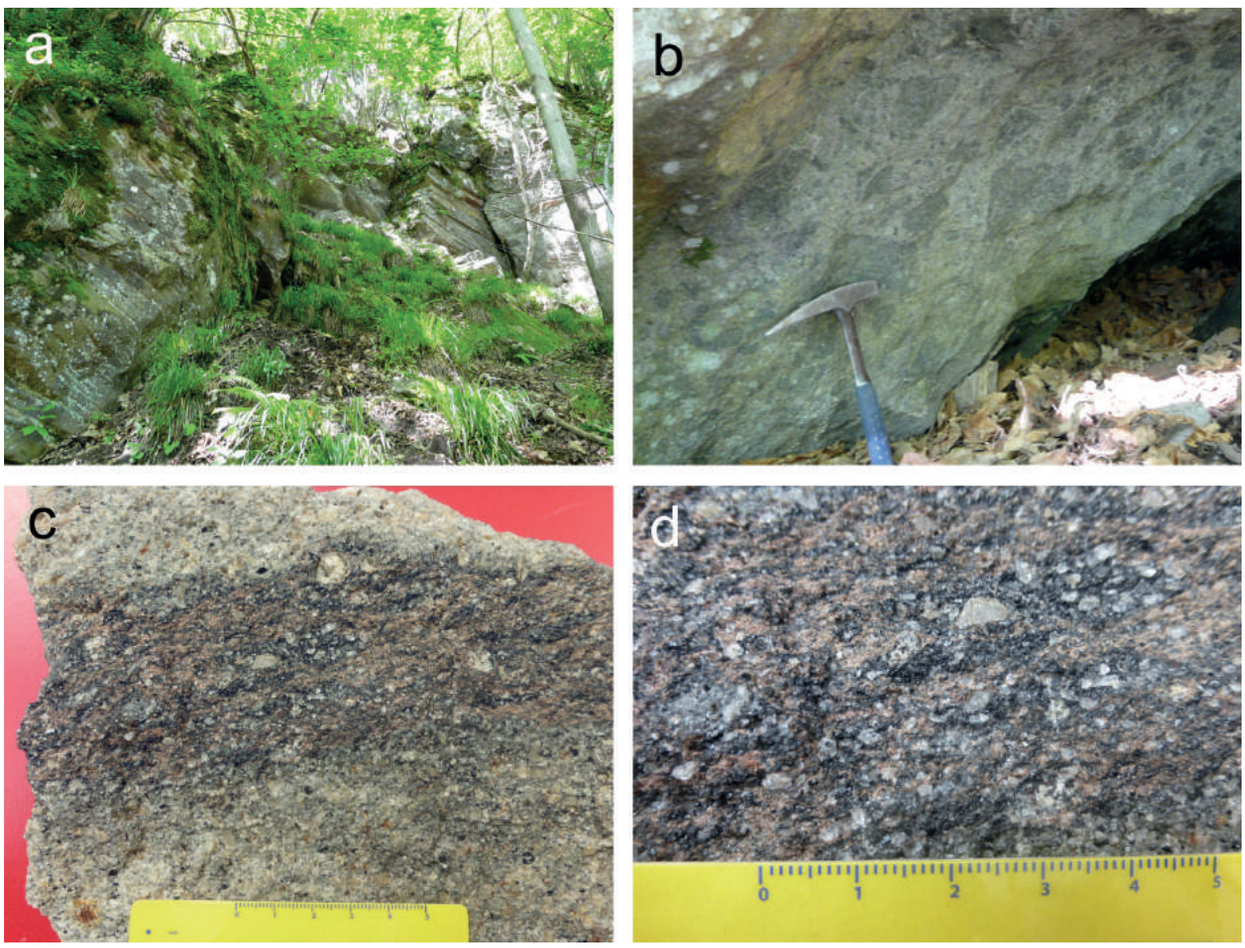



**Figura 5.3** - La Formazione Tre Case. (a) La parte basale della colata di lava mostra strutture di fitte laminazioni piano-parallele, visibili a monte della località Crocefisso di Tre Case. (b) Particolare delle strutture a pseudo-breccia dovute al *mingling* tra lave con differenti caratteristiche litologiche. (c) Tessitura a bande caratterizzate da diversi tipi di massa di fondo vetrosa e di vescicolarità: un livello con litofacies a vetro nero ossidianaceo e rosa microvescicolato è compreso tra la litofacies a vetro perlitico limpido incolore. (d) Particolare della tessitura precedente. – *Tre Case Formation. (a) The basal part of the lava flow shows piano-parallel laminations, visible upstream of the Crocefisso of Tre Case. (b) Detail of pseudo-breccia structures due to mingling between lava with different lithological characteristics. (c) Bended texture with different type of glassy ground mass and vesicularities: a level with black obsidianaceous and pink microvesiculated glass is included between the lithofacies characterized by colorless perlitic glass. (d) Detail of the previous texture.*

varicolore è presente in quasi tutti gli affioramenti del basso versante sud-occidentale tra Bágnore e Bagnólo; determinando una tessitura a pseudo-breccia formata da blocchi della roccia poco alterati, con dimensioni da decimetriche a metriche, immersi in una matrice sabbiosa sfatticcia (Figura 5.2f). In questi casi la Formazione Marroneto forma la superficie topografica, ciò fa supporre che in quest'area l'unità, dopo la sua deposizione, non sia stata ricoperta da altri prodotti vulcanici dell'attività del Monte Amiata.

### *3.2.2 Sintema di Bágnore - Subsintema di Montearioso*

#### *3.2.2.1 Formazione Tre Case - TRC*

La Formazione Tre Case forma una scarpata con altezza media di 20-30 m che corre lungo il medio versante tra Saragiólo e Quaranta. La sezione tipo è nella scarpata di frana a monte dell'abitato di Tre Case, tra le località Crocefisso e Buca di Rocco (Figura 5.3a). Altri affioramenti sono a Podere Crisippo e a Pietralunga. Due affioramenti di lave, alla base del versante sinistro e alla testata della

Valle Lunga, tra q. 960 e 970 m s.l.m., sono stati attribuiti alla Formazione Tre Case in base alle loro caratteristiche litologiche e alla loro posizione geometrica e stratigrafica.

La litologia è di lava grigio scura o violacea, compatta, vitrofirica o microcristallina, altamente porfirica equigranulare a grana media, di composizione trachitica. La massa di fondo è densa, opaca, criptocristallina con porzioni vetrose micro-vescicolate, contiene abbondanti fenocristalli di sanidino (raramente fino 5mm), plagioclasio tondeggiante di 2-4mm e subordinati biotite e pirosseno. All'interno della lava massiva, sono presenti strutture di bande allungate, di spessore centimetrico-decimetrico, di lava a massa di fondo nera ossidianacea con fenocristalli di plagioclasio e di lava a massa di fondo di colore beige molto microvescicolata (Figura 5.3c, d). In alcuni casi è visibile una tessitura a pseudo-breccia con "clasti" spigolosi di lava nera ossidianacea in una matrice di vetro grigio chiaro molto vescicolato (Figura 5.3b).

L'unità è formata da un'unica colata di lava, con spessore massimo di 50-60 m, probabilmente ispessita in una paleo-depressione. Si distinguono una parte basale e una centrale. La parte basale è spessa 6-8 m, e costituita da una litofacies di lava stratificata in banchi di spessore da decimetrico a metrico, al loro interno ulteriormente laminati per variazioni tessiturali di vescicolazione (Figura 5.3a). La parte centrale è massiva, con fessurazioni di raffreddamento colonnari con spaziatura di 1.5-3 m.

Il contatto basale con la Formazione Marroneto è visibile a Tre Case (Crocefisso), Villa Pinzuto e Pietralunga. Il contatto a tetto con la Formazione Quaranta è visibile lungo la SP25 del Quaranta, da Saragiólo a Quaranta, a valle e a monte della strada. La Formazione Tre Case ha anche un contatto

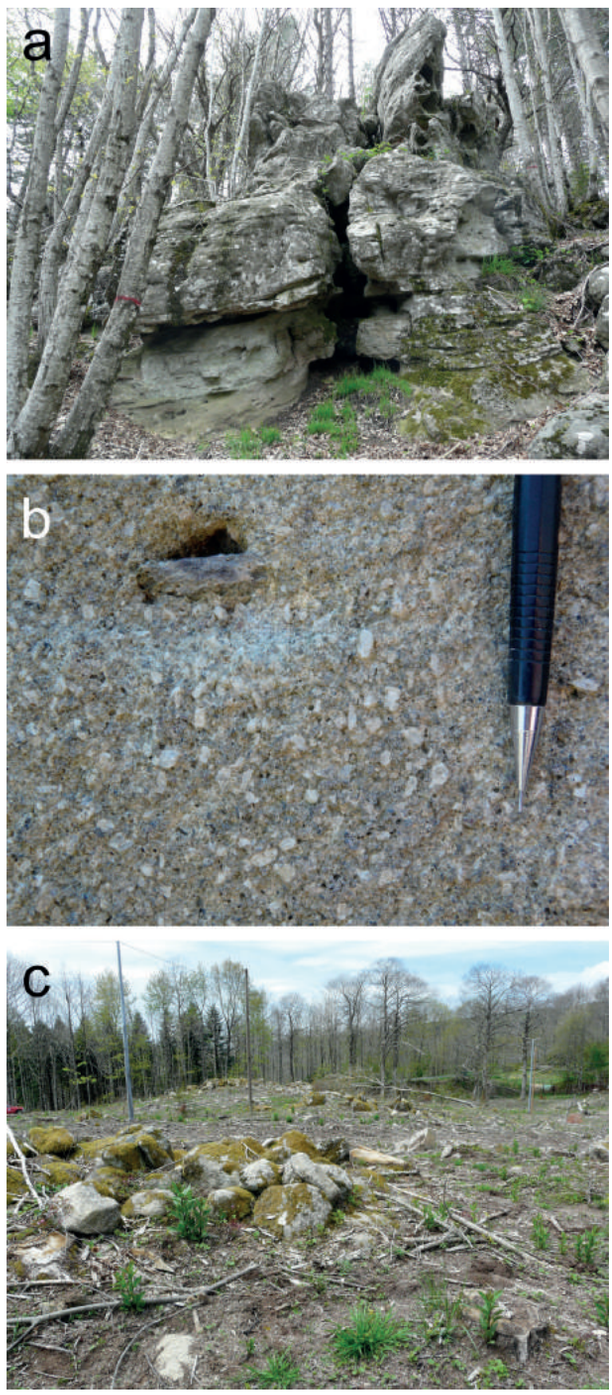



**Figura 5.4 -** La Formazione Quaranta. (a) Affioramento di lava vitrofirica stratificata appartenente alla Formazione Quaranta nella Valle Lunga. (b) Dettaglio della lava alla scala del campione a mano. Si nota in alto a sinistra, uno xenolite di roccia meta-sedimentaria di forma appiattita e spigolosa. (c) La superficie della colata di lava è articolata in rilievi arcuati dovuti al flusso di una lava viscosa. Questi cordoni sono costituiti da blocchi arrotondati di lava, che sono i nuclei residui non alterati di una diffusa alterazione superficiale della lava. – *Quaranta Formation. (a) Outcrop of stratified vitrophyric lava from the Quaranta Formation in the Valle Lunga. (b) Detail of the lava on macroscopic scale. At the top left, a meta-sedimentary xenolith, flattened and angular in shape, is shown. (c) The surface of the lava flow shows arcuate pressure ridge structures due to the high lava viscosity. These ridges are made up of rounded lava blocks, which are non-altered nuclei of a widespread surface lava weathering.*

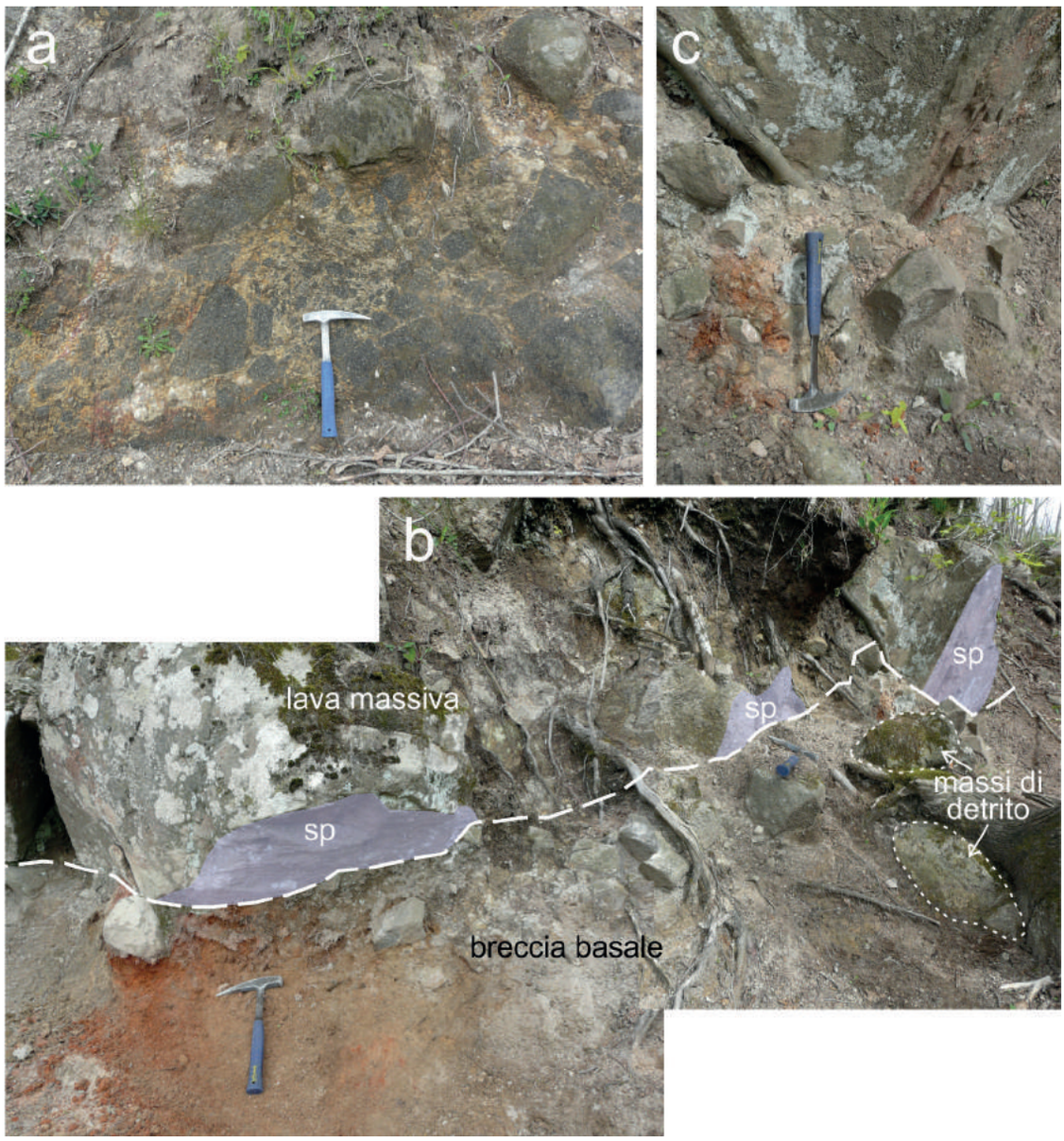



**Figura 5.5** - La facies basale della colata di lava della Formazione Quaranta. (a) Lungo la SP25 del Quaranta, a monte della strada. (b) Lungo la SP25 del Quaranta, a valle della strada. Al contatto con la breccia basale, la lava massiva della colata mostra delle superfici lisce (sp) immergenti verso SSO con inclinazione di 40-70°. (c) Dettaglio dell'affioramento della Figura 5.5b. I clasti della breccia basale sono tipicamente spigolosi – *The basal lithofacies of the Quaranta Formation lava flow. (a) Along the SP25 del Quaranta, up the road. (b) Along the SP25 del Quaranta, down of the road. At the contact with the basal breccia, the massive lava shows smooth surfaces (sp) dipping toward SSW with an angle of 40-70°. (c) Detail of the outcrop of Figure 5.5b. Clasts of the basal breccia are typically angular.*

laterale con il substrato sedimentario (Pietraforte) tra Podere Crisippo e Quaranta.

### *3.2.2.2 Formazione Quaranta – QRT*

La Formazione Quaranta costituisce la porzione orientale del basso versante meridionale del Monte Amiata. Essa è delimitata a ovest dalla Valle Gelata, a nord dal Fosso dell'Indovina, a est da una scarpata tra Podere Sant'Antonio, Piano del Vescovo e Tre Case, e a sud raggiunge l'abitato di Saragiólo. Essa forma per la maggior parte del suo areale di affioramento la superficie topografica,

con scarse dissezioni e con una profonda e diffusa alterazione superficiale in sabbione saprolitico giallastro. La sezione tipo è nelle scarpate stradali della SP25 del Quaranta, da Saragiólo a Quaranta. Altri affioramenti significativi sono nella Valle Lunga (Figura 5.4a) e a Podere Pozzaroni.

La Formazione Quaranta è composta da lava grigio chiara, a grana fine omogenea (Figura 5.4b), di composizione trachitica. La massa di fondo è vetrosa perlitica. Si riconoscono sparsi fenocristalli di sanidino (1-5 mm), biotite (abbondanti, idiomorfi, mediamente di 1-1.5 mm, raramente fino a 2-3 mm), plagioclasio. Sono presenti glomerofiri di pirosseno, biotite e plagioclasio. Localmente (Montarioso e Poggio Spino), ci sono rari sparsi fenocristalli di sanidino fino a 1-2 cm. Gli inclusi magmatici sono generalmente molto scarsi, segnalati a La Valletta e sul Poggio Spino. Xenoliti meta-sedimentari con dimensioni massime di 5 cm sono stati trovati a Valle Lunga (Figura 5.4b). Nella porzione sommitale della colata di lava, la massa di fondo mostra una vescicolazione uniforme millimetrica e vetro fibroso. La base della colata di lava della Formazione Quaranta è costituita da una breccia con spessore di 50-70 cm, composta da clasti spigolosi di lava immersi in una matrice a granulometria sabbiosa (Figura 5.5). I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluri-decimetriche, sono costituiti da lava vitrofirica, con pasta di fondo vetrosa densa con tessitura perlitica, da grigio scura a nera, con sparsi fenocristalli tondeggianti di plagioclasio di 1-1.5 mm, allungati di sanidino di 2-2.5 mm, e lamine di biotite di 1 mm. La matrice, di colore da grigio a giallo a rosso mattone, è composta da frammenti di cristalli e vetro.

La Formazione Quaranta è costituita da un'unica colata di lava con due lobi, quello settentrionale con direzione verso E affiora nell'area del Podere Sant'Antonio, quello meridionale con direzione prima verso SE e quindi verso S arriva fino a Saragiólo. Lo spessore medio della colata di lava è di 20-30 m, ha un massimo apparente di circa 80 m nella parte centrale del margine orientale, e scende a circa 15 m sul fronte meridionale. La struttura interna della colata di lava è generalmente massiva, non stratificata. La giacitura di flusso N190°E/10° è stata rilevata lungo il contatto con la Formazione Tre Case. In questo affioramento, la superficie che separa la lava massiva dalla breccia di base ha giacitura N260°E/60°, e suggerisce la presenza di una rampa laterale. La superficie della colata di lava è articolata in una serie di rilievi a cordone arcuati (*pressure ridges*), trasversali alla direzione di flusso, spaziati tra loro di circa 100-200 m, che si ergono sulla superficie della colata di 5-20 m (Figura 5.4c). I cordoni sono più sviluppati nella parte alta di entrambi i lobi della colata, tra Montarioso e Pozzaroni, da quota 1020 m a quota 1085 m s.l.m.. La parte distale della colata è di forma tabulare, con scarsi cordoni sulla superficie (Valletta). I cordoni sono apparentemente formati da blocchi di lava accatastati con dimensioni da pluri-decimetriche a pluri-metriche (Figura 5.4c). Questa struttura ha portato molti degli Autori precedenti a definire la colata di lava della Formazione Quaranta come colata di lava "a blocchi". L'osservazione in sezione della struttura interna dei cordoni, dove le incisioni stradali raggiungono il nucleo di lava massiva in posto, come a La Valletta (Saragiólo), suggerisce che l'accatastamento dei blocchi sia una struttura "secondaria" dovuta al dilavamento superficiale della parte di lava alterata a sabbione saprolitico. L'alterazione si sviluppa lungo le fratturazioni della roccia e isola porzioni poco o non alterate che restano come pseudo-blocchi.

Il contatto a tetto con la Formazione Pozzaroni è visibile lungo la SP 81 Vetta dell'Amiata tra il Fosso dei Pozzaroni e Valle Gelata, a q. 1090 m circa. Il contatto è stato ipotizzato continuare verso nord, in corrispondenza della rottura di pendenza del versante denominato Pozzaroni lungo la quota 1085 m circa, in base alla morfologia e alla presenza di affioramenti contigui delle due unità lungo la strada forestale verso il Podere Cipriana. In corrispondenza di questo contatto, la Formazione Quaranta sviluppa una fascia di alterazione di circa 2 m di spessore in cui la lava è trasformata in un sabbione saprolitico giallastro. L'alterazione ha seguito i sistemi di fratturazione della roccia, isolando delle porzioni più compatte separate da zone completamente disgregate, e facendo apparire la lava come una pseudo-breccia. Per gran parte del suo affioramento, il tetto della Formazione Quaranta forma la superficie topografica ed è sottolineato dalla stessa fascia di alterazione di colore giallastro e rossastro.

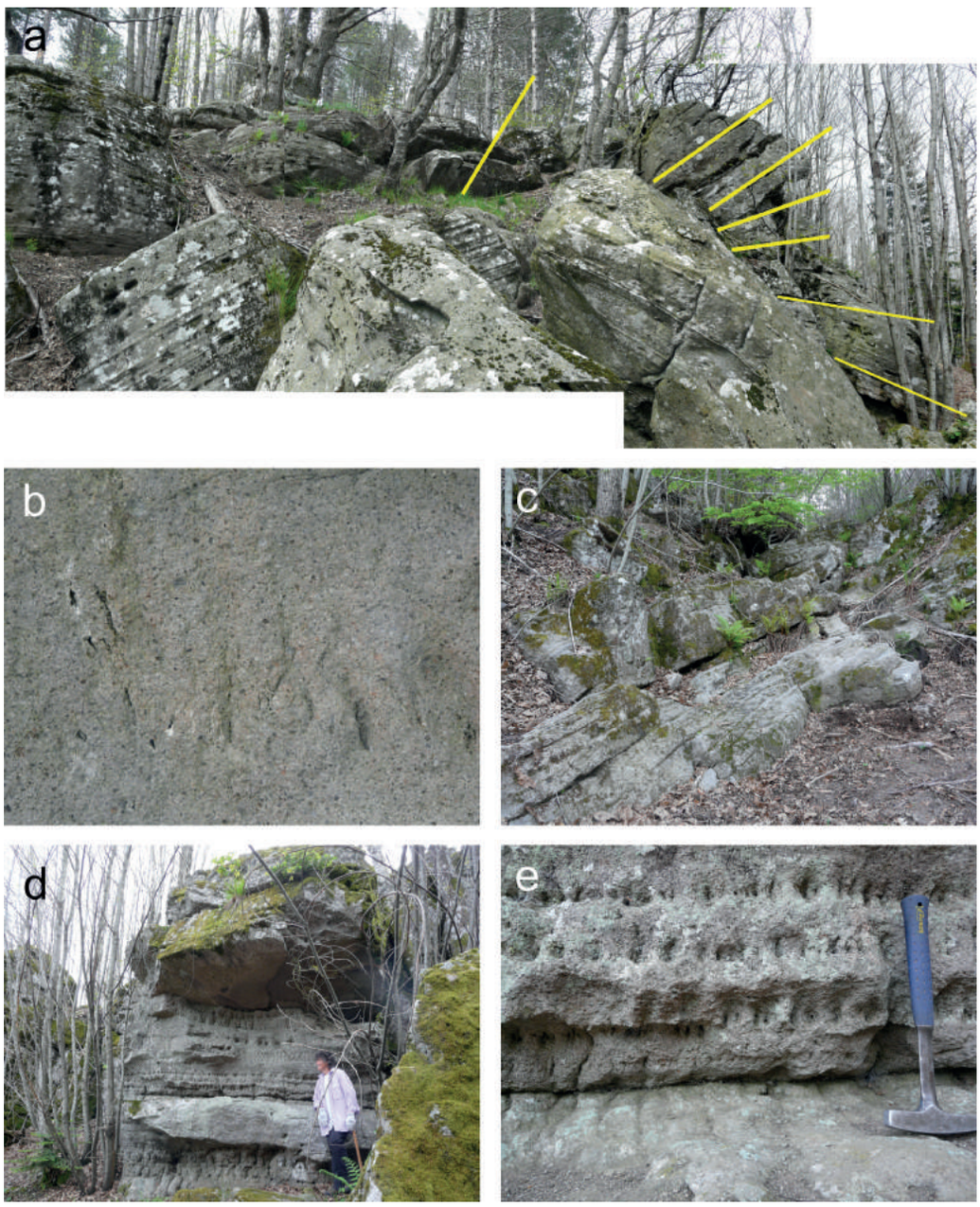



**Figura 5.6** – La Formazione Pozzaroni. (a) Alla sommità del poggio di q. 1278,5 s.l.m. denominato Pozzaroni, la lava mostra una fitta stratificazione con giacitura contrastante, evidenziata dalle righe gialle. La parte inferiore è inclinata di 20-40° verso SE, cioè parallelamente al versante, mentre la parte superiore è inclinata di 30° verso O, in contropendenza. Questo tipo di struttura è tipica dei duomi di lava esogeni. (b) Dettaglio della lava alla scala del campione a mano. Si notano le numerose vescicole allungate trasversalmente alla laminazione piano-parallela della lava. (c) Tipico aspetto stratificato della colata di lava sul margine orientale lungo l'alveo del torrente in località Le Pozze. (d) I banchi di lava massiva sono separati da letti di lava con abbondante vescicolazione. Affioramento a sud del Sasso dei Tre Confini. (e) Particolare dei letti di lava vescicolata nello stesso affioramento della fotografia precedente. – *Pozzaroni Formation. (a) At the top of the hill 1278.5 a.s.l. named Pozzaroni, the lava shows a very well stratification with a contrasting attitude of the beds, highlighted by the yellow lines. The bottom part is inclined 20-40° to SE, that is parallel to the slope, while the top part is inclined 30° to W, in counter slope. This type of structure is typical of exogenous lava domes. (b) Detail of the lava on macroscopic scale. Note the numerous vesicles elongated transversely to the piano-parallel lamination of the lava. (c) Typical stratified feature of lava flow, eastern edge along the riverbed in Le Pozze locality. (d) Massive lava beds are separated by lava layers with abundant vesicles. Exposure to the south of the Sasso dei Tre Confini. (e) Detail of vesiculated lava beds in the same outcrop of the previous photography.*

Il contatto basale con la Formazione Tre Case, sottolineato dalla facies auto-brecciata della colata, è visibile sul margine orientale dell'unità, lungo la SP25 del Quaranta, in un paio di affioramenti a valle e a monte della strada, e negli scavi nell'abitato di Quaranta (Figura 5.5). Il contatto basale con la Formazione Marroneto si sviluppa sul margine occidentale dell'unità lungo il versante sinistro della Valle Gelata. Esso è in gran parte coperto da depositi di frana e da depositi alluvionali, ed è stato tracciato sulla base delle evidenze morfologiche e della distribuzione degli affioramenti di entrambe le unità.

### *3.2.3 Sintema di Monte Amiata - Subsintema di Valle Gelata*

#### *3.2.3.1 Formazione Pozzaroni - PZZ*

La Formazione Pozzaroni ha due areali di affioramento, quello più esteso forma parte del rilievo tra la Valle Gelata a est e il Fosso Fattucchiaio a ovest, ed è delimitato tra q. 1150-1200 s.l.m. a nord e q. 1020-1000 s.l.m. a sud. Il secondo areale è a nord della località Pozzaroni (Figura 5.6a). La sezione tipo è lungo la SP35 della Vetta, dal km 1+300 al Fosso della Faggeta. Altri affioramenti significativi sono lungo la strada forestale da Case Falco (via Scaletta) al Sasso dei Tre Confini, lungo la SP122 di Quaranta al km 5, all'incrocio tra SP81 Vetta dell'Amiata e la Valle Gelata, e in località Podere Pozzaroni.

La lava è grigio scura, grigio-rosata, violacea o rossastra, anche con bandature di diverso colore, molto porfirica a sanidino (5 mm), plagioclasio (2-3 mm), biotite e pirosseno. La composizione è trachidacitica. La grana è media ed equigranulare (Figura 5.6b). Sono evidenti sparsi fenocristalli di sanidino con dimensioni fino a 1 cm, e abbondanti glomerofiri sferoidali di plagioclasio + biotite + pirosseno di dimensioni da millimetriche a centimetriche. La massa di fondo è densa e opaca, criptocristallina con porzioni vetrose, microvescicolate. Localmente la lava è anche grigio chiara con bande grigio scure, vitrofirica, in parte perlitica, in cui spiccano abbondanti biotiti visibili ad occhio nudo (Case Falco, Valle Gelata). Sono presenti inclusi magmatici basici, fino a 50 cm di diametro, e xenoliti meta-sedimentari, con dimensioni massime decimetriche.

La Formazione Pozzaroni è rappresentata da due litosomi, che sono stati cartografati nella stessa unità in quanto costituiti dallo stesso litotipo e in continuità di affioramento. In località Pozzaroni, un duomo lavico esogeno costituisce un rilievo a dosso con apice a q. 1307,0 m e base a circa q. 1085 m, dove c'è una netta rottura di pendenza. Il duomo è di forma asimmetrica, perché probabilmente addossato ad un rilievo preesistente, ed è limitato morfologicamente da due profondi valloni, uno a nord (parte alta del Fosso dell'Indovina) e l'altro a sud-ovest (Valle Gelata). Il duomo ha struttura stratificata, costituita da una successione di colate di lava in banchi para-concordanti, di spessore da decimetrico a metrico, separati da letti di spessore centimetrico di lava vetrosa grigio chiara molto vescicolata o di lava vitrofirica nera densa (Figura 5.6a). Nella parte inferiore del duomo i banchi di lava mostrano una giacitura a frana-poggio che asseconda la morfologia del rilievo, mentre nella parte sommitale del duomo, i banchi di lava hanno giaciture subverticali in contropendenza rispetto al versante, interpretabili come rampe frontali (Figura 5.6a).

Ai margini laterali del duomo, la morfologia evidenzia la presenza anche di alcune *coulée*, quella più occidentale è in continuità con la colata di lava che forma la parte principale della Formazione Pozzaroni. Questa colata di lava è delimitata a est dalla Valle Gelata e a ovest dal Fosso Fattucchiaio. La lava è molto stratificata in banchi paralleli, di spessore da decimetrico a metrico, rappresentanti singole unità di flusso (Figura 5.6c,d). I banchi massivi sono separati da livelli di spessore centimetrico di lava molto vescicolata, o di lava vitrofirica nera, o di lava più ricca di cristalli (Figura 5.6e). Alla base della colata sono presenti una breccia auto-clastica di 0.5-1.5 m di spessore e strutture convolute, visibili nell'affioramento lungo la SP81 in località Podere Pozzaroni (Figura 5.7). La breccia è formata da clasti di lava, da spigolosi a sub-spigolosi, con dimensioni da centimetriche a pluri-decimetriche, immersi in una matrice rossastra di frammenti a granulometria sabbiosa e composizione simile a quella dei clasti più grandi. All'interno dei clasti, le laminazioni hanno diverse orientazioni, indicando un processo di rotolamento dopo la frammentazione ed escludendo l'effetto di pseudo-breccia dovuto ad alterazione saprolitica in-situ (Figura 5.7b). La parte visibile della colata è

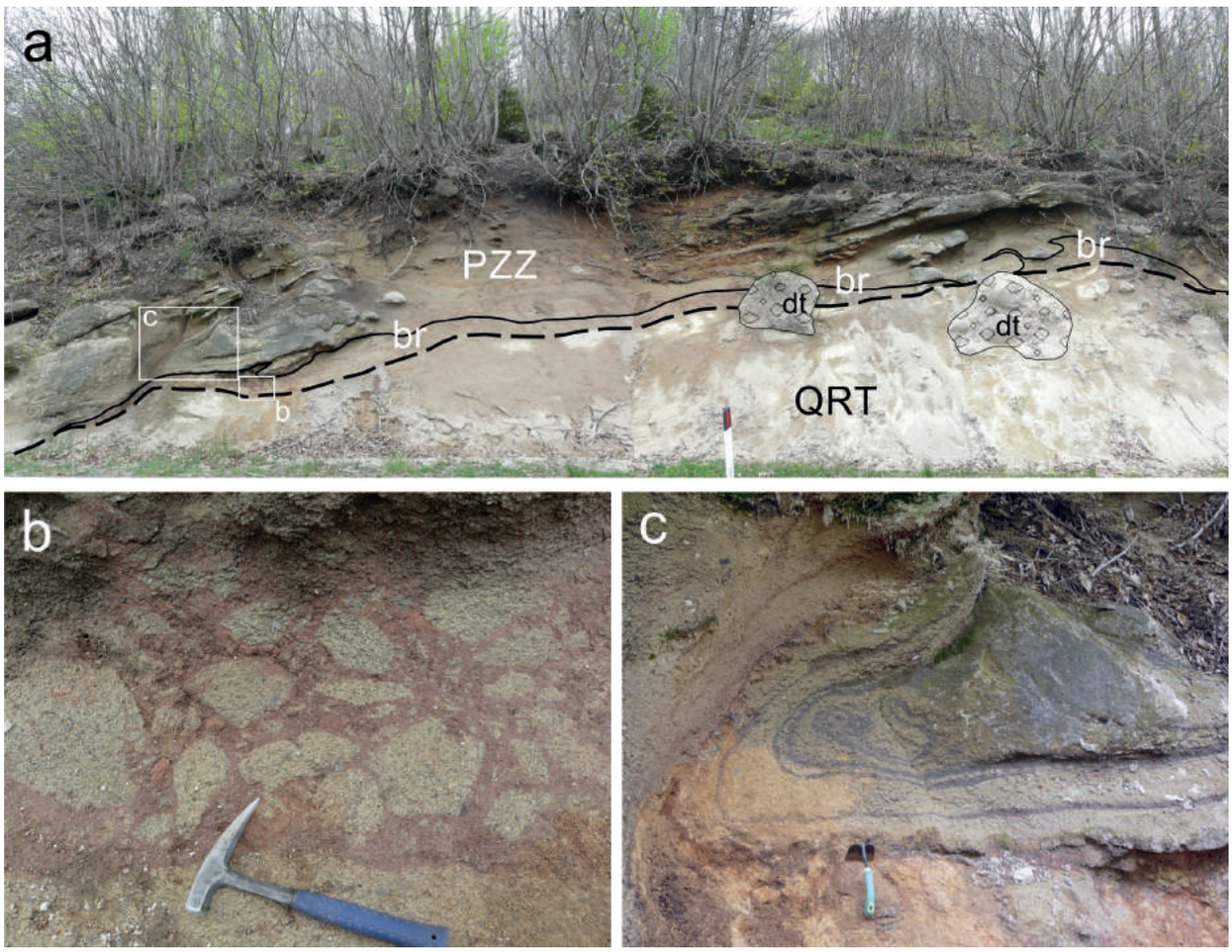



**Figura 5.7** - La facies basale della Formazione Pozzaroni. (a) Panoramica dell'affioramento lungo la SP81 tra Podere Pozzaroni e Valle Gelata, dove la Formazione Pozzaroni (PZZ) è a contatto con la Formazione Quaranta (QRT). Lungo tutto il contatto, la base della Formazione Pozzaroni è costituita da una breccia auto-clastica (br). Inoltre la parte inferiore della colata mostra strutture convolute. dt: detrito di versante. Le posizioni delle fotografie 5.7b e 5.7c sono indicate rispettivamente con i rettangoli b e c. (b) Particolare della breccia alla base della colata di lava. (c) Particolare delle strutture convolute all'interno della colata formatesi durante il flusso per l'alta viscosità della lava. – *The basal lithofacies of the Pozzaroni Formation. (a) Overview of the outcrop along the SP81 between Podere Pozzaroni and Valle Gelata, where Pozzaroni Formation (PZZ) is in contact with the Quaranta Formation (QRT). Along the entire contact, the base of the Pozzaroni Formation is a auto-clastic breccia (br). In addition, the lower part of the flow shows convoluted structures. dt: debris. The location of the photographs 5.7b and 5.7c are indicated with the boxes b and c, respectively. (b) Detail of the breccia at the base of the lava flow. (c) Detail of the convoluted structures formed during the flow for the high viscosity of the lava.*

larga circa 1,6 km. La giacitura di flusso principale è verso S, fino a q. 1020-990 m s.l.m., a monte delle località Case Falco e Le Ville (Bagnólo). Lungo i margini della colata, le giaciture di flusso sono invece verso l'interno della colata stessa (Figura 5.5b), ad indicare la presenza di rampe laterali di argine. Lo spessore massimo della colata è di circa 40 m, nella porzione distale esso si riduce a una decina di metri. Il margine della colata è articolato in alcuni piccoli lobi che scendono sui versanti che contornano il corpo principale e che raggiungono quote di 40-90 m inferiori a quelle dei fronti meridionale e sud-occidentale. A nord-ovest della Faggia, i lobi laterali della colata di lava della Formazione Pozzaroni mostrano una stratificazione con un'inclinazione di 25-27°, parallela al versante e discordante rispetto alla giacitura della sottostante Formazione Marroneto.

Questo fatto suggerisce che la colata di lava della Formazione Pozzaroni sia fluita lungo i versanti della valle del Fosso Fattucchiaio che era già erosa nella Formazione Marroneto con una morfologia uguale all'attuale. Inoltre, il lobo più settentrionale forma nella sua parte inferiore una cornice sospesa a quota 990 m s.l.m., dove la giacitura della stratificazione della lava è sub-orizzontale, in netto contrasto con la morfologia del versante che scende ripido per circa altri 130 m, fino al fondovalle situato a quota 860 m s.l.m.. Questo suggerisce che al momento della messa in posto della Formazione Pozzaroni, il fondovalle del Fosso Fattucchiaio fosse probabilmente situato a quota più elevata dell'attuale, dove la lava si è accumulata in livelli sub-orizzontali, e che l'incisione valliva sia stata approfondita successivamente, erodendo anche il fronte delle lave della Formazione Pozzaroni.

Per gran parte del suo affioramento, il tetto della Formazione Pozzaroni forma la superficie topografica e non è alterato. Il contatto con la soprastante Formazione Corno di Bellaria inferiore è visibile nella scarpata stradale della SP122 di Quaranta. Il contatto è para-concordante, sottolineato dalla differenza litologica tra le due unità. Il contatto alla base con la Formazione Quaranta affiora nella scarpata stradale lungo la SP81 Vetta dell'Amiata, tra il Fosso dei Pozzaroni e Valle Gelata, a q. 1090 m circa (Figura 5.7a). La giacitura della stratificazione all'interno della lava della Formazione Pozzaroni è discordante rispetto alle lineazioni litologiche presenti nella Formazione Quaranta. Inoltre la Formazione Quaranta sviluppa una fascia di alterazione in cui la lava è trasformata

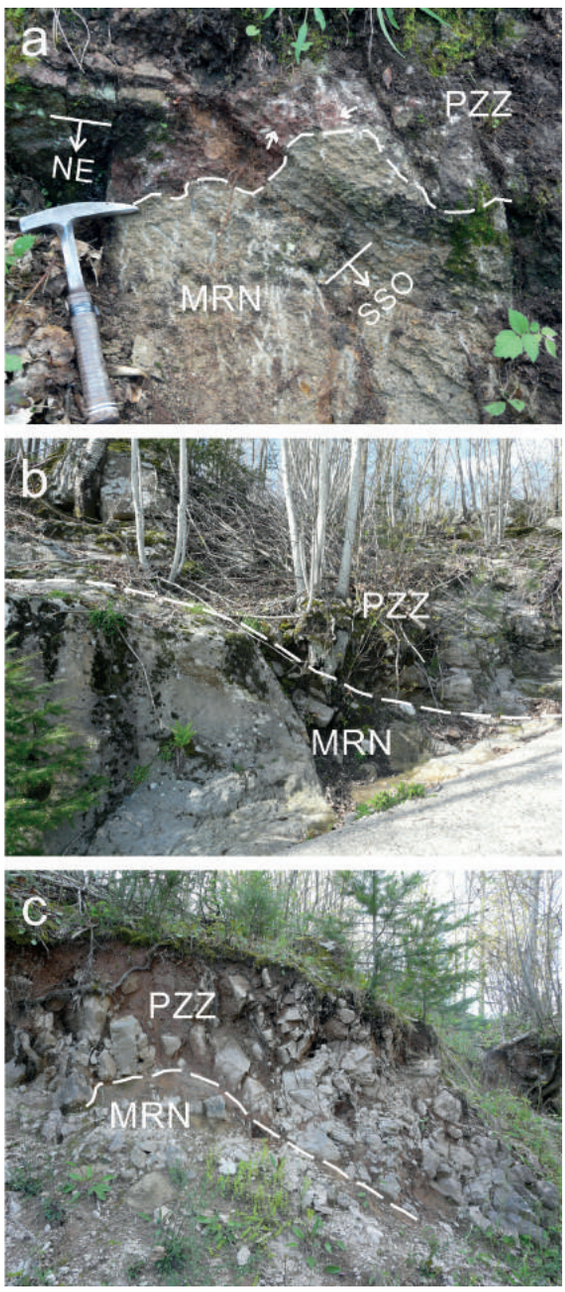



**Figura 5.8** – Il contatto stratigrafico tra la Formazione Pozzaroni e la Formazione Marroneto. (a) Affioramento lungo la SP35 della Vetta al km 1+300. La discordanza angolare è evidenziata dai simboli di giacitura verso NE nella Formazione Pozzaroni (PZZ) e verso SSO nella Formazione Marroneto (MRN). Inoltre le due frecce indicano la litologia porfirica a grossi fenocristalli di sanidino della Formazione Pozzaroni. (b) Affioramento lungo la Via Scaletta, a monte di Case Falco. Il contatto discordante è tra la lava stratificata della Formazione Pozzaroni (PZZ) e la lava vitrofirica perlitica molto alterata e brecciata della Formazione Marroneto (MRN). (c) Un lembo isolato di lava della Formazione Pozzaroni (PZZ) ricopre la lava alterata della Formazione Marroneto (MRN) poco a ovest di Case Falco. – *The stratigraphic contact between the Pozzaroni Formation and Marroneto Formation. (a) Outcrop along the SP35 della Vetta at km 1 + 300. The angular unconformity is highlighted by the symbols of dip towards NE in the Pozzaroni Formation (PZZ) and towards SSW in the Marroneto Formation (MRN). In addition, the two arrows indicate porphyritic lithology with sanidine mega-phenocrysts of the Pozzaroni Formation. (b) Outcrop along the Via Scaletta, upstream of Case Falco. The unconformable contact is between the stratified lava of Pozzaroni Formation (PZZ) and the highly altered vitrophyric lava of Marroneto Formation (MRN). (c) An isolated outcrop of the Pozzaroni Formation (PZZ) covers the altered lava of the Marroneto Formation (MRN) just west of Case Falco.*

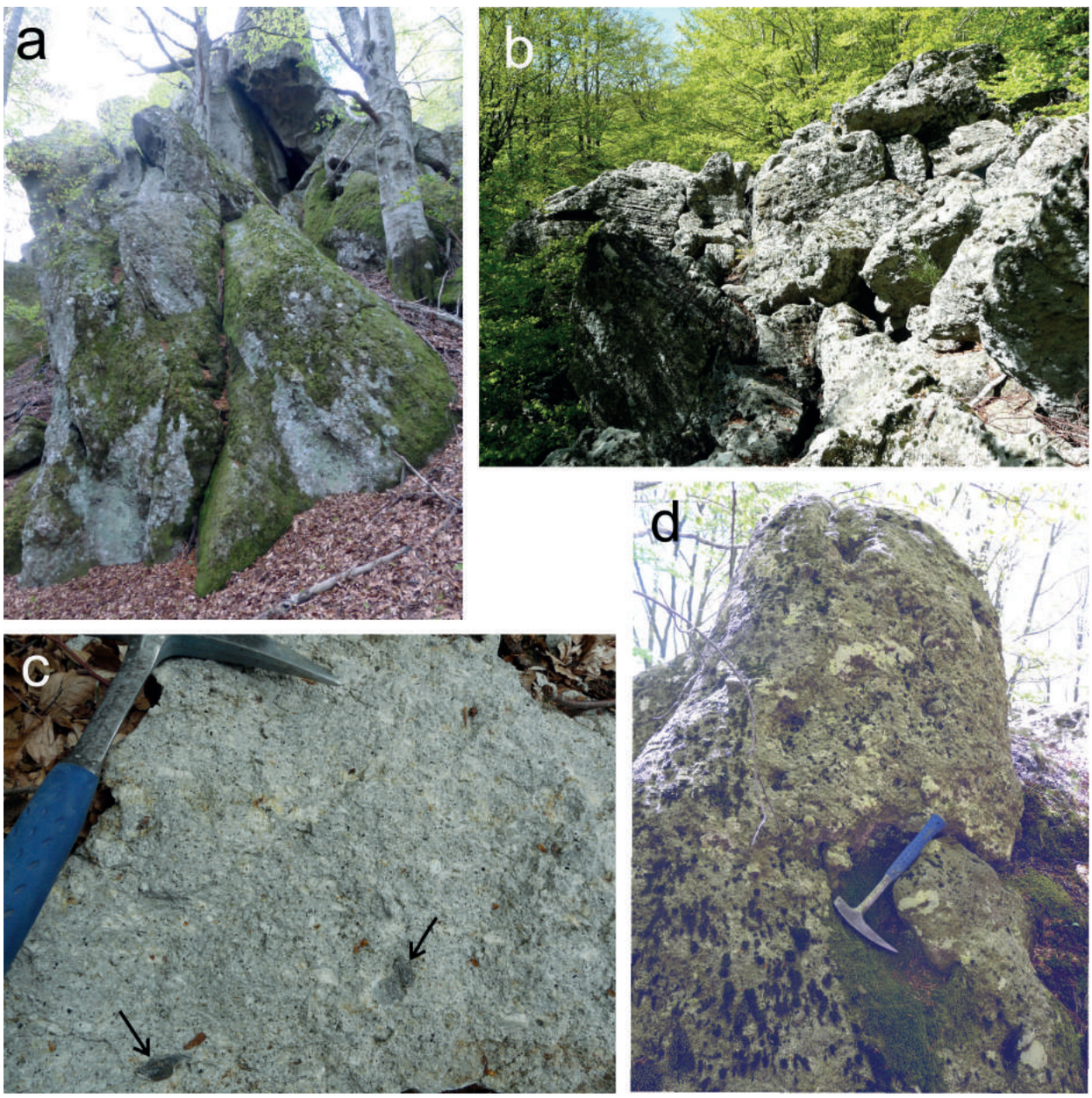



**Figura 5.9** - La Formazione Poggio Lombardo. (a) Nell'affioramento alla sommità di Poggio Lombardo, la lava stratificata ha una giacitura di 60-70° verso SE. (b) Affioramento presso la testata del Fosso dell'Inferno. (c) Dettaglio della lava alla scala del campione a mano. In basso al centro è visibile un incluso magmatico basico (freccia) e a sinistra uno xenolite meta-sedimentario (freccia). (d) Un incluso magmatico basico di dimensioni pluri-decimetriche (sotto il martello) all'interno della lava a Poggio Lombardo. – *Poggio Lombardo Formation. (a) At the top of Poggio Lombardo, the stratified lava has an angle of dip of 60-70° towards SE. (b) Outcrop at the heat of the Fosso dell'Inferno. (c) Detail of the lava on macroscopic scale. A mafic magmatic enclave (arrow) and a meta-sedimentary xenolith (arrow) are shown at the center-bottom of on the left of the picture, respectively. (d) A mafic magmatic enclave (under the hammer) is inside the lava at Poggio Lombardo.*

in un sabbione saprolitico giallastro. Il contatto probabilmente continua verso nord lungo la strada forestale verso il Podere Cipriana alla quota 1085 m circa, dove si verifica una rottura di pendenza del versante e ci sono affioramenti contigui delle due unità, anche se non in contatto diretto. Il contatto alla base con la Formazione Marroneto è visibile lungo la SP35 della Vetta al km 1+300 da Bagnólo a Fontana delle Monache (Figura 5.8a), lungo la Via Scaletta a monte di Case Falco (Figura 5.8b), e lungo

la strada forestale tra Faggia e Poggio Trauzzolo all'incrocio con il Fosso del Bianco. Nel primo affioramento non è presente la facies alterata della Formazione Marroneto, ma le due unità mostrano discordanza nella giacitura della stratificazione delle lave e litologie chiaramente diverse (Figura 5.8a). Nel secondo affioramento citato, oltre alla discordanza e alla diversa litologia tra le due unità laviche, il contatto è evidenziato dalla presenza di una fascia alterata in sabbione saprolitico giallastro a tetto della Formazione Marroneto. Infine, due piccoli "*klippe*" di Formazione Pozzaroni sulla Formazione Marroneto sono stati rilevati a ovest di Case Falco (Figura 5.8c) e a nord-ovest di Faggia (Bagnólo).

#### *3.2.3.2 Formazione Poggio Lombardo – PLB*

La Formazione Poggio Lombardo forma una serie di rilievi allineati tra cui Poggio Lombardo, Poggio Biello e Poggio del Razzo. La sezione tipo è in corrispondenza della sommità del Poggio Lombardo (Figura 5.9a). Altri affioramenti significativi sono lungo la strada forestale dal Ristorante Gatto d'Oro verso il Poggio Trauzzolo, lungo la SP58 di Aiole nel tratto alla base della Montagnola, e lungo la strada forestale tra Fosso dell'Inferno e Poggio Lombardo (Figura 5.9b).

La lava è di colore rosa, rossastro o grigio, molto porfirica, a grana media, di composizione da trachite a trachidacite. I fenocristalli sono di sanidino e plagioclasio tondeggiante (da 1-1.5 mm a 4-5 mm), subordinati biotite e pirosseno (fino a 1-2 mm). I mega-fenocristalli di sanidino hanno dimensioni da 1-2 cm fino a 5 cm e sono in quantità variabile da scarsa ad abbondante (Figura 5.9c). La massa di fondo è variabile da porzioni microcristalline più dense e opache, a porzioni vetrose più trasparenti con microcristalli, localmente è molto vacuolare con vetro fibroso. Sono abbondanti glomerofiri e aggregati cristallini di plagioclasio + biotite + pirosseno, di dimensioni da sub-millimetriche a centimetriche. Localmente la lava è di colore biancastro o grigio e meno porfirica. Gli inclusi magmatici basici sono abbondanti, di forma tondeggiante o ameboide, di diametro fino a 50-60 cm (Figura 5.9d); sono presenti anche xenoliti meta-sedimentari, di forma tabulare spigolosa, con dimensioni fino a 20 cm.

L'unità è costituita da una successione stratificata di lave massive in banchi piano-paralleli, sub-orizzontali, con spessore da decimetrico a plurimetrico (Figura 5.9b), separati da letti di spessore centimetrico definiti da lava più vescicolata con vacuoli a vetro fibroso e da addensamenti dei mega-fenocristalli. Nella parte sommitale dei rilievi la giacitura della stratificazione evidenzia strutture di rampa frontale (Figura 5.9a). Le strutture e la geometria delle lave suggeriscono che esse appartengano ad una serie di duomi esogeni coalescenti.

Il contatto a tetto con la formazione La Montagnola[7] è visibile lungo la SP58 di Aiole. Lateralmente, la Formazione Poggio Lombardo entra in contatto con varie formazioni più recenti. A est, lungo la profonda incisione del Fosso dell'Inferno, tra q. 1080 m e 1215 m s.l.m., il contatto con la Formazione Fonte del Piscinetto mostra la sovrapposizione, con evidente discordanza angolare, del margine e del fronte delle colate di lava di quest'ultima unità sul versante orientale del Poggio Lombardo. Nella parte superiore del Fosso dell'Inferno, da q. 1215 m a 1360 m s.l.m., il contatto laterale è con la Formazione Corno di Bellaria inferiore ed è stato tracciato in base all'evidente differenza litologica tra le due unità. A ovest, il contatto laterale della Formazione Poggio Lombardo è con la Formazione Poggio Falco e la Formazione Poggio della Pescina. Il contatto basale con la Formazione Marroneto è stato interpretato alle q. 1090-1120 m s.l.m., in base alla morfologia del versante e alla presenza di affioramenti delle due unità contigui anche se non a diretto contatto.

### *3.2.4 Sintema di Montre Amiata - Subsintema della Madonna degli Scout*

#### *3.2.4.1 Formazione Fonte del Piscinetto – PSC*

La Formazione Fonte del Piscinetto affiora sul versante sinistro e sul fondovalle della testata del Fosso dell'Inferno. La sua sezione tipo è alla Fonte del Piscinetto (Figura 5.10a). Un altro affioramento significativo è a nord-est del Poggio Trauzzolo lungo la strada forestale.

[7] Vedi Capitolo 4




**Figura 5.10** - La Formazione Fonte del Piscinetto. (a) La colata di lava più settentrionale nel Fosso dell'Inferno presso la Fonte del Piscinetto. (b) Particolare della base stratificata della colata di lava. (c) Particolare del contatto discordante della Formazione Fonte del Piscinetto (PSC) sopra le lave della Formazione Poggio Lombardo (PLB) presso la Fonte del Piscinetto. (d) Affioramento del margine della colata di lava nel Fosso dell'Inferno. – *Fonte del Piscinetto Formation. (a) The northernmost lava flow in the Fosso dell'Inferno near the source of Piscinetto. (b) Detail of the stratified base of the lava flow. (c) Detail of the unconformable contact between the Fonte del Piscinetto Formation (PSC) and the lava of the Poggio Lombardo Formation (PLB) near the source of the Piscinetto. (d) Outcrop of the lava flow margin in the Fosso dell'Inferno.*

La lava è massiva, grigio violacea, molto porfirica, di composizione da trachitica a trachidacitica. I fenocristalli sono equigranulari, sub-millimetrici, di sanidino, plagioclasio e biotite. I mega-fenocristalli di sanidino sono abbondanti, con dimensioni massime di 1 cm. La massa di fondo è vetrosa opaca o afanitica. Sono presenti plaghe e vacuoli di vetro rosa vescicolato fibroso e abbondanti glomerofiri di plagioclasio + biotite + pirosseno.

L'unità è costituita da almeno tre lobi di colata di lava che scendono sul versante sinistro molto acclive del Fosso dell'Inferno. La lingua di lava più orientale è lunga circa 1 km e larga 200 m, parte da q. 1195 m s.l.m., è delimitata dal Fosso Fonte delle Monache e il suo fronte raggiunge la strada forestale a est del Poggio Trauzzolo a q. 1050 m s.l.m.. Il lobo di colata più occidentale è molto tozzo, lungo circa 400 m e largo 300 m, forma un dosso arrotondato a est della Fonte del Piscinetto e mostra un margine di colata stratificato (Figura 5.10a,b,c) che segue l'incisione valliva fino a q. 1100 m s.l.m. (Figura 5.10d).

Il contatto a tetto con la Formazione Corno di Bellaria inferiore è visibile lungo la strada forestale che dalla Fonte delle Monache raggiunge la Fonte del Piscinetto. L'unità ha contatto laterale con la Formazione Marroneto lungo il Fosso Fonte delle Monache a est e lungo il Fosso dell'Inferno a ovest,

dove però il contatto è coperto da depositi di frana. Alla Fonte del Piscinetto e lungo la profonda incisione del Fosso dell'Inferno, tra q. 1080 m e 1215 m s.l.m., la Formazione Fonte del Piscinetto si sovrappone alla Formazione Poggio Lombardo con chiara discordanza angolare (Figura 5.10a,c).

### *3.2.4.2 Formazione Corno di Bellaria inferiore - CBI*

La Formazione Corno di Bellaria inferiore affiora sul versante meridionale del Corno di Bellaria, tra la valle Fosso dell'Inferno a ovest, la Valle Gelata a est, ed è delimitata a sud dalla SP122 di Quaranta tra q. 1206,6 s.l.m. e il Sasso dei Tre Confini. La sezione tipo è lungo la SP35 della Vetta, tra il Fosso della Faggeta e i tornanti sopra la Fonte delle Monache. Su entrambi i versanti della Valle Gelata e sul suo fondovalle in un promontorio allungato circa N-S, tra le q. 960 m e 1010 m s.l.m., depositi di frana sono costituiti da blocchi plurimetrici di lava litologicamente simile a quella della Formazione Corno di Bellaria inferiore.

La lava è biancastra o grigio chiara, vitrofirica, omogenea, poco porfirica a grana medio-fine, di composizione trachidacitica. La massa di fondo è vetrosa, perlitica (Figura 5.11a), in corrispondenza delle porzioni più vacuolari il vetro diventa fibroso. Sono presenti fenocristalli di sanidino (2-5 mm), plagioclasio, biotite e pirosseno millimetrici (fino a 2 mm); sporadicamente sono presenti megafenocristalli di sanidino con dimensioni fino a 2-3 cm soprattutto distribuiti in plaghe o letti. Localmente, la lava alla base mostra laminazioni piano-parallele di vetro grigio scuro o nerastro. Sono abbondanti gli inclusi magmatici basici, con dimensioni fino a 50 cm, e gli xenoliti metasedimentari con dimensioni fino a 5-7 cm.

L'unità è formata da un'unica colata di lava, di forma tozza, con superficie regolare e fianchi acclivi. La porzione visibile è lunga circa 1.5 km e larga 1 km. La struttura interna della lava è generalmente massiva, non stratificata, con fessurazioni verticali non ben definite. Nella parte basale è presente una tessitura laminata, con letti piano-paralleli, leggermente ondulati, dello spessore da pochi mm al cm, determinati da gradi di vescicolazione diversi nella massa di fondo vetrosa (Figura 5.11b). La parte laterale occidentale della colata è articolata

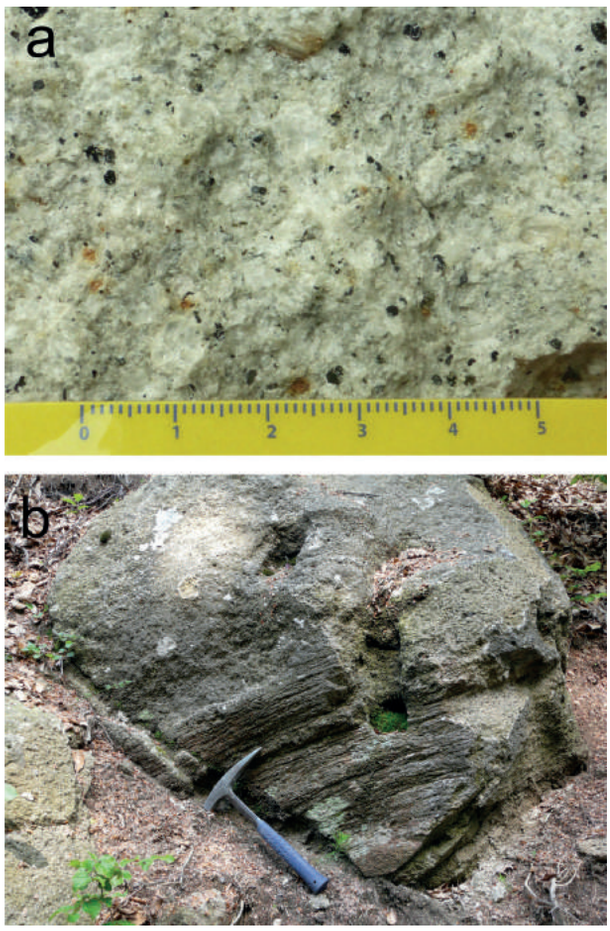



**Figura 5.11** - La Formazione Corno di Bellaria inferiore. (a) Dettaglio alla scala del campione a mano della lava con massa di fondo perlitica. (b) La base della colata di lava mostra laminazioni piano-parallele di spessore centimetrico. – *The Lower Corno di Bellaria Formation. (a) Detail of the lava on macroscopic scale showing the glassy perlitic groundmass. (b) The lava flow base shows piano-parallel laminations of centimeter thickness.*

in alcuni piccoli lobi che scendono verso la valle del Fosso dell'Inferno-Fosso Fattucchiaio, il cui versante sinistro è una scarpata molto acclive con un dislivello di circa 200 m.

Il contatto di base con la Formazione Pozzaroni è visibile sul fronte meridionale della colata di lava, lungo la SP122 di Quaranta, da q. 1206,6 s.l.m. alla Valle Gelata. Esso è identificato dalla differenza litologica e dalla discordanza di giacitura tra le due unità. Questo contatto è piano e netto, senza intercalazioni di depositi epiclastici o di orizzonti di pedogenizzazione/alterazione. Sul fianco orientale dell'unità, il contatto con la Formazione

Pozzaroni è laterale lungo l'incisione della Valle Gelata ed è sottolineato dalla evidente differenza morfologica dei litosomi costituenti le due unità. Il contatto di base con la Formazione Fonte del Piscinetto è visibile sul versante sinistro del Fosso dell'Inferno, sopra la Fonte del Piscinetto a q. 1220 m s.l.m., e sotto la Fonte delle Monache a q. 1195 m s.l.m.. Esso è evidenziato dalla differenza litologica tra le due unità. Il contatto con la Formazione Poggio Lombardo è laterale, lungo l'impluvio del Fosso dell'Inferno. Abbiamo interpretato che la Formazione Poggio Lombardo sia stratigraficamente più antica della Formazione Corno di Bellaria inferiore, in quanto un lobo della colata lavica costituente quest'ultima unità fluisce in una depressione erosa sul fianco delle lave appartenenti alla prima unità.

### *3.2.4.3 Formazione Poggio della Pescina – PPS*

La Formazione Poggio della Pescina forma l'omonimo rilievo e i suoi versanti settentrionale e nord-occidentale. La sezione tipo è in corrispondenza della sommità del rilievo.

La lava di colore grigio-rosato, è porfirica con massa di fondo afanitica, opaca che dà il colore alla roccia, localmente ci sono delle bande con vetro micro-vescicolato più chiaro. La composizione è trachitica. Sono presenti fenocristalli di sanidino, plagioclasio (tondeggianti, di 1-2 mm), biotiti e pirosseni millimetrici e sparsi mega-fenocristalli di sanidino con dimensioni fino a 2-3 cm e aggregati cristallini di plagioclasio + biotite + pirosseno. Si trovano inclusi magmatici basici e xenoliti meta-sedimentari. Non presenta alterazione superficiale. L'unità è formata da un duomo di lava esogeno con delle *coulée* verso NO, N e NE. La sommità del duomo è a q. 1198,5 m s.l.m., il fronte della *coulée* nord-occidentale scende fino a q. 830 m s.l.m.. Il duomo, di forma conica, ha un diametro di circa 500 m. La lava è stratificata in banchi, di spessore da decimetrico a pluri-metrico, fino sulla sommità del duomo.

La Formazione Poggio della Pescina costituisce per gran parte del suo affioramento la superficie topografica. Il contatto a tetto con la Formazione Poggio Falco si può vedere nell'impluvio che separa i due rilievi, lungo la sella di q. 1153,2 s.l.m.. Contatti laterali lungo profondi impluvi sono a est,

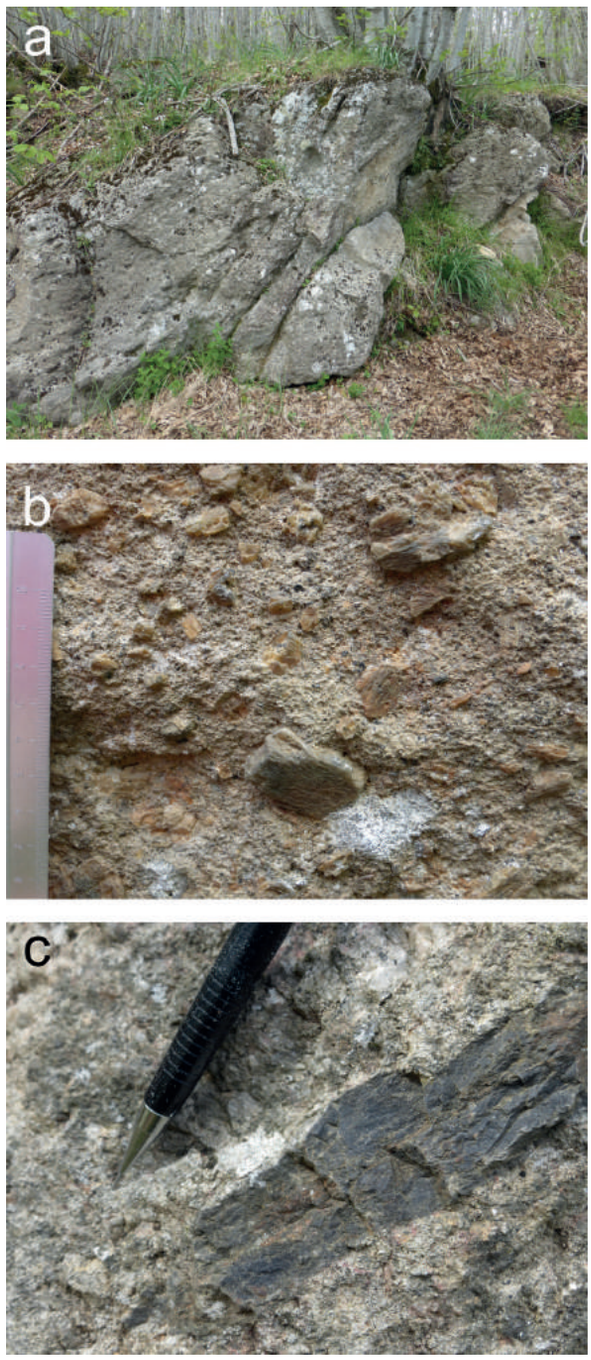



**Figura 5.12** - La Formazione Poggio Falco. (a) Il margine orientale della *couléè* che scende verso S, lungo la SP58 di Aiole. (b) Dettaglio della lava alla scala del campione a mano. Si notano gli abbondanti mega-fenocristalli di sanidino con dimensioni fino a 3 cm. (c) Dettaglio della lava alla scala del campione a mano. È visibile uno xenolite di roccia meta-sedimentaria. – *Poggio Falco Formation. a) The eastern edge of the coulée that flowed towards S, exposed along the SP58 of Aiole. (b) Detail of the lava on macroscopic scale. Note the abundant sanidine mega-phenocrystals with dimensions up to 3 cm. (c) Detail of the lava on macroscopic scale. There is a meta-sedimentary xenolith.*

con una piccola porzione di Formazione Poggio Lombardo e con un deposito di frana.

### *3.2.4.4 Formazione Poggio Falco – PFL*

La Formazione Poggio Falco forma l'omonimo rilievo e il suo versante meridionale fino al Fosso della Caduta. La sezione tipo è alla sommità del Poggio Falco. Altri affioramenti significativi sono visibili lungo la SP58 di Aiole, tra Fosso dello Spino e l'incrocio di q. 1151,5 m s.l.m. (Figura 5.12a).

La lava è di colore biancastro o grigio chiara, vitrofirica, porfirica, di composizione trachitica. La massa di fondo è vetrosa perlitica con porzioni di vetro vescicolato e fibroso. La grana è media, sono presenti fenocristalli di plagioclasio (tondeggianti, 2-3 mm), pirosseno (fino a 3 mm), biotite (fino a 2 mm) e abbondanti mega-fenocristalli di sanidino con dimensioni medie di 1-2 cm e massime di 3-4 cm (Figura 5.12b). Gli inclusi magmatici basici sono abbondanti e hanno dimensioni da 1 a 30 cm, sono presenti anche xenoliti di rocce meta-sedimentarie (Figura 5.12c).

L'unità è formata da un duomo lavico esogeno con una *coulée* verso S. Il duomo è un dosso ellittico, allungato in direzione ENE-OSO per circa 450 m, con due cime, rispettivamente a q. 1214,0 m e 1205,0 m s.l.m.. La lava è massiva, senza stratificazioni o bancature; nella parte superficiale vi sono porzioni scoriacee con vetro fibroso e vescicole allineate. La *coulée* parte da q. 1250 m s.l.m. ed è lunga circa 1 km, definita morfologicamente da due profondi impluvi. La lava della *coulée* mostra laminazioni di flusso, date da bande a differente vescicolazione, di spessore da centimetrico a decimetrico. Le laminazioni formano delle strutture di rampa frontale, con immersione in contropendenza rispetto al versante di scorrimento (cioè verso NO), e inclinazione di 55-60° (Figura 5.12a). Al fronte della *coulée*, fino all'intersezione tra il Fosso dello Spino e il Fosso della Caduta, c'è un accumulo di massi di frana con litologia monogenetica simile a quella della Formazione Poggio Falco.

Il tetto della Formazione Poggio Falco coincide con la superficie topografica. Contatti laterali lungo un profondo impluvio si verificano a est con la Formazione Poggio Lombardo e la Formazione Marroneto. Interpretiamo una posizione stratigrafica più elevata rispetto a queste unità; in

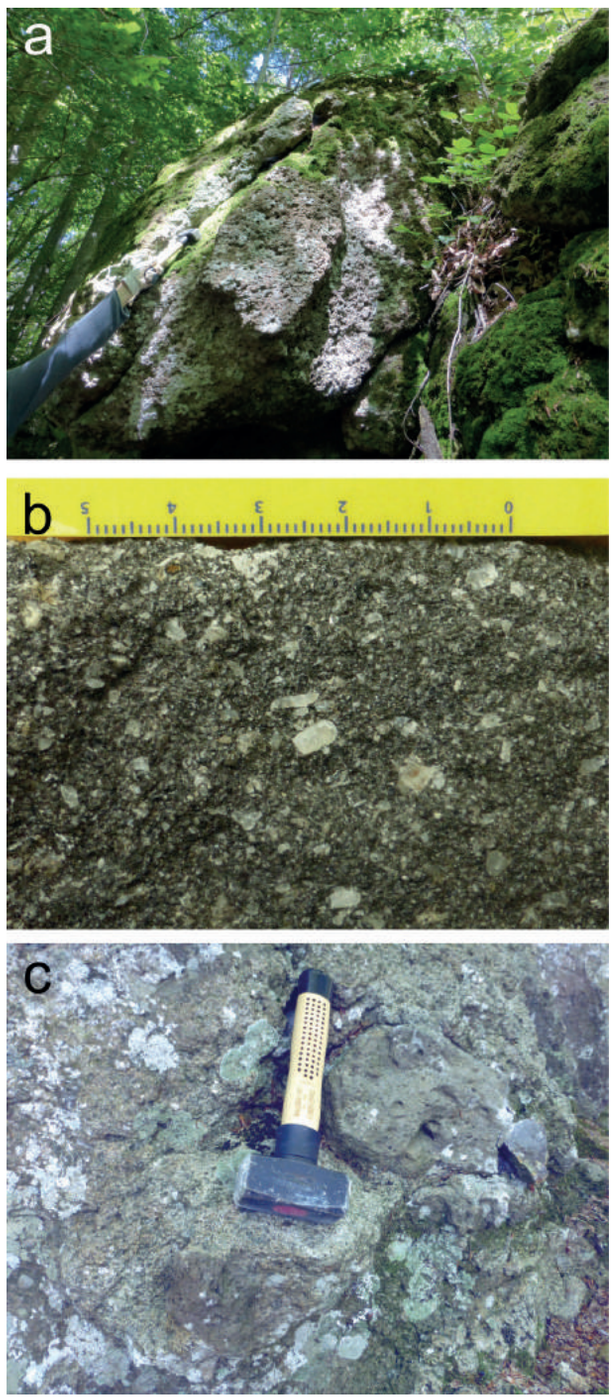



**Figura 5.13** - La Formazione Poggio Trauzzolo. (a) Affioramento di lava scoriacea sulla sommità del duomo di lava. (b) Dettaglio della lava della *coulée* alla scala del campione a mano. (c) Due inclusi di rocce magmatiche basiche (a destra e sotto la mazzetta) all'interno della lava. – *Poggio Trauzzolo Formation. (a) Outcrop of scoriaceous lava on the top of the lava dome. (b) Detail on macroscopic scale of the lava belonging to the coulée. (c) Two magmatic mafic enclaves (right and under the sledgehammer) inside the lava.*

particolare, rispetto alla Formazione Marroneto per l'assenza di alterazione superficiale, e rispetto alla Formazione Poggio Lombardo per la migliore conservazione dell'aspetto morfologico che appare meno eroso e tettonizzato. Il contatto alla base con la Formazione Poggio della Pescina è definito dalla differenza litologica delle due unità lungo la vallecola che forma il margine settentrionale di Poggio Falco, alla sella di q. 1153,2 m s.l.m..

### *3.2.5 Sintema di Monte Amiata - Subsintema di Prato della Contessa*

#### *3.2.5.1 Formazione Poggio Trauzzolo - PTZ*

La Formazione Poggio Trauzzolo forma l'omonimo rilievo e si estende con una stretta lingua sul versante destro del Fosso Fattucchiaio fino a q. 840 m s.l.m. circa. La sezione tipo è sul versante occidentale ed alla sommità del Poggio Trauzzolo (Figura 5.13a).

La lava è di colore grigio chiaro o grigio violaceo nelle porzioni più ossidate, vitrofirica, porfirica, con fenocristalli di sanidino e plagioclasio tondeggianti, di dimensioni 1-5 mm, e subordinati pirosseni e biotiti. I mega-fenocristalli di sanidino sono abbondanti con dimensioni fino a 4 cm e larghi fino a 2 cm. La composizione è trachidacitica. La massa di fondo è a tessitura variabile, da vetro grigio chiaro molto vescicolato con strutture fibrose, a perlitico, fino a vetro denso grigio scuro. Sono presenti tessiture laminate date da vetro con diverso grado di vescicolazione. La lava è stratificata in banchi da decimetrici a metrici, separati da letti di vetro con diverso grado di vescicolazione o da addensamenti di mega-fenocristalli di sanidino con dimensioni fino a 1 cm. Gli inclusi magmatici basici sono abbondanti, con dimensioni fino a 50 cm (Figura 5.13c).

L'unità è costituita da un duomo di lava esogeno da cui si protende una *coulée* sul fianco sud-orientale. Il duomo ha forma conica oblunga in direzione NE-SO, con base di 1150 m x 700 m, da q. 1130 m s.l.m. a nord a q. 1000 m s.l.m. a sud. I versanti sono ripidi nella parte inferiore e la sommità è quasi pianeggiante. Il duomo è costituito da lava stratificata, localmente con fessurazioni verticali. La *coulée* è lunga circa 600 m e larga 200 m sul versante destro del Fosso Fattucchiaio ed è costituita da lava massiva, con massa di fondo vetrosa densa nerastra, e assenza di mega-cristalli di sanidino (Figura 5.13b).

La Formazione Poggio Trauzzolo forma la superficie topografica e non ha contatti a tetto con unità più recenti. Il contatto di base è con la Formazione Marroneto, che è presente su tutti i lati dell'unità.

## *3.3 Depositi continentali Quaternari*

### *3.3.1 Depositi lacustri*

Nell'area di Bagnólo sono localizzati i depositi di uno dei bacini lacustri ormai estinti che sono diffusi nella porzione periferica del Monte Amiata, al confine tra le rocce vulcaniche e il substrato sedimentario. In particolare i depositi lacustri di Bagnólo erano costituiti da argille e, soprattutto, da diatomiti. Queste ultime sono state oggetto di intensa attività estrattiva per ricavare la Farina Fossile, nelle cave denominate Fontespilli. L'originario sedimento è stato completamente asportato dall'attività mineraria e non è più visibile in affioramento. Per una informazione più completa su questi sedimenti si rimanda al Capitolo 18 di questo stesso Volume.

### *3.3.2 Depositi alluvionali*

Sono costituiti da sabbie e ghiaie vulcanoclastiche accumulate sul fondovalle dei principali torrenti che solcano il territorio cartografato. In particolare le aree di maggior sviluppo di questi sedimenti sono il Fosso Fattucchiaio, Valle delle Mura, Valle Gelata e Fosso dell'Inferno.

### *3.3.3 Depositi di frana*

Il margine degli affioramenti di rocce vulcaniche intorno al Monte Amiata è stato soggetto a frane, prevalentemente di crollo, che hanno fatto arretrare il fronte naturale delle colate di lava e che hanno coperto con i loro depositi il limite con il substrato sedimentario (Coltorti et al., 2011). Anche il margine meridionale è interessato da numerose frane, soprattutto in corrispondenza della Formazione Sorgente del Fiora nella sua porzione sud-occidentale e della Formazione Marroneto a sud di Bagnólo. Una delle frane più grandi è quella che ha interessato la parete a monte dell'abitato di Tre Case. Questi depositi sono in genere costituiti

da blocchi rocciosi, da spigolosi a sub-spigolosi, di dimensioni metriche e pluri-metriche. Altri importanti depositi di frana sono presenti lungo il Fosso dell'Inferno e la Valle Gelata, dove i crolli hanno interessato le ripide pareti che sovrastano le profonde incisioni vallive. Quando possibile, i depositi di frana sono stati rappresentati sulla carta geologica con un simbolo colorato come l'unità stratigrafica che è stata identificata essere la sorgente della frana.

## 4 Conclusioni

La Carta geologica del settore meridionale del vulcano di Monte Amiata, anche se rappresenta solo una parte dell'edificio vulcanico, permette di evidenziare i vantaggi scientifici e applicativi di una carta geologica prodotta con l'utilizzo contemporaneo di criteri stratigrafici, geologici e petrografici. In particolare, i punti di particolare rilievo sono i seguenti:

Questa cartografia si distingue da tutte le altre presenti per l'Amiata, compreso il Continuum della Regione Toscana e l'ultima carta pubblicata da Conticelli et al. (2015), per l'estremo dettaglio nel rilevamento, nella descrizione delle unità e nella caratterizzazione petrografica dei depositi.

Nonostante l'apparente omogeneità di composizione mineralogica e chimica delle vulcaniti del Monte Amiata, invocata nella letteratura precedente come un ostacolo ad una chiara interpretazione geologica e vulcanologica del vulcano, abbiamo dimostrato che ciascuna unità stratigrafica distinta e cartografata ha, oltre che un insieme di caratteri litologici e deposizionali distinguibili, anche delle peculiarità petrografiche che ne permettono la differenziazione e il riconoscimento dalle altre unità.

L'approccio sintematico alla cartografia geologica del vulcanico ha dimostrato la sua validità, anche in una cartografia di una parte di un vulcano e non della sua interezza, a conferma di quanto già definito in altre carte sintematiche di vulcani (e.g. Paolillo et al., 2016).

Il quadro stratigrafico ricostruito in questo lavoro, grazie all'accurato rilevamento geologico di terreno svolto, ha permesso di definire con esattezza la natura dei vari corpi vulcanici (lave, duomi, *coulée*), in base alle loro caratteristiche litologiche e di affioramento, e di collocarli nella loro giusta posizione all'interno dell'evoluzione geologica del vulcano. Sono stati così superati i raggruppamenti troppo ampi ed immotivati, attuati nel passato, da cui emergevano due sole grandi unità vulcaniche (1. Complesso basale di origine non chiara; 2. Duomi sommitali e colate di lava), sovrastate dalle due piccole colate dell'Ermeta e delle Macinaie, distinte dai precedenti Autori in base a criteri più petrochimici che stratigrafici[8].

L'auspicio è di potere concludere il lavoro estendendo questo tipo di cartografia geologica a tutto l'edificio vulcanico del Monte Amiata, con la stessa metodologia utilizzata per il settore meridionale, che ha ampiamente ripagato dello sforzo effettuato.

[8] Vedi Capitolo 4

## Opere citate

Coltorti M., Brogi A., Fabbrini L., Firuzabadı D. e Pieranni L. (2011) The sagging deep-seated gravitational movements on the eastern side of Mt. Amiata (Tuscany, Italy). Nat. Hazards, 59, 191–208.

Conticelli S., Costantini A., Marroni M., Moratti G. et al. (2015) Geological map of the Monte Amiata region (Southern Tuscany, Italy). Scala 1:50.000. Ital. J. Geosci., 134, tavola fuori testo.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41–56.

La Felice S., Principe C., Bertini G., Gianelli G., Montanari D. e Vezzoli L. (2014) Oldest Volcanic Units at Mt. Amiata (Tuscany, Central Italy) discovered inside "Davide Lazzaretti" Well. Conferenza Rittmann, Nicolosi (CT), 29-31 ottobre 2014, p. 38.

Marroni M., Pandeli E., Pandolfi L. e Catanzariti R. (2015) Updated picture of the Ligurian and sub-Ligurian units in the Monte Amiata area (Tuscany, Italy): elements for their correlation in the framework of the

Northern Apennines. Ital. J. Geosci., 134, 200-218.
Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., 70, 355-429.
Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The sub-Ligurian and Ligurian units of the Monte Amiata geothermal Region (south-eastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data and insight into their relationships with the Tuscan Nappe. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n.3, 55-71.
Paolillo A., Principe C., Bisson M., Gianardi R., Giordano D. e La Felice S. (2016) Volcanology of the South-Western sector of Vesuvius, Italy. Journal of Maps, 12, 425-440. DOI 10.1080/17445647.2016.1234982
Salvador A. (Ed.) (1994) International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure (No. 30). Geological Society of America.

# 6. Vulcano-tettonica e morfologie vulcaniche del Monte Amiata

*Volcano-tectonic and volcanic morphology of Monte Amiata*

Claudia Principe[1] e Luigina Vezzoli[1,2]

*1 CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*2 Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como*

Corresponding author c.principe@igg.cnr.it

*Abstract*

*The main tectonic elements affecting the Monte Amiata area are a series of faults oriented NE-SW that are the prosecution of the Bágnore and Bagni San Filippo shear zones, located to the south-west and north-east of the volcano, respectively. In addition to these transtensional faults, other three family of lineaments has been recognized on the volcanic area and surrounding sedimentary rocks. They are the older NNE-SSW trend, and the ESE-WNW and SSE-NNW trends that accommodate the stress produced by the NE-SW prevailing trend. All these tectonic regional trends were repeatedly active during the volcano eruptive history. The interaction of these structural elements with stratigraphy and volcanic morphologies, such as domes, "coulées" and lava flows that compose the Monte Amiata edifice, hallowed to assess the presence of a number of volcano-tectonic graben-like structures that formed at different moments of the volcanic history. The first of these grabens, correspond to a depressed area inside the sedimentary substratum under the south-western portion of the volcanic edifice. This first collapse occurred in relationship with the emplacement of the thick succession of domes and lava flows cored by the David Lazzaretti drilling. During the subsequent volcanic history, other grabens formed, interdigitated with Monte Amiata main episodes of volcanic activity. These volcano-tectonic structures repeatedly interested trachidacitic lava flows and domes, generating narrow structural strip nested on the summit portion of the volcanic edifice. From a couple of these fractures, the less evolved lavas were emitted during, and not at the end, of the volcanic history of Monte Amiata. The last emitted volcanics are the exogenous domes of La Montagnola and Poggio Trauzzolo formations, unaffected by graben structures. The presence of these volcano-tectonic collapses give reason of all the structural elements still visible on the volcano and depict a new picture of the Monte Amiata volcano grown, that is in agreement with morpho-sructural and stratigraphic findings.*

## 1 Introduzione

Il vulcano di Monte Amiata sorge al di sopra di un substrato sedimentario costituito quasi interamente dalle Unità Liguridi delle Formazioni di Santa Fiora e delle Argille a Palombini (Pandeli et al., 2005)[1]. L'edificio vulcanico raggiunge una elevazione massima di 1738 m s.l.m. nel duomo della Vetta e degrada fino a 450-800 m s.l.m. al margine esterno delle vulcaniti. L'areale occupato dai depositi della attività vulcanica è di circa 85-90 km$^2$ (Figura 6.1).

Il Monte Amiata è posizionato alla sommità di un alto morfologico formato dalle unità sedimentarie. Questo alto morfologico è stato da alcuni Autori interpretato come dovuto ad un generale sollevamento avvenuto, nell'ambito di una fase tettonica distensiva Pliocenica (Brogi, 2008), a causa della intrusione, ad una profondità di 5-6 km, di un corpo granitoide da cui, fra 304 e 230 ka

[1] Vedi Capitolo 1

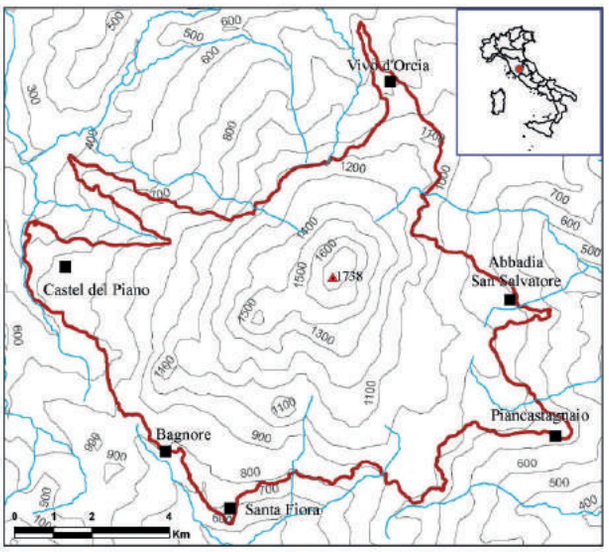



**Figura 6.1 -** L'areale di distribuzione delle vulcaniti di Monte Amiata (linea rossa) va dalla quota di 1738 m s.l.m. della cima del duomo della Vetta, alla quota di 450- 830 m s.l.m. del limite con il substrato sedimentario (da Dini et al., 2010). – *Distribution of Monte Amiata volcanics (red line) spans from 1738 m s.l., at Duomo della Vetta, to 450-830 m at the boundary with the sedimentary substratum (from Dini et al., 2010).*

fa (Laurenzi et al., 2015), si sarebbero poi generati tutti i magmi che hanno costruito il vulcano (Batini et al., 1986; Gianelli et al., 1988; Manzella et al., 1998; Acocella, 2000).

La morfologia e struttura della superficie a tetto del substrato sedimentario sotto il vulcano è stata oggetto nel tempo di diversi studi ed interpretazioni (Cataldi, 1967; Calamai et al., 1970; Manzella, 2006; Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012; vedi Capitolo 13 di questo stesso Volume), volti a definire lo spessore delle vulcaniti, in quanto sede di uno dei 45 acquiferi superficiali di maggiore importanza della Toscana (IGG/LAMMA, 2008)[2]. Questi studi, dapprima basati sui soli dati di osservazione, hanno potuto successivamente beneficiare delle stratigrafie dei pozzi via via perforati, principalmente da ENEL e dalla Regione Toscana[3], e di varie tipologie di dati geofisici (e.g. Manzella, 2006).

Il palese allineamento dei centri eruttivi del Monte Amiata, o almeno di molta parte dei corpi morfologicamente più evidenti, è stato correlato da numerosi Autori alla presenza di una zona di taglio transtensiva sinistra a direzione NE-SO, attualmente coperta dalle vulcaniti (la cosiddetta "Faglia dell'Amiata" di Cadoux e Pinti, 2009 e Dini et al., 2010), che è stata anche considerata responsabile della risalita dei magmi amiatini (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Calamai et al., 1970; Ferrari et al., 1996; Acocella e Funiciello, 2006; Brogi, 2008). Tale zona di taglio ha una espressione superficiale visibile nelle varie famiglie di faglie (Faglia di Campiglia d'Orcia, Faglia di Bagni San Filippo, Faglia di Bágnore), riconosciute alle terminazioni NE e SO del vulcano e discontinuamente anche all'interno dei depositi vulcanici (Brogi et al., 2010; Dini et al., 2010; Figura 2.1 nel Capitolo 2 di questo Volume). Si tratta di faglie ad alto angolo ed a predominante movimento laterale sinistro (Brogi e Fabbrini, 2009). La più a nord, delle due che interessano l'edificio vulcanico, parte dall'area di Bagni San Filippo ed oltrepassa, con evidenze discontinue, tutta la porzione apicale del vulcano, mentre la più meridionale interessa l'area di Bágnore e l'area a nord-ovest di Santa Fiora (Figura 2.1).

Secondo alcuni Autori, questa zona di taglio a direzione NE-SO rientra in un quadro geostrutturale regionale, attivo dal Pliocene al presente, che ne definisce l'appartenenza ad un bacino di *pull-apart* (vedi Scheda di approfondimento 6.1), all'interno di un regime di sforzo transtensivo a direzione NE-SO. Ad esso sarebbero legate varie strutture tettoniche dirette, di trasferimento dello sforzo, secondo una distribuzione "a coda di cavallo" ed orientazione genericamente SE-NO (Brogi et al., 2010; Figura 2.1). Il fatto che si tratti di strutture, dal punto di vista tettonico, ancora oggi attive, è confermato dalla venuta a giorno di acque termali [4] nelle due aree di Bágnore e Bagni San Filippo e dalla deformazione, in quest'ultima area, di depositi di travertino di neoformazione[5]. A luoghi sono state anche trovate evidenze di

[2] Vedi Capitolo 14
[3] Vedi Capitolo 13
[4] Vedi Capitolo 15
[5] Vedi Capitolo 2

associazione fra questo andamento tettonico e le mineralizzazioni a cinabro sfruttate in passato nell'area del Monte Amiata[6].

Nel suo insieme il quadro strutturale sopra sintetizzato evidenzia l'importanza, in tutta l'area occupata dalle vulcaniti e nelle aree limitrofe, dell'andamento regionale transtensivo sinistro a direzione NE-SO, attivo dal Pliocene all'attuale, e come questo abbia avuto un ruolo fondamentale nella storia vulcanica del Monte Amiata. Secondo questa direttrice tettonica principale sarebbero difatti avvenute almeno (1) l'intrusione di un laccolite da cui i magmi del Monte Amiata si sarebbero poi generati; (2) parte del modellamento del substrato sotto il vulcano; (3) la risalita dei magmi che hanno costruito il vulcano di Monte Amiata; (4) la successiva dissezione della morfologia vulcanica, come oggi la vediamo.

Sulla base degli elementi morfostrutturali e stratigrafici raccolti nel corso dello studio di terreno da noi effettuato nell'ambito di un Progetto di Ricerca sul vulcano di Monte Amiata, finanziato dalla Regione Toscana, in questo capitolo vedremo nel dettaglio come questo andamento tettonico dominante, assieme gli altri andamenti tettonici regionali che sono stati riconosciuti essere presenti in quest'area, abbia sì influito, ma in modo diverso da quanto finora ipotizzato in letteratura, sulla crescita del vulcano, e sulla distribuzione, la forma e lo smantellamento delle strutture che lo compongono.

## 2 Morfologia vulcanica

L'edificio vulcanico di Monte Amiata non presenta la classica morfologia vulcanica conica, ma forma un corpo ellittico, allungato in direzione NE-SO, e mostra una distribuzione altimetrica irregolare delle vulcaniti. Difatti la porzione di depositi vulcanici al di sopra dei 1150 m s.l.m. è in posizione eccentrica rispetto al resto e si trova spostata verso NNE, dove il substrato sedimentario affiora a quote superiori ai 700 m s.l.m. al di sotto delle propaggini settentrionali ed orientali dell'edificio vulcanico (Vivo d'Orcia, 740 m s.l.m.; Abbadia San Salvadore, 800 m s.l.s., e Piancastagnaio, 730 m s.l.m) , mentre le quote di affioramento lungo il margine meridionale ed occidentale si spingono a quote molto più basse (Leccio, 450 m s.l.m.; Santa Fiora, 630 m s.l.m.; e Castel del Piano, 450 m s.l.m.) (Figura 6.1).

Una delle caratteristiche morfologiche più evidenti del Monte Amiata è la presenza, tutto attorno alla parte apicale dell'edificio, costituita da duomi lavici cupoliformi, di vaste aree pianeggianti (quasi il 70% della superficie coperta dalle vulcaniti; Tardi e Vittorini, 1973), formate da vari ordini di colate di lava, di forma tabulare moderatamente inclinata verso l'esterno dell'edificio stesso, e delimitate da una scarpata morfologica, alta 10-50 m, al contatto con il substrato sedimentario. Nelle piccole contropendenze presenti in questa fascia periferica dell'edificio vulcanico, formatesi spesso in relazione ad elementi fragili (vedi Tavola 5.1 nel Capitolo 5 di questo stesso volume), si è impostata una serie di piccoli bacini lacustri che hanno raccolto le acque di percolazione dall'edificio vulcanico[7].

Una prima, estesa zona pianeggiante, è rappresentata dal ripiano di Castel del Piano. Procedendo verso sud ed est, si rinvengono altre vaste estensioni di debole pendenza, formanti il ripiano di Santa Fiora e il Pian delle Mura, nonché i ripiani del Saragiólo e Montearioso, interessati da alcuni elementi fragili che ne spezzano apparentemente la continuità. All'estremità orientale delle vulcaniti, si possono osservare altre due vaste aree a debole pendenza, formanti i ripiani di Abbadia San Salvatore e di Piancastagnaio. Altre zone a debole pendenza, sono infine localizzate più a nord, al di sopra della colata di lava di Vivo d'Orcia, la più estesa delle quali forma il Pian dei Renai. Queste superfici, già evidenziate dalla accurata analisi morfologica di Tardi e Vittorini (1973), corrispondono alle aree di estesa alterazione del tetto dei depositi dell'attività vulcanica più antica, che risultano disgregati in un sabbione saprolitico, a costituire la principale discontinuità individuata all'interno della serie stratigrafica ricostruita (vedi Capitolo 4 di questo stesso Volume). Questa discontinuità è stata usata

[6] Vedi Capitolo 19
[7] Vedi Capitoli 14 e 18

per la suddivisione della intera sequenza eruttiva in due Sintemi (il Sintema di Bágnore e quello di Monte Amiata).

In alcune aree, per esempio a Pozzaroni, ad est di Poggio Trauzzolo, la superficie topografica simula un'altra zona a debole pendenza, avendo le colate laviche della Formazione Pozzaroni scorso in para-concordanza con le unità sottostanti, al di sopra della superficie sostanzialmente piatta, generata dalla discontinuità già descritta e che si trova al tetto dei sottostanti depositi.

Nei più di 300.000 anni [8] trascorsi dalla messa in posto delle lave del Monte Amiata ad oggi, le rocce vulcaniche hanno offerto una maggiore resistenza agli agenti erosivi, rispetto alle circostanti rocce sedimentarie. Specialmente nelle porzioni terminali e più strette dei flussi lavici, l'erosione differenziale ha creato un fenomeno noto in letteratura come "inversione del rilievo" (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Tardi e Vittorini, 1973). Ovverosia, la roccia sedimentaria (prevalentemente calcarea ed argillosa) che originariamente incassava le colate sul fondo delle valli e nelle depressioni morfologiche, è stata erosa in modo più marcato rispetto alla roccia lavica, che ora si eleva sulla superficie topografica rispetto agli adiacenti termini sedimentari. Due dei siti in cui questo processo di erosione differenziale si vede meglio, sono senz'altro i fronti delle colate laviche delle formazioni di Vivo d'Orcia e del Leccio, dove le lave che in origine riempivano due strette vallate, orientate rispettivamente secondo le direttrici tettoniche SSE-NNO e ONO-ESE, oggi si trovano ad essere rilevate rispetto ai circostanti terreni sedimentari.

Infine, una serie di stretti corridoi morfologici intaglia la porzione assiale dell'edificio vulcanico. Si tratta della traccia lasciata dai vari episodi di cedimento vulcano-tettonico che hanno punteggiato, come vedremo, la storia vulcanica del Monte Amiata.

## 3 I principali lineamenti tettonici regionali

Per facilitare la distinzione fra strutture vulcano-tettoniche ed assetto tettonico regionale e valutarne l'interazione, viene proposta in Figura 6.2 una carta dei lineamenti morfologici identificati sul vulcano e nei suoi dintorni, che mette in evidenza gli andamenti strutturali prevalenti. Questa carta sfrutta il modello digitale del terreno (DEM) fornito dalla Regione Toscana e si estende su di un areale di circa 500 km$^2$ attorno al Monte Amiata. Questo tipo di analisi, dove non si pretende siano rappresentati tutti gli elementi fragili effettivamente presenti sul territorio, è uno strumento semplice per fare risaltare le relazioni fra le quattro principali famiglie di elementi strutturali, già presenti nella sintesi di Figura 2.1, e fra queste ed il vulcano. Nella sua costruzione non sono stati ovviamente considerati come elementi anomali tutti i segmenti di drenaggio ortogonali al drenaggio principale in cui confluiscono.

Le quattro famiglie di elementi strutturali individuate hanno direzioni:

- NNE-SSO (con elementi che variano da N010° a N030°) (Blu in Figura 6.3)
- NE-SO (con elementi che variano da N040° a N070°) (Verde in Figura 6.3)
- ESE-ONO (con elementi che variano da N100° a N120°) (Arancio in Figura 6.3)
- SSE-NNO (con elementi che variano da N155° a N175°) (Fuxia in Figura 6.3)

Lineamenti NNE-SSO - Questi elementi strutturali sono i meno rappresentati ma i più recenti, in quanto compongono le strutture di faglia diretta lungo le quali avviene tuttora la risalita di fluidi ($CO_2$, $H_2S$, acque termali) dal profondo[9]. In letteratura questo andamento è interpretato, assieme all'andamento ESE-ONO, come strumento di trasferimento di *stress* tettonico fra le varie faglie transtensive sinistre a direzione NE-SO (Brogi et al., 2010).

Lineamenti NE-SO - A questa famiglia di elementi strutturali appartiene la faglia transtensiva sinistra lungo la quale sono allineati molti dei centri eruttivi del vulcano di Monte Amiata. Elementi con la stessa orientazione tagliano anche i depositi di tutta l'attività vulcanica, datata fra 304 e 230 ka fa (Laurenzi et al., 2015). Fuori dall'area vulcanica amiatina, il camino di alimentazione, oggi esposto per erosione (*neck)*, del centro vulcanico di

[8] Vedi Capitolo 12
[9] Vedi Capitolo 15

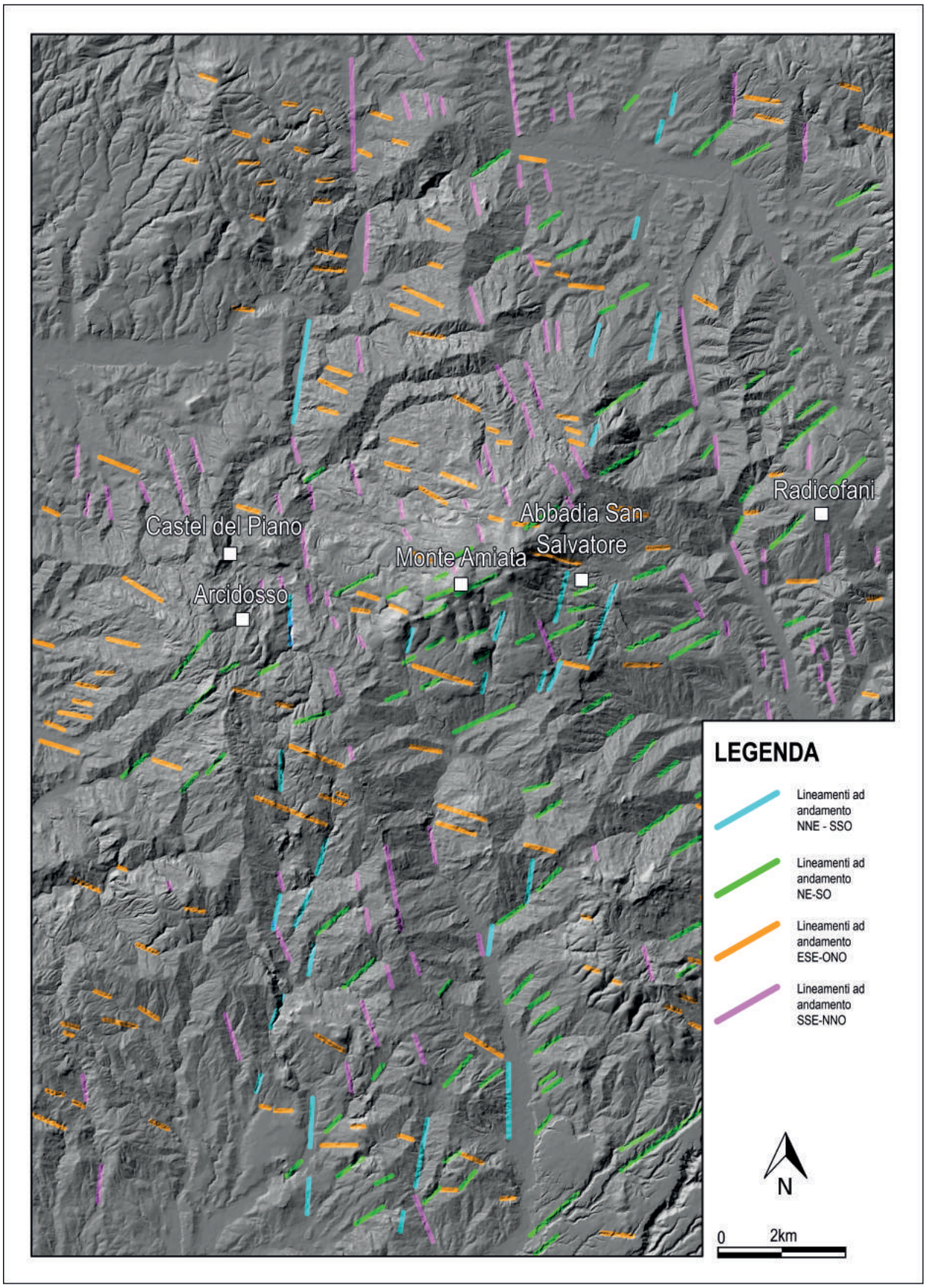



**Figura 6.2** - Carta dei lineamenti morfo-strutturali – *Morpho-structural lineaments map.*

Radicofani si trova posizionato all'incrocio fra una struttura SSE-NNO ed una struttura NE-SO (Figura 6.2). Considerando che le lave di Radicofani sono state datate fra 1.3 e 1.1 Ma (Pasquaré et al., 1983; Conticelli et al., 2011), e che i travertini in fase attuale di deposizione a Bagni San Filippo son anch'essi deformati da strutture aventi questa orientazione (vedi Capitolo 2 di questo stesso Volume), si può dire che il *trend* NE-SO è sempre stato in connessione con l'attività vulcanica in quest'area, a partire almeno dal Pleistocene, ed è tuttora attivo.

Lineamenti ESE-ONO - Questa famiglia di elementi strutturali appare ben rappresentata, alla scala della carta di Figura 6.2, da numerose anomalie di drenaggio e dall'orientamento delle principali vallate a nord del Monte Amiata. La tettonica ad esso legata è stata attiva durante tutta la vita del vulcano, in quanto l'andamento di alcune colate (come per esempio quello della lava dell'Ermeta) ne appare chiaramente controllato, così come alcuni dei corpi vulcanici più recenti ne risultano tagliati (Tavola 5.1 del Capitolo 5 in questo stesso volume).

Lineamenti SSE-NNO - Nella carta di Figura 6.2 questi elementi strutturali consistono in una serie di anomalie di drenaggio ed evidenze morfologiche presenti sia sul vulcano che in tutto il substrato sedimentario circostante. Esso appare essere quello attivo da più tempo in questa porzione di territorio, tanto da avere condizionato l'andamento delle valli di alcuni dei principali corsi d'acqua, a cominciare dal Fiume Fiora. Secondo questo lineamento sono posizionate anche strutture molto recenti, come quelle di Bágnore (vedi Capitolo 2 di questo stesso Volume) e di Bagnólo (vedi Capitoli 5 e 18 di questo stesso Volume).

In conclusione, i vari momenti di attivazione della zona di faglia transtensiva sinistra con orientazione NE-SO hanno giocato un ruolo fondamentale nella storia del vulcano di Monte Amiata. Essi rappresentano sicuramente la principale via di risalita dei magmi dal profondo, ed in questo senso hanno avuto un ruolo attivo nel processo di costruzione del vulcano. Il loro carattere transtensivo, ed il trasferimento di sforzo operato dagli altri tre gruppi di elementi tettonici riconosciuti, hanno determinato il modellamento dell'edificio vulcanico come oggi lo vediamo, ed hanno generato sia fasi costruttive che fasi distruttive. Queste ultime sono, come vedremo, tuttora ben evidenti nella morfologia dell'edificio vulcanico e temporalmente delimitate dai loro rapporti stratigrafici con i vari depositi vulcanici.

## 4 Le strutture Vulcano-Tettoniche

In generale in un'area vulcanica esiste una "contaminazione" da parte delle strutture tettoniche regionali, o comunque prevalenti, sulle strutture da assegnarsi all'attività puramente vulcanica. La maggiore influenza della tettonica sulla vulcano-tettonica si ha in generale sulle strutture più importanti, come la geometria delle caldere, oppure l'allineamento dei centri di eruzione.

Per vulcano-tettonica di una data area si intende la definizione delle deformazioni tettoniche causate dalla attività vulcanica. A loro fianco, le forme morfo-strutturali che competono alla vulcanologia sono molte, e possono essere qui suddivise per semplicità in due categorie: litosomi e strutture vulcaniche.

Un litosoma è un ammasso roccioso uniforme, definito dalla combinazione di elementi litologici e morfologici, che nell'insieme individuano un corpo geneticamente omogeneo a valore cartografico e caratterizzato da ben definiti rapporti geometrici con i corpi adiacenti (Branca et al., 2015). Al Monte Amiata appartengono alla categoria dei litosomi: i duomi con le relative *coulée* e le singole colate laviche. Appartengono invece alla categoria delle forme strutturali: le bocche di emissione, le fessure eruttive, le rampe terminali di colate, i cordoni (*pressure ridges*), che ci indicano la direzione di flusso delle colate, i corpi di frana. Per la descrizione di tutti questi elementi si rimanda al Capitolo 9 di questo stesso Volume.

Nello schema vulcano-tettonico di Figura 6.3 sono stati rappresentati ed interpretati gli elementi tettonici fragili riconosciuti nel presente studio all'interno delle vulcaniti del Monte Amiata. Sono state anche riportate le strutture evidenziate all'interno del substrato sedimentario dai precedenti Autori.

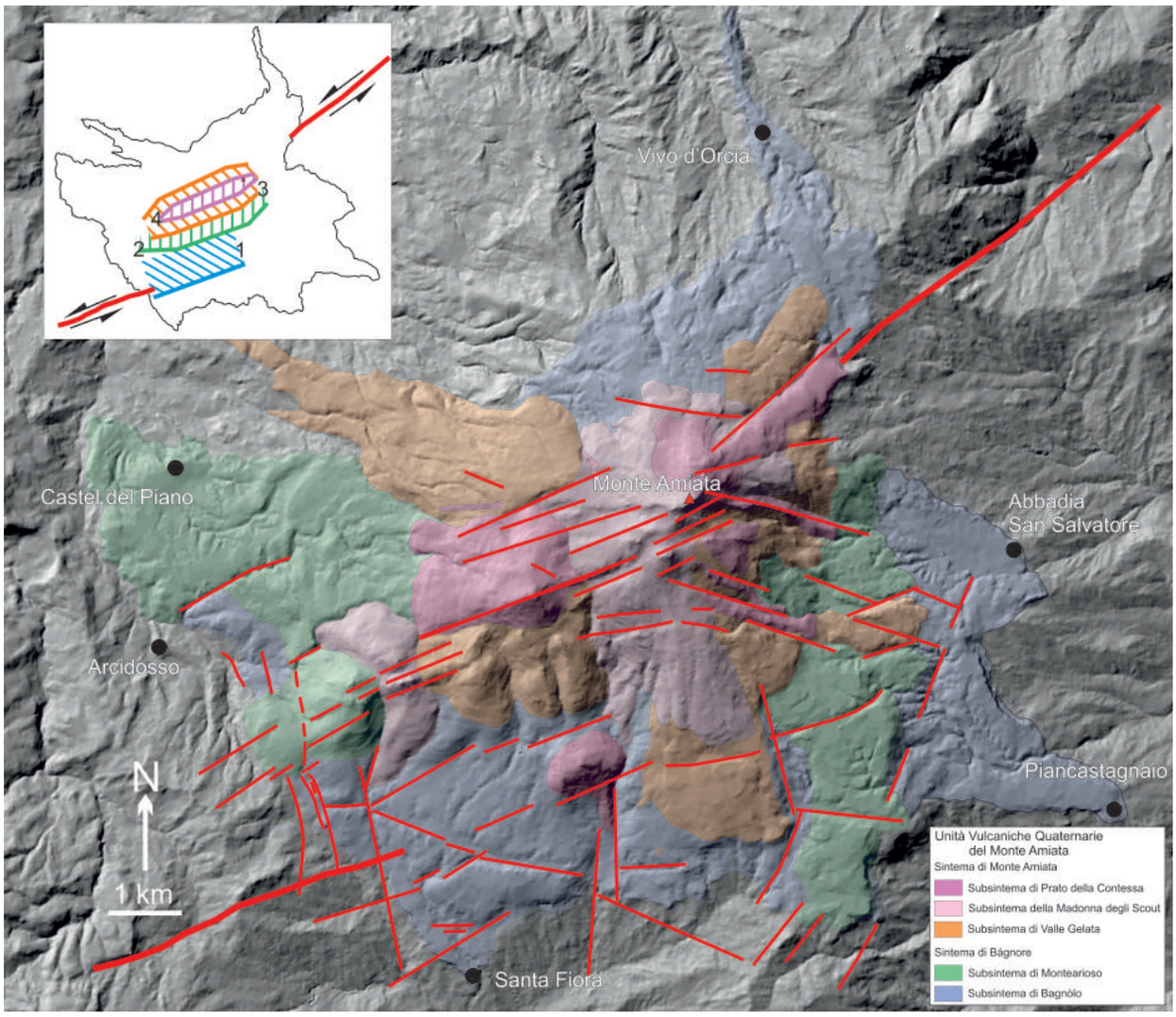



**Figura 6.3 -** Schema vulcano-tettonico del Monte Amiata. Nel riquadro le quattro fasi di fagliazione descritte nel testo – *Volcano-tectonic map of Monte Amiata. In the inset the four faulting phases described in the text.*

Le principali strutture vulcano-tettoniche individuate nella carta di Figura 6.3 sono una serie di depressioni tettoniche strette e allungate, bordate da faglie normali immergenti verso l'interno con direzione NE-SO, definibili come *graben* vulcano-tettonici.

Questi *graben* vulcano-tettonici sono chiaramente condizionati dall'attività tettonica regionale lungo la zona di taglio comprendente la Faglia di Bágnore e la Faglia di Bagni San Filippo[10]; elementi tettonici che sono molto bene evidenti nel substrato sedimentario al di fuori del vulcano (Brogi et al., 2010) e nelle varie ricostruzioni fin qui operate della superficie a tetto del substrato sedimentario sottostante il vulcano (e.g. Calamai et al., 1970)[11]. Non si tratta tuttavia di una serie di strutture lineari che collegano i vari centri di emissione (veri o presunti) presenti nell'area sommitale del vulcano e lungo le quali sarebbero stati emessi sia le colate laviche che i duomi esogeni, come riportato prevalentemente in letteratura (la "Faglia dell'Amiata" Auct.). Nella interpretazione che qui si propone, difatti, queste strutture di *graben* vulcano-tettonici non sono limitate arealmente alla

[10] Vedi Capitolo 2
[11] Vedi Capitolo 13

zona assiale del vulcano, ma sono presenti anche nell'area sud-occidentale dell'edificio vulcanico come struttura sepolta. Esse inoltre non sono limitate temporalmente alla fase più recente di attività del vulcano, ma si sono sviluppate in tempi diversi, lungo tutte le sue fasi di vita, come è stato possibile ricostruire in questo contributo, grazie alla integrazione fra dati stratigrafici e dati morfo-strutturali[12].

### *4.1 Il* Graben *vulcano-tettonico sepolto nell'area sud-occidentale*

Il più antico tra i *graben* vulcano-tettonici identificati è quello che presenta le minori evidenze superficiali ed il maggiore carattere interpretativo. Si tratta della struttura depressa identificata in letteratura come una conca morfologica nella superficie di tetto del substrato sedimentario al di sotto del settore sud-occidentale del Monte Amiata, a monte degli abitati di Santa Fiora e Bágnore (Calamai et al., 1970; Manzella, 2006; Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012; Capitolo 13 di questo Volume). Essa ha una ampiezza di poco più di 4 km e si esaurisce verso NE dopo circa 10 km.

L'interpretazione iniziale di questa depressione strutturale del tetto del substrato sedimentario è stata quella di un collasso più o meno circolare di tipo calderico, comprendente l'intera base del vulcano, avvenuto alla fine di almeno tutta la sua prima fase di attività eruttiva (Mazzuoli e Pratesi 1963; Cataldi, 1967; Calamai et al., 1970; Ferrari et al., 1996). Più recentemente, Dini e. al. (2010) hanno proposto una genesi erosiva dovuta ad un ipotetico paleo-alveo del Fiume Fiora che ha inciso il substrato pre-vulcanico prima della costruzione del Monte Amiata.

L'interpretazione che noi proponiamo di un *graben* vulcano-tettonico attivo nella fase più antica dell'attività eruttiva del Monte Amiata (Figura 6.3), i cui prodotti non sono visibili in affioramento, è basata sulle seguenti osservazioni: (a) dentro a questa depressione sono collocate le centinaia di metri di vulcaniti, riferibili a duomi e colate laviche, emesse in facies subaerea[13] in una prima fase di attività del Monte Amiata, e attraversate dal pozzo David Lazzaretti[14]; (b) la forma stretta e allungata e l'orientazione NE-SO di questa depressione strutturale è analoga a quella della fascia di deformazione transtensiva regionale che attraversa la regione amiatina (Brogi et al., 2010); (c) la presenza, al margine sud-occidentale della depressione, di due faglie a direzione NE-SO (la prima è la Faglia di Bágnore, la seconda è una faglia a monte di Santa Fiora tra Podere Fantozzino e Marroneto) appartenenti alla Zona di taglio di Bágnore (vedi Figura 2.1 nel Capitolo 2 e Tavola 5.1 nel Capitolo 5 in questo stesso Volume); e (d) la presenza su tutto il versante sud-occidentale dell'edificio vulcanico di lineamenti strutturali e faglie con direzione NE-SO che identificano il *graben* sepolto nonostante la copertura di vulcaniti più recenti. Da notare anche la marcata coincidenza fra gli elementi ad evidenza superficiale riportati nella carta di Figura 6.3, e le strutture tettoniche profonde riportate nella carta di Calamai et al. (1970) sulla base di dati ENEL di sottosuolo.

L'età di attivazione di questo primo *graben* vulcano-tettonico può essere sin-eruttiva o immediatamente post-eruttiva rispetto alle vulcaniti attraversate dal pozzo David Lazzaretti e datate a circa 300 ka[15]. La sua possibile attività anche in tempi più recenti è suggerita dall'interazione tra un lineamento tettonico a direzione NE-SO e i prodotti della formazione di Poggio Trauzzolo, che è una delle unità più recenti riconosciute per il vulcano di Monte Amiata[16]. Infatti il duomo lavico esogeno di Poggio Trauzzolo ha una forma ellittica allungata in direzione NE-SO, e il suo versante meridionale è modellato su una scarpata di faglia NE-SO, da cui parte anche la sua *coulée* lavica.

L'origine di questo primo *graben* vulcano-tettonico può essere imputata all'interazione tra la deformazione tettonica regionale della Zona di taglio transtensiva a direzione NE-SO, che ha formato una struttura tipo *pull-apart*, e la compensazione strutturale della fuoriuscita in

[12] Vedi Capitolo 4
[13] Vedi Capitolo 9
[14] Vedi Capitolo 10
[15] Vedi Capitolo12
[16] Vedi Capitoli 4 e 5

tempo molto brevi di elevati volumi di magma da una camera magmatica superficiale, nelle prime fasi di vita del vulcano.

### *4.2 I* Graben *vulcano-tettonici dell'area assiale*

A partire da questo primo episodio di cedimento vulcano-tettonico, i dati morfo-strutturali e stratigrafici superficiali evidenziano l'esistenza di una serie di altre strutture depresse, strette e allungate in direzione NE-SO, che hanno interessato pressoché tutta l'area occupata dal corpo centrale del vulcano (Figura 6.3), disponendosi in modo annidato le une nelle altre verso quella che è ancora oggi la zona assiale dell'Amiata. Il settore nord dell'edificio, meno sviluppato e costituito essenzialmente dalle propaggini di alcune grandi colate (formazioni di Castel del Piano, del Leccio e di Vivo d'Orcia), appare meno coinvolto in questi meccanismi di fagliazione.

Il più esteso di questi *graben* vulcano-tettonici è delimitato verso nord dalla Faglia di Bagni San Filippo (che si vede entrare nel territorio vulcanico a nord-ovest della colata di lava del Pigellato) e verso sud dalla Zona di taglio di Bágnore e occupa l'intero spazio della distanza fra le due faglie (Figura 2.1 e Figura 6.3). Sono da collegarsi a questo episodio di fagliazione vulcano-tettonica le strutture lineari a ribassamento verso nord che interessano le lave della Formazione Marroneto (Sintema di Bágnore) e che condizionano i limiti e le morfologie dei successivi duomi e colate del Subsintema di Montearioso (Formazioni Quaranta e Pozzaroni, formazione Poggio Pinzi). Nella parte centrale dell'attuale edificio vulcanico, le porzioni più settentrionali di questo *graben* si trovano probabilmente sepolte sotto le vulcaniti più recenti.

Procedendo verso l'interno dell'attuale edificio vulcanico, sono evidenti altre due strutture di *graben* vulcano-tettonico più piccole (Figura 6.3), che interessano formazioni mano a mano più giovani nella sequenza stratigrafica ricostruita. Il più ampio di questi due collassi è limitato verso sud da una struttura lineare che attraversa tutto il vulcano, da Poggio Pinzi al Fosso dell'Ermeta, e ribassa il lato settentrionale dei duomi esogeni coalescenti della Formazione di Poggio Lombardo. La corrispondente struttura sul versante nord del vulcano è individuata nella faglia, a rigetto verso sud, che taglia la colata della formazione Leccio.

L'ultima struttura individuata è la più stretta ed anche la più recente. Si tratta di una depressione pressoché completamente intagliata all'interno delle unità vulcaniche del più giovane Sintema di Monte Amiata e della larghezza di poche centinaia di metri (Figura 6.3). In particolare il limite settentrionale è identificato con la struttura che passa sotto, senza tagliarlo, al duomo della Montagnola. L'attività vulcanica del Monte Amiata difatti non è ancora conclusa con la formazione di questo *graben* vulcano-tettonico, ma esprime, oltre alla Montagnola, una serie di piccoli duomi e colate (ad esempio le formazioni di Cancelle, Pianello, Le Macinaie ed Ermeta) ubicati sugli elementi fragili legati a quest'ultimo episodio di fagliazione.

La presenza di quest'ultima struttura vulcano-tettonica è marcata da elementi fragili che generalmente non sono stati coperti da depositi vulcanici successivi, e che essendo per questo più immediatamente visibili, erano già presenti, in modo più o meno incompleto, in tutti gli schemi geologici disseminati nella letteratura del Monte Amiata (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Calamai et al., 1970; Rittmann, 1972; Bigazzi et al., 1981; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti 2009; Borgia et al., 2014; Marroni et al., 2015; Conticelli et al., 2015).

## 5 Discussione

### *5.1 Il ruolo di una intrusione laccolitica granitoide nell'evoluzione del Monte Amiata*

In letteratura è stata ipotizzata, come accennato nella introduzione a questo capitolo, una forte connessione genetica fra una intrusione granitoide, che si ipotizza sia avvenuta all'inizio del Pliocene nell'area sottostante al Monte Amiata, e l'attività del vulcano (Batini et al., 1986; Gianelli et al., 1988; Orlando et al., 1994; Manzella et al., 1998; Acocella, 2000). É stato stimato che questa intrusione abbia un andamento ellissoidale allungato in direzione NE-SO, con i due assi minore e maggiore rispettivamente lunghi 25-30 km e 45-50 km (Batini et al., 1986; Gianelli et al. 1988; Manzella et al., 1998; Orlando et al., 1994), e che la

sua messa in posto abbia causato un bombamento superficiale di 2500-3000 m (Disperati e Liotta, 1998; Acocella, 2000; Brogi, 2008). Le evidenze geofisiche della presenza di questo corpo sotto al vulcano sarebbero date dalla sussistenza di una anomalia gravimetrica negativa, centrata sotto al Monte Amiata (Gianelli et al., 1988; Orlando et al., 1994).

Tuttavia sia la dipendenza dell'attività vulcanica del Monte Amiata da questa intrusione pliocenica, che l'esistenza stessa di questa intrusione, sono fortemente questionabili per una serie di fattori. In primo luogo, è provato dalla età ottenuta sulle vulcaniti alla base del pozzo David Lazzaretti (vedi Capitolo 12 di questo stesso Volume) che l'inizio dell'attività vulcanica al Monte Amiata è databile a circa 300 ka. È quindi difficile giustificare come una intrusione avvenuta almeno 3 milioni di anni fa possa essere responsabile di un vulcanismo iniziato solo 300.000 anni fa.

In secondo luogo, il sollevamento delle argille plioceniche nell'area immediatamente circostante al Monte Amiata è di solo 200 metri maggiore rispetto alle altre aree della Toscana Meridionale (Baldi et al., 1994), e quindi inquadrabile in un processo a dimensione regionale e non come una anomalia puramente locale. In questo senso alcuni Autori interpretano il sollevamento dell'area amiatina come dovuto essenzialmente alla tettonica regionale e facente parte di un alto strutturale a direzione NE-SO tra Scansano - M. Labbro - Monte Amiata che si individua nel Pliocene e interferisce con le strutture NO-SE del bacino di Radicofani e del M. Cetona (Pasquaré et al., 1983; Baldi et al., 1994).

In terzo luogo, l'anomalia gravimetrica negativa imputata all'intrusione magmatica potrebbe essere semplicemente l'espressione del sistema magmatico superficiale di alimentazione del vulcano, che in base ai dati petrologici più recenti è situato a 4-6 km di profondità (Conticelli et al., 2015).

## *5.2 Andamenti tettonici regionali e graben vulcano-tettonici*

Fra i quattro andamenti regionali presenti nell'area amiatina (Figura 6.2), gli andamenti ESE-ONO e SSE-NNO sembrano avere avuto un comportamento passivo nel quadro sopra definito di ripetute fagliazioni vulcano-tettoniche, gestite dalla trascorrente sinistra ad andamento NE-SO, che ha generato la struttura di tipo *pull-apart* dentro la quale il vulcano di Monte Amiata si è sviluppato e con la quale ha interagito.

L'andamento regionale più antico appare essere quello NNE-SSO. Questo andamento NNE-SSO, è stato attivo anche successivamente alla fine della attività vulcanica s.s., poiché ad esso possono essere ricondotti, come già detto in precedenza, molti elementi lineari che funzionano tutt'oggi da via di fuga dei fluidi di provenienza profonda. Va messo in evidenza invece che una serie di elementi evidenziati nella carta di Figura 6.2 tagliano diametralmente il vulcano secondo una ben evidente direttrice NNE-SSO. Si tratta di una struttura non connessa con nessuno dei centri di attività vulcanica individuati, ad eccezione di Poggio Trauzzolo, che vi giace sopra (come già evidenziato Calamai et al., 1970) e si conferma quindi anche tettonicamente come l'evento più giovane della attività vulcanica di Monte Amiata.

## *5.3 Confronto con i dati di sottosuolo*

Il confronto fra lo schema vulcano-tettonico di Figura 6.3 e la disanima dei dati di sottosuolo proposta nel Capitolo 13 di questo stesso Volume, permette di sviluppare alcune considerazioni.

Innanzitutto è ben evidente dal confronto fra questi due elaborati che le strutture ad andamento NE-SO di Bágnore e Bagni di San Filippo, con tutto il loro fascio di strutture fragili associate, sono presenti nel substrato sedimentario al di sotto del vulcano. Non solo, ma appare chiara la corrispondenza fra le strutture sepolte e le strutture rilevate in superficie. In particolare c'è coincidenza fra gli elementi vulcano-tettonici di Figura 6.3 e l'interpretazione data da Calamai et al. (1970) degli elementi vulcano-tettonici profondi, operata sulla base essenzialmente dei dati di sottosuolo e della geofisica all'epoca disponibile.

Il raffronto con i dati di sottosuolo rinforza anche il concetto che la terminazione occidentale dei vari *graben* riconosciuti in questo studio coincida con un importante fascio di faglie appartenenti al *trend* tettonico NNE-SSO riconoscibili in quest'area (fra Poggio Pinzi e Bágnore; Figura 6.3). Più o meno la stessa situazione strutturale si verifica alla terminazione opposta nord-orientale

dei *graben* vulcano-tettonici riconosciuti, fra l'area immediatamente a sud-est della Vetta ed Abbadia San Salvatore.

### *5.4 Evoluzione vulcano-tettonica*

I *graben* vulcano-tettonici riconosciuti al Monte Amiata possono essere assimilati a strutture tipo *rift* vulcanici. La formazione di un *rift* vulcanico può avvenire per la fagliazione e il cedimento delle parti apicali di una struttura di rigonfiamento, causata dalla spinta del magma in risalita dal profondo. I *rift* vulcano-tettonici del Monte Amiata, qui per la prima volta definiti, sono da noi interpretati come strutture di fagliazione e cedimento per estensione, legati geneticamente sia al sollevamento dato dalla spinta magmatica che al regime tettonico regionale di sforzo transtensivo NE-SO. Essi sono stati utilizzati come sistemi di alimentazione magmatica superficiale del vulcano. I centri eruttivi attivi durante le varie fasi dell'evoluzione geologica del vulcano si sono impostati in corrispondenza delle faglie individuatesi durante i vari episodi di *rifting*.

In questo contesto può essere anche giustificato il modesto sollevamento differenziale di 200 m del Monte Amiata (Pasquaré et al., 1983; Baldi et al., 1994) rispetto all'entità del sollevamento generale della dorsale a direzione NE-SO tra Scansano - M. Labbro - Monte Amiata. Tale rigonfiamento dell'area occupata dal Monte Amiata deve essere considerato cumulativo di vari episodi discreti e può essere ricondotto alla spinta verso l'alto del magma viscoso in risalita dal profondo, più volte rialimentato da nuove venute di magma basico (vedi Capitolo 7 di questo stesso Volume).

Quanto i quattro episodi di fagliazione vulcano-tettonica individuati e descritti sopra siano vicini nel tempo non è chiaro, a causa della scarsa risoluzione cronologica delle vulcaniti amiatine[17]. Inoltre, tutte queste strutture insistono sempre sugli stessi elementi tettonici transtensivi a direzione NE-SO. La periodica riattivazione di questo andamento regionale può quindi facilmente avere portato alla riattivazione ed all'approfondimento di alcuni degli elementi vulcano-tettonici preesistenti, rendendo più difficile l'attribuzione di un dato elemento lineare ad una sola e determinata fase di fagliazione. Tuttavia, fra le prime due strutture di *graben* vulcano-tettonico descritte e le ultime due, deve essere intercorsa una stasi strutturale e uno *iatus* temporale per permettere lo sviluppo della superficie di alterazione saprolitica[18] che separa la sequenza stratigrafica ricostruita. Purtroppo la cronologia isotopica fin qui operata sui prodotti del vulcano (Tabella 12.1, Capitolo 12) non ha una risoluzione sufficiente a mettere in evidenza neppure questa stasi, che per altro può essere durata anche poche decine di migliaia di anni.

## 4 Conclusioni

Sono stati individuate quattro famiglie di elementi tettonici attivi nelle varie fasi di vita del vulcano di Monte Amiata, orientate NNE-SSO, NE-SO, ESE-ONO, SSE-NNO, e ne sono state indagate le interazioni con le strutture vulcaniche. I vari elementi vulcano-tettonici così identificati, ed il loro inserimento all'interno della stratigrafia ricostruita in questo lavoro di ricerca, hanno permesso di descrivere l'evoluzione vulcano-tettonica del vulcano. Il Monte Amiata continua ad essere un vulcano impostatosi su di una struttura regionale NE-SO transtensiva sinistra, ma il quadro che emerge è quello di un vulcano che nel corso della sua crescita ha fortemente interagito con gli elementi distensivi legati ai vari momenti di riattivazione di questa struttura regionale. Il risultato è stato la formazione di una serie di *graben* vulcano-tettonici che si sono attivati in momenti precisi nel quadro delle varie fasi eruttive.

[17] Vedi Capitolo 12
[18] Vedi Capitoli 4 e 5

## Opere citate

Acocella V. (2000) Space accomodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy). Terra Nova, 12, 149-155.

Acocella V. e Funiciello R. (2006) Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. Tectonics, 25-2.

Baldi P., Bellani S., Ceccarelli A., Fiordelisi A., Squarci P. e Taffi L. (1994) Correlazioni fra le anomalie termiche ed altri elementi geofisici e strutturali della Toscana meridionale. Studi Geol. Camerti, 1, 139-149.

Batini F., Bertini G., Gianelli G., Nicolich R., Pandeli E. e Puxeddu M. (1986) Deep structure of the geothermal region of the Monte Amiata volcano (Tuscany, Italy). Mem. Soc. Geol. It., 35, 755–759.

Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ghezzo C., Giuliani O., Radicati di Brozolo F. e Rita F. (1981) Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy). Bullettin of Volcanology, 44, 455–465.

Borgia, A., Mazzoldi, A., Brunori, C.A., Allocca, C., Delcroix, C., Micheli, L., Vercellino, A. e Grieco, G. (2014) Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volcanol. Geotherm. Res., 284, 16–31.

Bossio A., Costantini A. e Foresi L. (1995) Studi preliminari sul sollevamento della Toscana meridionale dopo il Pliocene medio. Studi Geol Camerti, 1, 87-91.

Branca S., Coltelli M. 3 Groppelli G. (2015) Carta geologica del Vulcano Etna-3. Metodologia applicata alla realizzazione della nuova carta geologica del Vulcano Etna. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Vol. XCVIII, 37-46.

Brogi A. (2008) The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. International Journal of Earth Sciences, 97, 677-703.

Brogi A. e Fabbrini L. (2009) Extensional and strike-slip tectonics across the Monte Amiata-Monte Cetona transect (Northern Apen- nines, Italy) and seismotectonic implications. Tectonophysics, 476, 195-209.

Brogi A., Liotta D., Meccheri M. e Fabbrini L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: The Middle Pleistocene Monte Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). Terra Nova, 22, 137–146.

Cadoux A. e Pinti D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt. Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 179, 169–190.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, 1, 1-9.

Cataldi R. (1967) Remarks of the Geothermal Researches in the Region of Monte Amiata. Bull. Volcanol., 30, 243-269.

Conticelli S., Avanzinelli R., Marchionni S., Tommasini S. e Melluso L. (2011) Sr-Nd-Pb isotopes from the Radicofani Volcano, Central Italy: constraints on heterogeneities in a veined mantle responsible for the shift from ultrapotassic shoshonite to basaltic andesite magmas in a post-collisional setting. Miner. Petrol., 103, 123–148.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M.A., Ferrari Pedraglio L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. Ital. J. Geosci., 134, 268-292.

Cristiani C. e Mazzuoli R (2003) Monte Amiata volcanic products and their inclusions. Per Mineral., 72, 169-181.

Dini I., Ceccarelli A., Brogi A., Giorgi N., Galleni P. e Rossi L. (2010) Geological Evaluation of the Base of the Mt. Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy). Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Disperati L. e Liotta D. (1998) Estimating sedimentary thickness and uplift of argillaceous extensional basins: the case of the Radicofani Basin (Southern Tuscany, Italy). Ann. Tectonicae, 12, 162–176.

Doveri M., Nisi B., Cerrina Feroni A., Ellero A., Menichinni M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S., Principe C. e Raco B. (2012) Geological, hydrodynamic and geochemical features of the volcanic aquifer of Mt. Amiata (Tuscany, central Italy): an overview. Acta Vulcanologica, 24, 51–72.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41-56.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcano- plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

IGG/CNR – LAMMA (2008) I Corpi Idrici Sotterranei Significativi della Regione Toscana DGRT225/2003 Inquadramento regionale, perimetrazione e ricostruzione. Prospettive e Sviluppi, Regione Toscana, pp. 134.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 255-265.

Manzella A., Ruggieri G., Giannelli G.e Puxeddu M. (1998) Plutonic-geothermal systems of southern Tuscany: a review of the crustal models. Mem. Soc. Geol It., 52, 283-294.

Manzella A. (2006) Convenzione tra la Regione Toscana e l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR per la realizzazione della campagna geofisica triennale tramite elettromagnetismo relativa all'acquifero dell'edificio vulcanico del Monte Amiata. Relazione Finale, IGG-CNR Internal Report.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 171-199.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico- petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., 70, 355-441.

Orlando L., Bernabini M., Bertini G., Cameli G.M. e Dini I. (1994) Interpretazione preliminare del minimo gravimetrico del Monte Amiata. Studi Geologici Camerti, 1, 175-181.

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The Ligurian Sub-Ligurian and Tuscan Units of the Monte Amiata geothermal region (Southeastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data. Boll. Soc. Geol. Ital., Volume Spec. 3, 55-71.

Pasquarè G., Chiesa S., Vezzoli L. e Zanchi A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene Superiore. Mem. Soc. Geol. It., 25, 145-157.

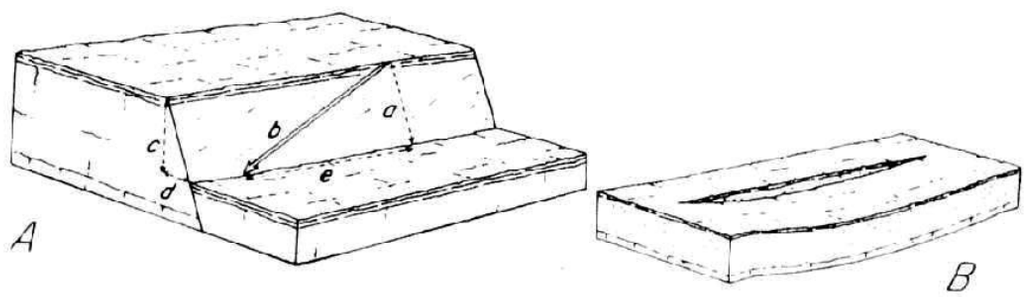
Rittmann A. (1972) I vulcani e la loro attività. Cappelli editore.

Tardi A. e Vittorini S. (1973) Le acclivitá delle vulcaniti del Monte Amiata e i loro rapporti con i caratteri geolitologici. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, 80, 1-16.

**Scheda di Approfondimento 6.1 - Tettonica transtensiva e bacini di *pull apart***

La crosta terrestre è soggetta a due tipi di deformazione: "plastica" e "fragile". Quanto la deformazione è plastica le rocce si piegano, quando è fragile le rocce si rompono dando origine a fratture.

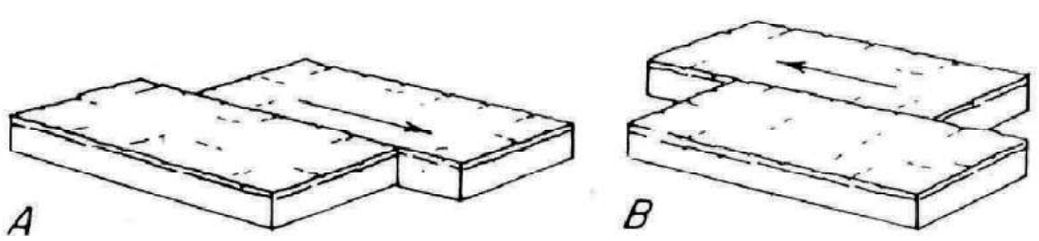
Se le fratture si sono formate senza spostamento sensibile si chiamano "diaclasi" (*joint*), mentre si distinguono con il nome di "faglie" (*fault*) quelle in cui è riconoscibile un movimento relativo dei due lati, che vengono chiamati anche labbri. Il dislivello fra le due parti si chiama "rigetto". Il piano (o "specchio") di faglia può essere (raramente) verticale oppure inclinato ed il rigetto può formarsi attraverso un movimento puramente verticale (*dip-slip*), oppure orizzontale (*strike-slip*), o avere una componente longitudinale (*oblique-slip*).




A = modello di faglia con piano inclinato. Il movimento può essere avvenuto secondo a o secondo b, il rigetto è c. d è la componente orizzontale trasversale del movimento; nel caso di b esiste anche la componente orizzontale longitudinale e.
B = modello di faglia in tutta la sua lunghezza, il rigetto ha valori diversi da punto a punto. (Da Trevisan e Giglia, 1978)

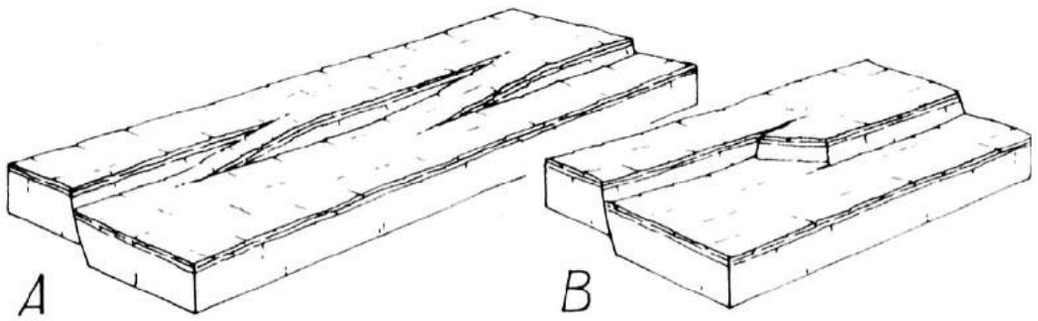
Quando il movimento che genera una faglia è compressivo si genera un tipo di faglia chiamata "inversa", quando è distensivo si genera una faglia chiamata "diretta".

Quando la componente del movimento orizzontale longitudinale è predominante si genera una faglia "trascorrente", che può essere "destra" o "sinistra". Per determinare se una faglia è una trascorrente destra o sinistra, il geologo immagina di trovarsi sopra uno dei due blocchi che si sono mossi e di guardare verso l'altro blocco, al di là della faglia. Se il blocco di fronte risulta essersi spostato verso destra la faglia è destra, viceversa è sinistra. Questo movimento relativo viene rappresentato graficamente da una coppia di frecce, poiché non è facile generalmente dire quale dei due blocchi si è mosso o si è mosso di più.



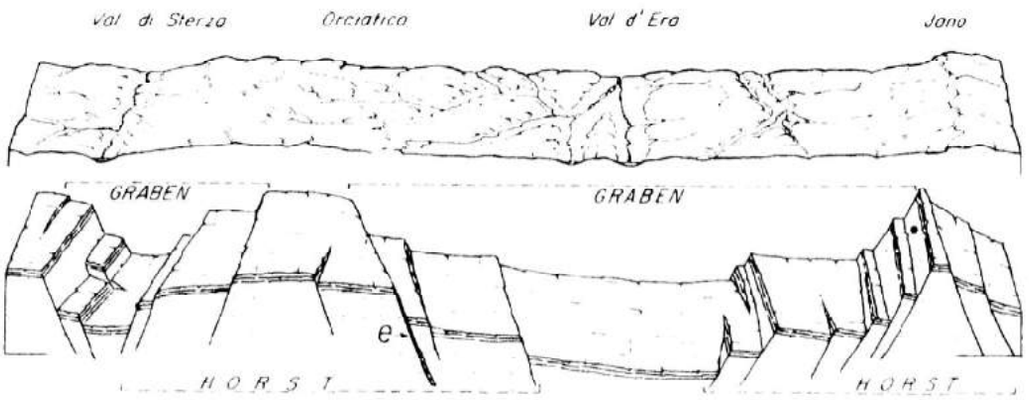

Faglie trascorrenti: A = destra; B = sinistra. (Da Trevisan e Giglia, 1978)

Associazioni di faglie distensive sono molto frequenti in natura e si possono presentare come fasci di elementi paralleli o “gradinate” di faglie.




Modelli di faglie distensive associate; in A faglie vicarianti; in B con faglia di raccordo (Da Trevisan e Giglia, 1978)

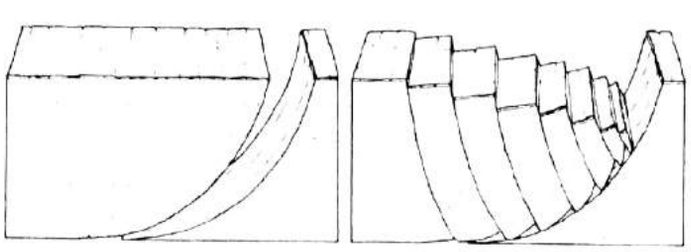
L’associazione più tipica di faglie dirette, o comunque con una componente diretta, è quella che delinea una fossa tettonica, usualmente designata con il termine tedesco di *Graben*, che appunto significa fossa. Quando esistono piú *Graben*, la parte interposta viene indicata come pilastro tettonico o con il termine tedesco *Horst*.



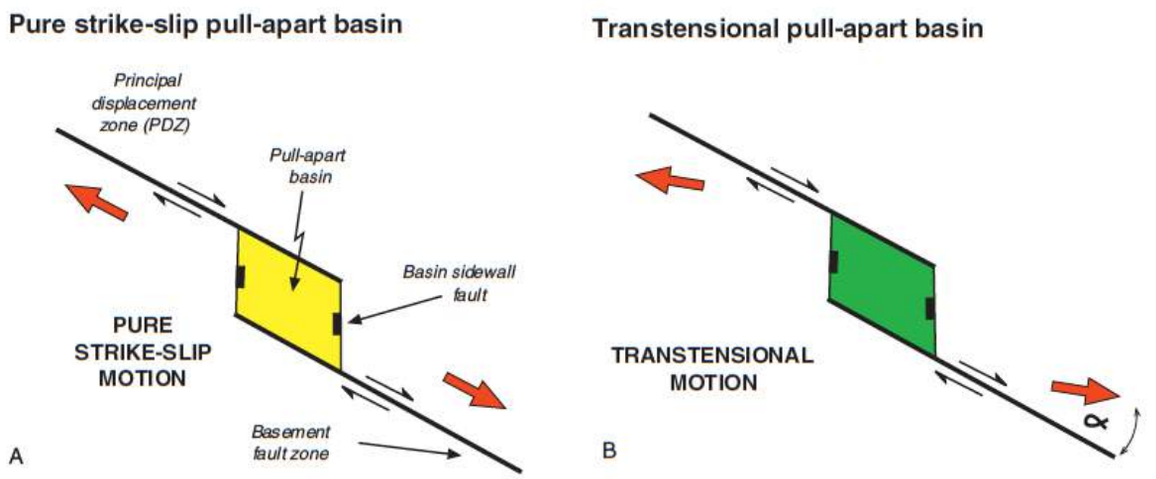

Graben e Horst lungo la fascia estesa da Castellina Marittima a Jano (Pisa) per una lunghezza di 27 km. Lungo una delle faglie c’è stata risalita di magma (e). (da Trevisan e Giglia, 1978)

Spesso le strutture distensive in forma di *Graben* interessano l’intera litosfera o almeno una sua parte considerevole, come attestano anche le manifestazioni vulcaniche che spesso le accompagnano.

Nella struttura di un *Graben* talvolta esiste una faglia principale unica, contro la quale terminano quelle dell’altro lato, che vengono pertanto dette “antitetiche”.



Graben con faglie dette antitetiche perché con immersione contraria a quella della faglia principale. A sinistra il modello teorico di faglia principale con superficie curva; le faglie antitetiche (a destra) si formerebbero adattandosi allo spazio creato dalla principale. (da Trevisan e Giglia, 1978)




I bacini di *pull-apart* sono depressioni topografiche, talvolta scalinate, che si formano nel corridoio morfologico fra coppie di faglie di tipo *strike-slip* (con una componente del movimento orizzontale prevalente). Visto in pianta il modello tradizionale di un bacino di *pull-apart* è costituito da una depressione romboidale dai margini più o meno affusolati, che si sviluppa fra i due segmenti paralleli delle faglie di tipo strike-slip che lo delimitano, laddove il movimento è massimo *("principal displacement zones")*. Un bacino di *pull-apart* è limitato longitudinalmente da un sistema di faglie trasverse di tipo distensivo e a componente obliqua *("basin sidewall faults")* che vanno a toccarsi con le faglie bordiere di tipo *strike-slip*, connettendole e trasferendo in questo modo lo sforzo. L'angolo formato dalle *"principal displacement zone"* con le *"basin sidewall faults"* è fra i 30 ed i 35°. Il rapporto fra la lunghezza e l'ampiezza di un bacino di *pull-apart* è di 3:1. Il movimento relativo dei blocchi crostali coinvolti in un sistema di *pull-apart* può essere puramente orizzontale, parallelo alle faglie principali bordiere *("principal displacement zone")*, ed in questo caso di tratta di un movimento puramente *strike-slip,* oppure può avere una componente obliqua, a direzione divergente rispetto alla *"principal displacement zone"* e in questo caso si parla di movimento transtensivo (*"transtensional motion"*).

Trevisan L. e Giglia G. (1978) Introduzione alla Geologia. Pacini Pisa, pp, 448.

Jonathan E. Wu J.E., McClay K., Whitehouse P., Dooley T. (2009) 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. Marine and Petroleum Geology 26,1608–1623.

# 7. Caratteristiche petro-chimiche delle vulcaniti di Monte Amiata in relazione alla stratigrafia

*Petrochemical characters of Monte Amiata volcanics vs stratigraphy*

Sonia La Felice[1], Tsegaye Abebe Adhana[1], Claudia Principe[1], Luigina Vezzoli[1,2]

1 *CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*2 Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como*

Corresponding author s.lafelice@igg.cnr.it

## *Abstract*

*This chapter deals with the petro-chemistry of the deposits emitted by Monte Amiata during the whole history of the volcano. Petrographic analyses allowed us to distinguish five different types of lavas on the basis of textural, structural, and mineralogical characteristics. All these five lava types occur at various stratigraphic positions in all the Subsynthems of Montearioso, Valle Gelata, Madonna degli Scout and Prato della Contessa, whereas only lavas of type A are present in the Bagnólo Subsynthem. Structures and textures of the volcanic deposits suggest the occurrence of complex mingling and mixing processes during volcanic activity. In particular, the mafic magmatic inclusions abundantly present in the volcanic rocks, especially in the most recent units of the stratigraphic sequence, are characterized by the presence of megacrysts in chemical disequilibrium and are also consistent with the occurrence of mingling processes.*

*All the available whole-rock chemical data of Monte Amiata volcanics have been reprocessed considering the stratigraphic position of each samples and focusing on the quantification of mixing processes between mafic and acid magmas, which were recognized in previous studies. Although the chemical composition of meta-sedimentary xenoliths is poorly known, their percentages resulted to be relatively high, from 30 to 45% in lavas and from 35 to 60 % in mafic magmatic inclusions for all the five subsynthems composing Mount Amiata stratigraphy. The proportions of both the mafic end-member in acid lavas and the acid endmember in mafic magmatic inclusions were evaluated getting rid of the contribution of meta-sedimentary xenoliths to whole-rock chemistry. In this way, it turned out that the mafic endmember in acid lavas attains maximum values of ~15% in the Bagnólo Subsynthem, ~17 % in the Montearioso and Valle Gelata Subsynthems, ~36 % in the Madonna degli Scout Subsynthem and of ~46 % in the Prato della Contessa Subsynthem. The acid endmember in mafic magmatic inclusions reaches maximum values of ~53 % in the Montearioso Subsynthem, ~34 % in the Valle Gelata Subsynthem (although this figure is affected by the availability of few data), ~57 % in the Madonna degli Scout Subsynthem and ~64 % in the Prato della Contessa Subsynthem. Based on these outcomes, the preliminary volcanological framework for the Bagnólo Subsynthem consists of a magma chamber, initially containing a relatively large mass of acid magma, in which a relatively small fraction of mafic magma entered afterwards. During the subsequent periods of volcanic activity, the acid magma batches stationing below the volcano became progressively smaller and the mafic magma venue became consequently more important, originating the abundant mafic magmatic inclusions found in the volcanic deposits.*

## 1 Introduzione

Dopo gli studi pionieristici di Rodolico (1935, 1938), Marinelli (1961) e Mazzuoli e Pratesi (1963), le caratteristiche chimiche, isotopiche e petrografiche delle rocce vulcaniche di Monte Amiata e le caratteristiche chimiche delle fasi minerali che le costituiscono sono state oggetto di numerose ricerche petrologiche. Tali ricerche sono state finalizzate principalmente alla comprensione della genesi dei magmi amiatini e delle possibili relazioni di questi magmi sia con quelli di derivazione anatettica della Provincia Magmatica Toscana sia con quelli della Provincia Magmatica Romana (e.g., Dupuy, 1970; Balducci e Leoni, 1981; van Bergen et al., 1983; van Bergen, 1985; Peccerillo et al., 1987; Giraud et al., 1988; Innocenti et al., 1992; Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015). Le ipotesi che verranno formulate in questo capitolo saranno ristrette al comportamento dei magmi a partire dal loro ingresso nella/e camera/e magmatiche sotto al vulcano. Questo per due motivi. Il primo è che i processi magmatogenetici che hanno luogo a profondità ben superiori a quelli delle camere magmatiche[1] hanno implicazioni di importanza secondaria sulla vulcanologia fisica, che rappresenta il filo conduttore di questo volume. L'altro è che finché non è stata chiarita la dinamica di alimentazione superficiale non è prudente avventurarsi a comprendere i termini più profondi del sistema di alimentazione.

Alcune delle più note peculiarità delle vulcaniti di Monte Amiata, evidenziate dagli studi pregressi, sono la presenza, al loro interno, di inclusioni magmatiche mafiche, di xenoliti poli-metamorfici e di fenocristalli, con caratteristiche tali da suggerire che si tratti in realtà di xenocristalli.

Secondo van Bergen et al. (1983), le inclusioni magmatiche mafiche formano, assieme alle lave latitiche ed alle lave riodacitiche (o meglio trachidacitiche), una serie continua che varia da litotipi con olivina e piccole quantità di nefelina normative a litotipi con quarzo, iperstene e corindone normativi, e copre un intervallo di $SiO_2$ dal 48 al 67 % in massa (non in peso, come usualmente riportato nella letteratura petrologica). Tutte le rocce amiatine sono ricche di potassio e vari elementi in traccia, soprattutto quelli incompatibili (van Bergen et al., 1983). Le concentrazioni di Al, Fe, Mg, Ca, Ti, P, Sr e Ba diminuiscono all'aumentare della $SiO_2$, mentre Na e Li aumentano, e K, Rb, Zr, La, Ce, Nb e Y rimangono praticamente costanti (van Bergen et al., 1983). La paragenesi primaria delle inclusioni magmatiche mafiche comprende pirosseno diopsidico, olivina forsteritica e mica (biotite-flogopite). Xenocristalli di plagioclasio, sanidino, ortopirosseno, clinopirosseno, biotite, ilmenite ed olivina, di composizione identica a quella dei fenocristalli delle lave trachidacitiche, sono presenti nelle inclusioni magmatiche mafiche e le loro quantità sono maggiori in quelle più ricche di $SiO_2$. Le lave latitiche sono ricche di xenocristalli e differiscono dalle inclusioni magmatiche mafiche principalmente per l'assenza di mica (biotite-flogopite) primaria (van Bergen et al., 1983). Tutte queste evidenze chimiche, mineralogiche e petrografiche suggeriscono che le inclusioni magmatiche mafiche, le latiti, e possibilmente parte delle trachidaciti si originino per mescolamento di magmi differenti. Le trachidaciti, che vennero eruttate nelle prime fasi di attività e che sono debolmente più ricche di silice della maggior parte delle altre trachidaciti, sono considerate da van Bergen et al. (1983) rappresentative dell'*endmember* acido, mentre l'*endmember* mafico è affine alle lave alcaline (potassiche) della Provincia Magmatica Romana.

Passiamo da questi dati e dalla loro interpretazione, che è sostanzialmente condivisa da tutti gli Autori precedenti, alle implicazioni riguardanti la camera magmatica. Sempre secondo van Bergen et al. (1983), la iniezione di magma mafico in una camera magmatica contenente un magma ricco di silice avrebbe determinato la formazione delle inclusioni magmatiche mafiche e di un magma latitico che sarebbe stato in grado di raggiungere la superficie solamente dopo l'eruzione delle voluminose trachidaciti della parte basale della serie stratigrafica. Lo stesso Autore interpreta le xenoliti meta-sedimentarie come provenienti

[1] Le profondità delle camere magmatiche sono probabilmente dell'ordine di 5-6 km, in base ad evidenze petrologiche (Innocenti et al., 1992) e geofisiche (Gianelli et al., 1988).

dall'aureola di contatto attorno alla camera magmatica, che verrebbe frammentata durante i processi vulcanici, causando l'inglobamento delle xenoliti stesse nei magmi amiatini, che sono caratterizzati da viscosità relativamente elevate (van Bergen, 1985; van Bergen e Barton, 1984).

Ulteriori dettagli sulle inclusioni magmatiche mafiche sono stati forniti da altri Autori. In particolare, secondo Rombai et al. (1995) (che fa riferimento ad una suddivisione stratigrafica in quattro termini: Trachidaciti Basali, Duomi Trachidacitici, Trachidaciti Tarde, e Latiti Finali), le inclusioni magmatiche mafiche sono assenti nelle Trachidaciti Basali, sono frequenti nei Duomi Trachidacitici, e sono sporadiche sia nelle Trachidaciti Tarde sia nelle Latiti Finali.

Secondo Conticelli et al. (2015), infine, vi sono tre differenti tipi di inclusioni magmatiche mafiche (denominate inclusioni di tipo I, II, e III) variamente distribuiti nelle rocce vulcaniche amiatine. La stratigrafia proposta da Conticelli et al. (2015) e Marroni et al. (2015) distingue solo tre grandi unità all'interno delle vulcaniti, ossia il Complesso Basale Trachidacitico, il Complesso dei Duomi e delle Colate di lava massive e le Colate di lava finali Olivin-Latitiche, analogamente a molta parte della letteratura pregressa (vedi Capitoli 3 e 4 di questo stesso volume). Secondo Conticelli et al. (2015): (a) il Complesso Basale Trachidacitico e la parte inferiore del Complesso dei Duomi e delle Colate di lava massive contengono piccole quantità delle inclusioni magmatiche mafiche di tipo III, caratterizzate da grana fine, tessitura porfiritica e presenza di plagioclasio; (b) nella parte superiore del Complesso dei Duomi e delle Colate di lava massive, le inclusioni magmatiche mafiche sono abbondanti, aumentano progressivamente verso l'alto, ed appartengono a tutti e tre i tipi, ossia anche al tipo I, a grana fine, a tessitura microporfiritica e con mica, ed al tipo II, a tessitura sub-porfiritica e con olivina; (c) le Colate di lava finali Olivin-Latitiche contengono grandi quantità di inclusioni magmatiche mafiche microgranulari appartenenti al tipo I e caratterizzate dalle composizione più mafiche in assoluto.

Nonostante l'elevata qualità e abbondanza dei dati chimici, mineralogici e petrografici prodotti dagli studi pregressi, è sorprendente notare come ci sia una carenza nella ubicazione precisa dei siti di prelievo dei campioni. Il posizionamento esatto dei campioni è un dato essenziale sia per una corretta interpretazione del dato all'interno di una stratigrafia dettagliata che per rendere i propri dati, siano essi chimici, mineralogici o petrografici, fruibili da parte di altri. In questo caso le imprecisioni di posizionamento dei campioni hanno creato non poche difficoltà nel ridistribuire i campioni di letteratura all'interno della articolata stratigrafia proposta nel Capitolo 4.

Purtroppo difatti, molti Autori precedenti, anche in anni recenti (e.g., Cadoux e Pinti, 2009), hanno solo inserito i campioni raccolti all'interno delle (poche) unità che descrivevano la stratigrafia accettata all'epoca, senza curarsi di fornire la posizione precisa del sito di campionamento. Conticelli et al. (2015) hanno fornito le coordinate geografiche, ma non hanno specificato il *datum* geodetico. Nel momento in cui la conoscenza della stratigrafia amiatina viene migliorata, come crediamo sia avvenuto attraverso questo lavoro, o comunque viene cambiata, è possibile prendere in esame e cercare di reinterpretare i dati pregressi solamente se la loro posizione geografica è nota.

Da queste premesse ha preso spunto questo lavoro, nel quale sono stati recuperati e riposizionati all'interno del nuovo quadro stratigrafico i campioni di cui è stato possibile ricostruire con sufficiente sicurezza l'ubicazione, e sono stati prodotti nuovi dati inediti a completamento della caratterizzazione chimica, mineralogica e petrografica della stratigrafia amiatina.

## 2 Metodi

### *2.1 Studio petrografico*

Durante lo svolgimento del Progetto di ricerca sul Monte Amiata finanziato dalla Regione Toscana, da cui origina questo Volume, sono stati raccolti 145 campioni di roccia, sia di lave sia di inclusioni magmatiche mafiche, distribuiti su tutto l'areale dell'edificio vulcanico (Figura 7.1). Tutti i campioni raccolti sono stati osservati macroscopicamente al microscopio binoculare e poi in sezione sottile al microscopio petrografico polarizzato, al fine di descriverne i caratteri peculiari (struttura, tessitura, paragenesi mineralogiche).

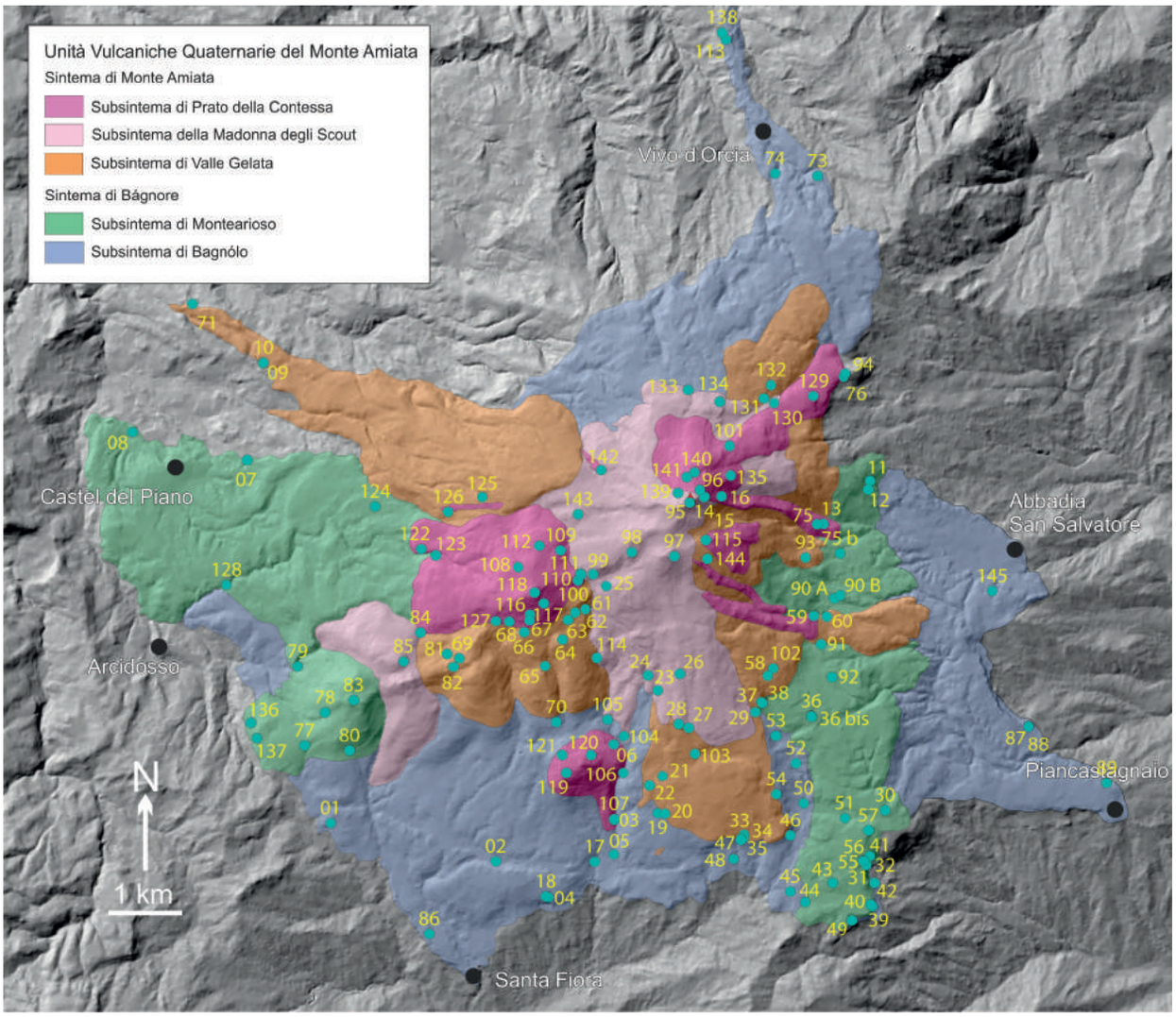



**Figura 7.1** - Carta di ubicazione dei 145 campioni di roccia, sia di lave sia di inclusioni magmatiche mafiche, raccolti durante le varie campagne di terreno. Sullo sfondo è rappresentata la carta sintematica di riferimento – *Location map of 145 rock and mafic magmatic inclusion samples collected during our fieldwork. The synthematic map is shown in the background.*

L'elenco dei campioni con le coordinate geografiche, la descrizione litologica e l'affiliazione alla unità di appartenenza è dato nel materiale aggiuntivo che può essere richiesto al *Corresponding author*.

## *2.2 Metodi di analisi chimica*

Sono stati selezionati 20 campioni per le analisi chimiche di roccia totale di elementi maggiori e in tracce, che sono state effettuate presso il laboratorio ALS di Siviglia (Spagna). I campioni sono stati frantumati, quartati e ripuliti dagli eventuali piccoli inclusi e xenoliti presenti. Le polveri di roccia (circa 0.2 g) sono state aggiunte a un flusso di metaborato di litio/tetraborato di litio (0.9 g) e fuse in un forno a 1000° C. I fusi risultanti sono stati disciolti in 100 ml di soluzione di $HNO_3$ al 4% e HCl al 2% e quindi analizzati mediante spettrometria di emissione atomica (ICP-AES) e spettrometria di massa (ICP-MS), per le composizioni degli elementi maggiori e in traccia, rispettivamente. La precisione è migliore del 2% per tutti gli ossidi degli elementi maggiori, eccetto MnO e $K_2O$ (5%), e migliore del 5% per tutti gli elementi in tracce, tranne Nb (20%), Rb (14%), Ta (17%) e le terre rare pesanti (<10%).

### *2.3 Riposizionamento stratigrafico dei dati pregressi*

Ove possibile, la posizione stratigrafica coerente con il nuovo quadro stratigrafico del vulcano di Monte Amiata (vedi Capitolo 4 di questo stesso volume) è stata assegnata ai campioni di vulcaniti (roccia totale ed inclusioni magmatiche mafiche) raccolti ed analizzati in alcuni studi pregressi (Poli et al., 1984; Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015), semplicemente ponendo il punto di prelievo sulla carta sintematica di Figura 4.1, che raggruppa in due sintemi e cinque subsintemi le 34 formazioni vulcaniche individuate (Figura 7.1). Questa operazione è apparentemente semplice, ma presenta nella sua attuazione alcune difficoltà discusse in seguito.

Fra i 7 campioni di Poli et al. (1984), solamente per 2 (TR 82 e MA 77-14) è stato possibile assegnare l'ubicazione e conseguentemente la posizione stratigrafica, con una sufficiente accuratezza, in base alle descrizioni di questi Autori.

Cinquanta dei 51 campioni di Rombai et al. (1995) sono stati posizionati dagli Autori su una carta di ubicazione schematica, mentre il campione AM 26 non è stato raffigurato. Il confronto fra la carta di ubicazione e la carta sintematica, da noi effettuato in ambiente GIS, è risultato essere non esente da ambiguità per 11 campioni (AM 65, AM 79, AM 82, AM 85, AM 96, AM 99, AM 100, AM 101, AM 103, AM 104, AM 107), ai quali è stata assegnata una posizione stratigrafica con un certo margine di incertezza.

Ferrari et al. (1996) hanno fornito, per i 48 campioni da essi raccolti ed analizzati per i costituenti maggiori della roccia totale, le coordinate geografiche, riferite all'ellissoide internazionale di Hayford orientato a Roma Monte Mario (ossia al *datum* geodetico Roma 40), la cui longitudine rispetto a Greenwich è 12° 27' 08.40". Nonostante i campioni siano stati georeferenziati dagli Autori, la posizione stratigrafica da noi attribuita a 9 di essi (AMT 11, AMT 32, AMT 34, AMT 42, AMT 44, AMT 45, AMT 55, AMT 60 e AMT 72) è dubbia, essendo situati in prossimità del limite fra due o più subsintemi.

Ventitré dei 24 campioni di Cadoux e Pinti (2009) sono stati ubicati dagli Autori su una carta geologica schematica, mentre 84AW non è stato riportato su di essa. Anche questa carta è stata da noi sovrapposta alla carta sintematica in ambiente GIS. La collocazione stratigrafica è risultata incerta solamente per i due campioni 84AD e 84BE, che sono localizzati presso il limite fra due o più subsintemi.

Come anticipato, Conticelli et al. (2015) forniscono la latitudine e longitudine per gli 88 campioni di roccia totale ed inclusioni magmatiche mafiche da essi raccolti ed analizzati, senza però specificare il *datum* geodetico.

In 48 casi si tratta degli stessi campioni di Ferrari et al. (1996) ed in effetti la latitudine è la stessa (a parte poche sviste) mentre la longitudine è differente. Assumendo che il *datum* geodetico sia WGS 84, la posizione dei 48 campioni è risultata differire da quella degli stessi campioni di Ferrari et al. (1996), con discrepanze variabili da alcune centinaia di metri a quasi 2 km. Quindi, per questi 48 campioni sono state adottate le coordinate geografiche di Ferrari et al. (1996), mentre gli altri 40 sono stati ubicati in base alla latitudine ed al nome della località. La posizione stratigrafica è risultata incerta per i seguenti 18 campioni: AMT 11, AMT 12, AMT 14, AMT 15, AMT 16, AMT 17, AMT 32, AMT 33, AMT 34, AMT 42, AMT 44, AMT 45, AMT 55, AMT 60, AMT 72, AMT 140, AMT 141 e AMT 142.

## 3 Risultati dello studio petrografico

### *3.1 Tipologie di lave*

L'osservazione petrografica dei campioni di roccia del Monte Amiata ha permesso di riconoscere un certo numero di diverse tipologie di rocce affioranti. Le differenze fra una tipologia e l'altra consistono nelle diverse combinazioni di tessiture, contenuto in cristalli, presenza e/o abbondanza in inclusioni magmatiche mafiche e xenoliti. Per semplicità di trattazione, in questo capitolo tutti i litotipi, pur con le loro differenze, vengono descritti come "lave", senza fare riferimento alla facies vulcanologica di colata di lava, duomo o *coulée* (vedi Capitolo 9 di questo stesso volume). Le cinque tipologie identificate sono descritte nel seguito. (Figura 7.2):




**Figura 7.2** - Caratteristiche macroscopiche delle tipologie di rocce effusive distinte all'interno delle vulcaniti del Monte Amiata in questo lavoro. Lave di tipo A (a, c): roccia grigio chiaro con presenza di bande e lenti grigio scure allineate secondo strutture di flusso o con andamenti contorti (c). La pasta di fondo è vetrosa limpida a fratturazione perlitica, si può notare (a) la presenza di una xenolite meta-sedimentaria grigio-scuro (XLT); Lave di tipo B (b): roccia altamente porfirica di colore grigio scuro con pasta di fondo opaca criptocristallina e porzioni micro-vescicolate più vetrose di color rosa, sono abbondanti gli aggregati olocristallini – Lave di tipo C (e, g, h, i): roccia porfirica di colore grigio chiaro giallastro con pasta di fondo da vetrosa perlitica a microcristallina, a luoghi molto vacuolare e con porzioni di vetro fibroso. Queste rocce sono caratterizzate dalla abbondanza di mega-cristalli di K-feldspato centimetrici e di inclusi magmatici mafici (g, h). Lave di tipo D (d): roccia porfirica grigio scuro, con pasta di fondo microcristallina caratterizzata dalla presenza di mega-cristalli di K-feldspato centimetrici e abbondante clinopirosseno. Sono abbondanti anche gli aggregati olocristallini e gli inclusi magmatici mafici, più rari le xenoliti meta-sedimentarie. Lave di tipo E (f): Lave porfiriche grigio scu- ▷

Lave di tipo A - Lave porfiriche di colore grigio chiaro (giallastro o rosato), la cui pasta di fondo si presenta essenzialmente vetrosa limpida con una tipica fratturazione perlitica (Figura 7.2a). Spesso si nota la presenza di bande allungate o lenti generalmente di colore più scuro (Figura 7.2c), dovute a differenze nella tessitura e vescicolarità della pasta di fondo. La porfiricità è variabile e le dimensioni massime dei cristalli non superano quasi mai il centimetro. È caratteristica la presenza di cristalli frammentati, soprattutto di K-feldspato. I fenocristalli sono K-feldspato, plagioclasio, ortopirosseno e biotite, meno abbondante ilmenite, e raramente presenti clinopirosseno e quarzo. Il contenuto in inclusi magmatici mafici è scarso, mentre, rispetto agli inclusi magmatici mafici, sono più frequenti le xenoliti meta-sedimentarie di forma tabulare (Figura 7.2a). Questa tipologia è assolutamente predominante all'interno delle unità appartenenti al Sintema di Bágnore (vedi Tabella 4.1 nel capitolo 4 di questo stesso volume). Ad esempio, nel Subsintema di Bagnólo ne caratterizza tutte le formazioni (Marroneto, Sorgente del Fiora, Piancastagnaio, Abbadia SS., Vivo d'Orcia), e nel Subsintema di Montearioso caratterizza le formazioni di Quaranta, Castel del Piano e Poggio dei Frati. All'interno del Sintema di Monte Amiata questa litologia si presenta solo raramente, ad esempio nella formazione del Leccio (Subsintema di Valle Gelata), nella formazione del Corno di Bellaria inferiore (Subsintema di Madonna degli Scout) e nella formazione di Podere Cipriana (Subsintema di Prato della Contessa).

Lave di tipo B - Lave molto porfiriche di colore di massa grigio scuro, con pasta di fondo opaca criptocristallina e porzioni micro-vescicolate vetrose di color rosa (Figura 7.2b). Al microscopio la pasta di fondo appare parzialmente o totalmente devetrificata con tessitura sferulitica. La grana è media ed equi-granulare e i cristalli raramente superano il centimetro e sono rotti. I fenocristalli sono K-feldspato, plagioclasio, ortopirosseno e biotite, meno abbondante ilmenite, e raramente presenti clinopirosseno e quarzo. Sono abbondanti degli aggregati cristallini sferoidali di plagioclasio + biotite + pirosseno di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Sono presenti inclusi magmatici mafici e xenoliti meta-sedimentari. Questa tipologia non è presente nel Subsintema di Bagnólo ed è in generale poco diffusa. Nel Subsintema di Montearioso caratterizza la formazione di Tre Case. All'interno del Sintema di Monte Amiata caratterizza buona parte della formazione di Pozzaroni (Subsintema di Valle Gelata), la formazione Fonte del Piscinetto (Subsintema di Madonna degli Scout), mentre pare non essere presente nel Subsintema di Prato della Contessa.

Lave di tipo C - Lave porfiriche di colore di massa da grigio chiaro a rossastro, con pasta di fondo da vetrosa (la maggior parte mostra fratturazione perlitica) a microcristallina, localmente queste lave possono essere molto vacuolari e con porzioni di vetro fibroso (Figura 7.2e). All'interno dei vacuoli si trovano minerali di precipitazione secondaria e/o devetrificazione (ad es. cristobalite). Queste

ro-nerastre con porzioni mescolate rossastre e nere molto vescicolate. Contengono abbondante clinopirosseno, e numerosi xenocristalli di K-feldspato con forme molto arrotondate in forte disequilibrio. Sono presenti inclusi magmatici mafici e xenoliti meta-sedimentarie. Le lave di tipo C, D, E sono caratterizzate dall'abbondanza di inclusi magmatici mafici di diametro anche pluri-decimetrico di forma ameboide come quello mostrato in figura (i) - *Macroscopic features of different effusive rocks of Monte Amiata as defined in this work. Lava type A (a, c): light gray rock with dark gray flow bands and lenses (c). The groundmass is made of a transparent glass with perlitic fractures (a). A dark gray sedimentary xenolith is present (XLT). Lava type B (b): Dark gray highly porphyritic rock with cryptocrystalline groundmass and pinkish micro-vesicular glassy portions, and abundant holocrystalline aggregates. Lava type C (e, g, h, i ): yellowish-gray porphyritic rock with glassy to microcrystalline groundmass, locally highly vesicular with fibrous glass. These rocks are characterized by the abundance of mega-crystals of K-feldspar and mafic magmatic inclusions (g, h). Lava type D (d): dark gray porphyritic rock with microcrystalline groundmass characterized by the presence of mega-crystals of K-feldspar and abundant clinopyroxene. Holocrystalline aggregates and mafic magmatic inclusions are abundant, while the meta-sedimentary xenoliths are scarce. Lava type E (f): dark gray to black porphyritic rock with reddish and black mingled portions. They contain abundant clinopyroxene, and numerous xenocrystals (e.g. K-feldspar megacrysts) with highly rounded rims. Mafic magmatic inclusions and meta-sedimentary xenoliths are also present. The C, D, E rock type are characterized by the abundance of pluri-decimetric mafic magmatic inclusions with ameboidal shape as shown in Figure (i).*

rocce sono caratterizzate dalla presenza di mega-cristalli di K-feldspato centimetrici (fino a 5-6 cm) (Figura 7.2g,h). I fenocristalli sono K-feldspato, plagioclasio, ortopirosseno, clinopirosseno e biotite, meno abbondante ilmenite, e raramente presente quarzo. All'interno di queste lave sono abbondanti i glomerofiri e gli aggregati cristallini di plagioclasio + biotite + pirosseno, di dimensioni da sub-millimetriche a centimetriche. Gli inclusi magmatici mafici di diametro pluri-decimetrico sono molto abbondanti e mostrano forma ameboide (Figura 7.2i). Sono presenti anche xenoliti meta-sedimentarie di forma tabulare. Questa tipologia di lave non è presente nel Subsintema di Bagnólo. Nel Subsintema di Montearioso caratterizza la formazione di Poggio Pinzi. All'interno del Sintema di Monte Amiata caratterizza la Formazione di Poggio Lombardo e la formazione Coderino (Subsintema di Valle Gelata), le Formazioni di Poggio della Pescina e Poggio Falco (Subsintema di Madonna degli Scout), e la Formazione di Poggio Trauzzolo (Subsintema di Prato della Contessa).

Lave di tipo D - Lave porfiriche di colore di massa da grigio scuro a rossastro, con pasta di fondo microcristallina (Figura 7.2d). Queste rocce sono caratterizzate dalla presenza di mega-cristalli di K-feldspato centimetrici (fino a 5-6 cm). I fenocristalli sono K-feldspato, plagioclasio, ortopirosseno e biotite, ilmenite, e abbondanti microfenocristalli e microliti di clinopirosseno. Sono abbondanti i glomerofiri e gli aggregati cristallini di plagioclasio + biotite + pirosseno, di dimensioni da sub-millimetriche a centimetriche. Gli inclusi magmatici mafici di diametro pluri-decimetrico sono molto abbondanti ed hanno forma ameboide. Sono presenti anche xenoliti meta-sedimentarie di forma tabulare. Questa tipologia di lave non è presente nel Sintema di Bagnóre. All'interno del Sintema di Monte Amiata caratterizza la formazione di Cantinacce (Subsintema di Valle Gelata), le formazioni di Corno di Bellaria superiore, Rifugio Cantore e La Vetta (Subsintema di Madonna degli Scout), e le formazioni di Cancelle, Pigellato, Fosso La Cocca e Pianello (Subsintema di Prato della Contessa).

Lave di tipo E - Lave porfiriche grigio scuro-nerastre con porzioni mescolate rosse e nere molto vescicolate (Figura 7.2f). Contengono abbondante clinopirosseno, poca olivina, micro-fenocristalli di plagioclasio e numerosi xenocristalli di K-feldspato, plagioclasio e ortopirosseno (tipici del magma trachidacitico) in forte disequilibrio. La biotite diventa più sporadica e compare l'olivina nella pasta di fondo microcristallina, insieme a plagioclasio, K-feldspato e clinopirosseno. Il mescolamento tra due magmi a diversa composizione è reso evidente anche dalle tessiture della pasta di fondo molto eterogenea. Sono presenti inclusi magmatici mafici e xenoliti meta-sedimentari. Caratterizzano le due formazioni Ermeta e Macinaie del Subsintema di Prato della Contessa.

### *3.2 Tessiture*

Le tessiture della pasta di fondo sono molto variabili da una roccia all'altra, e variazioni tessiturali si osservano anche all'interno dello stesso campione, legate alla presenza di bande o porzioni a differente cristallizzazione e/o vescicolazione. In Figura 7.3 sono illustrate e descritte le varie tipologie di tessiture osservate in pasta di fondo al microscopio ottico polarizzatore.

### *3.3 Minerali*

L'assemblaggio dei minerali è abbastanza costante in tutti i campioni ed i minerali che sono stati identificati hanno caratteristiche simili in tutte le tipologie di rocce osservate (Figura 7.4). Per la composizione chimica delle varie fasi identificate vedi oltre e Conticelli et al. (2015).

I K-feldspati presentano la classica geminazione Carlsbad, con cristalli spesso rotti e che mostrano bordi arrotondati e lobati (Figura 7.4f). I mega-cristalli di dimensioni pluri-centimetriche all'analisi microscopica si sono rivelati a volte essere degli aggregati di più individui, che mostrano una tessitura pecilitica, inglobando numerosi cristalli più piccoli di plagioclasio, biotite e orto-pirosseno (Figura 7.4a,b). Contengono anche inclusioni di vetro riolitico e abbondanti inclusioni fluide, entrambi a volte allineati parallelamente alle superfici di riassorbimento. Dallo studio preliminare di La Felice et al. (2017) è stato possibile, attraverso le osservazioni in catodoluminescenza, distinguere dei grandi nuclei a chiazze con orli arrotondati e lobati circondati da una corona caratterizzata da

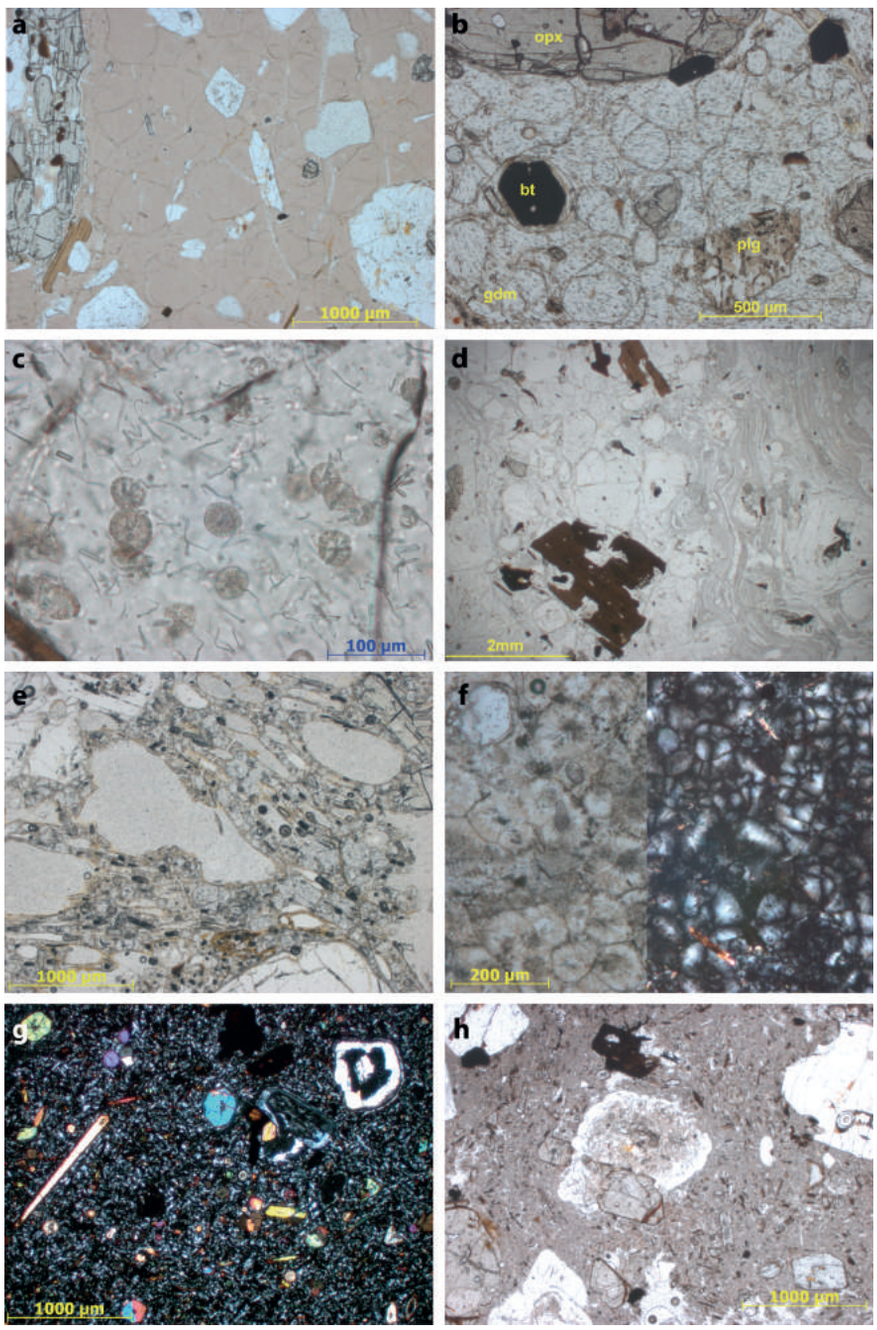



**Figura 7.3** - Varie tipologie di tessiture della pasta di fondo delle lave osservate al microscopio ottico polarizzatore: (a) tessitura vetrosa con fratturazione perlitica di un vitrofiro scuro alla base di una colata. Il vetro si presenta marrone chiaro e limpido senza microcristalli; (b) tessitura vetrosa con fratturazione perlitica e abbondanti microliti allineati secondo le strutture di flusso; (c) tessitura vetrosa con pochi ultra-microliti e sparsi centri di devetrificazione di tipo sferulitico; (d) tessitura eterogenea con alternanza di bande di vetro a struttura perlitica e fluidale; (e) tessitura vetrosa a luoghi perlitica molto vacuolare con grandi vacuoli e bolle schiacciate e allineate secondo le direzioni di flusso; (f) tessitura sferulitica microfelsitica; le sferuliti sono costituite da cristalli fibroso-raggiati di fasi quarzo-feldspatiche e minerali femici; (g, h) tessiture microcristalline delle paste di fondo delle lave di tipo D costituite essenzialmente da plagioclasio, K-feldspato e abbondanti clinopirosseni – *Different groundmass textures of the Monte Amiata rocks observed at polarizing microscope: (a) glassy groundmass with perlitic texture, microlite-free, (b) glassy groundmass with perlitic texture and abundant microlites aligned to the flow direction; (c) glassy groundmass with some ultra-microlites and scattered sferulites; (d) heterogeneous groundmass with flow banding; (e) highly vesicular glassy groundmass with large flattened vesicle; (f) microfelsitic (sferulitic) texture; (g,h) microcristalline texture with plagioclase, K-feldspar and abundant clinopyroxene.*

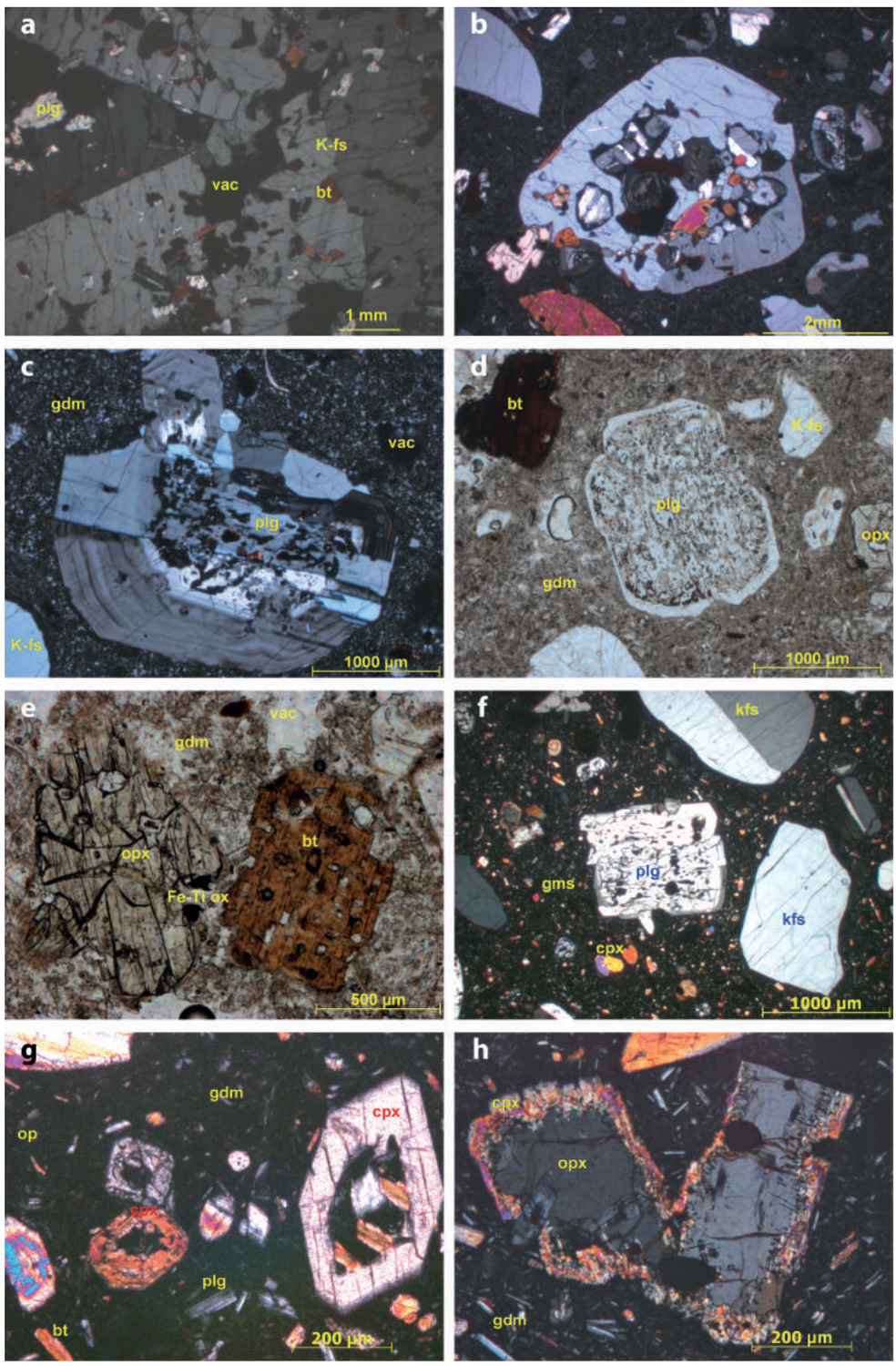



**Figura 7.4** - Foto al microscopio ottico polarizzatore dei minerali presenti nelle rocce vulcaniche del Monte Amiata. a) Glomerofiro di Mega-cristalli di K-Feldspato con tessitura pecilitica b) Mega-cristallo di K-Feldspato con bordi arrotondati e anse di corrosione, contiene plagioclasio, biotite, ortopirosseno, vuoti e inclusioni vetrose; c) Fenocristallo di plagioclasio il nucleo interno mostra un bordo riassorbito e mostra una tessitura a setaccio e zonatura a chiazze, include biotite, vuoti e inclusioni vetrose; il bordo spesso mostra zonatura oscillatoria e ripetuti eventi di dissoluzioni e crescita; d) cristallo di plagiocasio con alterazione preferenziale nelle porzioni più ricche in calcio e formazione di alluminosilicati idrati; e) fenocristalli di ortopirosseno e biotite. Il pirosseno mostra bordi arrotondati e anse di corrosione e include ilmenite e apatite. La biotite presenta bordi corrosi e numerosi vuoti; f) La fotografia mostra la presenza di cristalli rotti in particolare di ▷

una zonatura oscillatoria e superfici di dissoluzione. La composizione del K-feldspato risulta essere omogenea e si notano soltanto delle oscillazioni dovute a variabili contenuti di elementi in traccia.

I plagioclasi sono quasi sempre glomerofirici e mostrano zonature complesse. I nuclei, spesso riassorbiti, hanno tessiture a setaccio (*sieve texture*) e zonature a chiazze (*patchy zoning*). I bordi presentano zonature oscillatorie. Contengono spesso inclusioni fluide, di vetro e di minerali (ad es. biotiti, ortopirosseni, ilmeniti). Alcuni cristalli mostrano zone di alterazione preferenziale delle porzioni più ricche in anortite, testimoniate dalla presenza di alluminosilicati (es. allofane) che si mostrano al microscopio ottico quasi opachi (Figura 7.4c,d,f).

Le biotiti sono spesso abbondanti e in fenocristalli, che si presentano in genere opacizzati a causa di fenomeni di ossidazione, deformate e spesso fortemente riassorbite, con all'interno del cristallo dei vuoti sub-circolari (Figura 7.4e).

Gli ortopirosseni presentano orli arrotondati e lobati, hanno abbondanti inclusioni vetrose e/o minerali (es. apatiti, ilmeniti) (Figura 7.4e). A volte mostrano un bordo opacitizzato e talvolta si presentano totalmente annerite per ossidazione. Spesso i cristalli sono molto fratturati. Nelle lave meno evolute gli ortopirosseni hanno bordi fortemente riassorbiti sui quali si nota una sovracrescita di un bordo di clinopirosseno (Figura 7.4h).

I clinopirosseni sono molto rari nelle rocce più acide, mentre nelle lave meno evolute, di tipo D ed E, sono diffusi come micro-fenocristalli e microliti in pasta di fondo. Mostrano delle tipiche tessiture scheletriche con cavità centrali dovute a cristallizzazione rapida (*quenching*) (Figura 7.4g).

L'olivina è molto rara ed è presente praticamente soltanto nelle lave di tipo E che hanno i caratteri meno evoluti tra le lave.

Il quarzo si trova sporadicamente come fenocristallo fortemente riassorbito.

### *3.4 Inclusioni magmatiche mafiche, xenoliti meta-sedimentari ed aggregati di minerali*

Le rocce del Monte Amiata sono caratterizzate dalla presenza di abbondanti inclusi magmatici e xenoliti di vario genere, che sono state oggetto di approfonditi studi in letteratura (e.g. Rombai et al., 1995). Dal campionamento, non esaustivo, da noi effettuato, Risultano molto diffusi degli aggregati olocristallini da millimetrici a centimetrici di plagioclasio, orto-pirosseno e biotite, variamente combinati (Figura 7.5e,f,g,h). In alcuni casi delle micro-xenoliti di chiara origine meta-sedimentaria risultano costituite da plagioclasi, orto-pirosseno e spinello verde con corone di reazione dovute all'accrescimento di plagioclasio e biotite (Figura 7.5d).

Le inclusioni magmatiche mafiche, hanno forme arrotondate od ameboidi e presentano bordi crenulati al contatto con la roccia ospite. Esse hanno una tessitura porfirica, a volte olocristallina caratterizzata dalla presenza di abbondanti piccoli vacuoli sub-circolari. Al loro interno questi inclusi possono includere altre xenoliti meta-sedimentarie (Figura 7.5c) e frequentemente si notano xenocristalli, identici a quelli delle lave più acide che li ospitano, ma in forte disequilibrio. Gli inclusi magmatici contengono anche cristalli di clinopirosseno e mica (es. biotite o flogopite), spesso di forma molto allungata, plagioclasi e K-feldspati. Tutti questi minerali mostrano tessiture scheletriche tipiche di cristallizzazione rapida (Figura 7.5a,b).

### *3.5 Implicazioni dei dati petrografici*

Lo studio petrografico condotto su campioni rappresentativi della intera stratigrafia ricostruita

K-feldspato con bordi arrotondati; g) microfenocristalli di clinopirosseno con tessiture scheletriche; h) fenocristalli di ortopirosseno riassorbiti che presentano un orlo di ricrescita di clinopirosseno – *Photographs of the minerals inside the Monte Amiata volcanics. Optical polarizing microscope, various enlargments. a) K-feldspar megacrystals with poikilitic texture; b) K-feldspar megacryst with lobate rounded rim including plagioclase, biotite and orthopyroxene, melt and fluid inclusions; c) Plagioclase phenocryst with a resorbed core showing sieve texture and patchy zoning, and a thick mantle with oscillatory zoning; d) plagioclase phenocryst with preferential alteration in Ca-rich zones with formation of hydrous alumin-osilicates; e) orthopyroxene and biotite phenocryst showing rounded and lobate rim. Orthopyroxene include apatite and ilmenite crystals; f) broken crystals of K-Feldspar with rounde rims; g) clinopyroxene microphenocrysts with skeletal texture; h) orthopyroxene phenocrysts showing a resorbed rim with an overgrowth of clinopyroxene.*

ha mostrato che esistono delle differenze ben quantificabili all'interno della successione delle vulcaniti, seppure in un panorama mineralogico piuttosto monotono, come è quello delle lave acide. Infatti, è stato possibile identificare cinque tipi litologici diversi che si distribuiscono variamente all'interno della sequenza stratigrafica. È evidente dalla distribuzione delle varie tipologie di lava riconosciute che non c'è correlazione fra la presenza di un certo litotipo e la sua appartenenza ad un determinato Sintema o Subsintema. Questo fatto era già vero per la distribuzione delle facies, nessuna delle quali è esclusiva di un dato raggruppamento stratigrafico. L'unico a fare eccezione è il Subsintema di Bagnólo, interamente composto da lave del tipo (A), che anche come facies vulcanologica è caratterizzato dalla presenza pressoché esclusiva di colate laviche a lunga percorrenza.

L'implicazione che questa constatazione si porta dietro è che l'evoluzione temporale del Monte Amiata, come descritta negli schemi delle Figure 4.5 e 4.6 nel Capitolo 4 di questo stesso volume, è qualcosa da considerarsi in qualche maniera separata rispetto a quelli che sono i meccanismi di alimentazione del vulcano, almeno nelle sue fasi intermedie e finali.

L'associazione di inclusi magmatici mafici, strutture di flusso e disequilibrio dei minerali è un eccellente strumento per riconoscere l'esistenza dei processi di miscelamento di magmi nei sistemi magmatici (Perugini e Poli, 2012). L'iniezione di un magma mafico all'interno di un magma acido produce un disequilibrio termico e composizionale consistente (e.g. Sparks and Marshall, 1986) per cui i minerali già presenti nel magma reagiscono a questo disequilibrio. Ad es. i minerali che si trovano nel magma a più bassa temperatura sono soggetti a processi di rifusione e riassorbimento a causa dell'aumento di temperatura. Questi minerali riassorbiti possono agire da centri di crescita della stessa specie minerale ma con una differente composizione. I processi di riassorbimento e di crescita possono ripetersi nel tempo e produrre zonature composizionali complesse ed oscillanti.

In tal senso, le strutture e le tessiture delle rocce del Monte Amiata hanno confermato che esistono complessi fenomeni di mescolamento all'interno dei prodotti dell'attività di questo vulcano.

All'interno delle lave acide del Monte Amiata è diffusa la presenza di bande sia a livello macroscopico che a livello microscopico nella pasta di fondo rappresentate da disomogeneità nella cristallinità e nella vescicolazione.

Quasi tutti i cristalli mostrano chiari sintomi di disequilibrio chimico e termico. Ne sono un esempio le tessiture di riassorbimento con orli arrotondati e anse di corrosione, le zonature composizionali complesse che mostrano anche alternanza di fasi di dissoluzione e di crescita, e che suggeriscono ripetute venute di magmi più caldi (La Felice et al., 2017). Il disequilibrio tra i cristalli e i vetri della pasta di fondo è stato riscontrato anche durante lo studio delle condizioni pre- e sin-eruttive tramite l'applicazione dei modelli geo-termometrici (vedi Capitolo 8 di questo stesso volume).

Le inclusioni magmatiche mafiche, abbondanti specialmente nei termini più recenti della successione stratigrafica, mostrano forme arrotondate e lobate. Le loro tessiture al bordo sono quelle tipiche del rapido raffreddamento. Inoltre è pressoché ubiquitaria la presenza all'interno di queste inclusioni magmatiche mafiche di fasi minerali che sono invece tipiche dei magmi trachidacitici, come i grossi cristalli di sanidino, a testimonianza dello stato fluido al momento del mescolamento. Quando queste inclusioni magmatiche mafiche sono più abbondanti aumenta anche la vescicolarità della roccia. Questo fatto suggerisce un rilascio dei gas, precedentemente intrappolati nei magmi mafici più caldi, dovuto al raffreddamento per il contatto con il magma acido più freddo.

Le tessiture vetrose perlitiche e sferulitiche delle lave del Monte Amiata, possono essere facilmente correlate con le temperature di questi magmi. Le temperature stimate dei magmi del Monte Amiata (vedi Capitolo 8 di questo stesso volume) sono risultate più alte rispetto alle temperature eruttive tipiche dei prodotti riolitici.

Questo fatto sembra essere coerente con un sovra-riscaldamento dovuto all'intrusione di un magma mafico più caldo, come documentato dalla presenza delle inclusioni magmatiche mafiche ed altre caratteristiche tipiche del miscelamento, come sopra accennato. In questo quadro, le tessiture sferulitiche possono essere attribuite alla

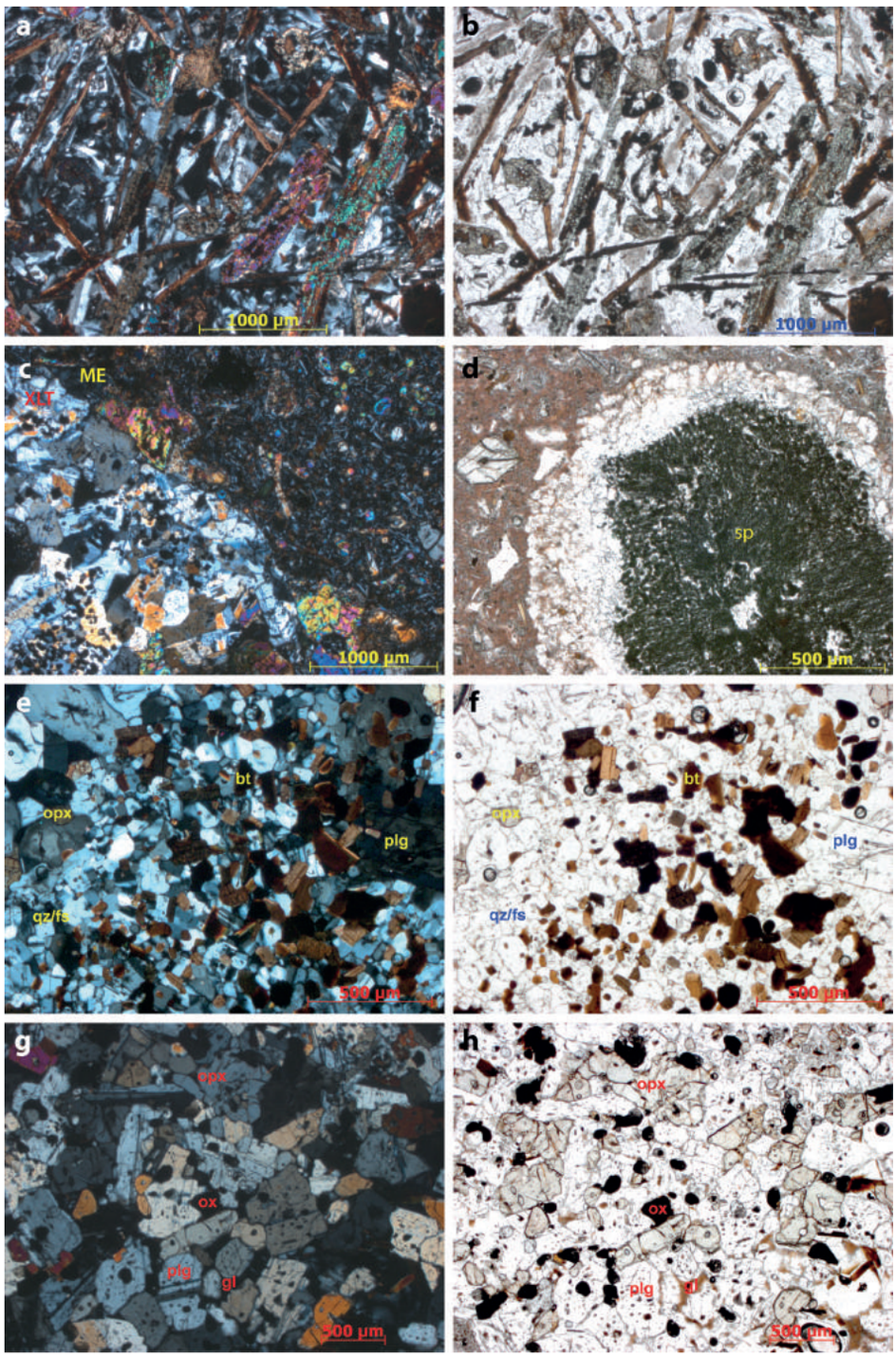



**Figura 7.5** - Foto al microscopio ottico polarizzatore di inclusioni magmatiche mafiche, xenoliti meta-sedimentarie e aggregati olocristallini di minerali, presenti nelle rocce vulcaniche del Monte Amiata.– a,b) incluso magmatico contenete K-feldspato, plagioclasio e cristalli allungati di clinopirosseno e mica (biotite/flogopite; c) incluso magmatico che include a sua volta una xenolite meta-sedimentaria; d) xenolite meta-sedimentaria contenente spinello verde con una corona di plagioclasi; e,f) aggregato olocristallino di plagioclasio, ortopirosseno, biotite ed una fase quarzo-feldspatica; g,h) aggregato olocristallino di plagioclasio, ortopirosseno, ossidi opachi e plaghe di vetro bruno – *Photographs of the mafic enclaves, meta-sedimentary xenolits and minerals agglomerates, inside the Monte Amiata volcanics. Optical plarizing microscope, various enlargments. a,b) mafic enclave with K-feldspar, plagioclase and elongate biotite/phlogopite and clinopyroxene, c) mafic encalve including a metasedimentary xenolith; d) metasedimentary xenolith including green spinel crystals with a plagioclase corona; e,f) aggregate-cluster of plagioclase, orthopyroxene, biotite and a quartz-feldspatic phase; g,h) aggregate-cluster of plagioclase, orthopyroxene, oxides and glass.*

devetrificazione ad alta temperatura, causata da un raffreddamento lento, ossia al perdurare delle alte temperature nel fuso (Lofgren, 1971). È verosimile quindi pensare che queste lave si siano trovate per un tempo sufficientemente lungo al di sopra della transizione vetrosa (vedi Capitolo 8 di questo stesso volume).

## 4 Risultati dello studio e della revisione dei dati chimici

### *4.1 Posizione stratigrafica dei campioni analizzati chimicamente*

I 133 campioni disponibili per le lave, considerando sia i dati pregressi sia i 19 campioni analizzati[2] fra i 145 della campionatura eseguita nell'ambito di questo studio, sono stati suddivisi nei 5 Subsintemi che compongono la stratigrafia del Monte Amiata. Di questi:

- 28 sono stati inseriti nel Subsintema di Bagnólo,
- 17 sono stati riferiti al Subsintema di Montearioso, anche se 3 hanno posizione stratigrafica incerta,
- 26 sono stati ascritti al Subsintema di Valle Gelata, nonostante 1 ha posizione stratigrafica dubbia,
- 28 sono stati inseriti nel Subsintema di Madonna degli Scout, di cui 5 hanno posizione stratigrafica incerta,
- 34 sono stati riferiti al Subsintema di Prato della Contessa, anche se 6 hanno posizione stratigrafica dubbia.

Non sono state effettuate nuove analisi sulle inclusioni magmatiche mafiche, per le quali sono disponibili, in letteratura, complessivamente 48 campioni, di cui:

- nessuno appartiene al Subsintema di Bagnólo,
- 8 sono stati inseriti nel Subsintema di Montearioso, anche se 5 hanno posizione stratigrafica incerta,
- 4 sono stati riferiti al Subsintema di Valle Gelata, tutti con posizione stratigrafica certa,
- 20 sono stati ascritti al Subsintema di Madonna degli Scout, di cui 8 hanno posizione stratigrafica dubbia,
- 16 sono stati riferiti al Subsintema di Prato della Contessa, nonostante 3 hanno posizione stratigrafica incerta.

### *4.2 Caratteristiche chimiche delle vulcaniti amiatine e fenomeni di miscelamento*

I dati di roccia totale per i 133 campioni di lave ed i 48 campioni di inclusioni magmatiche mafiche sono inizialmente mostrati nel TAS (Le Maitre, 2002), ossia nel diagramma di correlazione fra concentrazione di alcali totali e concentrazione di silice, espresse come percentuali in massa (Figura 7.6). Le lave e le inclusioni magmatiche mafiche, prese in esame congiuntamente, formano una serie continua che si distribuisce in un intervallo di $SiO_2$ dal 47.3 al 68.3 % e in un intervallo di $Na_2O + K_2O$ dal 5.4 all'8.6 %, con le lave che hanno concentrazioni di $SiO_2$ dal 57.4 al 68.3 % e concentrazioni di $Na_2O + K_2O$ dal 7.2 all'8.6 % e le inclusioni magmatiche mafiche che hanno concentrazioni di $SiO_2$ dal 47.3 al 59.0 % e concentrazioni di $Na_2O + K_2O$ dal 5.4 al 7.8 %. Come già riconosciuto da van Bergen et al. (1983) e ribadito dagli studi più recenti, questa serie continua è il risultato del miscelamento fra magmi acidi e magmi mafici e dei conseguenti processi di ibridizzazione.

Va sottolineato che la sovrapposizione composizionale fra lave ed inclusioni magmatiche mafiche è molto limitata, poiché solamente 5 campioni di lave (ossia il 4% circa del totale) hanno concentrazione di $SiO_2 < 59.0$ % (valore massimo delle inclusioni magmatiche mafiche) e solamente 5 campioni di inclusioni magmatiche mafiche (ossia il 10% circa del totale) hanno concentrazioni di $SiO_2 > 57.4$ % (valore minimo delle lave). Inoltre, nel diagramma di Figura 7.6 sono mostrati sia i tre campioni di lave incontrate dal pozzo David Lazzaretti, sia i 43 campioni di inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota, di cui 37 sono tratti da van Bergen et al. (1983), 3 da Rodolico (1938) e 3 da Aloisi (1923). Le lave del pozzo David Lazzaretti hanno concentrazioni di $SiO_2$ dal 65.4 al 67.9 % e concentrazioni di $Na_2O + K_2O$ dall'8.5 all'8.7, mentre le inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota hanno concentrazioni di $SiO_2$ e di $Na_2O + K_2O$ sostanzialmente confrontabili con quelle dei campioni posizionati stratigraficamente, tranne due, uno arricchito, l'altro impoverito in alcali totali.

[2] In questo progetto sono stati analizzati 20 campioni, ma l'analisi del campione AMT13-04 A è risultata inattendibile, probabilmente a causa di effetti di alterazione o presenza di piccoli inclusi non evidenti all'esame macroscopico.

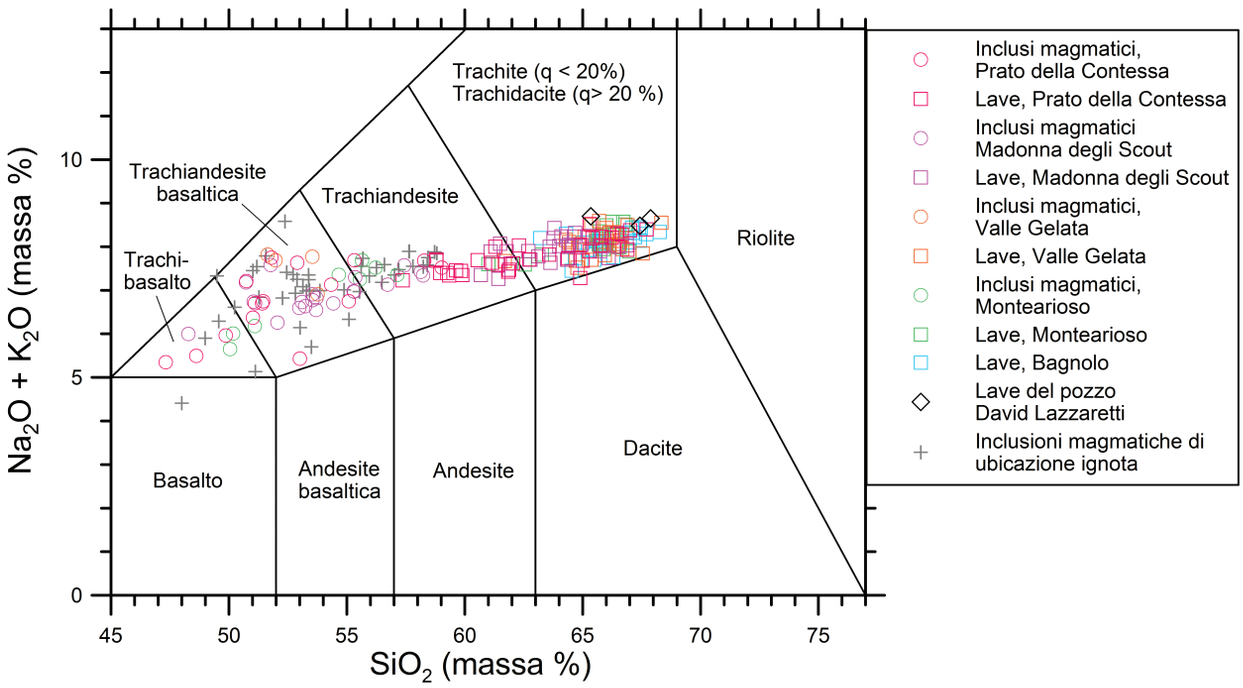



**Figura 7.6** - Diagramma di correlazione fra concentrazione di alcali totali e concentrazione di silice per i 133 campioni di lave ed i 48 campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata riposizionati stratigraficamente in base alla stratigrafia proposta nel Capitolo 4. Sono riportate anche le 43 inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota e 3 campioni di lave del pozzo David Lazzaretti – *Correlation plot of total alkali concentration vs. silica concentration for the 133 lava samples and the 48 mafic magmatic inclusion samples of Mount Amiata, which were positioned adopting the stratigraphy proposed in chapter 4. The 43 mafic magmatic inclusion samples of unknown location and 3 lava samples from the David Lazzaretti borehole are also shown.*

Quindi, il considerare o meno le inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota non determina né guadagni né perdite di informazioni, se le lave e le inclusioni magmatiche mafiche vengono prese in esame tutte assieme, come nel diagramma di Figura 7.6.

Dal punto di vista classificativo: (a) fra le 133 lave, ben 108 (ossia l'81 % del totale) sono trachidaciti (avendo q > 20%) mentre le restanti 25 (pari al 19 % del totale) sono trachiandesiti, e (b) le inclusioni magmatiche mafiche comprendono 11 trachiandesiti (23 % del totale), 31 trachiandesiti basaltiche (65 % del totale) e 6 trachibasalti (13 % del totale).

Infine, questo grafico evidenzia anche che le inclusioni magmatiche mafiche situate nel campo delle trachiandesiti basaltiche mostrano forti oscillazioni della somma $Na_2O + K_2O$. Nonostante le inclusioni magmatiche classificabili come trachiandesiti basaltiche siano più numerose, questa maggiore dispersione dei dati non è probabilmente dovuta ad incertezze analitiche, poiché le inclusioni magmatiche mafiche di composizione differente non mostrano deviazioni simili.

La continuità composizionale, osservata in Figura 7.6 considerando congiuntamente tutte le lave e tutte le inclusioni magmatiche mafiche, è riconoscibile solamente nel diagramma TAS per il Subsintema di Prato della Contessa (Figura 7.9), mentre compare un gap composizionale fra lave e inclusioni magmatiche mafiche nei grafici TAS per i Subsintemi di Montearioso (Figura 7.7, a destra), Valle Gelata (Figura 7.8, a sinistra) e Madonna degli Scout (Figura 7.8 a destra); nel TAS per il Subsintema di Bagnólo (Figura 7.7, a sinistra), invece, sono mostrate solamente le lave, non essendo disponibili dati analitici relativi alle inclusioni magmatiche mafiche che peraltro sono scarse e comunque subordinate alle xenoliti metasedimentarie in queste vulcaniti. In dettaglio,

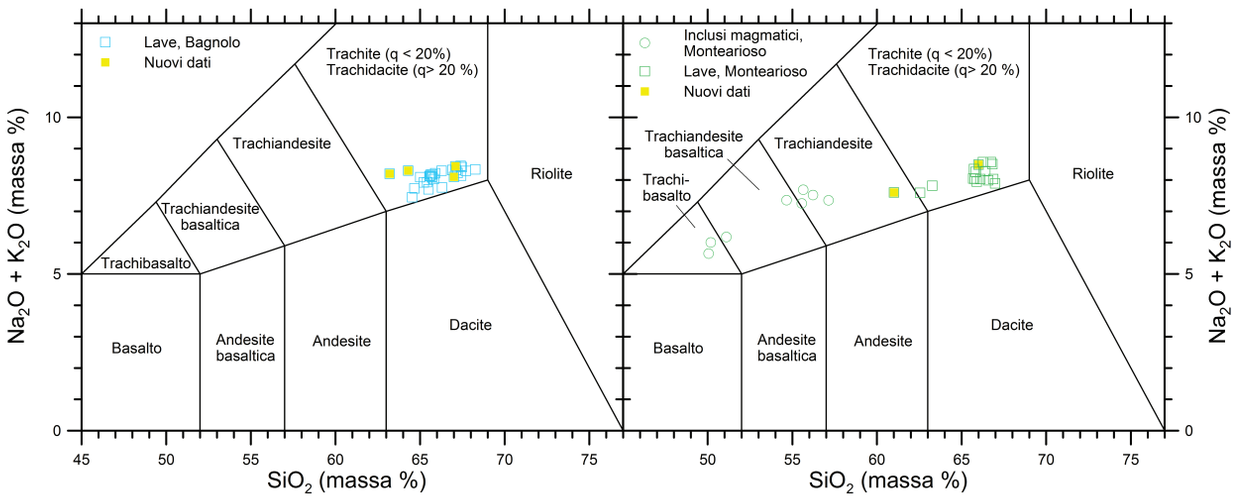



**Figura 7.7** - Diagramma di correlazione fra concentrazione di alcali totali e concentrazione di silice per i campioni di lave ed i campioni di inclusi magmatici appartenenti al Subsintema di Bagnólo (a sinistra) ed al Subsintema di Montearioso (a destra). I simboli sono come in Figura 7.6 – *Correlation plot of total alkali concentration vs. silica concentration for the lava samples and mafic magmatic inclusion samples of the Bagnólo Subsynthem (left) and the Montearioso Subsynthem (right). Symbols as in Figure 7.6.*

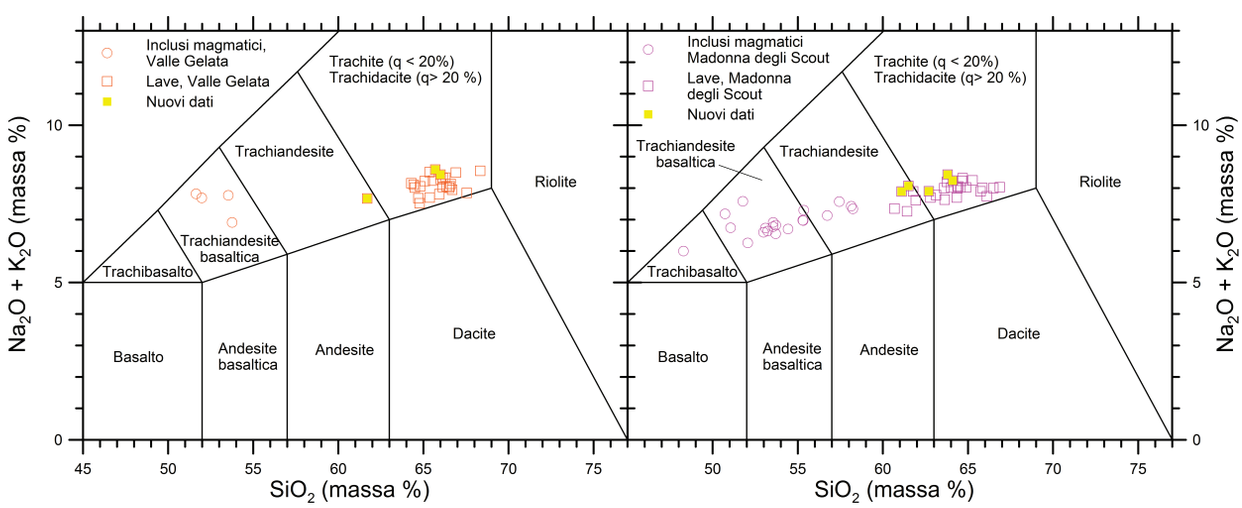



**Figura 7.8** - Diagramma di correlazione fra concentrazione di alcali totali e concentrazione di silice per i campioni di lave ed i campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata appartenenti al Subsintema di Valle Gelata (a sinistra) ed al Subsintema di Madonna degli Scout (a destra). I simboli sono come in Figura 7.6 – *Correlation plot of total alkali concentration vs. silica concentration for the lava samples and mafic magmatic inclusion samples of the Valle Gelata Subsynthem (left) and the Madonna degli Scout Subsynthem (right). Symbols as in Figure 7.6.*

dall'esame di questi diagrammi si evince quanto segue:

- Tutte le lave del Subsintema di Bagnólo (Figura 7.7, a sinistra) sono situate nel campo delle trachidaciti.

- Per il Subsintema di Montearioso (Figura 7.7, a destra), tutte le lave sono posizionate nel settore delle trachidaciti con l'eccezione di un solo campione di composizione trachiandesitica. Però, contrariamente al caso precedente, è disponibile un certo numero di analisi di inclusioni magmatiche mafiche, che si distribuiscono in due gruppi separati, uno in prossimità del limite fra i trachibasalti e le trachiandesiti basaltiche, l'altro

vicino al limite fra le trachiandesiti basaltiche e le trachiandesiti. Infine, fra le inclusioni magmatiche mafiche e le lave vi è una lacuna composizionale dal 57.1 al 61.0 % di $SiO_2$.

- Una situazione analoga si osserva anche per il Subsintema di Valle Gelata (Figura 7.8, a sinistra), per quanto concerne le lave, che hanno tutte composizione trachidacitica, tranne una che si incontra vicino al limite fra le trachiandesiti e le trachidaciti. Le inclusioni magmatiche mafiche sono invece classificabili come trachiandesiti basaltiche. Anche in questo caso è presente una lacuna composizionale dal 53.8 al 61.7 % di $SiO_2$ fra le inclusioni magmatiche mafiche e le lave.

- Il grafico TAS per il Subsintema di Madonna degli Scout (Figura 7.8 a destra) mostra che le lave comprendono 22 trachidaciti (79% del totale) e 6 trachiandesiti (21% del totale), le inclusioni magmatiche mafiche sono caratterizzate da una certa continuità composizionale da trachibasalti a trachiandesiti e la lacuna composizione fra le inclusioni magmatiche mafiche e le lave è molto limitata, dal 58.2 al 60.7 % in $SiO_2$ solamente.

- Come mostrato dal grafico TAS per il Subsintema di Prato della Contessa (Figura 7.9), fra le lave sono frequenti non solo le trachidaciti (come per gli altri 4 sintemi) ma anche le trachiandesiti, mentre le inclusioni magmatiche mafiche si distribuiscono nei campi dei trachibasalti, delle trachiandesiti basaltiche (dove si osserva una certa dispersione dei campioni) e delle trachiandesiti, con una buona continuità. Le inclusioni magmatiche mafiche hanno una concentrazione massima di $SiO_2$ del 59.0 %, mentre le lave hanno una concentrazione minima di questo componente chimico del 57.4 %. Quindi vi è una sovrapposizione fra lave e inclusioni magmatiche mafiche, in un intervallo di 1.6 unità percentuali di $SiO_2$.

Ulteriori informazioni sono fornite dai diagrammi di correlazione fra la $SiO_2$ e gli altri ossidi principali (Figure 7.10 – 7.13). Anche in questi diagrammi le lave e le inclusioni magmatiche mafiche formano una serie continua, con deviazioni più o meno marcate dal trend di miscelamento fra magmi acidi e magmi mafici, a seconda del componente chimico considerato. Le cause di queste deviazioni sono probabilmente imputabili ad almeno due cause, ossia (i) la aggiunta o la perdita di cristalli di grandi dimensioni (o di loro aggregati) dai campioni analizzati e (ii) la presenza all'interno delle vulcaniti di xenoliti meta-sedimentari che non sono stati separati durante la preparazione dei campioni che precede l'analisi chimica.

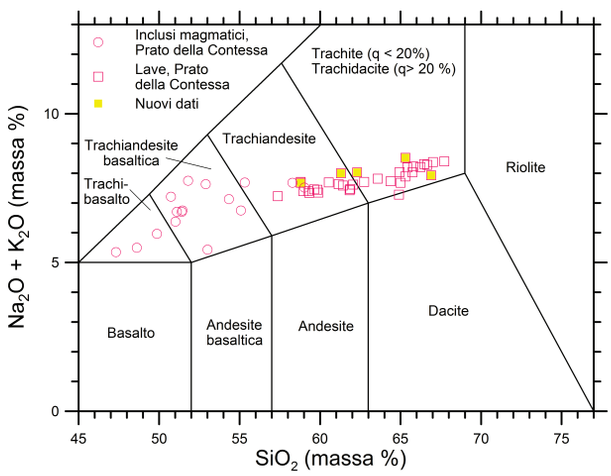



**Figura 7.9** - Diagramma di correlazione fra concentrazione di alcali totali e concentrazione di silice per i campioni di lave ed i campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata appartenenti al Subsintema di Prato della Contessa. I simboli sono come in Figura 7.6 – *Correlation plot of total alkali concentration vs. silica concentration for the lava samples and mafic magmatic inclusion samples of the Prato della Contessa Subsynthem. Symbols as in Figure 7.6.*

La prima causa è particolarmente evidente per il $K_2O$ (Figura 7.13, a sinistra), soprattutto per le inclusioni magmatiche mafiche. In effetti, i principali minerali che sono presenti come fenocristalli o xenocristalli sono caratterizzati da contenuti molto differenti di $K_2O$: il clinopirosseno, l'ortopirosseno ed il plagioclasio sono poveri di questo componente, con una concentrazione media ($\pm 1\sigma$) di $0.029 \pm 0.083$ %, $0.0089 \pm 0.017$ % e $0.56 \pm 0.30$ %, rispettivamente, mentre il K-feldspato e la mica sono ricche di $K_2O$, con una concentrazione media di $13.2 \pm 0.81$ % e 9.45 ± 0.37 %, rispettivamente (dati da Conticelli et al., 2015). Un discorso analogo vale per lo $Na_2O$, anche se il contrasto fra le concentrazioni delle fasi minerali è meno marcato (Figura 7.12, a destra). Infatti lo $Na_2O$ mostra basse concentrazioni nell'ortopirosseno ($0.029 \pm 0.043$ %), nel clinopirosseno ($0.16 \pm 0.069$ %) e nella mica ($0.32 \pm 0.10$ %) e concentrazioni relativamente elevate nel K-feldspato ($2.03 \pm 0.26$ %) e nel plagioclasio ($3.48 \pm 1.18$ %), in base ai dati di

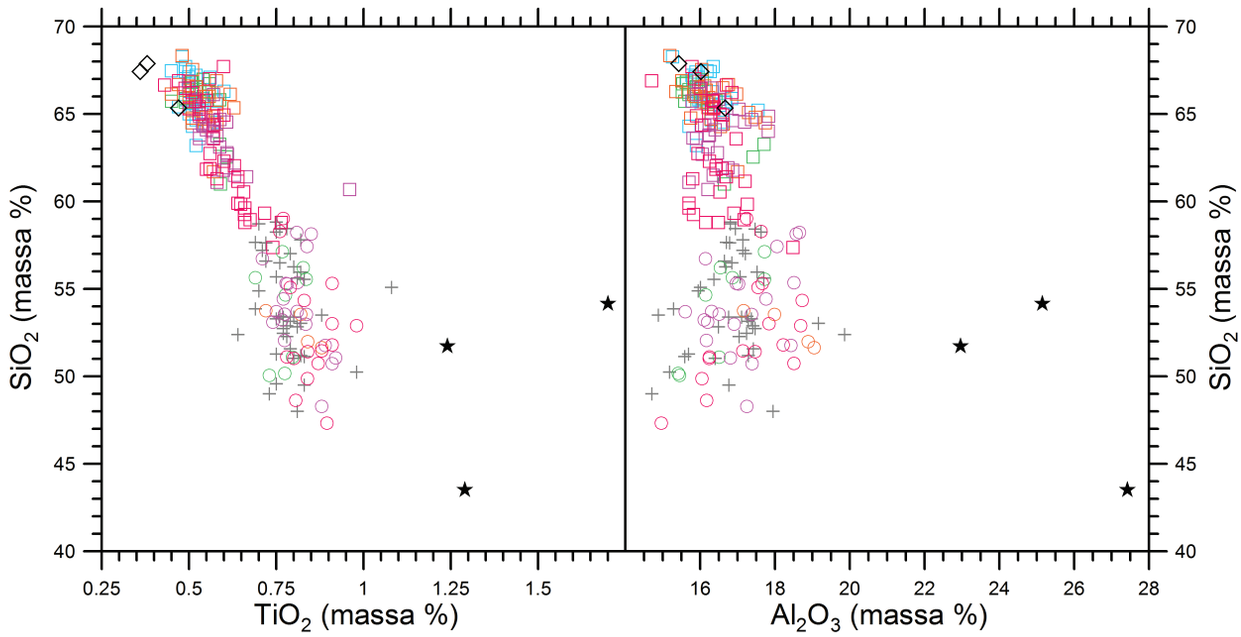



**Figura 7.10** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e $TiO_2$ (a sinistra) e fra concentrazioni di $SiO_2$ e $Al_2O_3$ (a destra) per i 133 campioni di lave ed i 48 campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata riposizionati stratigraficamente in base alla stratigrafia proposta nel Capitolo 4. Sono riportate anche 43 inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota, 3 campioni di lave del pozzo David Lazzaretti e 3 xenoliti meta-sedimentarie, questi ultimi indicati dalle stelle nere. Gli altri simboli sono come in Figura 7.6 – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. $TiO_2$ concentrations (left) and $SiO_2$ vs. $Al_2O_3$ concentrations (right) for the 133 lava samples and the 48 mafic magmatic inclusion samples of Mount Amiata, which were positioned adopting the stratigraphy proposed in Chapter 4. The 43 mafic magmatic inclusion samples of unknown location, 3 lava samples from the David Lazzaretti borehole, and 3 meta-sedimentary xenoliths are also shown. The latter ones are indicated by black stars. Other symbols as in Figure 7.6.*

Conticelli et al. (2015). Di conseguenza, la aggiunta/perdita di fenocristalli o xenocristalli potrebbe causare anche la forte dispersione già osservata nel diagramma TAS per le inclusioni magmatiche classificabili come trachiandesiti basaltiche (vedi sopra).

La prima causa può essere verosimilmente invocata anche per spiegare le deviazioni osservate per il $P_2O_5$ (Figura 7.13, a destra) ed il $TiO_2$ (Figura 7.10, a sinistra), che sono presenti in concentrazioni elevate (o relativamente elevate) nell'apatite, il $P_2O_5$, e nell'ilmenite e nella mica, il $TiO_2$. Queste sono le fasi solide la cui perdita/aggiunta potrebbe determinare le deviazioni osservate dei diagrammi $SiO_2$ – $TiO_2$ (Figura 7.10, a sinistra) e $SiO_2$ – $P_2O_5$ (Figura 7.13, a destra).

La presenza di xenoliti meta-sedimentari potrebbe invece causare le deviazioni osservate nel diagramma $SiO_2$ – $Al_2O_3$ (Figura 7.10, a destra) e, in minor misura, nei grafici $SiO_2$ – MgO (Figura 7.11, a destra) e $SiO_2$ – CaO (Figura 7.12, a sinistra), ma non è escluso che possa avere effetti anche su altri componenti chimici. Il condizionale è d'obbligo poiché sono note solamente tre analisi chimiche delle xenoliti meta-sedimentarie. D'altro lato, va sottolineato che il componente chimico per il quale si osservano le deviazioni minori dal trend di miscelamento fra magmi acidi e magmi mafici è lo $Fe_2O_3$ totale (Figura 7.11, a sinistra); ciò potrebbe essere dovuto al fatto che le xenoliti meta-sedimentarie si trovano in prossimità di questo trend di miscelamento nel grafico $SiO_2$ – $Fe_2O_3$ totale. Quindi, la presenza di questi xenoliti nelle vulcaniti causerebbe variazioni composizionali indistinguibili da quelle dovute al miscelamento meccanico o alla ibridizzazione dei magmi, su questo grafico.

In accordo con quanto già riconosciuto da van Bergen et al. (1983), i diagrammi delle Figure 7.6 - 7.13 suggeriscono che le vulcaniti amiatine si sono

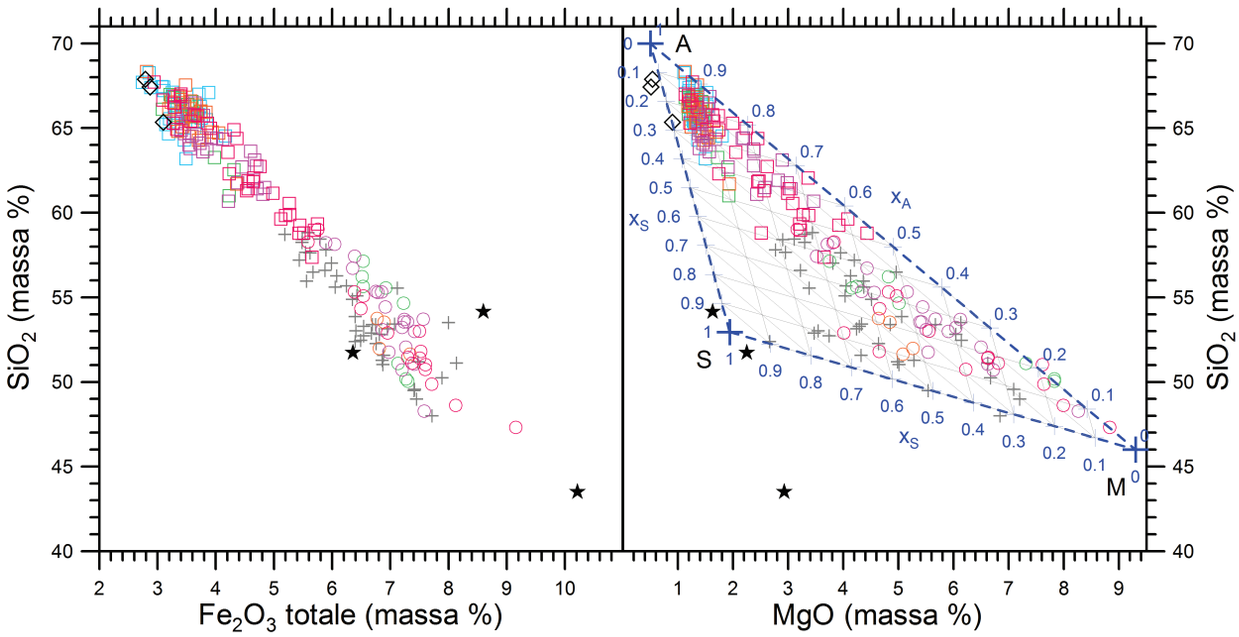



**Figura 7.11** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e $Fe_2O_3$ totale (a sinistra) e fra concentrazioni di $SiO_2$ e MgO (a destra) per i 133 campioni di lave ed i 48 campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata riposizionati stratigraficamente in base alla stratigrafia proposta nel Capitolo 4. Sono riportate anche 43 inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota, le 3 lave incontrate nel pozzo David Lazzaretti e 3 xenoliti meta-sedimentari, questi ultimi indicati dalle stelle nere. Gli altri simboli sono come in Figura 7.6. Nel diagramma di destra sono mostrati anche l'*endmember* magmatico acido (A), l'*endmember* magmatico mafico (M) e l'*endmember* rappresentativo delle xenoliti meta-sedimentarie (S), tutti indicati da croci blu grandi, assieme al reticolo di miscelamento relativo (linee grigie sottili con croci blu piccole) – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. total $Fe_2O_3$ concentrations (left) and $SiO_2$ vs. MgO concentrations (right) for the 133 lava samples and the 48 mafic magmatic inclusion samples of Mount Amiata, which were positioned adopting the stratigraphy proposed in Chapter 4. The 43 mafic magmatic inclusion samples of unknown location, 3 lava samples from the David Lazzaretti borehole, and 3 meta-sedimentary xenoliths are also shown. The latter ones are indicated by black stars. Other symbols as in Figure 7.6. The acid magmatic endmember (A), the mafic magmatic endmember (M), the endmember representative of the meta-sedimentary xenoliths (S), all indicated by large blue crosses, are also shown in the right plot together with the related grid (thin gray lines with small blue crosses).*

formate a seguito di fenomeni sia di miscelamento meccanico sia di miscelamento vero e proprio o ibridizzazione[3] fra *endmember* magmatici differenti, uno mafico e l'altro acido. Inoltre anche le xenoliti meta-sedimentarie hanno un forte impatto sulle caratteristiche chimiche (e isotopiche) delle vulcaniti dell'Amiata come già dimostrato da studi precedenti (e.g., van Bergen e Barton, 1984; Rombai et al., 1995). Nella discussione seguente si è cercato di quantificare, nei limiti del possibile, questi processi di miscelamento (indipendentemente dal fatto che siano puramente meccanici oppure comportino la formazione di varie miscele chimiche).

Nonostante siano disponibili solamente tre analisi chimiche di xenoliti meta-sedimentarie, il diagramma $SiO_2$ – MgO (Figura 7.11 a destra) è stato utilizzato per cercare di valutare, in via preliminare, le percentuali di xenoliti presenti nei campioni di vulcaniti considerando: (i) la composizione media delle due xenoliti più simili fra di loro, che è

[3] Seguendo Sparks e Marshall (1986) quando i magmi si miscelano formando una miscela omogenea è appropriato usare il termine ibrido. In questi magmi, la fase liquida ha una composizione omogenea, mentre i fenocristalli derivati dai due endmember dell'ibrido possono mantenere le loro composizioni originali oppure possono essersi re-equilibrati parzialmente. I magmi ibridi sono comunemente riconosciuti in base alla presenza dei fenocristalli in disequilibrio. Quando i magmi si sono miscelati fisicamente ma sono state preservate delle eterogeneità composizionali, come la presenza di bande e di inclusioni magmatiche, Sparks e Marshall (1986) suggeriscono di usare il termine commingled magmas, che è pero di difficile traduzione in italiano. Per questa

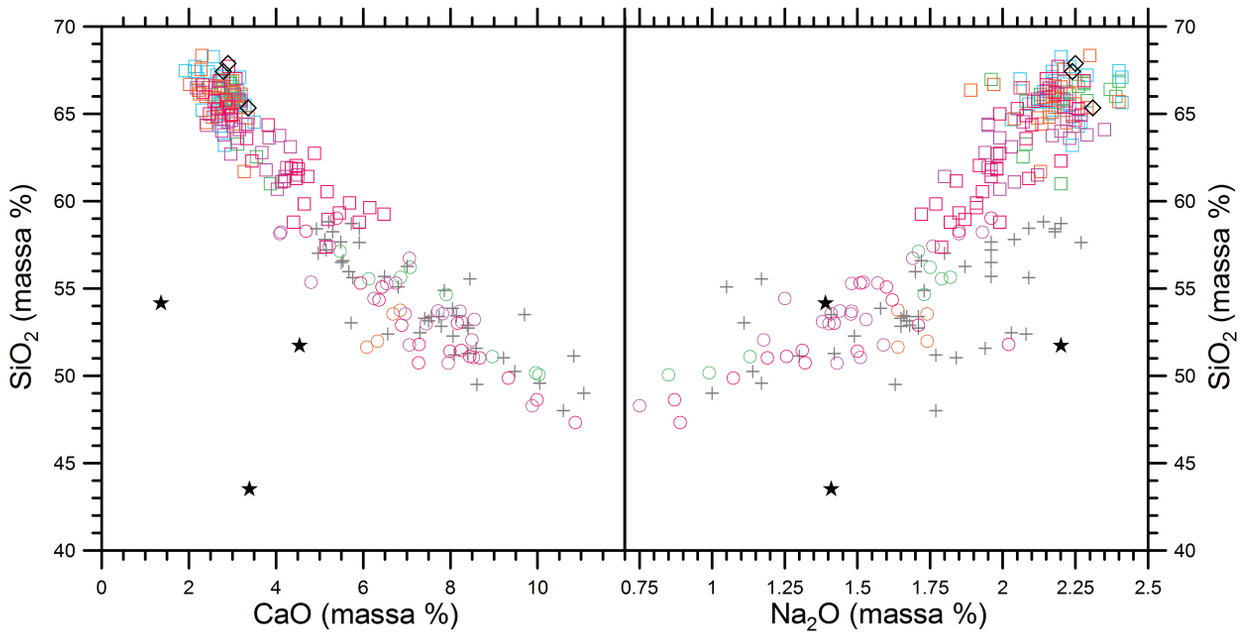



**Figura 7.12** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e CaO (a sinistra) e fra concentrazioni di $SiO_2$ e $Na_2O$ (a destra) per i 133 campioni di lave ed i 48 campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata riposizionati stratigraficamente in base alla stratigrafia proposta nel Capitolo 4. Sono riportate anche 43 inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota, le 3 lave incontrate nel pozzo David Lazzaretti e 3 xenoliti meta-sedimentari, questi ultimi indicati dalle stelle nere. Gli altri simboli sono come in Figura 7.6 – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. CaO concentrations (left) and $SiO_2$ vs. $Na_2O$ concentrations (right) for the 133 lava samples and the 48 mafic magmatic inclusion samples of Mount Amiata, which were positioned adopting the stratigraphy proposed in Chapter 4. The 43 mafic magmatic inclusion samples of unknown location, 3 lava samples from the David Lazzaretti borehole, and 3 meta-sedimentary xenoliths are also shown. The latter ones are indicated by black stars. Other symbols as in Figure 7.6.*

indicata dal punto S e corrisponde a $SiO_2$ = 52.95 % e MgO = 1.94 %, e (ii) le composizioni dei possibili *endmember* magmatici acido, con $SiO_2$ = 70 % e MgO = 0.5 %, e mafico, con $SiO_2$ = 46 % e MgO = 9.3 %. Queste ultime sono state definite in modo da abbracciare tutti i campioni disponibili di lave e inclusioni magmatiche mafiche. Questi tre *endmember* sono stati riportati anche sui diagrammi di correlazione $SiO_2$ – MgO preparati per ciascuno dei 5 subsintemi (Figure 7.14 – 7.16), dal cui esame si desume che le percentuali di xenoliti presenti nei campioni di vulcaniti raggiungono i seguenti valori massimi:

- del 30 % circa per le lave del Subsintema di Bagnólo;
- del 40 % circa per le lave e del 35 % circa per le inclusioni magmatiche mafiche del Subsintema di Montearioso,
- del 35 % circa per le lave e del 45% circa per le inclusioni magmatiche mafiche del Subsintema di Valle Gelata,
- del 30 % circa per le lave e del 35 % circa per le inclusioni magmatiche mafiche del Subsintema di Madonna degli Scout,
- del 45 % circa per le lave e di quasi il 60 % per le inclusioni magmatiche mafiche del Subsintema di Prato della Contessa.

Anche se questi valori sono approssimati, questi risultati evidenziano che le percentuali di xenoliti presenti, come tali o anche solo parzialmente trasformati per "pirometamorfismo" (van Bergen e Barton, 1984; Rombai et al., 1995; Grapes 2006), nei campioni di vulcaniti sono comunque elevate. Questo fatto porta a considerare la chimica delle vulcaniti amiatine secondo uno schema più complesso di quello proposto dagli Autori

ragione è stato usato il termine miscelamento meccanico.

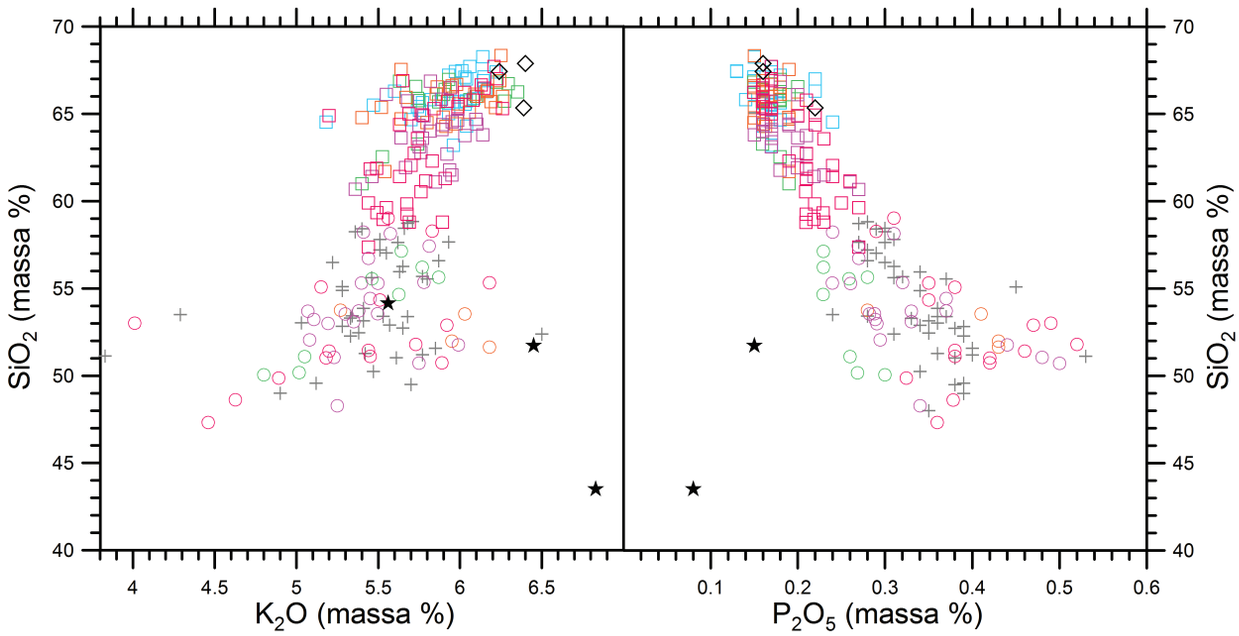



**Figura 7.13** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e $K_2O$ (a sinistra) e fra concentrazioni di $SiO_2$ e $P_2O_5$ (a destra) per i 133 campioni di lave ed i 48 campioni di inclusi magmatici del Monte Amiata riposizionati stratigraficamente in base alla stratigrafia proposta nel Capitolo 4. Sono riportate anche 43 inclusioni magmatiche mafiche di ubicazione ignota, le 3 lave incontrate nel pozzo David Lazzaretti e 3 xenoliti meta-sedimentari (2 nel diagramma di $SiO_2$ - $P_2O_5$), questi ultimi indicati dalle stelle nere. Gli altri simboli sono come in Figura 7.6 – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. $K_2O$ concentrations (left) and $SiO_2$ vs. $P_2O_5$ concentrations (right) for the 133 lava samples and the 48 mafic magmatic inclusion samples of Mount Amiata, which were positioned adopting the stratigraphy proposed in Chapter 4. The 43 mafic magmatic inclusion samples of unknown location, 3 lava samples from the David Lazzaretti borehole, and 3 meta-sedimentary xenoliths are also shown. The latter ones are indicated by black stars. Other symbols as in Figure 7.6.*

precedenti, e deve avere avuto anche un influsso non trascurabile sulla composizione isotopica dei vari fusi.

Se nei diagrammi $SiO_2$-MgO tutti i punti vengono proiettati sull'asse che unisce i due *endmember* magmatici, è possibile, in prima approssimazione, eliminare l'effetto delle xenoliti meta-sedimentarie in modo da valutare, subsintema per subsintema, le proporzioni di miscelamento fra l'*endmember* acido e quello mafico. Così facendo si deduce che:

(i) la percentuale di magma mafico nelle lave acide raggiunge i valori massimi del 15% circa per il Subsintema di Bagnólo, del 17 % circa per il Subsintema di Montearioso e per quello di Valle Gelata, del 36 % circa per il Subsintema di Madonna degli Scout e del 46 % circa per il Subsintema di Prato della Contessa;

(ii) la percentuale di magma acido nelle inclusioni magmatiche mafiche tocca i valori massimi del 53 % circa per il Subsintema di Montearioso, del 34 % circa per il Subsintema di Valle Gelata (per il quale sono disponibili solo 4 campioni di questo tipo), del 57 % circa per il Subsintema di Madonna degli Scout e del 64 % circa per il Subsintema di Prato della Contessa.

Escludendo la bassa percentuale massima di magma acido nelle inclusioni magmatiche mafiche del Subsintema di Valle Gelata, che è verosimilmente viziata dalla scarsità di dati, gli altri valori percentuali sono coerenti con un progressivo aumento nel tempo della massa di magma mafico (relativa a quella di magma acido) che è entrato nelle camere magmatiche che si sono presumibilmente formate in tempi differenti al di sotto dell'edificio vulcanico amiatino. In questo ragionamento si assume che i prodotti di ogni subsintema provengano da una camera magmatica differente da quella che ha generato i prodotti degli altri subsintemi.

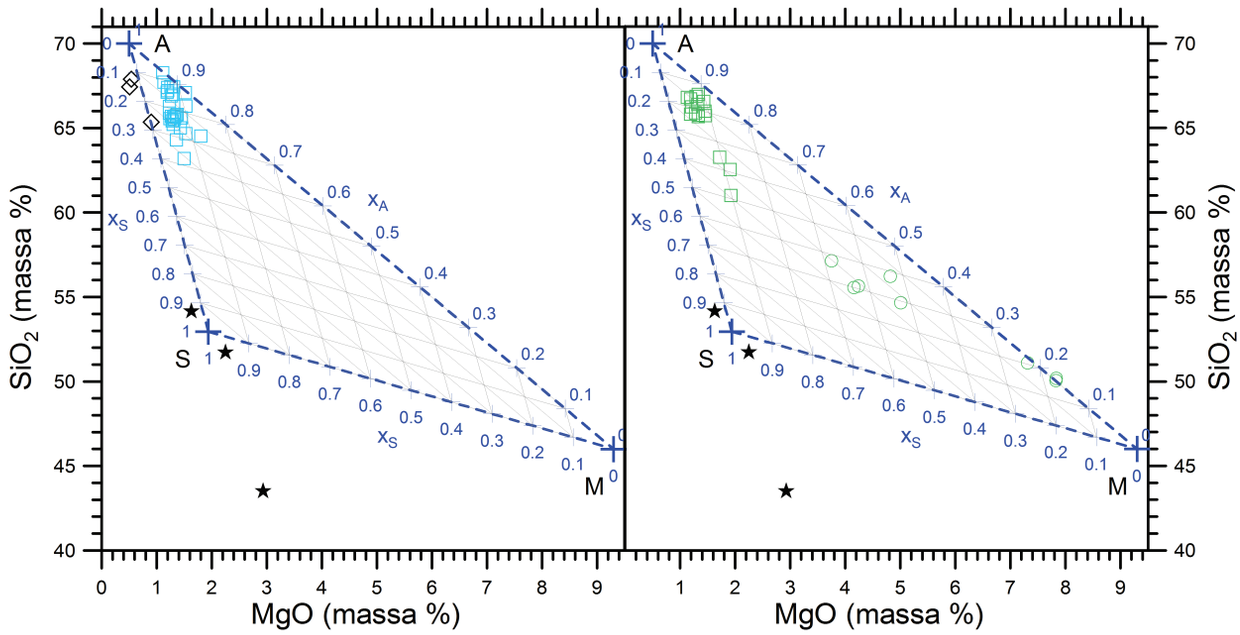



**Figura 7.14** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e MgO per il Subsintema di Bagnólo e 3 campioni di lave del pozzo David Lazzaretti (a sinistra) e per il Subsintema di Montearioso (a destra). Simboli come in Figura 7.6. Sono riportati anche 3 xenoliti meta-sedimentarie (stelle nere), l'*endmember* magmatico acido (A), l'*endmember* magmatico mafico (M) e l'*endmember* rappresentativo delle xenoliti meta-sedimentarie (S), tutti indicati da croci blu grandi, assieme al reticolo di miscelamento relativo (linee grigie sottili con croci blu piccole) – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. MgO concentrations for the Bagnólo Subsynthem and 3 lava samples from the David Lazzaretti borehole (left) and the Montearioso Subsynthem (right). Symbols as in Figure 7.6. Also shown are 3 meta-sedimentary xenoliths (black stars), the acid magmatic endmember (A), the mafic magmatic endmember (M), the endmember representative of the meta-sedimentary xenoliths (S), all indicated by large blue crosses, as well as the related grid (thin gray lines with small blue crosses).*

## 6 Conclusioni

In questo capitolo sono stati riportati i risultati dello studio petrografico in sezione sottile della campionatura di rocce del Monte Amiata effettuata nell'ambito degli studi di terreno legati al progetto finanziato dalla Regione Toscana e da cui questa monografia deriva. Tutti i 145 campioni raccolti sono stati inseriti all'interno della serie stratigrafica ricostruita (vedi Capitolo 4 di questo stesso volume) e descritti macroscopicamente e microscopicamente. Questo tipo di analisi ha permesso di evidenziare come esistano al Monte Amiata ben cinque litotipi petrografici diversi, bene distinguibili per le loro caratteristiche di paragenesi mineralogica, struttura e tessitura. Le strutture e le tessiture dei depositi hanno inoltre confermato che esistono complessi fenomeni di mescolamento meccanico all'interno dei prodotti dell'attività di questo vulcano. Infine gli inclusi magmatici mafici presenti in così grande abbondanza, specialmente nei termini più recenti della successione stratigrafica, hanno evidenze, nella presenza di fasi inglobate e reagite ma non ancora riassorbite, di non essere estranei a questi mescolamenti meccanici fra porzioni di magmi diversi.

Su di una selezione di questi campioni è stata effettuata l'analisi degli elementi maggiori e delle tracce via XRF, ad integrazione dei dati di letteratura, al fine di ottenere un set di dati che fosse rappresentativo dell'intera serie stratigrafica ricostruita e descritta nel Capitolo 4 di questo stesso Volume. Il *data-set* così ottenuto è stato riposizionato sulla cartografia sintematica presentata nel Capitolo 4 di questo Volume, ed i campioni suddivisi nei cinque subsintemi ivi riconosciuti. Dal punto di vista nomenclaturale,

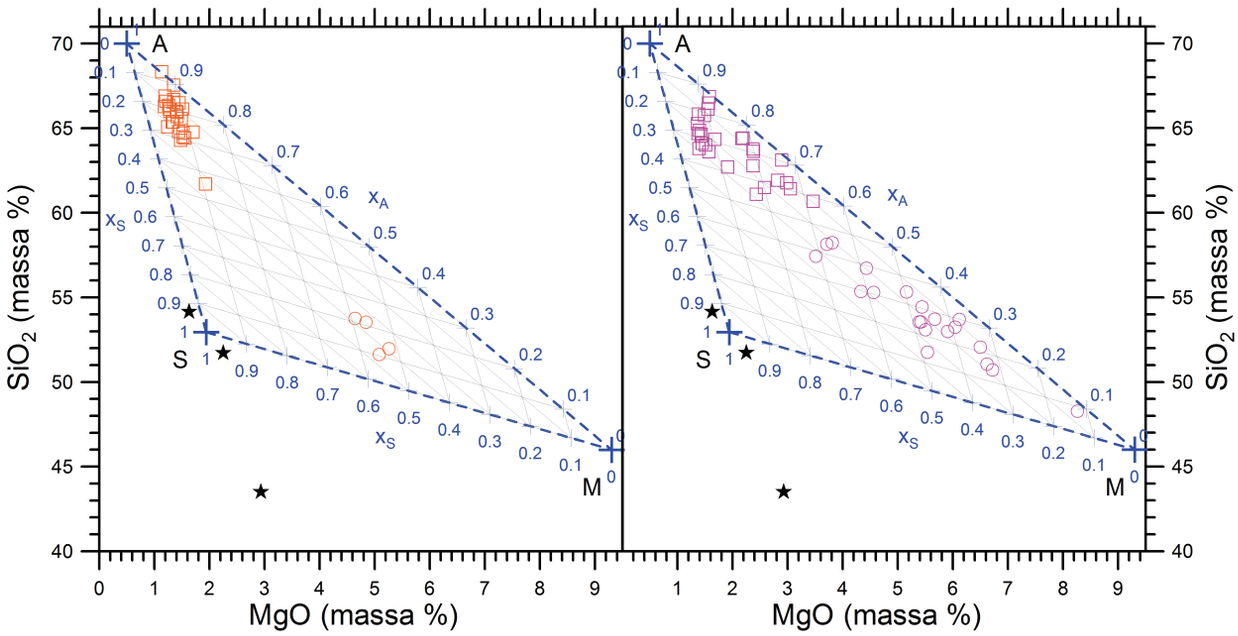



**Figura 7.15** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e MgO per il Subsintema di Valle Gelata (a sinistra) e per il Subsintema di Madonna degli Scout (a destra). Simboli come in Figura 7.6. Sono riportati anche 3 xenoliti meta-sedimentarie (stelle nere), l'*endmember* magmatico acido (A), l'*endmember* magmatico mafico (M) e l'*endmember* rappresentativo delle xenoliti meta-sedimentarie (S), tutti indicati da croci blu grandi, assieme al reticolo di miscelamento relativo (linee grigie sottili con croci blu piccole) – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. MgO concentrations for the Valle Gelata Subsynthem (left) and the Madonna degli Scout Subsynthem (right). Symbols as in Figure 7.6. Also shown are 3 meta-sedimentary xenoliths (black stars), the acid magmatic endmember (A), the mafic magmatic endmember (M), the endmember representative of the meta-sedimentary xenoliths (S), all indicated by large blue crosses, as well as the related grid (thin gray lines with small blue crosses).*

nulla cambia di sostanziale rispetto a quanto già noto. I fenomeni di miscelamento fra magmi mafici e magmi acidi, riconosciuti dagli Autori precedenti, non sono chiaramente ricostruibili nei classici grafici di correlazione (e.g. TAS, diagrammi di Harker). Tale fatto è verosimilmente ascrivibile ad almeno due cause. Una di queste è l'aggiunta/perdita, rispetto al fuso, di mega-cristalli o loro aggregati, all'interno dei campioni analizzati sia in questo che negli studi precedenti. L'altra causa è la presenza nelle rocce vulcaniche del Monte Amiata di xenoliti sedimentarie spesso modificate da eventi piro-metamorfici. La composizione chimica di queste xenoliti è poco o punto conosciuta, essendo disponibili in letteratura solo tre analisi chimiche. Ciò nonostante in questo studio si è cercato di quantificare per quanto possibile sia la percentuale di xenoliti presenti nei vari campioni, sia la percentuale di miscelamento fra i due *endmember* acido e mafico. I risultati sono stati in qualche modo sorprendenti. Difatti le percentuali di xenoliti meta-sedimentarie variano fra il 30 ed il 45% circa, nelle lave, e fra il 35 ed il 60 % nelle inclusioni magmatiche mafiche dei cinque subsintemi presenti al Monte Amiata. Anche se approssimati, i valori trovati sono elevati e suggeriscono che le caratteristiche chimiche ed isotopiche delle vulcaniti amiatine non possono prescindere da questo fatto e devono pertanto essere valutate con grande cautela.

Tenuto in considerazione e minimizzato questo apporto, si è potuto calcolare che la percentuale di *endmember* mafico nelle lave acide raggiunge valori massimi del 15% circa per il Subsintema di Bagnólo, del 17 % circa per il Subsintema di Montearioso e per quello di Valle Gelata, del 36 % circa per il Subsintema di Madonna degli Scout e del 46 % circa per il Subsintema di Prato della

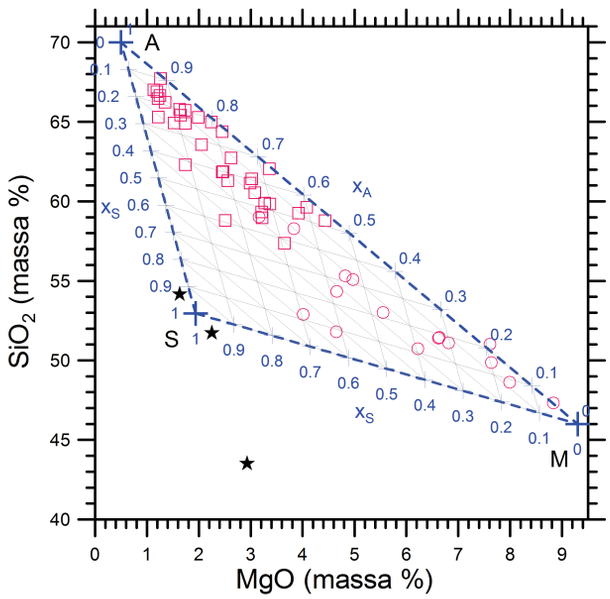



**Figura 7.16** - Diagramma di correlazione fra concentrazioni di $SiO_2$ e MgO per il Subsintema di Prato della Contessa. Simboli come in Figura 7.6. Sono riportati anche 3 xenoliti meta-sedimentarie (stelle nere), l'*endmember* magmatico acido (A), l'*endmember* magmatico mafico (M) e l'*endmember* rappresentativo delle xenoliti meta-sedimentarie (S), tutti indicati da croci blu grandi, assieme al reticolo di miscelamento relativo (linee grigie sottili con croci blu piccole) – *Correlation plots of $SiO_2$ vs. MgO concentrations for the Prato della Contessa Subsynthem. Symbols as in Figure 7.6. Also shown are 3 meta-sedimentary xenoliths (black stars), the acid magmatic endmember (A), the mafic magmatic endmember (M), the endmember representative of the meta-sedimentary xenoliths (S), all indicated by large blue crosses, as well as the related grid (thin gray lines with small blue crosses).*

Contessa. La percentuale di magma acido nelle inclusioni magmatiche mafiche tocca invece i valori massimi del 53 % circa per il Subsintema di Montearioso, del 34 % circa per il Subsintema di Valle Gelata (per il quale però sono disponibili pochi dati), del 57 % circa per il Subsintema di Madonna degli Scout e del 64 % circa per il Subsintema di Prato della Contessa. Il quadro vulcanologico preliminare che ne deriva per il Subsintema di Bagnólo è quello di una massa iniziale piuttosto grande di magma acido nella quale entra una frazione percentualmente piccola di magma mafico. Nei periodi successivi di attività vulcanica le masse di magma acido in ristagno sotto al vulcano divengono progressivamente più piccole e le venute di magma mafico, di conseguenza, percentualmente più significative, originando la abbondanza di inclusioni magmatiche mafiche che ne caratterizzano i depositi.

Lo sforzo analitico ed interpretativo fin qui svolto ha permesso quindi di dipingere un quadro conoscitivo molto diverso da quanto ad oggi noto, ma al contempo ha evidenziato la mancanza di tutta una serie di dati imprescindibili per potere confortare alcune ipotesi ed escluderne definitivamente altre. Fra le lacune di conoscenza emerse spiccano almeno: (i) i tempi di residenza nei vari serbatoi subsuperficiali delle varie venute di magma; (ii) i volumi delle singole unità eruttive e dei cinque subsintemi in cui la stratigrafia è stata suddivisa; (iii) una statistica valida, da effettuarsi sul terreno, del contenuto in xenoliti ed in inclusi magmatici mafici delle singole unità; (iv) una migliore caratterizzazione chimica delle xenoliti meta-sedimentarie abbondantemente presenti nei prodotti del Monte Amiata, per la verifica ed il miglioramento dei modelli di mescolamento proposti.

La logica prosecuzione di questo studio prevede l'esecuzione di tutti questi tipi di analisi ed il completamento della caratterizzazione microanalitica delle principali fasi mineralogiche presenti nei vari litotipi riconosciuti. L'obbiettivo finale è la ricostruzione del sistema di alimentazione magmatico superficiale del Monte Amiata e le sue variazioni nel corso della storia eruttiva di questo vulcano, che alla fine di questo studio appare molto meno uniforme di quanto fin ora espresso da una letteratura colpevolmente poco attenta al confronto fra gli studi petrochimici/magmatologici e la vulcanologia fisica (intesa come stratigrafia, cartografia, analisi di facies e vulcano-tettonica), quando si pretende di capire come funziona un vulcano.

## Ringraziamenti

Questo capitolo non sarebbe potuto esistere senza le approfondite discussioni ed il fattivo aiuto del prof. Luigi Marini, che gli Autori vogliono qui ringraziare.

## Opere citate

Aloisi P. (1923) Sopra tre inclusi della trachite del Monte Amiata. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., XXXII, Pisa.

Balducci S. e Leoni L. (1981) Sanidine megacrysts from M. Amiata trachytes and Roccastrada rhyolites. N. Jb. Miner. Abh., 142, 15-36.

Cadoux A. e Pinti D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt. Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 179, 169–190.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M.A., Ferrari Pedraglio L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. Ital. J. Geosci., 134, 268-292.

Cristiani C. e Mazzuoli R (2003) Monte Amiata volcanic products and their inclusions. Per Mineral., 72, 169-181.

Dupuy C. (1970) Contributión a l'étude des fractionnements geochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple: Les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium Septentrional (Italia). Tesi della Universitá di Montpellier, pp. 401.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41-56.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcanoplutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

Giraud A., Dupuy C. e Dostal J. (1986) Behaviour of trace elements during magmatic processes in the crust: application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). Chem. Geology, 57, 269-288.

Grapes R. (2006) Pyro-metamorphism. Springer, pp. 281.

Innocenti F., Serri G., Manetti P., Ferrara G. e Tonarini S. (1992) Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province. Thirty years after Marinelli's model. Acta Vulcanologica, 2, 247-265.

La Felice S., Landi P., Vezzoli L. e Principe C. (2017) The origin of the K-feldspar mega-crysts hosted in the silica-rich products from Mt. Amiata (Southern Tuscany, Italy). Atti Congresso S.G.I. Geosciences: a tool in a changing world, Pisa.

Le Maitre R.W. (ed) (2002) Igneous Rocks. A classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systrmatics of Igneous Rocks, 2nd edition, Cambridge University Press, pp. 236.

Lofgren G. (1971) Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. Journal of Geophysical Research, 76(23), 5635-5648.

Marinelli G. (1961) Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, Vol. LXVIII, Pisa, 74-116.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 171-199.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico- petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., 70, 355-441.

Peccerillo A., Conticelli S. e Manetti P. (1987) Petrological characteristics and the genesis of Recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium. Per. Mineral., 56, 157-172.

Perugini D. e Poli G. (2012) The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences. Lithos, 153, 261-277.

Poli G., Frederick A. e Ferrara G. (1984) Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province. Constraints on lava petrogenesis. Chem. Geology, 43, 203-221.

Rodolico F. (1935) Ricerche sulle rocce eruttive recenti della Toscana – III Le rocce del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa Mem., 45, 89-142.

Rodolico F. (1938) Ricerche sulle rocce eruttive recenti della Toscana – VII Sguardo d'insieme. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa Mem., 47, 221-286.

Rombai C., Trua T. e Matteini M. (1995) Metamorphic xenoliths and magmatic inclusions in the Quaternary lavas of Mt. Amiata (Tuscany, Central Italy). Inferences for P-T conditions of magma chamber. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, 102, 21-38.

Sparks R.S.J. e Marshall L.A. (1986) Thermal and Mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 29, 99-124.

van Bergen M.J. (1985) Common trace elemento characteristics of Crustal- and Mantle-derived K-rich magmas at Mt. Amiata (Central Italy). Chem. Geology, 48, 125-135.

van Bergen M.J., Ghezzo C. e Ricci C.A. (1983) Minette inclusions in the rhyodacitic lavas of Mt. Amiata (Central Italy). Mineralogical and chemical evidence of mixing between Tuscan and Roman type magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 19, 1-35.

van Bergen M.J. e Barton M. (1984) Complex interaction of aluminous metasedimentary xenoliths and siliceous magma; ann exemple from Mt. Amiata (Central Italy). Contrib. Mineral. Petrol., 86, 374-385.

# 8. Il vulcanismo effusivo acido del Monte Amiata: stima delle condizioni pre- e sin-eruttive ed implicazioni vulcanologiche

*Effusive acidic volcanism of Monte Amiata: estimates of pre- and syn-eruptive conditions and volcanological implications.*

Daniele Giordano [1,2], Sonia La Felice[2], Fabio Arzilli [3], Serena Pia De Cristofaro [1], Liza Polo[4], Matteo Masotta[5]

*1.Dipartimento Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino*

*2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*3. School of Earth and Environmental Science, University of Manchester, UK*

*4. Istituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo, Brazil*

*5. Dipartimento Scienze della Terra, Università di Pisa, Via Santa Maria 53, 56100 Pisa*

Corresponding author daniele.giordano@unito.it

## *Abstract*

*Monte Amiata is a volcano characterized by acidic effusive products, emitted between 304 – 230 ka. The peculiar textural and petrographic features together with the uncommon length of the lava flows erupted at Monte Amiata have stimulated our interest and raised the following questions: "What were the temperatures and viscosities which brought to the eruption of those extraordinarily crystal-rich magmas and to the emplacement of those up to 8 km long and on average 30 m thick lava flows and exogenous lava domes at Monte Amiata?" In order to answer these questions, we, firstly, estimated, by the use of the most recent geo-thermometric tools, the temperatures representative of the storage, ascent, and emplacement of the magmatic and volcanic mixtures. Later, we used the obtained temperature values to estimate the crystal-bearing viscosity of the volcanic mixtures governing the emplacement of lava flows at Monte Amiata. Our results revealed that responsible of the emplacement of the above-mentioned lavas was, likely, a combination of the anomalously high eruptive temperature and the large volume of the erupted products. These conditions favoured the maintaining of the emplacement temperature well above the limit temperature for viscous flow, i.e. the glass transition, for a time long enough (e.g. years) to allow, also at their relatively high viscosities, to flow the observed lengths.*

## 1 Introduzione

Il vulcano di Monte Amiata, situato nella Toscana meridionale a poche decine di chilometri dai complessi vulcanici più settentrionali del Lazio, è il più giovane vulcano (304-230 ka; Laurenzi et al. 2015) della Provincia Magmatica Toscana (Innocenti et al., 1992). La formazione di questo vulcano e l'evoluzione composizionale dei suoi prodotti all'interno della serie shoshonitica sono state attribuite in letteratura all'instaurarsi di un processo di *mixing,* determinato dall'iniezione di un magma mafico ultra-potassico (con caratteristiche geochimiche tipiche della Provincia Magmatica Romana, PMR) all'interno di un sistema magmatico acido derivante da anatessi crostale (con caratteristiche geochimiche tipiche della Provincia Magmatica Toscana, PMT). A questo proposito, sulla base di dati geologici e geofisici Gianelli et al. (1988) hanno suggerito che il sollevamento di età pliocenica dell'area Amiata-Radicofani sia stato prodotto dalla messa in posto di un corpo magmatico di natura granitica ad una profondità di circa 5 – 6 km. I prodotti vulcanici

del Monte Amiata sono stati, per la quasi totalità, emessi da un sistema orientato NE-SO[1]. In base agli studi geochimici e isotopici il Monte Amiata è, ormai univocamente, considerato come un vulcano ibrido, appartenente ad entrambe le province magmatiche su menzionate (Poli et al. 1984; Van Bergen, 1983; Giraud et al. 1986; Peccerillo et al. 1987; Rombai et al. 1995; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015). Studi geologici sul vulcano di Monte Amiata sono stati precedentemente effettuati da Mazzuoli e Pratesi (1963), Ferrari et al. (1996), e Marroni et al. (2015).

I nuovi dati raccolti durante lo svolgimento del Progetto di ricerca sul Monte Amiata finanziato dalla Regione Toscana hanno permesso di ricostruire una storia eruttiva del vulcano su basi geologiche e stratigrafiche di superficie[2]. Sono state riconosciute due fasi eruttive principali. La prima fase ha dato origine a numerose colate di lava di composizione trachidacitica, raggruppate nel Sintema di Bágnore (SBN). Queste colate laviche rappresentano le porzioni nord-occidentale e sud-orientale più esterne dell'attuale rilievo, e raggiungono distanze fino a 6-7 km dalla zona di emissione, con larghezze fino a 1.5-2 km e spessori medi di 20-30 m. Successivamente, una seconda fase di attività, corrispondente al Sintema di Monte Amiata (SMA), ha determinato la messa in posto di colate di lava e di duomi lavici esogeni, frequentemente associati a *coulée*, di composizione generalmente da trachidacitica a trachitica. Le colate di lava di questa fase raggiungono distanze medie di 1.5-2 km e massime di circa 4 km dai probabili centri di emissione, con spessori di 10-40 m. All'interno del Sintema di Monte Amiata si distinguono due colate laviche di composizione latitica (formazione dell'Ermeta e formazione delle Macinaie, nella stratigrafia ricostruita per questo volume), che sono state considerate separatamente (con la sigla OLF) nei modelli geo-termometrici elaborati in questo capitolo. Il recente studio vulcanologico sulla carota del pozzo David Lazzaretti (La Felice et al., 2014) ha messo in evidenza la presenza di unità eruttive laviche nella parte interna del vulcano, sottostanti alle unità più antiche affioranti[3].

Rimandiamo al Capitolo 7 per una più ampia e dettagliata trattazione della caratterizzazione petrografica dei prodotti del Monte Amiata, di seguito ne verranno delineati solo i principali aspetti. Le lave eruttate durante la prima fase (SBN), si presentano altamente porfiriche, talvolta glomero-porfiriche, con un contenuto in fenocristalli di circa il 40 vol.% (analisi modale su n. 20 campioni fornita da Cristiani e Mazzuoli, 2003). Conticelli et al. (2015) riportano valori dell'ordine del 50-60 vol%, ma non viene specificato se ottenuti tramite analisi modale puntuale. Le principali fasi cristalline sono, per abbondanza, il plagioclasio (*Plg*), il sanidino (*Snd*) (tipicamente in cristalli rotti), l'orto-pirosseno (*Opx*), la biotite (*Bt*), e il clino-pirosseno (*Cpx*). Le fasi secondarie (accessorie) sono l'apatite, l'ilmenite, lo zircone ed altri (per ulteriori dettagli si vedano Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Conticelli et al., 2015; Capitolo 7 questo volume). La pasta di fondo è vetrosa e generalmente mostra una tessitura perlitica a bande definite da variazioni di cristallinità e vescicolarità. Localmente la pasta di fondo mostra porzioni devetrificate con tessiture sferulitiche. I microliti (<100 micron), quando presenti, sono costituiti essenzialmente da plagioclasi, feldspati e pirosseni, essi frequentemente si allineano secondo andamenti fluidali[4]. Le colate laviche presentano strutture di flusso reomorfiche e caratteristici treni di vescicole allineate e schiacciate (si veda la Figura 5.1 di questo volume). Sono presenti xenoliti termo-metamorfici provenienti dalla frammentazione della aureola di contatto, prodotta dall'intrusione del plutone granitico nel basamento, e rari inclusi magmatici mafici (Van Bergen, 1983; Rombai et al., 1995; Cristiani e Mazzuoli, 2003).

Le lave della seconda fase di attività (SMA) sono porfiriche con un contenuto in fenocristalli di circa il 30 vol.% (analisi modale su n. 21 campioni di Cristiani e Mazzuoli, 2003). Conticelli et al. (2015) riportano valori dell'ordine del 40-60 vol%, ma, anche in questo caso, non viene specificato se

[1] Vedi Capitolo 6
[2] Vedi Capitoli 4 e 5
[3] Vedi Capitolo 10
[4] Vedi Capitolo 7

ottenuti tramite analisi modale puntuale. Queste lave presentano una paragenesi sostanzialmente equivalente alle lave della prima fase di attività, ad eccezione della caratteristica presenza di mega-cristalli di sanidino (dimensioni medie 3-4 cm, massime fino a 5 cm) che, al contrario di quanto osservato nelle lave del SBN, non mostrano segni di fratturazione meccanica. Si trovano anche rari fenocristalli di quarzo riassorbiti e microcristalli di cristobalite di precipitazione secondaria nei vacuoli. La pasta di fondo è disomogenea, da vetrosa a microcristallina, e molto vescicolare. I microliti, costituiti essenzialmente da plagioclasio, sanidino e pirosseni, presentano talvolta tessiture scheletriche indicative di una crescita rapida causata da un rapido sotto-raffreddamento. La caratteristica peculiare di queste lave è, inoltre, la straordinaria abbondanza di inclusi magmatici mafici (ME), di composizione da latitica a trachibasaltica, e la minore presenza di xenoliti meta-sedimentarie.

Le colate laviche che costituiscono le formazioni dell'Ermeta e delle Macinaie (OLF) sono piccole colate latitiche di colore grigio scuro, con un'abbondanza in fenocristalli inferiore rispetto ai prodotti più acidi (ca. 20-25 vol.% come riportato per l'analisi modale su n.12 campioni in Cristiani e Mazzuoli, 2003). I fenocristalli sono costituiti prevalentemente da plagioclasio e clinopirosseno, subordinatamente sono presenti anche cristalli di olivina (*Ol*). Abbondanti sono gli "xenocristalli" (fenocristalli con evidenti tessiture di riassorbimento) provenienti da un magma più acido (es. sanidini e biotiti). I microliti di questa unità sono costituiti principalmente da *Snd*, *Cpx* e rara *Ol*.

Nelle rocce appartenenti ad entrambe le fasi eruttive (SBN e SMA) sono presenti spesso aggregati cristallini di composizione variabile, provenienti dalla disgregazione delle xenoliti meta-sedimentarie e/o di cumulati (Van Bergen, 1983). In quasi tutti i prodotti emessi si riscontrano tessiture di disequilibrio nei fenocristalli ad es. bordi arrotondati, lobati e di reazione (Van Bergen, 1983).

Stime della composizione del liquido interstiziale sono disponibili solo per i campioni provenienti da SBN e SMA. Solo due lavori (Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015) forniscono analisi in microsonda della matrice vetrosa.

Il volume complessivo dei prodotti acidi emessi è stato stimato a 25-30 $km^3$ da Van Bergen (1983). In particolare per le lave appartenenti alla fase SBN è stato stimato un volume eruttato compreso tra 13.5 e 19 $km^3$ su una superficie di circa 85-90 $km^2$ e con spessori di 150-200 m (Ferrari et al., 1996; La Felice et al., 2014). Tuttavia, studi più recenti, basati sulla ricostruzione della superficie del substrato sedimentario[5] danno valori totali delle vulcaniti di circa 20 $km^3$ (Masetti G., comunicazione personale).

Unità laviche con volumi di materiale eruttato e lunghezza delle colate (fino circa 8 km) come quelle ricostruite al Monte Amiata non sono comuni tra i prodotti di eruzioni effusive acide. Queste ultime sono in genere condizionate dall'elevata viscosità dei magmi ricchi in silice (come le trachidaciti), che è ulteriormente aumentata dalla presenza di un importante carico solido (fenocristalli, microliti, inclusi magmatici e litici). La viscosità del magma è però influenzata, oltre che dalla composizione della fase liquida e dalla presenza di fasi solide, anche dalla temperatura e dal contenuto di volatili disciolti nel liquido e di quelli essolti (bolle e vescicole).

In questo capitolo presentiamo le prime stime, rispetto a contenuti variabili di $H_2O$, delle temperature che hanno governato le dinamiche di immagazzinamento, risalita verso la superficie, e messa in posto di colate e duomi lavici del Monte Amiata. A tale scopo sono state impiegate, sia la composizione della roccia totale (RT) delle rocce analizzate, sia quella dei loro costituenti (minerali) e della matrice vetrosa (MV). Il lavoro ha usufruito della disponibilità di un importante archivio di dati mineralogico-petrografici e chimici delle rocce laviche del Monte Amiata (vedi oltre) e dell'esistenza di modelli per il calcolo della temperatura (geo-termometri).

## 2 Approccio metodologico seguito

### *2.1 Selezione dei dati*

In questo paragrafo viene descritta la procedura adottata per la stima delle condizioni *T-$H_2O$* per i prodotti effusivi acidi del Monte Amiata eruttati

[5] Vedi Capitolo 13

nelle varie fasi di attività. Data la sufficiente disponibilità in letteratura di dati composizionali dei prodotti studiati (eccezion fatta per i dati delle matrici vetrose) nessuno nuovo dato è stato prodotto in questo lavoro. I dati composizionali impiegati per i nostri calcoli sono essenzialmente quelli forniti dai precedenti lavori di Rombai et al. (1995); Ferrari et al. (1996); Cristiani e Mazzuoli (2003); Cadoux e Pinti (2009), e Conticelli et al. (2015). In particolare, Conticelli et al. (2015) forniscono, come materiale di supporto *online*, due archivi che contengono: i) i dati composizionali della roccia totale (RT), e ii) i dati delle fasi mineralogiche (soltanto per i campioni appartenenti a SBN e SMA) e le analisi della matrice vetrosa (MV). I dati di entrambi gli archivi contengono sia informazioni relative ai principali corpi lavici eruttati, sia quelle relative agli inclusi mafici o metamorfici ritrovati all'interno della roccia in questione. Per quanto riguarda le fasi minerali viene inoltre specificato il tipo di cristallo (fenocristallo, microlito, incluso) ed il punto dove l'analisi composizionale è stata effettuata (bordo, nucleo del cristallo) (per maggiori dettagli si rimanda al testo originale). Una porzione dei dati chimici prodotti e riportati dai lavori citati (Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015) è riassunta, per comodità del lettore, nelle Tabelle 8.A, 8.B, e 8.C (materiale di supporto *online*), così come è stata utilizzata per sviluppare la nostra analisi. La Figura 8.1 riporta, in un diagramma T.A.S. (*Total Alkali Silica*), i valori composizionali della roccia totale, dei liquidi interstiziali e degli inclusi mafici.

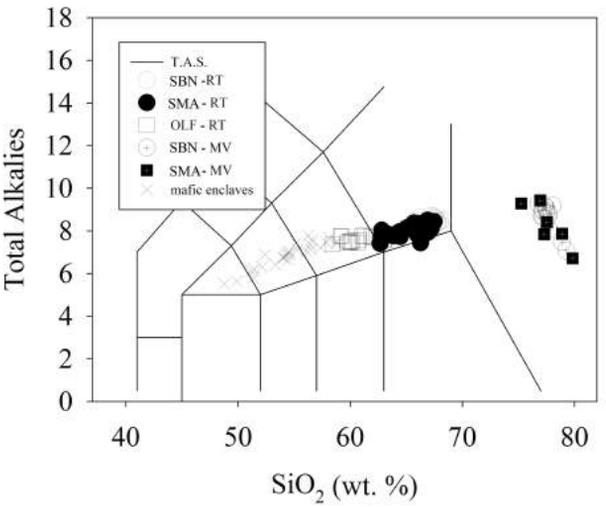



**Figura 8.1 -** Diagramma T.A.S. ("*Total Alkali-Silica*") per le lave, i duomi e gli inclusi mafici. I dati sono stati raccolti da Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015; Capitolo 7 (questo volume). SBN, SMA, OLF sono le sigle delle tre principali unità. MV e RT si riferiscono alle composizioni delle matrici vetrose e delle rocce totali, rispettivamente. – *T.A.S. (Total Alkali Silica) diagram for lava flows, lava domes and mafic enclaves. Data were collected from Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani and Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015; Capitolo 7 (this volume). SBN, SMA, OLF are the acronyms for the three main units. MV and RT refer to the composition of the liquid as referred to the interstitial glass and that of the bulk rock, respectively.*

## *2.2 Condizioni per la stima dei valori di T-$H_2O$ alle condizioni di immagazzinamento ed eruzione*

L'analisi si è focalizzata sulla stima delle temperature (T) che regolano gli equilibri tra specifiche fasi minerali e il liquido. Nella successiva analisi considereremo che la cristallizzazione sia avvenuta in un sistema aperto, durante la risalita e messa in posto del magma, come indicato dalle condizioni di equilibrio tra liquido e minerali. Le stime di temperatura sono state effettuate prendendo in considerazione coppie minerale-liquido in equilibrio fra loro, utilizzando l'analisi di roccia totale come liquido, per i campioni dove il vetro interstiziale era assente. Le coppie minerale-liquido includono: A) liquido residuale-microlito, B) liquido residuale-bordo fenocristallo, C) roccia totale-bordo fenocristallo, e D) roccia totale-nucleo cristallino. A grandi linee abbiamo assunto che le determinazioni corrispondenti alle combinazioni C e D fossero rappresentative delle condizioni di una fase iniziale della cristallizzazione (in camera o durante la fase inziale di risalita), mentre le determinazioni corrispondenti alle combinazioni A e B sono state assunte rappresentative di condizioni di cristallizzazione tardiva durante le ultime fasi di risalita e/o messa in posto.

Per quanto riguarda i campioni appartenenti a SBN e SMA le stime sono state eseguite per i soli

campioni di cui, oltre alla analisi della roccia totale, disponevamo anche delle analisi del vetro interstiziale (Amt25, Amt78, Amt19c, Amt102; Tabella 8.A in materiale di supporto *online*). Per quanto riguarda i campioni OLF, data l'assenza di determinazioni della composizione del vetro, sono riportate le stime relative alle sole combinazioni C e D.

Al fine di minimizzare le incertezze associate alle previsioni, abbiamo confrontato tra loro e discusso le stime di T ottenute da più modelli (es. Putirka et al., 1996; Putirka, 2005, 2008; Masotta et al., 2013; Harrison e Watson, 1984; Polo et al., 2017). Tutti i modelli richiedono come dato di *input* la composizione di una fase liquida, sia essa costituita dalla composizione della matrice vetrosa o della roccia totale. Tutti i modelli hanno una incertezza che dipende principalmente dal *dataset* utilizzato per la loro calibrazione. Al fine di valutarne l'attendibilità, alcuni modelli (es. Putirka, 2005, 2008; Masotta et al., 2013) richiedono l'esecuzione di specifici test di equilibrio basati sui coefficienti di partizione di alcuni elementi tra il minerale ed il liquido coesistente. Tuttavia l'impiego degli esistenti modelli per composizioni per cui non sono state eseguite delle opportune calibrazioni, potrebbe determinare errori, anche significativi, nelle stime ottenute. Alcuni modelli richiedono, come dato di *input* per la valutazione delle T nelle condizioni profonde, una stima di partenza per il possibile contenuto di $H_2O$ disciolta. Tali stime sono state rese possibili valutando, tramite l'impiego del modello di solubilità di Papale et al. (2006), i massimi valori di $H_2O$ disciolta attesi in condizioni di saturazione. Il tenore di $H_2O$ disciolta nel fuso durante la fase di cristallizzazione profonda è stato anche ottenuto impiegando i recenti modelli igrometrici di Putirka (2008) e Waters e Lange (2015).

Viceversa, il contenuto di $H_2O$ disciolta nelle lave (prodotti degassati) durante la messa in posto, è sempre stato considerato inferiore allo 0.5% in peso (Westrich e Eichelberg, 1984; Westrich et al., 1988). Più comunemente il contenuto di $H_2O$ è compreso tra 0.1% e 0.3% in peso (es. Castro et al., 2005; Gottsmann e Dingwell, 2001; Farquharson et al., 2015; Shields et al., 2016) (comunque sempre al di sopra del limite di solubilità a 0.1 MPa ~ 0.10% in peso).

### *2.2.1 Input e test di equilibrio*

Quando si usano termometri o barometri basati su equilibrio solido-liquido è essenziale verificare la sussistenza di una condizione di equilibrio chimico tra le fasi utilizzate come *input* per il calcolo di temperatura e pressione (coppie minerale-liquido silicatico). Alcuni dei modelli recentemente pubblicati per le stime delle variabili P-T-$H_2O$ offrono la verifica attraverso test di equilibrio basati sulla partizione di determinati elementi tra minerali e liquido silicatico. Le costanti di equilibrio determinate non dipendono dal contenuto di $H_2O$ disciolto nel liquido considerato. Grazie alla disponibilità dei dati composizionali per le fasi minerali principali e per la roccia totale e vetro interstiziale, è stato possibile utilizzare i più recenti modelli per le coppie *Plg-liquido*, *Opx-liquido*, *Cpx-liquido* e *Cpx-Opx*. Per tutti i modelli, i calcoli sono stati eseguiti a pressioni prefissate di 0.5, 1, 2 e 4 kbar. Questo intervallo di variazione della pressione è consistente con le stime della profondità del sistema magmatico del Monte Amiata ricavate da studi petrologici (Innocenti et al., 1992) e dati geofisici (Gianelli et al., 1988), che suggeriscono la presenza di un plutone magmatico a circa 5-6 km di profondità. Non è possibile stimare temperatura e pressione di cristallizzazione per coppie minerale-liquido silicatico che risultano in disequilibrio, in quanto la condizione di disequilibrio può essere legata ad una scelta non idonea della combinazione minerale-liquido (ad esempio, il nucleo di un cristallo combinato ad un liquido interstiziale altamente evoluto, risultante dalla cristallizzazione del magma successiva alla formazione del cristallo), oppure ad un processo di cristallizzazione avvenuto durante il raffreddamento o la decompressione del magma, per cui la crescita del minerale è avvenuta più rapidamente rispetto alla velocità di diffusione di alcuni elementi nell'intorno del cristallo.

### *2.2.2 Determinazione del contenuto di $H_2O$ (geo-igrometri)*

La stima del contenuto di acqua disciolta nel magma al momento dei diversi stadi di cristallizzazione delle fasi minerali è di fondamentale importanza per comprendere le dinamiche di

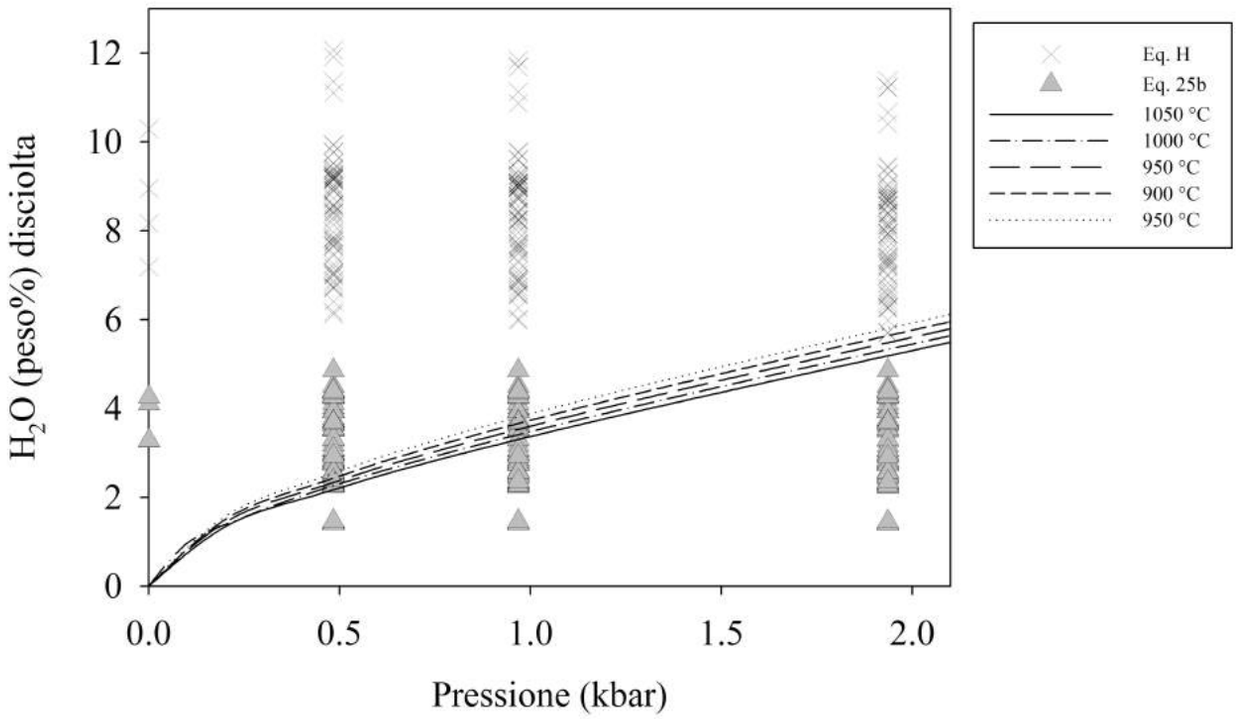



**Figura 8.2 -** Diagramma che mostra la variazione del contenuto di $H_2O$ al variare della pressione P(kbar) per i magmi trachi-dacitici nelle fasi di cristallizzazione profonda. La figura mostra l'effetto della temperatura (nell'intervallo 850 – 1050 °C) (linee nella figura) sulla concentrazione di $H_2O$ alla saturazione utilizzando il metodo di Papale et al. (2006). A P fissata, l'effetto della T sul contenuto di $H_2O$ disciolto alla saturazione è minimo. I simboli nella figura si riferiscono al modello di Putirka (2005) (Eq. H) ed al modello di Putirka (2008) (Eq. 25b). L' Eq. H sovrastima molto la solubilità dell'$H_2O$ nei fusi studiati, mentre l'Eq. 25b ha un migliore accordo con il modello di Papale et al. (2006), seppure alle basse pressioni è evidente un importante grado di sovrasaturazione. – *Diagram showing the $H_2O$ content variation as a function of pressure P(kbar) for the trachydacitic magmas during deep crystallization stages. This figure shows the effect of temperature (in the interval 850 – 1050 °C) on $H_2O$ content at the saturation level (lines in the figure) as obtained by using the Papale et al. (2006) solubility model. At constant P the effect of T on the dissolved $H_2O$ content is minimal. Symbols in figure refer to estimates based on Putirka (2005) (Eq. H) and the Putirka (2008) (Eq. 25b) geothermometric models. As stated by Putirka (2008) Eq. H overestimates the $H_2O$ solubility values of investigated melts, whereas Eq. 25b commonly shows a better agreement with new calibration data and Papale et al. (2006) model. At low P an important degree of oversaturation is observed.*

immagazzinamento, risalita e messa in posto. L'acqua, infatti, più di qualsiasi altra componente, modifica le proprietà fisiche e termodinamiche delle miscele magmatiche e con esse tutti i processi petrochimici (e.g. diffusione, cristallizzazione, degassamento). L'aggiunta di solo 1% in peso di $H_2O$ ad un fuso riolitico anidro, ad esempio, produce una diminuzione della sua viscosità di circa 6 ordini di grandezza (Giordano et al., 2008, 2009) ed una diminuzione della sua temperatura di transizione vetrosa ($T_g$), ovvero la temperatura che regola il rapporto tra il flusso viscoso e la frammentazione fragile per un fuso silicatico, di circa 200 °C (Giordano et al., 2005). La perdita di acqua durante la risalita di un magma produce anche una importante variazione della densità e della temperatura di *liquidus* di una miscela magmatica. Per stimare il contenuto di acqua disciolta nel magma alle condizioni di equilibrio cristallo-liquido durante la risalita in superficie abbiamo, dapprima, definito il contenuto di acqua disciolta in condizioni di saturazione utilizzando

il modello di solubilità di Papale et al. (2006). Successivamente a ciò e per un ulteriore confronto con le stime ottenute impiegando il modello su citato, abbiamo utilizzato i geo-igrometri disponibili in letteratura (Eq. H in Putirka, 2005; Eq. 25b in Putirka, 2008; igrometro di Waters e Lange, 2015) calibrati per composizioni ricche in $SiO_2$. I tre modelli sono basati sulla reazione di scambio delle componenti Albite-Anortite (Ab-An) tra plagioclasio e liquido. Poiché il contenuto di anortite è fortemente dipendente da temperatura e concentrazione dell'acqua (Waters e Lange, 2015 e riferimenti bibliografici in esso contenuti) è possibile usare l'igrometro per stimare coppie T-$H_2O$, oppure solamente i valori di $H_2O$ assegnando una temperatura.

Assumendo che il corpo magmatico granitoide (densità di circa 2500 kg/m$^3$) da cui provengono i prodotti effusivi acidi dell'Amiata si trovi ad una profondità minima di 5-6 km (e.g. Gianelli et al., 1988; Innocenti et al., 1992), la minima pressione determinata dal carico solido è di circa 125-150 MPa. La Figura 8.2 mostra che, in accordo al modello di solubilità di Papale et al (2006), questa pressione consente, in condizioni di saturazione e temperature nell'intervallo 850 – 1050°C, di dissolvere circa 4.4 – 4.6 % in peso di $H_2O$ all'interno della miscela magmatica costituita dai fusi trachidacitici della roccia totale. La figura mostra anche che a P fissata l'effetto della T sul contenuto di $H_2O$ disciolto alla saturazione è minimo. In Figura 8.2 sono anche riportati i valori di $H_2O$ disciolti impiegando i modelli di Putirka (2005) (Eq. H) e Putirka (2008) (Eq. 25b). Le stime dei contenuti di $H_2O$ è stata eseguita utilizzando i dati di composizione delle fasi cristalline e del liquido (vetro interstiziale o roccia totale)[6]. I test di equilibrio richiesti dai modelli igrometrici di Putirka (2005, 2008) sono gli stessi utilizzati successivamente per i modelli termometrici per le coppie Plg-liquido, Cpx-liquido (si vedano 3.1.1 e 3.1.2).

La Figura 8.2 mostra che il modello H di Putirka (2005) sovrastima significativamente il valore dell'acqua disciolta nel fuso (già Putirka, 2008, riferendosi al modello igrometrico di Eq. H afferma che tale modello fornisce significative sovrastime). Al contrario, il modello di Eq. 25b fornisce una stima che è in miglior accordo con le stime di $H_2O$ calcolate impiegando il modello di solubilità di Papale et al. (2006). La Figura 8.2 mostra anche che i valori calcolati con i modelli di Putirka (2005, 2008) variano a P costante, ma non variano tra loro al variare di P.

Per quanto riguarda i prodotti lavici degassati, questi, in funzione dello spessore della colata lavica e del regime di flusso (la deformazione di taglio permette il riassorbimento delle fasi vescicolate; Shields et al., 2016; Farquharson et al., 2015; Ryan et al., 2015), potranno contenere fino a circa lo 0.5% in peso di $H_2O$ disciolta (Westrich e Eichelberg, 1984; Westrich et al., 1988). Più comunemente, il valore di $H_2O$ disciolta nel liquido residuale sarà dell'ordine di 0.1% e 0.3% in peso (es. Gottsmann e Dingwell, 2001; Castro et al., 2005; Farquharson et al., 2015; Shields et al., 2016). Questi valori sono comunque al di sopra del limite di solubilità a 0.1 MPa, che è di circa 0.10% peso. I valori di solubilità in equilibrio determinati utilizzando il modello Papale et al. (2006) sono riportati in Figura 8.3, in funzione dello spessore della colata.

## 3 Risultati

### *3.1 Determinazione delle temperature (geo-termometri)*

#### *3.1.1 Geo-termobarometri plagioclasio-liquido*

Il test di equilibrio proposto da Putirka (2005, 2008) per il geo-termometro e geo-igrometro Plg-liquido impiegato in questa analisi si basa sulla reazione di scambio Ab-An tra il cristallo ed il liquido. In condizioni di equilibrio, il valore del coefficiente di partizione KD(Ab-An) Plg-liq (definito come il rapporto (XAb/XAn)plg/(XAb/XAn)liq) deve avere, in funzione del valore di temperatura, uno specifico intervallo di valori (KD =0.10±0.05 per T<1050°C; KD=0.27±0.11 per T>1050°C). In alcuni casi, nel caso di rocce cristalline o con poco vetro, la composizione totale della roccia può essere impiegata al posto della composizione del vetro di

[6] Vedi Capitolo 7

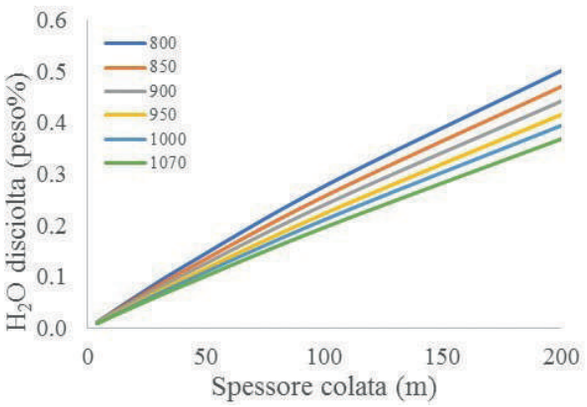



**Figura 8.3 -** Solubilità dell'$H_2O$ in funzione dello spessore delle colate laviche calcolata utilizzando il modello di Papale et al. (2006). – *Solubility of $H_2O$ as a function of lava flows thickness as calculated by using* Papale et al. (2006) *solubility model.*

pasta di fondo, purché la condizione di equilibrio sia rispettata. Nel caso presente, talvolta, la pasta di fondo risulta cristallizzata o devetrificata e il vetro è scarso e presenta una composizione decisamente più ricca in silice (riolite) della composizione totale della roccia (trachidacitica). Come di seguito mostrato, in un solo caso e per una sola coppia Plg-liquido (Plg4-MV4, Tabelle 8.A, 8.B in materiale di supporto *online*), i test (4 su 326) rivelano una condizione di equilibrio tra i plagioclasi ed il liquido interstiziale (MV) riolitico. Al contrario, il test di equilibrio tra il plagioclasio e la RT fornisce più successi (38 su 138) per le coppie di campioni: (Plg1, Plg2, Plg3, Plg5)-RT7; (Plg1, Plg2, Plg3, Plg5)-RT8; (Plg8, Plg9)-RT26; Plg36-RT37 e Plg37-RT49 (Tabella 8.1).

In entrambi i casi le condizioni di equilibrio sono soddisfatte solo per i campioni della fase SBN; nessun test di equilibrio tra il cristallo ed il liquido (né per vetro interstiziale né per roccia totale) per i campioni SMA e OLF è stato superato. Il plagioclasio (Plg4) in equilibrio con il liquido residuale riolitico si deve probabilmente essere formato durante una fase di cristallizzazione tardiva rispetto alle altre fasi mineralogiche presenti che invece risultano in equilibrio con la roccia totale. Entrambe le stime geo-termometriche che hanno superato il test di equilibrio hanno una rilevanza, ma riflettono momenti diversi della cristallizzazione. L'una (cristallo–liquido come roccia totale) è rappresentativa di una fase di immagazzinamento o di risalita dalla profondità, l'altra (cristallo–liquido come vetro interstiziale) di una fase eruttiva, di messa in posto, o successiva alla messa in posto. Questo aspetto non deve sorprendere in quanto i geo-termometri sono tipicamente calibrati utilizzando dati provenienti da esperimenti di equilibrio di fase.

### *3.1.2 Geo-termobarometri clinopirosseno-liquido*

Esistono numerosi modelli geo-termobarometrici che utilizzano la composizione della coppia Cpx-liquido per le stime della temperatura, con o senza controllo della pressione. Il geo-termometro di Masotta et al. (2013) presenta una ricalibrazione dei modelli di Putirka (2008) che è specifica per magmi alcalini. Le equazioni Talk1, Talk2, Talk3, Talk4 assieme all'espressione per il $K_D$(Fe-Mg) (Eq 35 alk) mostrano che nessuna coppia Cpx-vetro interstiziale (n=60) supera i test di equilibrio richiesti ($K_D$(Fe-Mg) compreso tra 0.20 e 0.36. Al contrario, quando si considera l'equilibrio tra il clinopirosseno ed il liquido con composizione della roccia totale, l'equilibrio viene confermato da 11 prove su 50 per i cristalli (cpx6, cpx7 e cpx15). Questi calcoli, assieme ad i calcoli derivanti dall'applicazione dei modelli di Putirka et al. (1996) (Eq. T1, T2, T3, T4), che per i fusi ricchi in $SiO_2$ forniscono sovrastime di T (Putirka, 2008), sono riportati in Tabella 8.2.

La Tabella 8.2 mostra il grado di sovrastima che l'utilizzo di un modello calibrato su composizioni ben lontane da quelle di interesse può determinare (in questo caso si tratta di sovrastime fino a 240 °C). Come per il modello Plg-liquido, per tutti i modelli Cpx-liquido sia la composizione del vetro interstiziale che quella della roccia totale sono state impiegate per valutare sia le condizioni di immagazzinamento in profondità e risalita che la condizione eruttiva e di messa in posto. Nessuna coppia Cpx-liquido (con il liquido essendo la MV) ha superato i test di equilibrio.

L'analisi della Tabella 8.2 mostra anche che, al contrario di quanto avviene per i modelli di Putirka et al. (1996), le calibrazioni di Masotta et al. (2013) dimostrano una progressiva diminuzione della temperatura all'aumentare della pressione (da 0.5

| P(Gpa) | | | | Matrice | Roccia | | | T(C ) | | | $K_D$(Fe-Mg) - *test* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *input* | Complesso* | Sintema° | Campione* | Vetrosa MV | Totale RT | | Fase minerale plg | Valori calcolati dai modelli (Tab.A) | | | T<1050 (0.10+/-0.05) |
| | | | | | | | | *Eqn. 23* | *Eqn. 24a* | *Eqn 26* | T>1050 (0.27+/-0.11) |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | MV4 | | gdm | Plg4 | 877 | 824 | 832 | 0.28 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | 878 | 826 | 833 | 0.28 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | 882 | 830 | 837 | 0.28 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | 888 | 838 | 845 | 0.28 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | RT7 | gdm | Plg1 | 1038 | 1004 | 976 | 0.08 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | gdm | Plg1 | 1040 | 1006 | 978 | 0.08 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | gdm | Plg1 | 1044 | 1011 | 983 | 0.08 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | | | | |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1030 | 993 | 976 | 0.14 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1032 | 996 | 978 | 0.14 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1036 | 1001 | 983 | 0.14 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1044 | 1012 | 993 | 0.14 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg3 | 1040 | 1006 | 976 | 0.05 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg3 | 1042 | 1009 | 978 | 0.05 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg3 | 1046 | 1014 | 983 | 0.05 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | | | | |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1030 | 994 | 976 | 0.14 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1032 | 996 | 978 | 0.14 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1036 | 1002 | 983 | 0.14 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1045 | 1012 | 993 | 0.14 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | RT8 | gdm | Plg1 | 1042 | 1003 | 975 | 0.08 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | gdm | Plg1 | 1044 | 1006 | 977 | 0.08 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | gdm | Plg1 | 1049 | 1011 | 982 | 0.08 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | | | | |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1034 | 993 | 975 | 0.14 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1036 | 995 | 977 | 0.14 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1040 | 1000 | 982 | 0.14 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg2 | 1048 | 1011 | 992 | 0.14 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg3 | 1044 | 1005 | 975 | 0.05 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | core | Plg3 | 1046 | 1008 | 977 | 0.05 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | | | | |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | | | | | | |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1034 | 993 | 975 | 0.14 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1037 | 996 | 977 | 0.14 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1041 | 1001 | 982 | 0.14 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT10b | | | rim | Plg5 | 1049 | 1012 | 992 | 0.14 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT 78 | | RT26 | in->sd | Plg8 | 1031 | 996 | 966 | 0.13 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT 78 | | | in->sd | Plg8 | 1033 | 999 | 968 | 0.13 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT 78 | | | in->sd | Plg8 | 1038 | 1004 | 973 | 0.13 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT 78 | | | in->sd | Plg8 | 1046 | 1015 | 983 | 0.13 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT 78 | | | in->sd | Plg9 | 1038 | 1004 | 966 | 0.07 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT 78 | | | in->sd | Plg9 | 1040 | 1007 | 968 | 0.07 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT 78 | | | in->sd | Plg9 | 1044 | 1012 | 973 | 0.07 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT 78 | | | | | | | | |
| 0.05 | DLC | SMA | AMT35 | | RT37 | su cord | Plg36 | 1050 | 1018 | 985 | 0.06 |
| 0.1 | DLC | SMA | AMT35 | | | | | | | | |
| 0.2 | DLC | SMA | AMT35 | | | | | | | | |
| 0.4 | DLC | SMA | AMT35 | | | | | | | | |
| 0.05 | DLC | SMA | AMT 102b | | RT49 | core | Plg37 | 1043 | 1001 | 980 | 0.13 |
| 0.1 | DLC | SMA | AMT 102b | | | core | Plg37 | 1045 | 1003 | 982 | 0.13 |
| 0.2 | DLC | SMA | AMT 102b | | | core | Plg37 | 1049 | 1009 | 987 | 0.13 |
| 0.4 | DLC | SMA | | | | | | | | | |

* da Conticelli et al. 2015,°stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.1 -** Temperature calcolate in accordo ai modelli di Putirka (2005, 2008) per le coppie Plg-liquido che hanno superato i test di equilibrio (§2.2.1). MV indica il liquido residuale e RT la roccia totale. Il numero del cristallo e la localizzazione di dove è stata fatta l'analisi sono forniti come da Tabelle 8.A e 8.B (materiale di supporto *online*). – *Temperature calculated by using Putirka (2005, 2008) plagioclase model for only the Plg-liquid couples which passed equilibrium test (2.2.1.). MV and RT are the groundmass liquids and the total rock liquids, respectively. The crystal number as well as the area where crystal analyses were performed is also indicated as from Tables 8.A and 8.B (supplementary electronic material online).*

a 4 kbar la diminuzione di T si attesta intorno ai 100 °C). Le stime delle temperature fornite dai modelli Talk2 e Talk4 sono state preferite in quanto mettono in evidenza l'effetto della pressione sulla T di equilibrio. Queste stime saranno quelle sulla base della quale svilupperemo le discussioni.

### *3.1.3 Geo-termometro olivina-liquido*

Per ottenere qualche stima delle temperature per i fusi delle lave OLF abbiamo implementato i geo-termometri di Helz e Thornber (1987) ed il più recente di Putirka (2008). Per quanto riguarda il modello di Putirka (2008), il test di equilibrio

| P(Gpa) | Complesso* | Sintema° | Campione* | Roccia totale | | Fase minerale | T(C ) Valori calcolati dai modelli (Tab. A) | | | | | | | | $K_D$(Fe-Mg) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *input* | | | | RT | | Cpx | T1 | T2 | T3 | T4 | Talk1 | Talk2 | Talk3 | Talk4 | *test* 0.28+/-0.08 |
| 0.05 | BTC | SBN | AMT78 | RT26 | gdm | Cpx6 | 1132 | 1109 | 1106 | 1114 | 980 | 998 | 965 | 1014 | 0.21 |
| 0.1 | BTC | SBN | AMT78 | | | | 1132 | 1111 | 1106 | 1117 | 980 | 992 | 965 | 999 | 0.21 |
| 0.2 | BTC | SBN | AMT78 | | | | 1132 | 1115 | 1106 | 1123 | 980 | 979 | 965 | 969 | 0.21 |
| 0.4 | BTC | SBN | AMT78 | | | | 1132 | 1123 | 1106 | 1135 | 980 | 955 | 965 | 914 | 0.21 |
| 0.05 | DLC | SMA | AMT19c | RT33 | core | Cpx7 | 1145 | 1119 | 1109 | 1115 | 985 | 1005 | 965 | 1014 | 0.25 |
| 0.1 | DLC | SMA | AMT19c | | | | 1145 | 1120 | 1109 | 1118 | 985 | 998 | 965 | 998 | 0.25 |
| 0.2 | DLC | SMA | AMT19c | | | | 1145 | 1124 | 1109 | 1124 | 985 | 986 | 965 | 969 | 0.25 |
| 0.4 | DLC | SMA | AMT19c | | | | 1145 | 1132 | 1109 | 1136 | 985 | 961 | 965 | 914 | 0.25 |
| 0.05 | DLC | SMA | AMT 102b | RT49 | core | Cpx15 | 1143 | 1112 | 1075 | 1107 | 972 | 991 | 935 | 975 | 0.21 |
| 0.1 | DLC | SMA | AMT 102b | | | | 1143 | 1114 | 1075 | 1109 | 972 | 984 | 935 | 961 | 0.21 |
| 0.2 | DLC | SMA | AMT 102b | | | | 1143 | 1126 | 1075 | 1127 | 972 | 948 | 935 | 881 | 0.21 |
| 0.4 | | | | | | | | | | | | | | | |

* da Conticelli et al. 2015,°stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.2 -** Temperature calcolate per le coppie Cpx-liquido che hanno superato i test di equilibrio (§2.2.1). I valori T1, T2, T3, T4 corrispondono ai modelli di Putirka et al (1996) (Eq. T1, T2, T3, T4), mentre i valori Talk1, Talk2, Talk3, Talk4 corrispondono alle ricalibrazioni dei modelli di Putirka et al. (1996) eseguite da Masotta et al. (2013). I dati mettono in evidenza la necessità di calibrare i modelli ogniqualvolta si richieda di eseguire delle stime su sistemi esterni alla calibrazione originale. Le grosse differenze ottenute tra i modelli di Putirka et al. (1996) e quelli ricalibrati da Masotta et al. (2013) forniscono infatti sostanziali differenze in quanto i modelli di Putirka et al. (1996) sono stai calibrati principalmente per sistemi poveri in $SiO_2$. Nessuna coppia Cpx-liquido, con liquido costituito da vetro interstiziale ha passato i test. Il numero del cristallo e la localizzazione di dove è stata fatta l'analisi sono forniti come da Tabelle 8.A e 8.B (in materiale di supporto *online*). *– Temperature calculated for each Cpx-liquid combination which passed the equilibrium tests. Temperature values referred to as T1, T2, T3, T4 correspond to the Putirka et al. (1996) models (Eq. T1, T2, T3, T4), whereas temperature values referred to as Talk1, Talk2, Talk3, Talk4 correspond to the re-calibration of Putirka et al. (1996) models of Masotta et al. (2013). The data put in evidence the need of recalibrating any previous model each time new data become available. The large differences observed between Putirka et al. (1996) and Masotta et al. (2013) models are substantial. No one Cpx-liquid couple, with liquid corresponding to the interstitial glass composition passed the equilibrium tests. The crystal number as well as the area where crystal analyses were performed is also indicated as from Tables 8.A and 8.B (supplementary electronic material online).*

è superato quando il coefficiente di ripartizione $K_D$ $(Fe\text{-}Mg)^{Ol\text{-}liquido}$ assume valori nell'intervallo 0.30±0.03. Sebbene varie coppie Ol-liquido (dove il liquido considerato è quello della roccia totale) siano disponibili (Tabelle 8.A, 8.B, 8.C materiale di supporto *online*) per i campioni dei complessi SMA e OLF, nessuna delle coppie ha superato il test. Abbiamo pertanto impiegato il geo-termometro di Helz e Thornber (1987) che stima la temperatura del magma solo sulla base della composizione del liquido (come roccia totale). Le stime non sono influenzate dalla pressione. La Tabella 8.3 mostra i risultati per i campioni SMA e OLF. Le stime in temperatura medie sono leggermente più alte di quelle ottenute utilizzando gli altri geo-termobarometri.

### *3.1.4 Geo-termometro ad apatite*

La presenza di piccoli cristalli di apatite in tutti i gruppi magmatici considerati (SBN, SMA, OLF) evidenzia la saturazione precoce di questa fase mineralogica nel fuso e permette il calcolo della temperatura di saturazione dell'apatite ($T^{ap}_{sat}$) attraverso il modello di Harrison e Watson (1984). Tale modello è indipendente da P, $H_2O$ e $fO_2$ e non richiede un test di equilibrio. I valori ottenuti utilizzando la composizione della matrice vetrosa per i campioni Amt25 (SBN) e Amt102b (SMA) (un solo dato disponibile per ciascun campione; Conticelli et al., 2015) forniscono valori di partenza della $T^{ap}_{sat}$ di 883 e 879 °C, rispettivamente (Tabelle 8.A ed 8.B in materiale di supporto *online*). Soltanto due valori di percentuale in peso di $P_2O_5$ sono disponibili per i vetri analizzati (Conticelli et al., 2015; Ferrari et al., 1996), per il resto dei vetri di cui è disponibile l'analisi composizionale, la concentrazione di $P_2O_5$ è al di sotto del limite di sensibilità della tecnica. Diverso è per la roccia totale, dove l'applicazione di questo geo-termometro indica temperature di saturazione ($T^{ap}_{sat}$) da 905 a 940 ºC (valore medio 926 ±8 °C, n = 30) per i fusi SBN, e da 890 a 938 ºC (valor medio di 915 ±12 °C, n = 26) per i fusi SMA. Infine per le lave OLF i valori di $T^{ap}_{sat}$ variano tra 862 e 908° C (valor medio di 883±15 °C, n = 6). La più alta $T^{ap}_{sat}$ della roccia totale rispetto al vetro è consistente

| Complesso* | Sintema° | Campione* | RT | H&T'87 |
|---|---|---|---|---|
| DLC | SMA | **AMT 19** | RT33 | 1021 |
| DLC | SMA | **AMT 21** | RT34 | 1021 |
| DLC | SMA | **AMT 21** | RT35 | 1021 |
| DLC | SMA | **AMT 21** | RT34 | 1018 |
| DLC | SMA | **AMT 21** | RT35 | 1018 |
| DLC | SMA | **AMT 35** | RT37 | 1024 |
| DLC | SMA | **AMT 35** | RT37 | 1024 |
| DLC | SMA | **AMT 44** | RT40 | 1039 |
| DLC | SMA | **AMT 44** | RT40 | 1039 |
| DLC | SMA | **AMT 45** | RT41 | 1040 |
| DLC | SMA | **AMT 45** | RT41 | 1040 |
| DLC | SMA | **AMT 45** | RT41 | 1040 |
| DLC | SMA | **AMT 45** | RT41 | 1040 |
| DLC | SMA | **AMT 45** | RT41 | 1040 |
| OLF | SMA | **AMT 27** | RT65 | 1056 |
| OLF | SMA | **AMT 27** | RT65 | 1056 |
| OLF | SMA | **AMT 27** | RT65 | 1056 |
| OLF | SMA | **AMT 27** | RT65 | 1056 |
| OLF | SMA | **AMT 27** | RT65 | 1056 |
| OLF | SMA | **AMT 27** | RT65 | 1056 |
| OLF | SMA | **AMT 82** | RT61 | 1067 |
| OLF | SMA | **AMT 82** | RT61 | 1067 |
| OLF | SMA | **AMT 105** | RT63 | 1046 |
| OLF | SMA | **AMT 105** | RT63 | 1046 |

* da Conticelli et al. 2015,°stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.3 -** Temperature per il geo-termometro a olivina di Helz e Thornber (1987) (H&T'87). – *Temperature as obtained by using the olivine geo-thermometer of Helz e Thornber (1987) (H&T'87).*

con l'ordine di cristallizzazione atteso. Anche se basata su una singola determinazione per entrambi i gruppi SBN e SMA, la differenza di $T^{ap}_{sat}$ è di 43 °C per il campione SBN e di 36 °C per il campione SMA.

### *3.1.5 Sommario dei risultati ottenuti tramite l'impiego combinato dei vari geo-termometri*

Sulla base delle stime di temperatura ottenute tramite l'impiego dei geo-termometri sopra descritti, abbiamo ritenuto di poter differenziare le stime di temperatura in due gruppi. Il primo gruppo (FIF, acronimo per "Fase Iniziale di Flusso") è caratterizzato dagli equilibri cristallo-liquido, dove il liquido considerato è la roccia totale. Tale gruppo, associato ad una fase di cristallizzazione iniziale, è stato correlato ad una fase pre-eruttiva od iniziale di risalita. Il secondo gruppo (FTF, acronimo per "Fase Tardiva di Flusso") è quello per cui la fase liquida in equilibrio con una specifica fase cristallina è il liquido interstiziale (MV). Esso è stato correlato ad una fase tardiva della cristallizzazione avvenuta durante la risalita del magma e/o durante la messa in posto delle lave. Le stime geo-termometriche riportate nei precedenti paragrafi (Tabella 8.4 ne rappresenta un sommario) permettono di attribuire al gruppo FIF un intervallo di temperatura tra 900°C – 1070°C ed al gruppo FTF un intervallo di temperatura compreso tra 800°C e 900°C. Questi intervalli di temperatura includono al loro interno i valori di temperatura minimi e massimi ottenuti dall'impiego di tutti i geo-termometri analizzati e costituiscono pertanto una stima allargata dei reali intervalli di temperatura attesi. I risultati ottenuti utilizzando tutti i geo-termometri a disposizione evidenziano che nell'intervallo FIF non esistono sostanziali differenze di temperatura tra i valori ottenuti per le unità SBN e SMA.

Utilizzando il solo geo-termometro ad apatite sembrerebbe anche che il magma che ha portato alla messa in posto delle lave OLF potesse avere una temperatura 30-40°C inferiore a quella stimata per le unità appartenente ai complessi SBN e SMA. È sulla base di queste considerazioni che abbiamo sviluppato la successiva stima della viscosità delle miscele magmatiche e delle lave.

## *3.2 Determinazione delle viscosità (modelli reologici)*

I dati geo-termometrici ottenuti sono stati utilizzati, assieme alle stime del contenuto di $H_2O$ disciolta nel liquido residuale, per calcolare la viscosità dei magmi durante le fasi di immagazzinamento e la risalita e durante la messa in posto dei prodotti effusivi degassati. Questo ci ha permesso di avere una idea della capacità di flusso delle lave emesse al Monte Amiata e valutare i possibili meccanismi di messa in posto dei prodotti effusivi.

La viscosità dei magmi è funzione della viscosità del liquido residuale, del contenuto in cristalli e di quello delle bolle. La pressione P ha solo un ruolo secondario (Ardia et al., 2008), ancora non ben caratterizzato, e non è stata valutata. Per il calcolo della miscela multifase abbiamo utilizzato due modelli. Il primo modello (GRD) (Giordano et al., 2008) permette il calcolo della viscosità dei liquidi Newtoniani nello spazio "composizione-T-$H_2O$" a partire dalla conoscenza dei 10 principali ossidi e del contenuto di volatili ($H_2O$ e F). Il secondo modello (MC) (Costa et al., 2009) permette di stimare, al variare del tasso di deformazione e del contenuto in cristalli di una sospensione, gli

effetti non-Newtoniani della viscosità, attraverso il calcolo della viscosità relativa (i.e. il rapporto tra la viscosità della sospensione e quella del liquido). La composizione degli elementi maggiori e delle fasi volatili disciolte nel liquido residuale, la temperatura ed il contenuto in cristalli delle miscele magmatiche sono state implementate nei su citati modelli reologici per determinarne la viscosità.

### *3.2.1 La viscosità dei magmi e dei prodotti effusivi del Monte Amiata*

Dato il gran numero di campioni a disposizione, per una trattazione semplificata, è stato necessario identificare una strategia per il calcolo di una curva di viscosità di riferimento per ciascuno dei tre gruppi di lave considerati (SBN, SMA, OLF). La Figura 8.4 riporta, nell'intervallo 700-1600 °C, il calcolo della viscosità anidra dei vetri interstiziali dei campioni SBN-MV e SMA-MV (le uniche per cui le analisi della MV sono disponibili, n. 20 composizioni), assieme ai dati di viscosità anidra calcolata per tutte le composizioni di roccia totale per SBN-RT (n. 30 composizioni), SMA-RT (n. 26 composizioni), e OLF-RT (n. 7 composizioni). I valori di viscosità calcolati con il modello GRD nell'intervallo di temperatura stimato sono messi in relazione agli intervalli di temperature rappresentativi di una cristallizzazione inziale (900-1070 °C) e di una cristallizzazione tardiva (800 – 900 °C), evidenziati dalle linee tratteggiate verticali. La Figura 8.4a mostra, a grandi linee, che i vetri interstiziali anidri e privi di cristalli, nell'intervallo FIR hanno valori di viscosità compresi tra $10^8$ e $10^{10}$ Pa·s mentre valori di viscosità compresi tra circa $10^{10}$ e $10^{12}$ Pa·s sono caratteristici dei liquidi residuali (MV) corrispondenti alle fasi di cristallizzazione tardiva. Per la composizione della roccia totale valori di viscosità di 2 e 4 ordini di grandezza più bassi (es. $10^6$ e $10^4$ Pa·s), sono caratteristici dei magmi delle unità dei complessi SBN+SMA e OLF, rispettivamente. La Figura 8.4b riporta (in grassetto) le curve delle viscosità medie calcolate dalla media delle composizioni SBN-MV e SMA-MV (di seguito nominate SBN+SMA-MV_0.3) e delle composizioni SBN-RT e SMA-RT (di seguito riportate come SBN+SMA-RT_0.3) in cui sia stata disciolto un contenuto di $H_2O$ dello 0.3% in peso. Le curve in grassetto sono confrontate con le curve della viscosità anidra di Figura 8.4a. Il confronto mostra che SBN+SMA-MV_0.3 e SBN+SMA-RT_0.3 sono a bassa T, fino a 2 ordini di grandezza inferiore rispetto alle viscosità anidre. Tale differenza è inferiore per i campioni OLF anidri (OLF-RT) e idrati (OLF-RT_0.3), e si riduce alle più basse T. Alle temperature eruttive log [viscosità idrata] risulta inferiore a 9.5. Alla stessa T la viscosità di SBN+SMA-RT è sempre più bassa della viscosità di SBN+SMA-MV e più alta della viscosità dei magmi latitici (Figura 8.4a, b).

La Figura 8.5 mostra la dipendenza della viscosità relativa (*rapporto tra la viscosità della miscela magmatica bifase e quella del liquido residuale*) al variare della frazione in volume dei cristalli (fc), a tassi di deformazione di taglio (SR in figura) variabili. Assumendo, sulla base dei dati ottenuti da Cristiani e Mazzuoli (2003) (che hanno condotto una analisi modale dei cristalli) e quelli dichiarati da Conticelli et al. (2015) (per cui una analisi di dettaglio non è fornita), una frazione solida di 0.5 per le miscele magmatiche SBN+SMA-MV e SBN+SMA-RT e di 0.25 per l'unità OLF-RT (per contenuti di $H_2O$ disciolta dello 0.3% in peso; Figura 8.4b), la viscosità calcolata dall'unione dei modelli GRD e MC è quella mostrata in Figura 8.6 (SR=$10^{-5}$ $s^1$).

## 4 La temperatura di transizione vetrosa

La temperatura di transizione vetrosa ($T_g$) è un importante fattore limite per le condizioni di temperature a cui si verificano molti processi vulcanici. Al di sopra della $T_g$, i tassi di nucleazione, cristallizzazione, vescicolazione, e flusso sono sufficientemente rapidi da influenzare in modo significativo i processi magmatici. In particolare, dove il percorso di diminuzione della temperatura del fuso interseca la $T_g$ del fuso, si forma un vetro e molti dei processi magmatici e vulcanici effettivamente cessano. Tuttavia ci sono diversi modi in cui i sistemi vulcanici si avvicinano e/o intersecano la loro transizione vetrosa (Ryan et al., 2015). In specifiche condizioni, le miscele magmatiche possono subire una cinetica di raffreddamento più rapida rispetto a quella di

| Modelli | Plg-liquido | | | Cpx-liquido | | | | *Ol* | Apatite |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Eq. 23 | Eq. 24a | Eq. 26 | Talk1 | Talk2 | Talk3 | Talk4 | H&T '87 | |
| ***Unità*** | **valori minimi e massimi delle temperature stimate usando i geotermometri selezionati** | | | | | | | | |
| | | | | | *Roccia totale (RT)* | | | | |
| SBN | (1030 - 1050); | (993 - 1015); | (965 - 993); | 980; | (955 - 998); | 965; | (914 - 1014); | | (905 - 940) |
| SMA | (1042 - 1049); | (1001 - 1018); | (980 - 987); | (972 - 985); | (948 - 1005); | (935 - 965); | (914 - 1014); | (1018 - 1040); | (890 - 938) |
| OLF | | | | | | | | (1046 - 1067); | (862 - 908) |
| | | | | | *Matrice vetrosa (MV)* | | | | |
| SBN | (877 - 888); | (824 - 838); | (832 - 845); | - | - | - | - | | (879 - 883) |
| SMA | - | - | - | - | - | - | - | | - |
| OLF | - | - | - | - | - | - | - | | - |

**Tabella 8.4 -** Sommario dei valori massimi e minimi di temperatura stimati utilizzando i principali geotermometri. Per la cristallizzazione profonda si identifica un intervallo di temperatura compreso tra 900°C e 1070 °C; mentre un intervallo di più bassa temperatura (800 – 900 °C) potrebbe essere più tipico di una cristallizzazione tardiva avvenuta durante gli stadi finali della risalita, della messa in posto, o post-deposizionali. Le stime delle temperature di equilibrio per le lave OLF, ottenute tramite il geo-termometro di Holz e Thornber (1987) (H&T '87) danno valori che superano leggermente quelli dei duomi e lave dei complessi SBN e SMA. – *Summary of the minimum and maximum temperature values estimated by using the above reported geo-thermometers. A temperature interval between 900°C and 1070 °C is assumed to be ideal for the initial crystallization at depth; whereas a lower temperature interval (800 °C and 900 °C) is likely characteristic of the late crystallization condition at the shallow levels, emplacement, or post-emplacement. Estimated equilibrium temperatures for the OLF lavas, as obtained by using the H&T '87 geo-thermometer (Holz e Thornber, 1987), give values that are slightly higher than those of the lavas of the SBN and SMA units.*

vescicolazione e di cristallizzazione ad un punto tale in cui il fuso, senza variare la sua chimica, forma un vetro (raffreddamento termico). I vari sistemi vulcanici durante la risalita verso la superficie liberano le fasi volatili producendo un innalzamento della $T_g$ del liquido e riducendo la finestra di transizione vetrosa (e.g. Giordano et al., 2005; Robert ed al., 2008a, b; Ryan et al., 2015). Questo è dimostrato molto chiaramente dagli studi sperimentali di Ryan et al. (2015). Laddove l'innalzamento della $T_g$ indotto dal degassamento interseca la temperatura di fusione $T_f$ ($T_g = T_f$), il liquido magmatico o vulcanico si trasforma in un vetro (raffreddamento per degassamento). La solubilità retrograda di $H_2O$ è quel processo che permette di espandere la finestra del liquido a dispetto del vetro. In una vasta gamma di sistemi vulcanici in cui i tempi di raffreddamento sono abbastanza lenti per facilitare la diffusione di $H_2O$ nei fusi silicatici, tali fusi hanno l'opportunità di riassorbire l'$H_2O$ durante il raffreddamento. La conseguenza di ciò è quella di ridurre la $T_g$ del fuso e la sua viscosità e quindi di favorire un ulteriore arricchimento in $H_2O$ durante il raffreddamento. Può inoltre accadere che la riduzione di $T_g$ dovuta alla dissoluzione di un contenuto di $H_2O$ crescente sia insufficiente ad evitare l'intersezione con la curva di solubilità isobarica dove avviene il raffreddamento termico. In sostanza i tre potenziali andamenti che una miscela magmatica o vulcanica può seguire, sono: i) raffreddamento termico convenzionale; ii) raffreddamento lungo una curva di solubilità retrograda (detto raffreddamento per reidratazione), fino a quando $T_g$ non eguaglia $T_f$; e iii) innalzamento efficace della $T_g$ a causa del degassamento (raffreddamento per degassamento). Le differenze del contenuto finale di $H_2O$ e del valore finale di $T_g$ per questi meccanismi di raffreddamento sono funzione crescente della pressione, ed il meccanismo di solubilità retrograda è più efficiente in quei sistemi in cui il raffreddamento è sufficientemente lento da sostenere l'equilibrio tra il vapore ed il liquido. Inoltre, al fine di avere una reidratazione importante il sistema deve poter disporre di fluidi ricchi in $H_2O$ disponibili per il riassorbimento. Ryan et al. (2015) individuano tre situazioni in cui la solubilità retrograda può svolgere un ruolo importante: la saldatura dei depositi vulcanici piroclastici; la messa in posto delle colate laviche

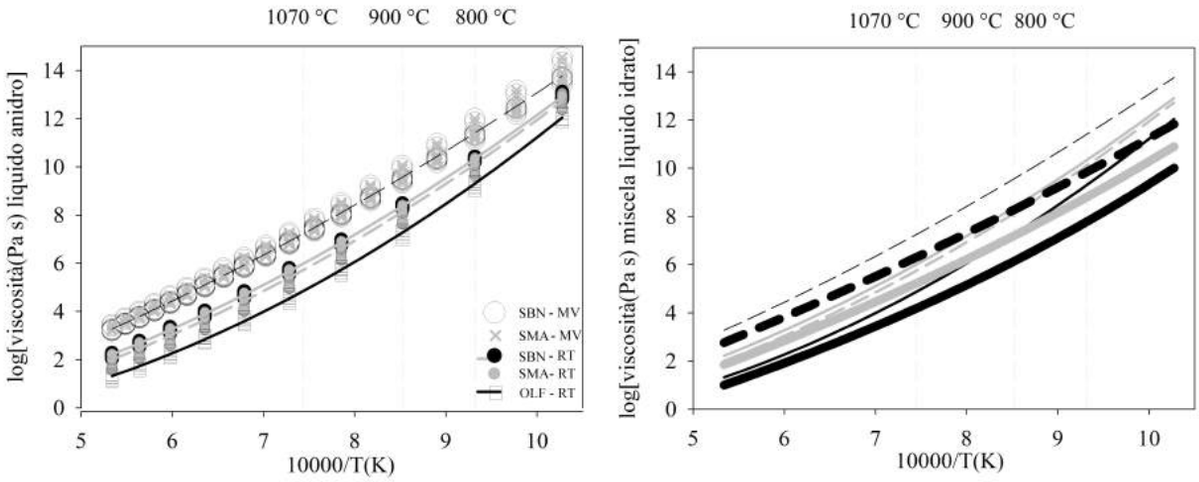



**Figura 8.4 -** Diagramma di Arrhenius della viscosità anidra nell'intervallo di temperatura (1600-700°C; 10000/T(K) ~ 10.28-5.34) per tutte le composizioni di Tabelle 8.A e 8.B. Nella legenda MV e RT sono da considerarsi le composizioni rispettivamente della matrice vetrosa e della roccia totale. Le curve in figura rappresentano valori medi delle viscosità calcolate con il modello GRD. (a) Le viscosità di SBN-MV (cerchio aperto) e SMA-MV (croce) sono sostanzialmente sovrapposte e saranno rappresentate dalla linea tratteggiata sottile. Analogamente solo una piccola differenza esiste tra le viscosità delle composizioni SBN-RT e SMA-RT, che sono ben riprodotte dalle linee di colore grigio chiaro. Le viscosità dei vari campioni OLF-RT sono anch'esse sovrapposte e sono ben riprodotte dalla curva continua nera. (b) Confronto tra la viscosità anidra (curve come in a) e la viscosità degli stessi liquidi in cui si assume sia stata disciolta una quantità di $H_2O$ dello 0.3% in peso (curve in grassetto), rappresentativa dell'acqua disciolta in una colata di spessore di circa 130 m a T=900°C. La curva tratteggiata in grassetto rappresenta la variazione della viscosità con la temperatura per liquidi ottenuti dalla media dei valori di SBN-MV e SMA-MV. La curva grigia in grassetto rappresenta la variazione della viscosità idrata ($H_2O$=0.3% peso) con la temperatura per un liquido ottenuto dalla media dei valori di SBN-RT e SMA-RT. Infine la viscosità idrata ($H_2O$=0.3% peso) per i fusi della suite OLF-RT è rappresentata dalla curva nera in grassetto. – *Arrhenius plot reporting the anhydrous melt viscosity variation as a function of temperature in the interval 1600-700°C (10000/T(K) ~ 10.28-5.34) for all the composition of Tables 8.A and 8.B. MV and RT in the legend refer to the glass matrix and bulk rock liquid composition. The curves represent the average viscosity values as calculated by using the GRD model. (a) SBN-MV viscosity (open circles) e SMA-MV (crosses) are substantially overlapping and are reported (in panel b) as thee thin dashed line. Analogously, only a little difference exists between the viscosity of the SBN-RT and SMA-RT anhydrous liquid compositions which are instead well reproduced by the light grey curves. The anhydrous viscosities of the OLF-RT are also overlapping and they are well reproduced by the black line in thee figure. (b) Comparison between the calculated anhydrous viscosities (curves as in panel a) and the viscosity of the same liquids where a dissolved $H_2O$ content of 0.3 wt % (curves in bold). This $H_2O$ content value is taken as representative of the water content potentially dissolved in an about 130m thick lava flow at T=900°C. The bold dashed black curve represents the viscosity variation as a function of temperature for an average liquid composition obtained by averaging the composition of samples SBN-MV and SMA-MV. The grey bold continuous curve represents the hydrous viscosity variation ($H_2O$ = 0.3wt. %) as a function of temperature for a liquid whose chemistry is an average of the chemistry values measured for the SBN-RT and SMA-RT. Finally, the hydrous viscosity ($H_2O$=0.3 wt.%) for the OLF-RT is represented by the bold continuous curve.*

ricche in $SiO_2$, e la determinazione delle profondità di frammentazione. Il nostro obiettivo in questo contributo è, alla luce delle considerazioni sopra evidenziate, quello di comprendere come i vari meccanismi sopra menzionati possano agire e quindi possano aver agito durante la messa in posto delle lunghe colate laviche al Monte Amiata.

## 5 Considerazioni petrologiche

Per la stima del contenuto di $H_2O$ disciolto nel magma è stato utilizzato l'igrometro plagioclasio-liquido di Waters e Lange (2015), fissando un intervallo di possibili temperature pre-eruttive tra 850 e 1050 °C. L'intervallo dei contenuti di $H_2O$

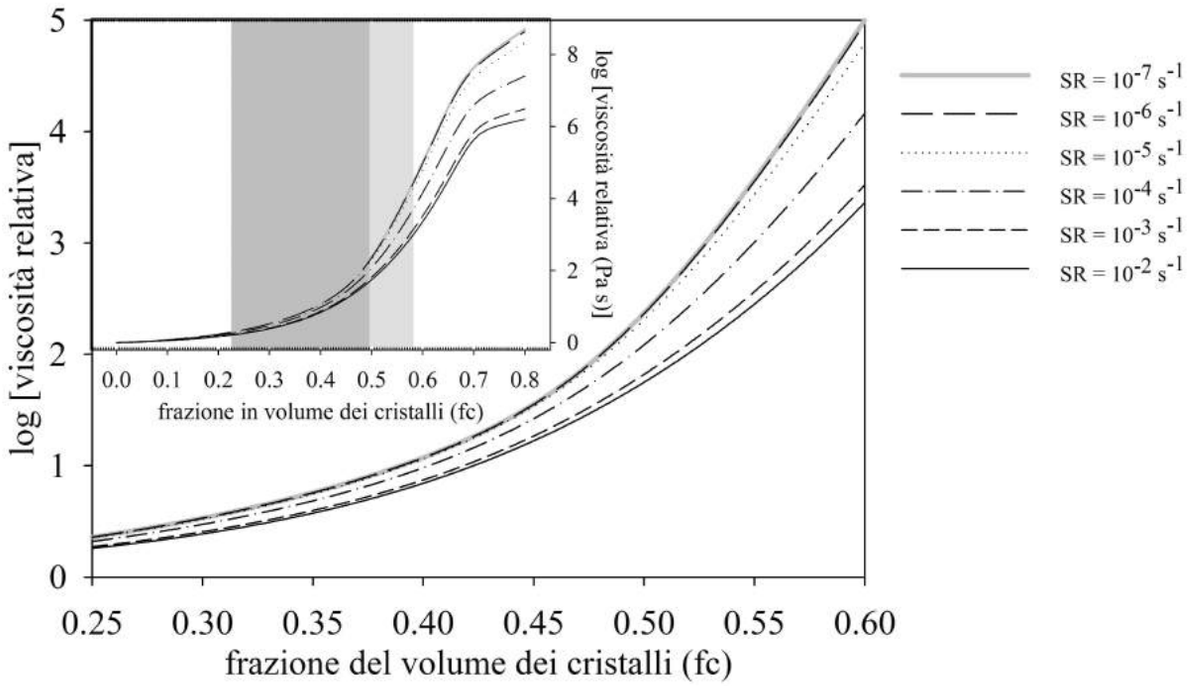



**Figura 8.5 -** Dipendenza della viscosità relativa dal tasso di deformazione al variare della frazione in volume dei cristalli. Questa figura mostra l'aumento della viscosità relativa all'aumentare del contenuto in cristalli come calcolato dal MC per un magma soggetto a tassi di deformazioni variabili da $10^{-2}$ a $10^{-7}$ $s^{-1}$ per frazioni in volume dei cristalli da 0 a 0.8 (inserto). La variazione del contenuto in cristalli può determinare variazioni di ordini di grandezza della viscosità. L'aumento della viscosità diventa esponenziale all'avvicinarsi di una frazione in volume critica ($fc^{critico}$) del contenuto in cristalli. $fc^{critico}$ dipende dal contenuto e dalla distribuzione di taglie e forme dei cristalli sospesi nella miscela (per ulteriori dettagli si vedano, es. Chong, 1971; Lejeune and Richet, 1995; Saar, 2001; Caricchi et al., 2007, 2008; Costa et al., 2009; Vona et al., 2011). La figura principale rappresenta un dettaglio dell'inserto a valori di fc nell'intervallo 0.25-0.50 di nostro interesse. – *Strain-rate and crystal volume fraction dependence of the relative viscosity. The figure shows that, as calculated by the MC, for a magma (or volcanic mixture) undergoing strain-rate in the interval $10^{-2}$ to $10^{-7}$ $s^{-}$, the relative viscosity increases. The increase is non-linear and becomes exponential close to a critical crystal volume fraction ($fc^{critic}$). $fc^{critic}$ depends from the crystal content and the crystal shape and size distribution of the crystal suspended in the mixture (for further details refer to e.g. Chong, 1971; Lejeune and Richet, 1995; Saar, 2001; Caricchi et al., 2007, 2008; Costa et al., 2009; Vona et al., 2011). The main figure reports a detail of insert at fc values in the interval 0.25-0.50 where we performed our calculations.*

ottenuti varia tra 0 e 5 % in peso. I dati geofisici vincolano la camera magmatica ad una profondità di 5-6 km (~150 MPa) (Gianelli et al., 1988). La saturazione in $H_2O$ di questi magmi a 150 MPa è circa il 4 % in peso ed indica che le temperature al di sotto di 900 °C potrebbero essere troppo basse per formare i nuclei più ricchi in anortite (An75-81) che caratterizzano i campioni del Monte Amiata (Waters e Lange, 2015). Contenuti di $H_2O$ tra 1 e 4 % in peso sono stati considerati per stimare le temperature di formazione di plagioclasio, clinopirosseno e ortopirosseno, utilizzando i diversi geo-termometri attualmente disponibili. I risultati mostrano che, a 150 MPa (~6 km di profondità), gli intervalli di temperatura per la formazione del plagioclasio variano tra 910 e 1070 °C, del clinopirosseno variano tra 914 e 1014 °C (Tabella 8.4). Il contenuto dei fenocristalli nei magmi trachidacitici è compreso tra 30 e 40 vol%, mentre i microliti sono dell'ordine del 5 vol%. Inoltre, la matrice vetrosa è caratterizzata dalla presenza di sferuliti. Queste evidenze tessiturali mostrano che la maggior parte del processo di cristallizzazione dovrebbe essere avvenuto nella camera magmatica o nel condotto. Basandoci sugli equilibri di fase di una dacite ottenuti sperimentalmente da Waters et

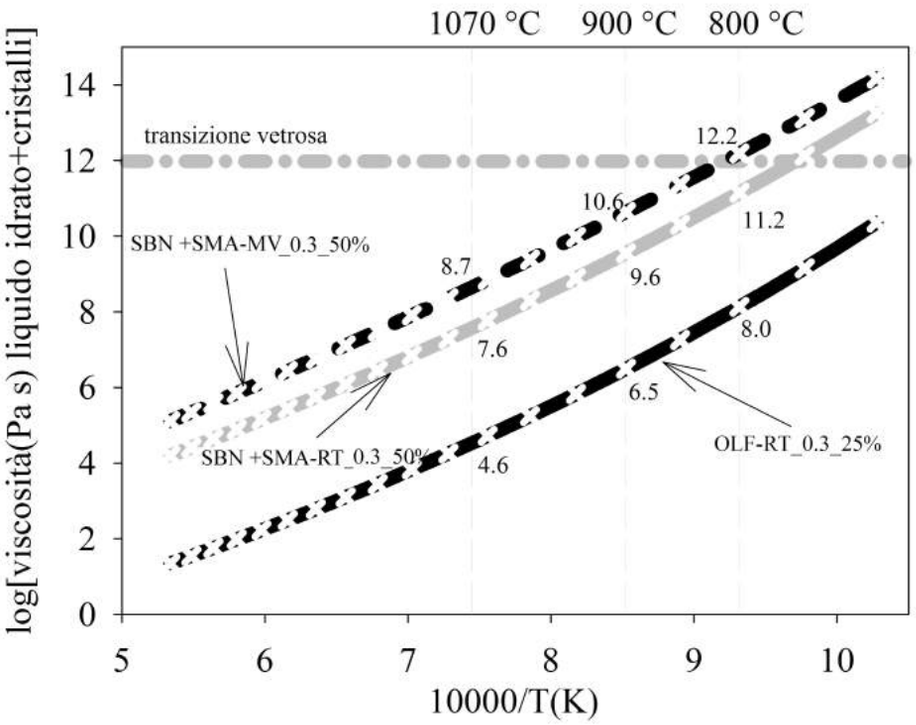



**Figura 8.6 -** Questa figura riporta i valori di viscosità della sospensione liquido+cristalli per i magmi analizzati. In questo caso il liquido è quello idrato di Figura 8.4b mentre il contenuto in cristalli utilizzato è una media di quello stimato da Cristiani e Mazzuoli (2003 e quello dichiarato da Conticelli et al. (2015). In questa figura non viene considerato l'effetto delle vescicole presenti nella sospensione magmatica. Per tale ragione potremo considerare che i valori di viscosità ottenuti (numeri in figura) costituiscono un limite superiore per le viscosità delle miscele magmatiche e vulcaniche studiate (le vescicole hanno infatti un importante effetto nel ridurre la viscosità delle miscele magmatiche e vulcaniche) e, al contempo, possono essere considerate rappresentative delle viscosità di liquidi ossidianacei ricchi in cristalli (e privi di bolle), come quelli che affiorano al Monte Amiata. La figura riporta anche (a $10^{12}$ Pa s) la linea (punto e tratto) che individua la transizione vetrosa, rappresentativa, in prima approssimazione, del limite di capacità di flusso di una colata (e.g. Giordano et al., 2005). In tutti i casi i valori di viscosità delle miscele liquidi idrati + cristalli nell'intervallo (900-1070°C) sono ben al di sotto dei limiti di flusso. Anche per i campioni SBN+SMA-MV_0.3_50% i valori di viscosità nell'intervallo di temperatura (800-900°C) cadono, per lo più, al di sotto della Tg (log[viscosità]) e, solo alle più basse T, lo superano. Questo fatto conferma ancora una volta, ed in accordo con le stime geo-termometriche, che l'intervallo di temperature eruttive più probabile che possa garantire il flusso è quello tra 900 e 1070°C. È necessario menzionare che un contenuto in cristalli anche soltanto di poco maggiore rispetto a quello usato per fare i nostri calcoli aumenterà drasticamente la viscosità delle colate laviche (vedi Figura 8.5), richiedendo pertanto di spostare il valore della temperatura delle lave verso valori più alti (nella finestra 900-1070°C) affinché il flusso di queste lave possa essere garantito. – *This figure reports the liquid+crystal suspension viscosity values for the investigated melts. Here liquid is as that of Figure 8.4b whereas crystal content is constituted by an average value of that estimated by Cristiani and Mazzuoli (2003) and that declared by Conticelli et al. (2015). The calculations provided here do not account for the effect of suspended vesicles in the multiphase magmatic and volcanic mixture. For that reason, we could assume that the calculated values are a upper limit of the real volcanic mixture viscosity (vesicles in fact have an important effect in reducing magmatic and volcanic mixture viscosity) which may be representative of the most obsidianaceous crystal rich (vesicle free) lavas as those found at Monte Amiata. The figure also reports (at $10^{12}$ Pa s, in dash and dot thick gray) the line which marks the glass transition, that is, at first approximation, representative of the limit of viscous flow of lava flows (e.g. Giordano et al., 2005). In all cases the calculated volcanic mixture viscosities estimated in the temperature interval (900-1070°C) are well below the flow limit as above defined. For the SBN+SMA-MV_0.3_50% as well the lava flow viscosity, in the (800-900°C) temperature interval, mostly fall below Tg and, only at the very lowest T, they overpass it. This confirms, once more, that, in agreement with the geo-thermometric estimates, the most likely interval of viscous flow is that comprised between 900 and 1070°C. We should mention here that any slightly higher crystal content than those used for the present calculations will drastically change the lava flow mixture viscosity (see Figure 8.5) and will require to shift the volcanic mixture temperature toward the highest estimated values in order to maintain those lavas to flow.*

al. (2015), per formare plagioclasio, clinopirosseno, ortopirosseno e biotite, a 150 MPa e a temperature comprese tra 914 e 1014 °C, dobbiamo avere un magma sottosaturo in $H_2O$ o vicino alla saturazione (tra 2 e 4 % in peso). Quantità di $H_2O$ inferiori all'1 % in peso potrebbero richiedere temperature molto più alte di 1000 °C (Tabella 8.5), le quali sarebbero al di sopra della curva del *liquidus* del plagioclasio e clinopirosseno (Waters et al., 2015). In conclusione quindi, questi magmi trachidacitici potrebbero aver cristallizzato tra i 5 e 6 km di profondità in condizioni sottosature di $H_2O$ a temperature tra 920 e circa 1000 °C (Figura 8.7).

Mantenendo temperature intorno a circa ~920-1000 °C durante la messa in posto di una colata riolitica, le cinetiche di cristallizzazione saranno controllate da processi di disequilibrio, quindi i tempi di innesco della nucleazione di nuove fasi cristalline potrebbero essere molto lunghi (Swanson et al., 1989). Le barriere energetiche potrebbero essere superate in tempi molto più brevi solo a temperature al di sotto di 900 °C (tra ~820 e 900 °C), dove il grado di sotto-raffreddamento (Fenn, 1977; Swanson, 1977) è molto alto e l'energia libera all'interfaccia cristallo-liquido è ridotta (Hammer, 2004; Arzilli et al., 2015). In queste condizioni le cinetiche di nucleazione potrebbero essere molto veloci, favorendo la cristallizzazione di microliti e sferuliti durante la fase finale della messa in posto della colata (fase di cristallizzazione tardiva). Questo evento di cristallizzazione potrebbe aver contribuito all'aumento della viscosità totale della colata, modificando drasticamente le proprietà reologiche della lava.

## 6 Implicazioni vulcanologiche

La messa in posto di colate laviche ricche in $SiO_2$, e talvolta ricche in cristalli, che percorrono lunghe distanze è un fenomeno che si incontra con una relativa frequenza in natura (Polo et al., 2017a,b; Castro et al., 2005; Tuffen et al., 2013 tra gli altri). Il fenomeno è controverso in quanto, data l'elevata viscosità dei fusi acidi, ci si aspetta una temperatura eruttiva piuttosto alta, ben più alta delle temperature tipiche (750 – 900 °C; e.s. Martel, 2012; Waters et al., 2015) delle eruzioni esplosive riolitiche o dacitiche, ed un contenuto di volatili sufficientemente basso tale da prevenire lo svilupparsi di eruzioni a carattere esplosivo. I calcoli di solubilità mostrano infatti che se il magma contenesse le percentuali di $H_2O$ disciolta tipiche delle lave ossidianacee (0.1 – 0.5% in peso) la decompressione durante la risalita dovrebbe produrre valori di vescicolarità tali da portare ad una risalita rapida del magma ed alla sua frammentazione (es. Shields et al., 2016; Gonnermann, 2015).

Inoltre, al contrario delle colate prodotte da magmi basici, l'evento di messa in posto di una colata lavica acida di grande volume è stato soltanto recentemente (es. Tuffen et al., 2013; Farquharson et al., 2015) osservato in natura. Le eruzioni del vulcano Chaitén (Cile) nel 2008–2009 e del Cordón Caulle (Cile) nel 2011-2012 sono state le uniche opportunità di osservare direttamente la messa in posto di colate laviche riolitiche. Grazie alla osservazione dettagliata di questi eventi, si è capito che la messa in posto di colate acide di grande volume, lunghezza, spessore (Ferrari et al., 1996; La Felice et al., 2014), e alto contenuto in cristalli (Cristiani e Mazzuoli, 2003), come quelle studiate al Monte Amiata, non deve sorprendere. Come infatti dimostrato dai recenti studi di Tuffen et al. (2013) e Farquharson et al. (2015), ad esempio, il grande spessore di una colata rappresenta una efficiente barriera termica capace di garantire una minima dispersione di calore e permettere alle colate di restare a temperature ben più alte della Tg, e pertanto in flusso, anche per durate di svariati anni successivamente alla cessazione della emissione del magma alla bocca eruttiva. L'esempio dell'eruzione del 2011-2012 al Cordòn Caulle, che ha prodotto un campo lavico con uno spessore di circa 30 m ed un volume di materiale effusivo di circa 0.5 $km^3$, è ben documentato. Il campo lavico in questione è infatti rimasto a temperatura superiore alla Tg per oltre tre anni dopo l'inizio dell'eruzione.

A garantire il flusso e la propagazione delle colate contribuiscono anche altri processi importanti, quali quello della cristallizzazione delle sferuliti, che si trovano con grande frequenza nelle lave del Monte Amiata[7], quello della solubilità retrograda

[7] Vedi Capitolo 7

| Complesso* | Sintema° | Campione* | Roccia totale | Fase minerale | P (Mpa) | $H_2O$ (wt.%) | Eqn. 23 (°C) | Eqn. 24a (°C) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BTC | SBN | AMT10b | RT | Plg1, 2, 3, 5 | 150 | 1 | 1034-1073 | 993-1034 |
| BTC | SBN | AMT10b | RT | Plg1, 2, 3, 5 | 150 | 2 | 998-1035 | 965-1004 |
| BTC | SBN | AMT10b | RT | Plg1, 2, 3, 5 | 150 | 3 | 964-999 | 938-976 |
| BTC | SBN | AMT10b | RT | Plg1, 2, 3, 5 | 150 | 4 | 932-964 | 912-948 |

* da Conticelli et al. 2015, °stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.5** - Temperature calcolate in accordo ai modelli di Putirka (2005, 2008) per le coppie Plg-liquido che hanno superato i test di equilibrio (§2.2.1.). RT indica la roccia totale. Le temperature sono state calcolate fissando la pressione a 150 MPa e investigando quattro tenori in $H_2O$ disciolti nel fuso (1 – 2 – 3 – 4 % in peso di $H_2O$). Il numero del cristallo è indicato in tabella, mentre la localizzazione della zona analizzata (bordo, centro) è fornita nella Tabelle 8.A (materiale di supporto *online*). – *Temperatures calculated by using Putirka (2005, 2008) plagioclase models for only the Plg-liquid couples which passed equilibrium test (2.2.1). RT is the bulk rock composition. Temperature were calculated taking into account four dissolved* $H_2O$ *contents (1 – 2 – 3 – 4 wt % of* $H_2O$*) in the melt, at fixed pressure of 150 MPa. The crystal number is reported in the Table, whereas the location where crystals analyses were taken are reported in Tables 8.A (supplementary electronic material online).*

(o riassorbimento dei volatili), e quello della localizzazione dello sforzo di taglio conseguente alla formazione di veri e propri piani di bolle su cui il flusso scorre (es Figura 5.1, questo volume). Questa localizzazione dello sforzo di taglio favorisce la messa in posto di flussi lavici, anche con significative proporzioni di cristalli, di velocità anche sostenuta. Inoltre, la cristallizzazione delle sferuliti è un fenomeno esotermo e determina un trasferimento di calore al flusso ed un aumento della sua temperature. Infine, il meccanismo della solubilità retrograda (Ryan et al., 2015 ne forniscono un esaudiente sommario) permette al magma in flusso di riassorbire i volatili ($H_2O$ in particolare) e di abbassare la $T_g$ effettiva del magma, modificando inoltre le condizioni di *subliquidus* dove la nucleazione e crescita delle fasi cristalline sono energeticamente attive. Questo processo di riassorbimento dei volatili, che potrebbe anche contribuire a far collassare le strutture espanse a causa della diminuzione della viscosità per dissoluzione dell'$H_2O$, avrebbe potuto anch'esso determinare l'ampliamento della finestra temporale di scorrimento dei flussi al Monte Amiata. Un altro effetto che il riassorbimento potrebbe determinare è una essoluzione secondaria dei volatili, secondo un meccanismo di continua ri-alimentazione, che favorirebbe il processo di localizzazione dello sforzo di taglio ad opera della formazione ciclica di letti di bolle. La solubilità retrograda potrebbe infatti essere alla base di alcune particolari strutture e tessiture (letti di bolle stirate) che si trovano con una certa frequenza negli affioramenti acidi del Monte Amiata[8].

## 7 Conclusioni

In questo lavoro abbiamo valutato le condizioni pre- e sin-eruttive dei magmi e delle lave eruttati dal Monte Amiata nelle fasi effusive note in superficie (ca. 304-230 ka).

Le temperature stimate del magma nelle fasi iniziali della cristallizzazione (pirosseni, olivine, ossidi) hanno, indipendentemente dalla composizione della lava in studio, valori fino a 107 e valori medi compresi tra i 950 e 1000°C. Queste temperature sono alte rispetto alle temperature eruttive tipiche dei prodotti riolitici e sono consistenti con lo scenario magmatologico proposto da numerosi autori precedenti (Van Bergen, 1983; Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015), secondo cui l'eruzione dei magmi acidi del Monte Amiata è stata innescata da un processo di *mixing* scaturito dall'intrusione di un magma basico più caldo. L'impiego dei modelli geo-termometrici, che richiedono il rispetto di determinate condizioni di equilibrio, rivelano anche che il magma in equilibrio con i fenocristalli è quello della RT e che questo magma ha temperature comprese nell'intervallo citato sopra (900-107°C).

Inoltre, dato l'equilibrio tra i fenocristalli ed il liquido costituito dalla RT, l'elevato contenuto in

[8] Vedi Capitolo 5

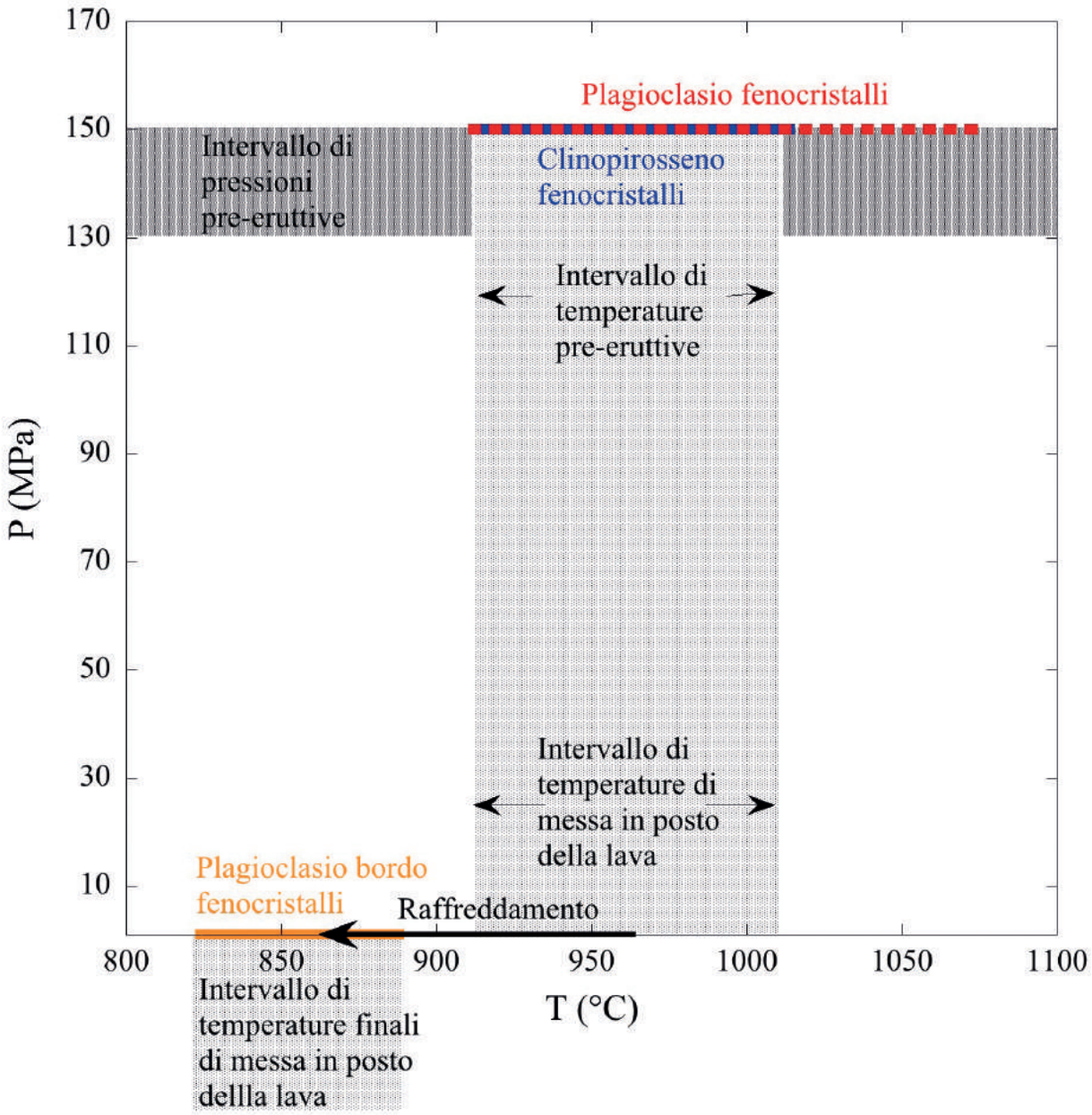



**Figura 8.7 -** Il diagramma mostra l'intervallo di temperature pre-eruttive e della messa in posto delle colate laviche ottenute con il geotermometro clinopirosseno-liquido (Neave and Putirka, 2017) e quello plagioclasio-liquido (Putirka, 2008), nella misura sono stati presi in considerazione rispettivamente i fenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio. Le temperature finali di messa in posto della colata lavica sono state ottenute usando i microliti di plagioclasio cresciuti nella matrice, attraverso il geotermometro plagioclasio-liquido (Putirka, 2008). - *The diagram shows the range of pre-eruptive temperatures obtained with the clinopyroxene-liquid thermometer (Neave and Putirka, 2017) and plagioclase-liquid thermometer (Putirka, 2008), considering phenocrysts of clinopyroxene and plagioclase respectively. Temperatures at the end of the lava emplacement were obtained using plagioclase-liquid thermometer (Putirka, 2008), considering plagioclase microlites.*

fenocristalli (sempre maggiore del 25% in volume, con valori fino al 60% in volume secondo Conticelli et al., 2015), e l'elevata viscosità dei prodotti degassati, si assume che il contenuto di fenocristalli e micro-fenocristalli presenti nelle miscele magmatiche durante la risalita e la messa in posto delle colate, sia rimasto sostanzialmente invariato dal momento dell'inizio dell'eruzione ed in particolare durante la

fase di messa in posto delle colate stesse. Questa affermazione è consistente con quanto tipicamente riscontrato in altri ambienti geodinamici in cui siano noti duomi e colate laviche acide come quelle investigate nel presente studio (Cordòn Caulle, Cile; St. Helens, USA) (Tuffen et al., 2013; Farquharson et al., 2015). Una ulteriore possibile conferma di quanto sopra assunto, sembra essere fornita dal costante disequilibrio tra la matrice vetrosa, i cristalli e i microliti (sono pochissimi i cristalliti in equilibrio con la MV). Questo porta anche a non potere escludere l'ipotesi che una componente della cristallizzazione dei microliti sia avvenuta in una fase molto tardiva della messa in posto delle colate o successivamente all'arresto.

Abbiamo anche mostrato come, alle condizioni termodinamiche determinate in questo studio, non ci debba sorprendere l'evento di messa in posto di colate acide di grande volume, lunghezza, spessore, e alto contenuto in cristalli, come quelle studiate al Monte Amiata. Questo processo è infatti facilmente comprensibile date le condizioni termodinamiche con cui il magma è risalito lungo il condotto e l'efficiente isolamento termico fornito dalla crosta formata sulle colate del Monte Amiata (Coppola et al., 2017; Tuffen et al., 2013; Farquharson et al., 2015), e altri potenziali processi tipicamente associati alle eruzioni effusive acide (solubilità retrograda, cristallizzazione delle sferuliti, locallizzazione dello sforzo di taglio).

Analogamente a quanto discusso per le colate, anche la messa in posto dei duomi lavici è stata resa possibile dall'elevata temperatura delle lave che, seppur più degassate, si sono trovate per un tempo sufficientemente lungo al di sopra della transizione vetrosa. L'innalzamento della temperatura, causato dal mescolamento con un magma più basico (testimoniato dalla presenza di numerosi inclusi mafici), è il fattore che ha probabilmente innescato l'eruzione. La viscosità nei duomi è più alta di quella delle colate, tuttavia essa è stata modificata dal basso contenuto di cristalli misurato nei duomi. Per migliorare e meglio dettagliare questo modello, sarà sicuramente necessario approfondire il ruolo del magma mafico degli inclusi nei duomi con studi specifici.

La presenza dei cristalli di sanidino rotti all'interno delle colate e di cristalli di sanidino perfettamente integri nei duomi si può attribuire a due principali fattori: i) al più alto tasso di alimentazione/deformazione che il sistema vulcanico ha manifestato durante l'eruzione dei flussi lavici (peraltro confermato dai grandi volumi emessi durante le fasi che hanno messo in posto le lave SBN), rispetto a quello che si è avuto durante la messa in posto dei duomi; ii) dal maggiore contenuto solido, che ha reso l'elevato tasso di alimentazione efficiente per la frammentazione dei cristalli.

## Opere citate

Ardia P., Giordano D. e Schmidt M.W. (2008) A model for the viscosity of rhyolite as a function of $H_2O$-content and pressure: A calibration based on centrifuge piston cylinder experiments. Geochimica Cosmochimica Acta, 72, 6103-6123.

Arzilli F., Agostini C., Landi P., Fortunati A., Mancini L., Carroll M.R. (2015) Plagioclase nucleation and growth kinetics in a hydrous basaltic melt by decompression experiments. Contrib. Mineral. Petrol., 170, 55.

Cadoux A. e Pinti D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt Amiata volcano (Italy) inferred fromgeochronological, petro-geochemical and isotopic data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 179, 169-190.

Caricchi L., Burlini L., Ulmer P., Gerya T., Vassalli M. and Papale P. (2007) Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. Earth Planet. Sci. Lett. 264, 402–419.

Caricchi L., Giordano D., Burlini L., Ulmer P. and Romano C. (2008) Rheological properties of magma from the 1538 eruption of Monte Nuovo (Phlegrean Fields, Italy): an experimental study. Chem. Geol. 256, 158–171.

Castro J.M., Dingwell D., Nichils A.R.L. e Gardner J.E. (2005) New insights on the origin of flow bands in obsidian. GeoScienceWorld, Geol. Soc. America, pp. 396.

Chong J. S., Christiansen E. B. and Baer A. D. (1971) Rheology of concentrated suspensions. J. Appl. Polym. Sci. 15, 2007– 2021.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M., Ferrari P. L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. Ital. J. Geosci., 134, 266-290.

Cristiani C. e Mazzuoli R. (2003) Monte Amiata volcanic products and their inclusions. Periodico di Mineralogia, 72, 169-181.

Coppola D., Laiolo M., Franchi A., Massimetti F., Cigolini C. (2017). Measuring effusion rates of obsidian lava flows by means of satellite thermal data. J. Volcanol. Geoth. Res. (in press) doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.003

Costa A., Caricchi L. and Bagdassarov N. (2009) A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten rocks. Geochem. Geophys. Geosyst. 10.

Farquharson, J., James, M.R., Tuffen, H., 2015. Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011–2012 lava flowfield at Cordón-Caulle, Chile. J. Volcanol. Geotherm. Res. 304, 336–348.

Fenn P.M. (1977) The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. Can. Mineral., 15, 135–161.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data. Acta Vulcanol., 8, 41-56.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcanoplutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

Giordano D., Nichols A.R. e Dingwell D.B. (2005) Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. J. Volcanol. Geotherm. Res., 142, 105–118.

Giordano D., Russell J.K. e Dingweel D.B. (2008) Viscosity of magmatic liquids: a model. Earth Planet. Sci. Lett., 271, 123–134.

Giordano D., Ardia P., Romano C., Dingwell D.B, Di Muro A., Schmidt M.W., Mangiacapra A. e Hess K-U. (2009) The rheological evolution of alkaline Vesuvius magmas and comparison with alkaline series from the Phlegrean Fields, Etna, Stromboli and Teide. Geochim. Cosmochim. Acta, 73, 6613–6630.

Giraud, A., Dupuy C. and Dostal J. (1986) Behaviour of Trace elements during magmatic processes in the crust: application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). Chemical Geology, 57 269--288

Gonnermann, H., 2015. Magma fragmentation. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 43, 431–458.

Gottsmann J. e Dingwell D.B. (2001) The cooling of frontal flow ramps: a calorimetric study on the Rocche Rosse rhyolite flow, Lipari, Aeolian Islands, Italy. Terra Nova, 13, 157–164.

Hammer J.E. (2004) Crystal nucleation in hydrous rhyolite: Experimental data applied to classical theory. Am. Mineral., 89, 1673–1679

Harrison T.M. e Watson E.B. (1984) The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1467–1477.

Helz R.T. e Thornber C.R. (1987) Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii, Bull. Volcanol., 49, 651–668.

Innocenti F., Serri G., Manetti P., Ferrara G. e Tonarini S. (1992) Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: Thirty years after Marinelli's model. Acta Vulcanol., 2, 247-265.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G. e Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water-rock

interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. J. Volcanol. Geoth. Res., 284, 95-105.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 255-265.

Lejeune A. M. and Richet P. (1995) Rheology of crystal-bearing silicate melts – an experimental study at high viscosities. J. Geophys. Res.: Solid Earth 100, 4215–4229.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015). Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Ital. J. Geosc., 134, 171-199.

Martel C. (2012). Eruption dynamics inferred from microlite crystallization experiments: Application to Plinian and dome-forming eruptions of Mt Pelée (Martinique, Lesser Antilles), Journal of Petrology, vol. 53, 699-725

Masotta M., Mollo M., Freda C., Gaeta M. e Moore G. (2013) Clinopyroxene–liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas, Contributions to Mineralogy and Petrology 166 (6), 1545-1561. Neave, D.A. & Putirka, K.D. 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. American Mineralogist 102.

Papale P., Moretti R. e Barbato D. (2006) The compositional dependence of the saturation surface of $H_2O + CO_2$ fluids in silicate melts. Chem. Geol., 229, 78-95.

Peccerillo A., Conticelli S. and Manetti P. (1987) Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium. Per. Miner.,56, 157-172.Poli G., Frey F.A. e Ferrara G. (1984) Geochemical characteristics of the South Tuscany (Italy) magmatic province: constraints on lava petrogenesis. Chem. Geol., 43, 203-221.

Polo, L.A; Giordano, D.; Janasi, V.A.; Guimarães, L.F. (2017a). Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: physico-chemical conditions of storage and eruption and considerations on the rheological behavior during emplacement. J. Volcanol. Geoth. Res. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.027

Polo, L.A., Janasi, V.A., Giordano, D., Cañón-Tapia, E., Lima, E.F., Roverato, M., 2017b. Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: evidence for locally fed lava flows and domes from detailed field work. J. Volcanol. Geotherm. Res. (in review).

Putirka, K.D. (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing modelsand new calibrations. *American Mineralogist*, 90:336-346.

Putirka K. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka K. & Tepley F. (eds), Minerals, inclusions and volcanic processes, Reviews in mineralogy and geochemistry, vol 69, Mineral. Soc. of America, Chantilly, VA, USA, pp. 61–120.

Putirka K., Johnson M., Kinzler R. e Walker D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. Contrib. Mineral. Petrol., 123, 92–108.

Putirka K., Ryerson F.J. e Mikaelian H. (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene liquid equilibria. Am. Min., 88, 1542–1554.

Ryan A.G., Russell J.K., Hess K.U., Phillion A.B. e Dingwell D.B. (2015) Vesiculation in rhyolite at low H2O contents: A thermodynamic model. AGU Publications, doi.10.1002/2015GC006024.

Robert G, Russell J.K.; Giordano D. (2008a). Rheology of porous volcanic materials: High-temperature experimentation under controlled water pressure. Chem. Geol., 256, 215-229;

Robert G, Russell J.K.; Giordano D., Romano C. (2008b). High-T deformation of volcanic materials in the presence of water. American Mineralogist 93, 74-80;

Rombai C., Trua T. e Matteini M. (1995) Metamorphic xenoliths and magmatic inclusions in the Quaternary lavas of Mt. Amiata (Tuscany, Central Italy): Inferences for P-T conditions of Magma Chamber. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Series A, 102, 21-38.

Saar M. O., Manga M., Cashman K. V. and Fremouw S. (2001). Numerical models of the onset of yield strength in crystal–melt suspensions. Earth Planet. Sci. Lett. 187, 367–379.

Shields J.K., Mader H., Pistone M., Caricchi L., Floess D. e Putlitz B. (2016) Strain-induced outgassing of three-phase magmas during simple shear. JFR, doi:10.1002/2014JB011111.

Swanson S.E. (1977) Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. Am. Miner., 62, 966–978

Swanson S.E., Naney M.T., Westrich, H.R. e Eichelberger J.C. (1989) Crystallization history of Obsidian dome, Inyo domes, California. Bull. Volcanol., 51, 161-176.

Tuffen H, James M.R., Castro J.M. Schipper C.I. (2013). Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordo´n Caulle volcano in Chile. Nature Communication. DOI: 10.1038/ncomms3709

Van Bergen M.J. (1983) Polyphase metamorphic sedimentary xenolths from Monte Amiata volcanics (central Italy); evidence for a partially disrupted contact aureole. Geol. Rundschau, 72, 637-662.

Vona A., Romano C., Dingwell D.B, Giordano D. (2011). The rheology of crystal-bearing basaltic magmas from Stromboli and Etna. Geoch. Cosmoch. Acta. 75, 3214–3236;

Waters L.E. e Lange R.A. (2015) An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. Am. Mineral, 100, 2172–2184.

Waters L.E., Andrews B.J. e Lange R.A. (2015) Rapid crystallization of plagioclase phenocrysts in silicic melts during fluid-saturated ascent: Phase equilibrium and decompression experiments. J. Petrol., 56, 981-1006.

Westrich, H., Eichelberger, J. (1994). Gas transport and bubble collapse in rhyoliticmagma: an experimental approach. Bull. Volcanol. 56, 447–458.

Westrich H.R., Stockmanh W. e Eichelberger J.C. (1988) Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. J. Geophys. Res., 93, 6503-6511.

# 9. Facies vulcaniche e meccanismi di messa in posto delle vulcaniti del Monte Amiata

*Volcanic facies and emplacement mechanism at Monte Amiata Volcano*

Luigina Vezzoli [1,2] e Claudia Principe [2]

*1. Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como*

*2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author luigina.vezzoli@gmail.com

*Abstract*

*Mount Amiata is a silicic Quaternary volcano that poses the problem on the genetic interpretation of its products. The major volcanological arguments debated on Amiata, during the last 55 years, is the occurrence of explosive eruptions and the emplacement of pyroclastic flow deposits during its activity. In particular, the lower unit was considered, into the volcanological and petrochemical literature, as either a unique sheet of ignimbrite and rheoignimbrite deposits, or a sequence of lava flows, or, more recently, the collapse of an endogenous mega-dome. We performed field analysis and collected stratigraphic and petrographic data from outcropping deposits and from a deep well drilled on the southern flank of Monte Amiata by Regione Toscana in 2010 that intersected the entire volcano sequence and reached the non-volcanic substratum showing volcanic units older than the outcropping rocks. The reconstructed succession is indicative of a rapid aggradation of effusive products and does not evidence pyroclastic deposits or mega-breccia facies. The previously undivided, extensive basal unit comprises different, single, superposed silicic bodies, in which we distinguish structural and morphological features typical of lava flows, such as basal and top autoclastic breccias, front ramp structures and surficial ogive structures. Both at microscopic and macroscopic scale, the rock texture is not fragmental. Individual flow unit does not show evidence of facies variations from proximal near vent (e.g. co-ignimbrite lithic breccia) to distal areas of deposition that is typical of pyroclastic flow deposits. In the individual flow unit, where is not vertical and/or lateral gradation in welding character from non-welded, to medium grade (with sparse welded zones) to pervasively rheomorphic textures. Individual flow units are of small volume and extension, and show channelized lobe geometry. We suggest that the extensive silicic basal (outcropping) unit of Amiata volcano is a sequence of lava flows with a rapid aggradation. As a whole, the volcanic deposits of Monte Amiata exclusively consisting of a series of acid lava castings, exogenous domes and associated "coulee". Large volumes of lava blocks, dispersed at the periphery of the volcano, and interpreted as blocky lavas in the past, are related to pervasive surface alterations of pressure ridges on top of the major lava flows and to collapse landslides occurred at the margin of the volcanic body in contact with the shaly deposits of the sedimentary substratum.*

## 1 Introduzione

Questo capitolo è dedicato all'analisi delle litofacies vulcaniche (Cas e Wright, 1987; McPhie et al., 1993) che caratterizzano i prodotti eruttivi del vulcano di Monte Amiata. Di ciascuna delle litofacies individuate verranno descritte le caratteristiche morfostrutturali, di affioramento e tessiturali e sarà proposta un'interpretazione genetica.

Per facies deposizionale si intende l'insieme dei caratteri litologici di una roccia che ne definiscono l'ambiente fisico di formazione e deposizione e le sue modalità di messa in posto. Gli indicatori di

facies in vulcanologia sono molti ed il loro numero tende ad aumentare parallelamente all'aumento delle osservazioni dirette delle eruzioni dei vari vulcani.

Una corretta analisi della facies deposizionale ha importanti ed evidenti implicazioni per la definizione del sistema di alimentazione superficiale e profondo di un vulcano, per lo studio della distribuzione dei suoi depositi, e per la definizione della sua storia eruttiva e della sua evoluzione, anche in relazione ai principali elementi strutturali regionali.

Lo studio delle facies eruttive del vulcano di Monte Amiata è particolarmente importante, per il fatto che non esistevano, prima di questo Volume, studi di vulcanologia fisica esaustivi sui depositi di questo piccolo vulcano quaternario. I vari studi presenti in letteratura hanno difatti trattato dei prodotti della attività vulcanica dell'Amiata o in tempi molto lontani da noi o in modo ancillare rispetto ad altri studi (Rittmann, 1958, 1972; Marinelli, 1961; Mazzuoli e Pratesi, 1963; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Marroni et al., 2015; Conticelli et al., 2015). Per questo può essere utile in questo Capitolo non solo descrivere le facies deposizionali dei vari prodotti della attività vulcanica identificate in questo studio, ma anche ripercorrere in qualche misura le passate interpretazioni di alcuni di questi litotipi, come emergono dalla analisi della letteratura pregressa.

## 2 Le Facies primarie dei depositi vulcanici

### *2.1 Ignimbriti e Reoignimbriti*

Definite al Monte Amiata per la prima volta da Rittmann nel 1958, per spiegare la genesi delle vulcaniti più antiche affioranti, le "reoignimbriti" sono state per molti anni il principale punto di dibattito vulcanologico sul Monte Amiata.

Per quanto questa attribuzione di facies vulcanologica non sia stata successivamente accettata da tutti gli Autori che si sono occupati del Monte Amiata, non c'è in letteratura una chiara disanima dei motivi per cui questa interpretazione è da rigettare e dei motivi per una diversa attribuzione di facies vulcanologica. In questo paragrafo si cercherà quindi di definire in base a quali elementi i depositi della porzione stratigraficamente piú antica della sequenza delle vulcaniti amiatine (sostanzialmente le vulcaniti del Sintema di Bágnore che in gran parte coincidono con il cosiddetto "Complesso Basale Auct.") possano o non possano essere considerati delle reo-ignimbriti derivanti dalla messa in posto di flussi piroclastici emessi nel corso di una unica grande eruzione esplosiva.

Il termine "ignimbrite", che letteralmente significa "pioggia di fuoco", è stato coniato nel 1935 dal geologo neozelandese Patrick Marshall (1869 – 1950) e descrive il deposito che deriva dalla sedimentazione di un flusso piroclastico denso (*pyroclastic density current*) originato da una eruzione vulcanica esplosiva. Un flusso piroclastico è una nube rovente formata da ceneri vulcaniche, blocchi di varia natura e gas, che scorre raso suolo e ad un certo punto della sua corsa, esaurita la capacità del gas di sostenere i materiali sospesi al suo interno, collassa dando luogo ad un vasto spettro di depositi, che riflette le variazioni delle condizioni iniziali e collaterali del flusso. Si tratta del tipo di deposito vulcanico di gran lunga più pericoloso e volumetricamente importante oggi noto. Vi sono molti esempi storici di eruzioni che hanno prodotto flussi piroclastici di modesto volume come quella della Montagna Pelée (1902, Martinica), del Katmai (1912, Alaska - USA) e del M. St. Helens (1980, Washington - USA). Invece non ci sono testimonianze dirette di eruzioni molto voluminose, spesso correlate a collassi calderici, che hanno formato nel passato geologico le numerose coltri di ignimbriti note e che coprono fino a decine di migliaia di chilometri quadrati di territorio. Le ignimbriti possono essere depositi non consolidati con tessitura frammentaria, ma anche essere saldate a formare una roccia coerente e molto compatta che può assomigliare a una lava.

Nella letteratura vulcanologica del Monte Amiata si parla di "ignimbriti reomorfiche" o "reoignimbriti" (Rittmann, 1958, 1972; Marinelli, 1961; Mazzuoli e Pratesi, 1963), sottintendendo con questo termine un deposito di flusso piroclastico saldato e che ha avuto movimenti plastici interni post-deposizionali. Il reomorfismo, inteso come deformazione gravitativa post-deposizionale, in

realtà, non è una caratteristica esclusiva delle ignimbriti, e pertanto non deve essere usato come prova della natura ignimbritica di un deposito. Tutte le ignimbriti, saldate o non saldate, sono invece accomunate da alcune caratteristiche ormai ben definite (fra i numerosi testi che trattano questo argomento, vedi per esempio Branney e Kokelaar, 2002). Fra i principali elementi che caratterizzano una coltre ignimbritica, e che non trovano riscontro nelle vulcaniti del Monte Amiata, possiamo considerare:

(a) La variazione laterale di facies, dalle aree prossimali vicine alla bocca eruttiva, dove sono presenti facies di tufi saldati vitrofirici o di breccia litica eterogenea, alle aree distali di deposizione del tipico flusso piroclastico di frammenti pomicei immersi in una matrice cineritica, infine alle aree periferiche dove può avvenire la trasformazione in flussi di massa completamente gestiti dalla gravità (*lahars*, *debris flow* e simili).

(b) L'associazione di facies diverse, ma pur sempre generate dallo stesso evento eruttivo, come pomici basali di caduta (*plinian fallout*), ricadute di ceneri co-ignimbritiche (*co-ignimbritic ash fall*), e depositi di flussi piroclastici poco densi (*pyroclastic surge*) nelle porzioni basali, intermedie e sommitali.

(c) Le variazioni di facies presenti anche nelle singole unità di flusso dei depositi ignimbritici saldati. Si tratta essenzialmente di una gradazione verticale (con l'eventuale presenza di un vitrofiro basale) e di una variazione laterale nelle caratteristiche tessiturali di *welding* (da non saldate, a poco saldate, a completamente saldate).

(d) La tessitura frammentaria della roccia e chiare evidenze di fiamme formate dallo stiramento e dal collasso delle pareti delle pomici.

Non solo nessuna di queste caratteristiche tessiturali e strutturali è stata osservata nelle vulcaniti del Monte Amiata interpretate come ignimbriti e reoignimbriti, ma va anche rimarcato che in nessuna delle sequenze vulcaniche esposte è stato da noi rinvenuto alcun altro tipo di deposito piroclastico (depositi di caduta, brecce di esplosione, depositi di *surges*, etc…), né questo tipo di depositi vulcanici è presente nell'intero spessore di corpi effusivi attraversato dal Pozzo David Lazzaretti e dal Pozzo Contessa[1]. In altre parole l'intera sequenza di vulcaniti del Monte Amiata non contiene termini piroclastici (come del resto già disse Bernardino Lotti nel 1938).

## *2.2 Colate di lava*

Dopo la definizione iniziale come "ignimbriti reomorfiche" (Rittmann, 1958, 1972; Marinelli, 1961; Mazzuoli e Pratesi, 1963), l'interpretazione genetica delle rocce vulcaniche costituenti la porzione basale della serie stratigrafica del Monte Amiata (Complesso Basale Auct.) è stata oggetto di varie congetture, ma senza una accurata definizione vulcanologica della facies deposizionale. Ferrari et al. (1996) propongono una eruzione complessa mista, con una fase iniziale esplosiva seguita da una fase effusiva, che però non è sostenuta dai dati di terreno che escludono la presenza di piroclastiti. La natura effusiva di questi flussi è stata riconosciuta in tempi più recenti da vari Autori (Bigazzi et al. 1981; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009), seppure a latere di contesti centrati su altri argomenti.

Oltre alla problematica dall'interpretazione genetica, la porzione basale della serie stratigrafica del Monte Amiata (Complesso Basale Auct.) presenta anche una problematica di tipo stratigrafico e vulcanologico, in quanto, in tutti gli studi precedenti essa è stata assegnata ad un singolo evento eruttivo (a carattere esplosivo o effusivo o misto), che avrebbe marcato l'inizio della attività del vulcano.

Anzitutto, la ricostruzione stratigrafica presentata in questo volume dimostra che non si tratta di un'unica grande unità indistinta, ma che al suo interno si possono riconoscere numerose unità litostratigrafiche distinte sia come distribuzione areale, che come posizione stratigrafica, che come facies vulcanologica e petrografica[2]. In più, le singole unità che compongono il preteso Complesso Basale Auct., si trovano in realtà a diversi livelli della serie stratigrafica qui ricostruita. Sono difatti state interpretate come "ignimbriti reomorfiche", all'interno del Sintema di Bágnore, non solo tutte le formazioni facenti parte del Subsintema di Bagnólo (per esempio: Formazioni di Sorgente del Fiora e

[1] Vedi Capitolo 10
[2] Vedi Capitoli 4 e 5

Marroneto, formazioni di Piancastagnaio inferiore e superiore, Abbadia San Salvatore inferiore e superiore e Vivo d'Orcia), ma anche parte delle unità che si trovano all'interno del Subsintema di Montearioso (per esempio: Formazioni di Tre Case e Quaranta, formazioni di Castel del Piano e Poggio dei Frati), e financo alcuni termini del Sintema di Monte Amiata sia nel Subsintema di Valle Gelata (per esempio: Formazione di Pozzaroni, formazioni di Cantinacce, "Fonte Sambuco", e Leccio), che nel Subsintema della Madonna degli Scout (formazione "Rifugio Amiatino"), travalicando così anche la superficie di inconformità che separa i due Sintemi (vedi Tabella 4.2 e Capitoli 4 e 5 di questo Volume).

Molte di queste unità sono accomunate da alcuni caratteri vulcanologici che definiscono in modo chiaro la loro facies come quella di colate di lava acida.

Al Monte Amiata sono presenti almeno tre categorie di colate laviche. La prima fase di attività del vulcano (Sintema di Bágnore) ha dato origine a numerose colate di lava di composizione da trachitica a trachidacitica[3] con massa di fondo tipicamente vetrosa perlitica, che affiorano estesamente nelle porzioni più esterne, sia nord-occidentale che sud-orientale, dell'attuale rilievo, e raggiungono distanze fino a 6-7 km dalla zona di emissione, con larghezze fino a 1.5-2 km e spessori medi di 20-30 m. Successivamente, nel corso della seconda fase di attività, corrispondente al Sintema di Monte Amiata, sono state messe in posto colate di lava a composizione generalmente da trachidacitica a trachitica[4] che presentano caratteristiche diverse rispetto a quelle della prima fase. Questa seconda tipologia di flussi lavici raggiunge distanze medie di 1.5-2 km e massime di circa 4 km dai probabili centri di emissione, con spessori di 10-40 m. All'interno del Sintema di Monte Amiata si distinguono anche alcune piccole colate laviche, di composizione generalmente più basica delle precedenti[5] (per esempio: formazioni dell'Ermeta, delle Macinaie, e di Cancelle).

Le caratteristiche alla scala macroscopica che suggeriscono una messa in posto per colata lavica delle unità del Sintema di Bágnore sono la presenza di cordoni rilevati a forma di ogiva (*pressure ridge)* sulla loro superficie, di strutture di rampa frontale e laterale ai margini del flusso e di livelli di auto-breccia scoriacea o bloccosa a letto e tetto del flusso.

Le superfici di alcune grandi colate presenti all'interno del Sintema di Bágnore sono caratterizzate da strutture rilevate a cordone (ogive o *pressure ridges*), che erano già state distinte da Mazzuoli e Pratesi (1963), e che sono oggi ancora evidenti a luoghi sulle colate della Formazione di Quaranta e della formazione di Castel del Piano (Figura 9.1; da Mazzuoli e Pratesi, 1963). Si tratta di strutture molto comuni nelle colate di lava silicee (Lescinsky e Merle, 2005) che sono orientate trasversalmente alla direzione di flusso. Esse sono create dal movimento differenziale delle varie porzioni di flusso lavico, che si mantiene più caldo all'interno e più freddo (e quindi più rigido) all'esterno ed anche più caldo al centro della colata e più freddo ai suoi bordi. La convessità di queste strutture rilevate ci indica la direzione del flusso (Francis, 1996). Entrambe le colate della Formazione di Quaranta e della formazione di Castel del Piano si trovano stratigraficamente al di sotto della superficie di alterazione saprolitica che marca il limite fra i due Sintemi di Bágnore e di Monte Amiata. A causa della alterazione in saprolite della porzione superficiale di queste lave, i *pressure ridges* risultano oggi visibili a scala ravvicinata più come accumuli di blocchi che come strutture continue (vedi Capitolo 5 in questo Volume).

Le strutture di rampa (Cas e Wright, 1987; Francis, 1996; Latutrie et al., 2017) sono stratificazioni della lava con forma arcuata verso l'alto, rappresentanti superfici di scivolamento differenziale (*shear*) della lava. Si possono trovare all'interno o nelle porzioni marginali del flusso. I piani di scivolamento che separano una bancata di lava massiva dall'altra hanno inclinazioni sub-orizzontali alla base del flusso e si innalzano con inclinazioni fino a 45° verso la superficie del flusso (Figura 9.2).

In alcune unità (ad esempio le Formazioni Sorgente del Fiora e Marroneto) è molto evidente

[3] Vedi Capitolo 7
[4] Vedi Capitolo 7
[5] Vedi Capitolo 7



**Figura 9.1 -** Cordoni in rilievo sulla superficie della colata di lava della Formazione di Quaranta costituiti da ammassi di blocchi disposti a semicerchio, corrispondenti a strutture dette ogive o *pressure ridge*. Foto tratta da Mazzuoli e Pratesi (1963) – *Pressure ridges on the top surface of Quaranta Formation lava flow. They are constituted by ogival alignements of blocks (photograph by Mazzuoli e Pratesi (1963).*

la sovrapposizione di diverse colate di lava, con spessore di 0.5-1.5 m, in cui banchi di lava massiva sono separati da brecce autoclastiche scoriacee (Figura 9.3).

Tra le tessiture interne discriminanti della facies lavica, sono state anche osservate una tessitura fluidale, mai frammentata piroclastica, sovente vescicolata fino a scoriacea, sia alla scala del campione a mano che microscopica (Figura 9.4), e tessiture di *mingling* con mescolamento di porzioni scure vetrose e porzioni chiare cristalline e micro-vescicolate, in lenti isolate, plaghe e bandature (Figura 9.5).

Infine, le lave acide dell'Amiata hanno alto contenuto (circa il 40 vol.%; Cristiani e Mazzuoli, 2003) in fenocristalli, di cui una piccola parte (meno del 10%) risulta frammentata all'analisi microscopica. In letteratura, Mazzuoli e Pratesi (1963) utilizzano la presenza di cristalli di sanidino relativamente piccoli ed in parte frammentati per distinguere la coltre ignimbritica e reoignimbritica del complesso basale (Complesso Quarzo-latitico A), dalla tessitura a megacristalli di sanidino dei duomi endogeni sommitali (Complesso Quarzo-latitico B). Tuttavia, l'altro contenuto in cristalli (spesso fino al 50%; Francis, 1996) delle lave acide è una caratteristica di questo tipo di flussi lavici, che li rende più vicini ad un *crystal-rich mush* che non ad un fuso. Una parte dei cristalli si spezza durante la fase di messa in posto di queste lave acide e quindi viscose. La presenza di cristalli frammentati in queste basse percentuali è pertanto caratteristica di questo tipo di flussi ed è interpretata, nella letteratura vulcanologica pertinente, come la risposta allo sforzo di taglio durante il flusso laminare, ed è anche considerata elemento distintivo fra lave acide ed ignimbriti (Allen e McPhie, 2003).

In conclusione, in base alle osservazioni vulcanologiche, alle evidenze geologiche di terreno

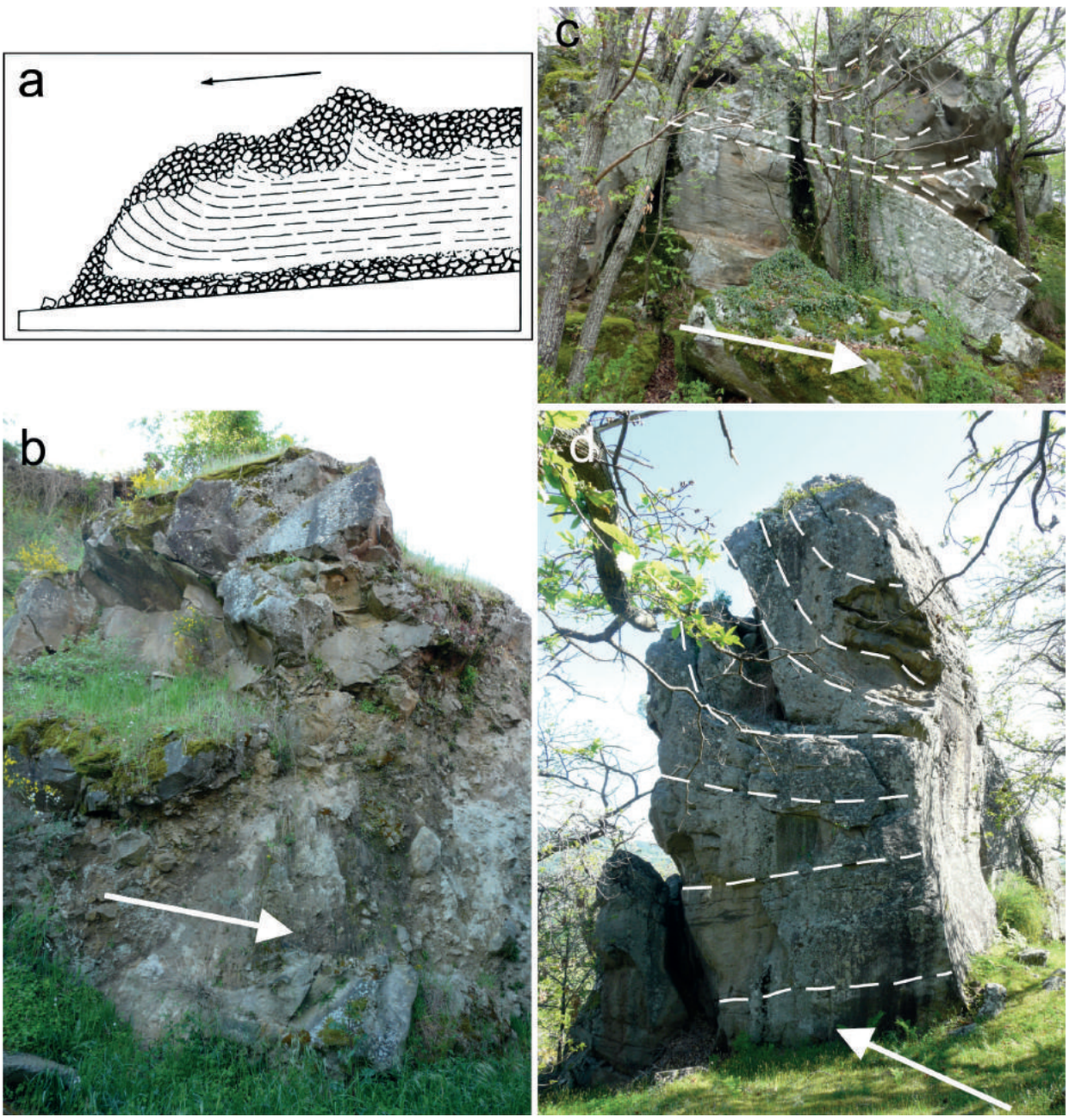



**Figura 9.2 -** Esempi di strutture di rampa frontale nelle colate di lava del Monte Amiata. (a) Schema di una colata di lava a blocchi tratto da McDonald (1972). (b) Nell'ex-cava di pietra di Pian di Ballo la formazione Leccio mostra una struttura di lava a blocchi comparabile con quella dello schema (a) e mostrante il nucleo coerente della lava con strutture di rampa immerso in una breccia autoclastica a blocchi. La freccia bianca indica la direzione di flusso. (c) Fronte della colata della formazione di Vivo d'Orcia. (d) Fronte della colata della formazione Leccio. In (c) e (d) le linee tratteggiate bianche indicano i piani di stratificazione della struttura di rampa; la freccia bianca indica la direzione di flusso – *Ramps structures on the front of Monte Amiata lava flows. (a) Block lava flow (from McDonald, 1972). (b) Ex- lava quarry at Pian di Ballo locality, inside Leccio Formation, showing the lava flow nucleus, with ramps structures, immersed in a autoclastic blocky breccia. The lava structure is comparable whith the sketch in Figure 9.2(a) Arrow point the flow direction. (c) Vivo d'Orcia Formation lava flow front. (d) Leccio Formation lava flow front. Inside (c) and (d) white lines indicate stratification planes inside ramps structure. White arrow indicates the flow direction.*

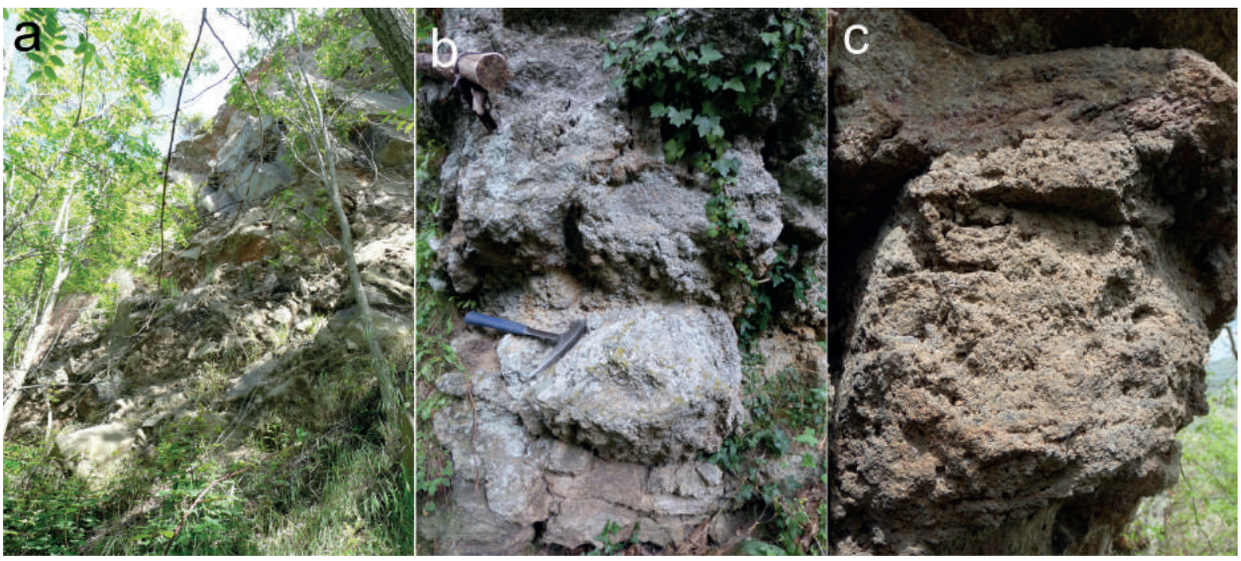



**Figura 9.3 -** Esempi di sequenze di colate di lava separate da livelli di breccia autoclastica scoriacea. (a) Formazione Marroneto. (b) Formazione Sorgente del Fiora. (c) formazione Leccio – *Lava flow units separated by autoclastic scoriaceous levels. (b) Sorgente del Fiora Formation. (c) Leccio Formation.*

e alle analisi petrografiche eseguite su questi depositi, riteniamo che alle unità stratigrafiche che in letteratura sono state inglobate nel "Complesso Basale Auct." debba essere data una interpretazione genetica da eruzioni effusive che hanno originato una sequenza di flussi lavici acidi a rapida aggradazione.

## *2.3 Duomi lavici e coulée*

I duomi lavici e le associazioni di duomi sono spesso l'espressione di un vulcanismo acido (da dacitico a riolitico) associato alla presenza di lineamenti tettonici importanti, quali *rift* e *graben,* ed hanno provenienza da sorgenti magmatiche evolute e di moderate dimensioni, derivanti da intrusioni profonde (Wohletz e Heiken, 1992). Le caratteristiche macroscopiche e tessiturali dei duomi e delle lave ad essi associate sono principalmente legate alla viscosità dei fusi che li originano. In sostanza un duomo è un corpo lavico troppo viscoso per fluire liberamente dalla sua bocca di emissione e formare una colata di lava. A causa dell'alta viscosità delle sue lave, il processo di messa in posto di un duomo può continuare per mesi ed anni. Le strutture che la lava forma in un duomo dipendono dalla complessa reologia dei fusi emessi, che possono variare da viscosi, a molto viscosi, fino a parzialmente solidificati. In particolare, si definisce duomo esogeno una struttura cupoliforme che cresce poco alla volta, emettendo piccole e viscose colate di lava attraverso un condotto che la attraversa tutta fino alla sua sommità. Viceversa, una struttura cupoliforme che cresce attraverso la messa in posto di piccoli volumi di lava spinti dal basso, direttamente all'interno della sua porzione centrale, viene definita duomo endogeno (Francis, 1996). In condizioni di portate basse ed elevata percentuale di cristallizzazione (che può raggiungere anche il 95%, ed in questo caso produrre protrusioni solide o "spine") la struttura che si forma è un duomo esogeno (Hale e Wadge, 2008). Quando la portata del magma è più alta il fuso ha minori possibilità di cristallizzare e la lava che viene emessa è meno viscosa. Il risultato è un comportamento più fluido della massa magmatica che permette l'alimentazione del corpo dal suo interno, e la produzione di un duomo endogeno (Hale e Wadge, 2008).

I duomi presentano una stratificazione interna del flusso ed una varietà di tessiture e caratteri, che vanno dalle variazioni di colore, a caratteristici livelli di vescicolarità e cristallinità, alle laminazioni di flusso, e che non di rado sono stati confusi in letteratura per strutture di saldatura (*welding*) di flussi piroclastici (Wohletz e Heiken, 1992).

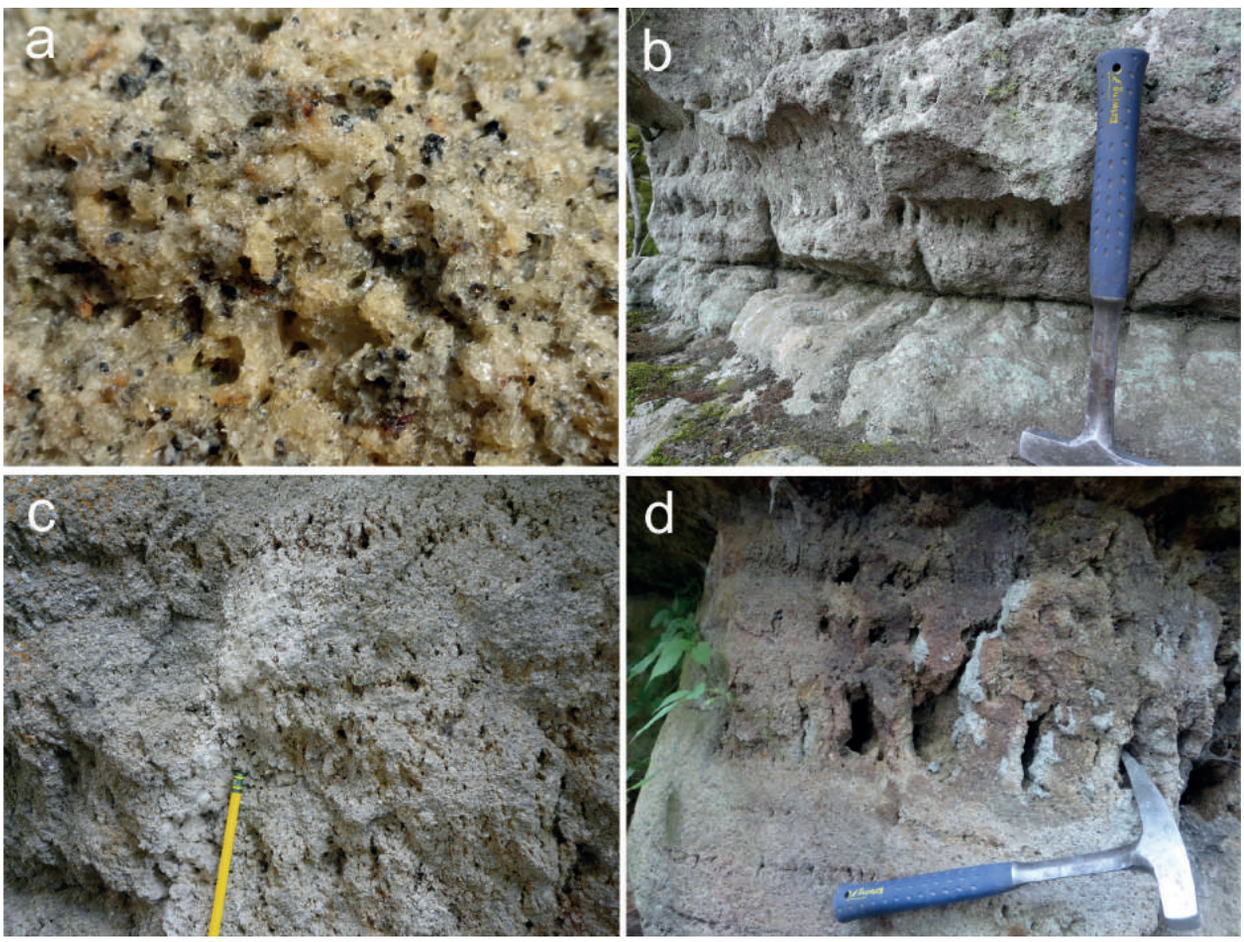



**Figura 9.4 -** Tessiture vescicolate nelle colate di lava. (a) Lava con massa di fondo vetrosa perlitica e diffusa vescicolazione con vetro fibroso, formazione Coderino. (b) Letti di vescicole e *lithophysae* separano livelli piano-paralleli di lava a flusso differenziale, Formazione Pozzaroni. (c) Diffusa e irregolare vescicolazione, Formazione Sorgente del Fiora. (d) Cavità denominate *lithophysae*, create dai gas magmatici all'interno del flusso e riempite da minerali di neoformazione, Formazione Sorgente del Fiora – *Vesiculated textures inside lava flows. (a) Perlitic lava with glassy vesiculated matrix, Coderino formation. (b) Vesicles beds and lithophysae separating plane-parallel lava beds with differential motion velocity, Pozzaroni Formation. (c) Irregolar and diffused vesiculation, Sorgente del Fiora Formation. (d) Lithophysae cavities, produced inside the flow by magmatic gases, with neo-formate minerals, Sorgente del Fiora Formation.*

Nel corso del lavoro di stratigrafia[6] e cartografia[7] geologica svolto è stata confermata la presenza al Monte Amiata di molti duomi lavici, già rilevata nella letteratura geologica pregressa (e.g. Mazzuoli e Pratesi, 1963; Ferrari et al., 1996). Le loro forme morfologiche, l'architettura del deposito alla scala dell'affioramento, la percentuale di cristalli presenti e l'insieme delle caratteristiche tessiturali, portano ad assegnare le strutture riconosciute alla categoria dei duomi esogeni. In generale la struttura interna di questi corpi è costituita da una successione di banchi lavici para-concordanti, di spessore da decimetrico a metrico di lava vitrofirica o di lava vetrosa molto vescicolata, separati da letti di spessore centimetrico di vacuoli, o da treni di bolle di dimensioni anche pluri-centimetriche più o meno deformate dal movimento reciproco dei banchi di lava (Figura 9.6a,b). Nella parte sommitale, spesso questi banchi di lava hanno giaciture subverticali in contropendenza rispetto al versante, interpretabili come rampe frontali. In alcuni casi (Poggio Trauzzolo, La Montagnola,

[6] Vedi Capitolo 4
[7] Vedi Capitolo 5

Figura 6.4) è ancora visibile la traccia della depressione craterica sommitale tipica di questa tipologia di centri di emissione. Dal più vecchio al più giovane, sono stati riconosciuti come duomi lavici esogeni i duomi all'interno delle formazioni di Poggio Pinzi (l'unica struttura di questo tipo compresa nel Sintema di Bágnore), delle Formazioni di Pozzaroni e Poggio Lombardo e della formazione Cantinacce (Subsintema di Valle Gelata), delle Formazioni di Poggio della Pescina e Poggio Falco, e delle formazioni Corno di Bellaria superiore e La Vetta (Subsintema della Madonna degli Scout), e infine delle formazioni La Montagnola e Pianello e della Formazione di Poggio Trauzzolo (Subsintema di Prato della Contessa) (vedi Tabella 4.1). Le zone apicali di alimentazione di alcuni di questi duomi, non sono più visibili, perché sepolte sotto ai depositi della successiva attività o perché tagliate e ribassate da faglie[8]. È quest'ultimo il caso dei duomi esogeni coalescenti di Poggio Biello - Poggio del Razzo-Poggio Lombardo, che costituiscono la Formazione di Poggio Lombardo, oppure della formazione del Corno di Bellaria superiore. Conseguentemente sono poche le bocche di emissione che sono state evidenziate nella carta vulcano-tettonica di Figura 6.4 (Capitolo 6 di questo stesso Volume). I due duomi esogeni stratigraficamente più giovani (La Montagnola e Poggio Trauzzolo), risultano essere anche i più piccoli volumetricamente e i meno affetti dalle fasi tettoniche che hanno fortemente interessato gli altri duomi esogeni identificati.

A molti dei duomi esogeni del Monte Amiata sono associate corte e tozze colate laviche (*coulée*). Corte e spesse, con una morfologia in qualche modo a mezza strada fra la colata di lava ed il duomo, le c*oulée* sono sempre posizionate al piede dei duomi (Figura 6.4). Ne è un esempio la formazione de La Montagnola, dove la facies domica vera e propria è ristretta ad un piccolo duomo sommitale, appoggiato su di una serie di *coulée* di provenienza dalla medesima zona di emissione. Nel versante meridionale dell'edificio di Monte Amiata, sono state riconosciute *coulée* all'interno delle Formazioni di Pozzaroni, Poggio della Pescina, Poggio Falco e Poggio Trauzzolo (Tavola 5.1). Sul versante settentrionale spiccano quelle già citate, associate al duomo de La Montagnola (Figura 6.4). L'estrusione di questo tipo di flusso deve avvenire su pendii abbastanza

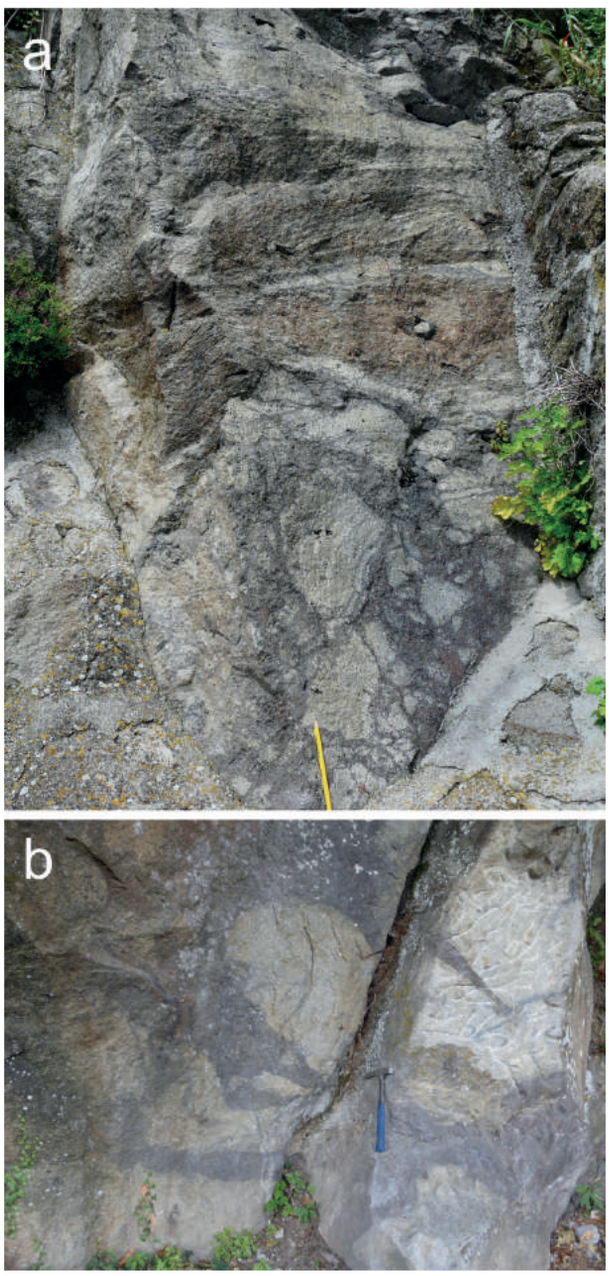



**Figura 9.5 -** Esempi di strutture di *mingling* tra lave a tessiture diverse, da vitrofiriche dense nerastre a vetrose vescicolate e biancastre. (a) Formazione Sorgente del Fiora. (b) formazione Piancastagnaio superiore – *Mingling structures between differently structured lavas (from dense, black, and vitrophiric lavas to glassy and whitish with vesicles). (a) Sorgente del Fiora Formation. (b) Piancastagnaio superiore formation.*

[8] Vedi Capitolo 4

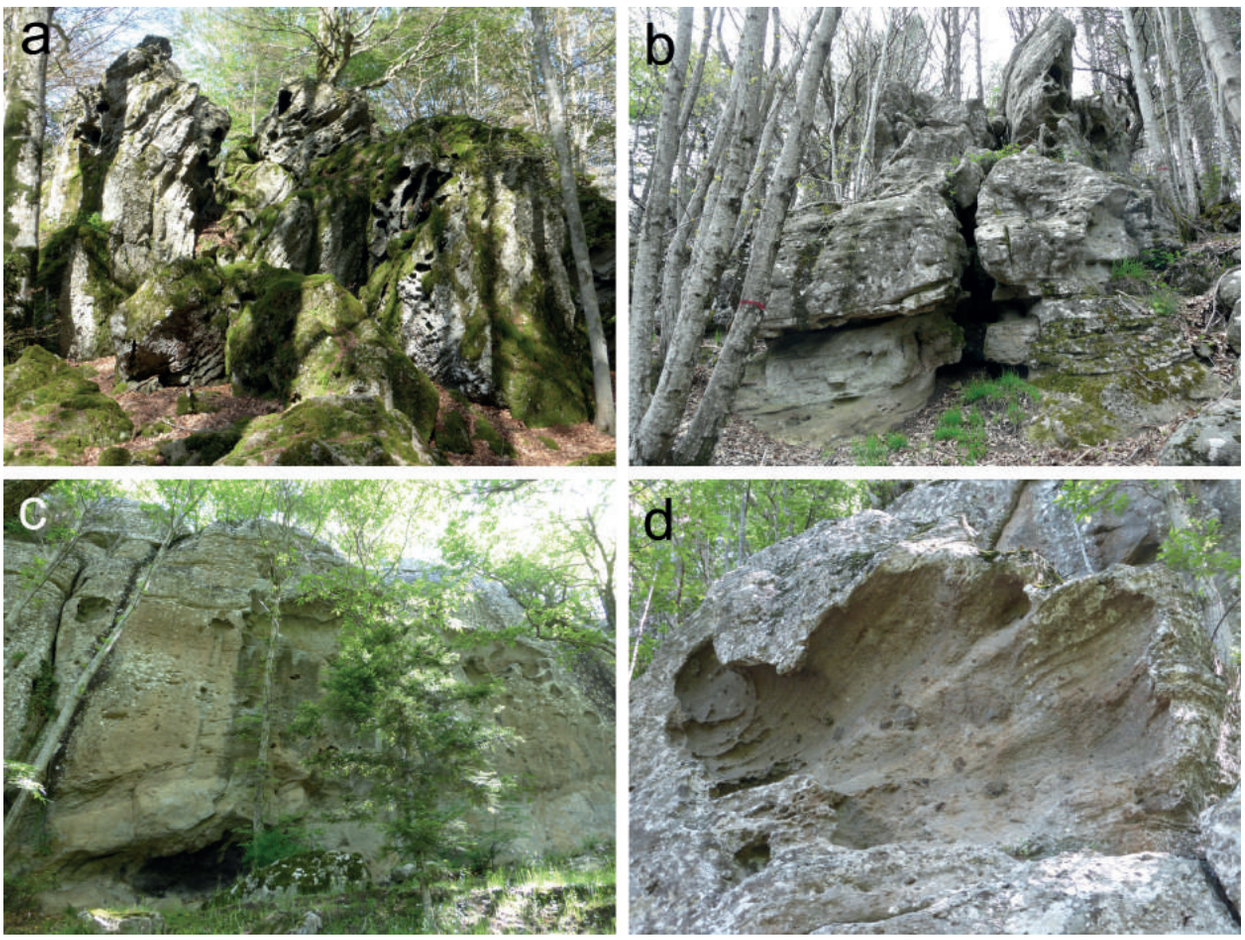



**Figura 9.6 -** Esempi di strutture interne dei duomi lavici esogeni e delle associate *coulée*. (a) Duomo della formazione La Montagnola. (b) Duomo della Formazione Pozzaroni. (c) Fronte di una coulée a nord-ovest de La Montagnola. (d) Particolare della tessitura laminata sul fronte della coulée della foto (c) – *Internal structures of exogenous lava domes and associated coulées. (a) La Montagnola formation lava dome. (b) Formazione Pozzaroni Formation dome. (c) Front of a coulée North-West of La Montagnola. (d) Particular of photo (c) with the laminated texture at the front of the coulee.*

ripidi da indurre il superamento della resistenza al flusso (*yield strengh*) da parte dello sforzo di taglio (*shear stress*) (Francis, 1996).

La struttura interna di queste tozze colate è in genere formata da una successione stratificata di lave massive in banchi piano-paralleli, suborizzontali, con spessore da decimetrico a plurimetrico (Figura 9.6c,d), separati da letti di spessore centimetrico definiti da lava più vescicolata con vacuoli a vetro fibroso e da addensamenti dei megafenocristalli. Il vetro è spesso perlitico con presenza (e.g. formazioni Coderino e La Montagnola) delle caratteristiche strutture chiamate *lithophysae* (Figura 9.4b,d), e che consistono in cavità create dai gas magmatici all'interno del flusso e riempite da minerali di neoformazione (vedi Capitolo 7 di questo stesso Volume per maggiori dettagli sulle strutture microscopiche di queste lave). Questa pervasiva vescicolazione (*foaming lavas*) può essere più o meno sviluppata, ed è una delle caratteristiche di questa tipologia di flussi lavici. Anche le *coulée*, come le colate acide descritte nel precedente paragrafo, possono presentare strutture di rampa alle loro terminazioni.

## *2.4 Mega-duomo endogeno sommitale e flussi reomorfici*

Stante le cose come sopra discusso, risulta privo del supporto di dati sia stratigrafici che strutturali il meccanismo altamente speculativo del collasso di un unico mega-duomo endogeno sommitale che sta alla base della interpretazione




**Figura 9.7** - Sequenza evolutiva dell'alterazione saprolitica sulle colate di lava acida del Monte Amiata. (a) L'alterazione inizia a svilupparsi lungo le fratture della roccia formando una tessitura chiamata "esfoliazione cipollare", in cui si individuano diaclasi concentriche nella lava (linee bianche tratteggiate). (b) Lungo le diaclasi di esfoliazione si isolano dei nuclei tondeggianti di lava poco alterata, che sono ancora immersi nel sabbione di alterazione. (c) I nuclei di lava poco alterata si separano dalla massa sabbiosa saprolitica. (d) Il dilavamento superficiale asporta la massa sabbiosa saprolitica e lascia un accumulo di blocchi residuali tondeggianti di lava che simulano la superficie di una colata di lava a blocchi – *Evolutionary sequence of saprolitic alteration on the acid lava of Mount Amiata. (a) The alteration begins to develop along the rock fractures forming a weft called "onion exfoliation", in which concentric diacyls are identified in the lava (dotted white lines). (b) Along the diacyls isolate low-limbed lava nuclei, which are still immersed in the alteration send. (c) Low-lava nuclei are separated from the saprolitic sandy mass. (d) Surface drainage removes the saprolitic sand and leaves an accumulation of round lava residual blocks that simulate the surface of a block lava.*

come flussi reomorfici della porzione basale della serie stratigrafica del Monte Amiata, recentemente proposta da Marroni et al. (2015) e Conticelli et al. (2015), sulla base di elementi da noi altrimenti interpretati. Questi elementi sono sostanzialmente: (1) l'elevata cristallinità (circa il 40 vol.%; Cristiani e Mazzuoli, 2003), che è caratteristica di duomi esogeni e non endogeni; (2) la presenza di una seppur bassa percentuale di frammenti di cristalli, che è caratteristica delle colate di lava acida e non di strutture domiche; (3) le strutture di mescolamento tipiche delle colate di lava acida, che questi Autori interpretano invece come strutture reomorfiche, all'interno di un flusso ormai prevalentemente gravitativo, di materiale frammentato ed ancora caldo, di provenienza dal collasso del mega-duomo endogeno; (4) la mancanza di suoli arrossati al contatto fra il basamento sedimentario e le vulcaniti amiatine, invocata da Marroni et al. (2015) come evidenza di una bassa temperatura dei materiali frammentati derivanti dal collasso di un mega-duomo endogeno sommitale, mentre è ben noto

che la formazione di questo tipo di arrossamenti nei suoli non è funzione tanto della temperatura dei depositi vulcanici soprastanti, quanto delle condizioni redox e della composizione del suolo (Singer e Ben-Dor, 1987). Inoltre la presenza, evidente nelle vulcaniti Amiatine, di brecce di lave autoclastiche alla base del flusso lavico (clinker), è in grado di inibire del tutto l'effetto termico di un flusso lavico sui terreni sottostanti (Singer e Ben-Dor, 1987).

Dal punto di vista strettamente vulcanologico, inoltre, il collasso di un duomo non avviene in maniera plastica e non produce colate reomorfiche, ma un deposito piroclastico non saldato, costituito da flussi piroclastici ("*block and ash flows*") caratterizzati da abbondante matrice cineritica, composizione interna pressoché mono-litologica e spessori dell'ordine della decina di metri (Freundt et al., 2000). Niente del genere è stato rinvenuto in affioramento al Monte Amiata e neppure nella stratigrafia dei pozzi profondi perforati nella porzione apicale dell'edificio fino a toccare il substrato sedimentario. Infine, sono contrarie a questa teoria le evidenze stratigrafiche, risultanti dal presente lavoro, della sovrapposizione a diversi intervalli stratigrafici di diversi flussi lavici[9], in contrapposizione ad un unico episodio di collasso che avrebbe simultaneamente dato origine a tutte le colate "reomorfiche".

In definitiva, quella di Marroni et al. (2015) e Conticelli et al. (2015) può essere vista come una super-semplificazione della stratigrafia del Monte Amiata, che in definitiva semplicemente sostituisce alla ignimbrite reomorfica di Rittmann (1958), il collasso di un mega-duomo endogeno.

Sopra ai depositi derivati dal collasso del mega-duomo endogeno, sono state posizionate da Marroni et al. (2015) le due colate del Leccio e di Quaranta cui è assegnata identica posizione stratigrafica e stessa frattura eruttiva. Gli stessi Autori raggruppano infine tutti i duomi che riconoscono nel loro lavoro cartografico, in una unica unità composta da duomi esogeni, e attribuiscono ad una ultima fase tardiva di vulcanismo la messa in posto di due colate più basiche di tutti gli altri depositi da loro riconosciuti (Ermeta e Macinaie). Queste due colate vengono fatte fuoriuscire da fratture posizionate nel corpo del duomo della Vetta. Si tratta di una suddivisione evidentemente basata sulle caratteristiche morfologiche e petrologiche dei vari litosomi individuati, più che su criteri stratigrafici, per cui tutti i corpi morfologicamente simili vengono raggruppati nella stessa grande unità: tutte le lave da una parte e tutti i duomi dall'altra. Si verifica così che il duomo di Poggio Pinzi che ha invece evidenze stratigrafiche di appartenere al Sintema più vecchio da noi riconosciuto, viene inserito nella porzione più giovane della successione stratigrafica. Allo stesso modo, la colata del Leccio, che ha chiare evidenze stratigrafiche di essere stata emessa nel secondo periodo di attività vulcanica (Sintema di Monte Amiata; vedi Capitolo 4 di questo stesso Volume), è stata messa a fare parte delle unità derivate dal collasso del mega-duomo endogeno.

Da ultimo va rilevato che: (i) non viene data da questi Autori una chiara definizione della natura delle lave della Formazione Marroneto (definite "di natura incerta"); (ii) che non sono da questi Autori state riconosciute le altre unità più basiche presenti nella porzione NE dell'edificio vulcanico (ad esempio, la formazione di Cancelle); (iii) non è stata riconosciuta la natura duomica di alcuni corpi (ad esempio la. Formazione Pozzaroni); e (iv) non vengono riconosciute come forma associata ai duomi esogeni le numerose *coulée* individuate e caratterizzate nel presente studio (vedi Capitoli 4, 5 e 7 di questo Volume), che vengono sbrigativamente descritte come corte e tozze colate.

In conclusione, è importante ribadire che le diverse facies effusive da noi riconosciute (duomi, lave acide, *coulée*) non sono esclusive dell'una o dell'altra delle unità sintematiche, come definite sulla base della stratigrafia e delle superfici di discontinuità che sono state individuate[10]. In altre parole, la stratigrafia del vulcano non coincide con una ripartizione bipolare delle facies dei depositi, come accettato in buona parte della precedente letteratura (da Rittmann, 1958 a Marroni et al., 2015), dove a tutta la porzione basale della serie stratigrafica esposta è assegnata la stessa facies (che sia stata interpretata come una ignimbrite

[9] Vedi Capitoli 4 e 5
10 Vedi Capitoli 4 e 5

reomorfica o come flussi reomorfici derivanti dal collasso di un mega-duomo endogeno sommitale), mentre la porzione intermedia viene fatta coincidere con la messa in posto esclusivamente di duomi esogeni, e l'ultimo respiro del vulcano viene assegnato a piccole colate laviche a chimismo più basico rispetto al resto della sequenza eruttiva. Fra l'altro la ricorrenza a più livelli della serie stratigrafica ricostruita delle facies vulcanologiche qui descritte, è stata confermata dal rinvenimento delle stesse facies di duomo esogeno e colata di lava acida anche all'interno della sequenza recentemente perforata dal Pozzo David Lazzaretti[11].

Questa coincidenza fra gruppi di unità stratigrafiche e singole facies deposizionali, che non corrisponde ai dati stratigrafici da noi raccolti e presentati nei Capitoli 4 e 5 di questo stesso Volume, riflette una mentalità fortemente influenzata dai caratteri petrochimici e petrologici s.l., che, per altro, era il criterio di cartografia geologica del vulcanico più comune negli anni '50-'70 del secolo scorso.

## 3 Le facies di alterazione e di risedimentazione dei depositi vulcanici

Nella letteratura pregressa sul Monte Amiata, le strutture prodotte dall'alterazione e dalla risedimentazione dei prodotti vulcanici sono state spesso interpretate come facies vulcaniche primarie, incrementando la confusione già creata dalle erronee interpretazioni di molti depositi, come precedentemente discusso. In particolare si tratta della presenza o meno di lave a blocchi, dei fenomeni di alterazione, e delle varie tipologie di eventi franosi che hanno estesamente interessato la coltre delle vulcaniti.

### *3.1 Colate di lava a blocchi*

Le colate di lava a blocchi sono definite come colate di lava nelle quali la superficie è ricoperta da una auto-breccia di blocchi di lava densa e solidificata, di forma poliedrica delimitati da superfici piane o leggermente curve, con dimensioni fino a pluri-metriche (McDonald, 1972). Le lave a blocchi si formano da magmi con una viscosità elevata e lo spessore di questi flussi è generalmente potente, maggiore di quello di altre tipologie di flusso lavico. Il meccanismo di formazione di una lava a blocchi dipende dalla rapida crescita sulla superficie della colata di una spessa crosta più o meno vetrosa che si frantuma per il movimento del flusso sottostante più caldo. I blocchi possono essere vescicolati in misura molto varia, da totalmente privi di vacuoli, ad ossidianacei, a molto vescicolati. Normalmente nella colata di una lava a blocchi si forma un nucleo centrale di lava massiva, ma il materiale frammentato resta predominante, fino a costituirne talvolta l'intero spessore (Figura 9.2a; McDonald, 1972). La superficie appare molto irregolare, con collinette e depressioni anche di notevoli dimensioni, disposte irregolarmente o in allineamenti.

I flussi di lava acida del Monte Amiata sono identificabili solo in parte con le lave a blocchi come sopra definite. Un esempio di lava a blocchi è quello visibile alla località Pian di Ballo nella colata di lava della formazione Leccio (Figura 9.2b). Mentre gli estesi depositi di grandi blocchi di lava, che sono presenti sia alla periferia dell'edificio vulcanico che sulla superficie di alcune delle grandi colate di lava, sono stati ampiamente interpretati in letteratura (Mazzuoli e Pratesi, 1963; Marroni et al., 2015) come "colate di lava a blocchi". Tuttavia, come anticipato nel Capitolo 5 di questo stesso Volume, e come viene discusso nei paragrafi seguenti, questi accumuli di blocchi lavici sono interpretabili come dovuti sia all'alterazione saprolitica della roccia che a fenomeni di frana.

### *3.2 Alterazione saprolitica*

In pedologia si definisce "saprolite" il suolo residuale soffice e friabile originatosi per disaggregazione fisica in situ della roccia madre sottostante, ed è osservabile soprattutto nel caso di rocce ignee acide come graniti e lave a composizione da rioliti a trachiti. Al Monte Amiata questo processo di alterazione superficiale caratterizza la superficie di discontinuità fra i due Sintemi di Bágnore e Monte Amiata (vedi Capitoli 4 e 5 di questo stesso Volume) ed è ben visibile in affioramento a tetto delle estese colata di lava che costituiscono il primo e più antico di questi

11 Vedi Capitolo 10

due Sintemi. Si tratta di un sabbione di colore giallastro o rossastro formatosi dalla alterazione e disgregazione della porzione vetrosa delle lave (Certini et al., 2006). Questo tipo di alterazione procede principalmente lungo le fratture della roccia, lasciando isolate porzioni, di dimensioni metriche e decimetriche, poco o nulla alterate di lave (Figura 9.7). Questi blocchi isolati e accatastati simulano depositi di breccia, i cui clasti però sono arrotondati e dove l'assenza di movimento è evidente nella continuità delle strutture primarie della lava.

## *3.3 Frane*

Nei due-trecentomila anni[12] successivi al termine dell'attività eruttiva del vulcano, il Monte Amiata non ha cessato di essere sottoposto all'azione modellatrice di vari agenti geologici esogeni ed endogeni. Nel Capitolo 6 di questo Volume abbiamo difatti visto come tutti gli andamenti strutturali a livello regionale presenti in quest'area della Toscana Meridionale abbiano continuato ad essere attivi anche dopo la fine della attività eruttiva. Certamente gli effetti di questa tettonica post-vulcanica si sono sovrapposti alle preesistenti forme vulcaniche e vulcano-tettoniche ed hanno dato luogo alla conformazione geomorfologica dell'edificio vulcanico quale oggi lo vediamo.

Un importante processo di modellamento morfologico nell'area del Monte Amiata è rappresentato dalle frane. Basti pensare al vicino e più antico vulcano di Radicofani, i frammenti del cui originario edificio si rinvengono oggi dispersi dalle frane su di una vasta area (Ciccacci et al., 2008) attorno al residuo del condotto di alimentazione (*neck*), spogliato dall'erosione (Conticelli et al., 2011).

Lo studio geologico da noi effettuato ha evidenziato la diffusa presenza al Monte Amiata di due tipi fondamentali di eventi franosi. Il primo è occorso al margine dell'areale ricoperto dalle vulcaniti ed ha interessato, con frane di crollo per scalzamento, le propaggini ed i margini delle principali colate laviche (un fenomeno per altro già notato dai precedenti Autori, a partire da Tardi e Vittorini nel 1973 fino a Coltorti et al., 2011), il secondo ha originato nella porzione sommitale del vulcano delle nicchie semicircolari e conseguenti depositi di frana, formatisi, in associazione con l'incrocio fra elementi tettonici e morfostrutturali e che non erano stati considerati ed interpretati nella letteratura pregressa.

### *3.3.1 Frane di collasso al margine dell'edificio vulcanico*

Il margine degli affioramenti di rocce vulcaniche intorno al Monte Amiata è stato soggetto a frane, prevalentemente di crollo, che hanno fatto arretrare il fronte naturale delle colate di lava e che hanno coperto con i loro depositi il limite con il substrato sedimentario. Molti di questi depositi sono riportati nei vari schemi geologici del Monte Amiata presenti in letteratura (vedi Figura 6.2 nel Capitolo 6; Calamai et al., 1970) e chiamati genericamente "detrito vulcanico" e financo "lave a blocchi" (e.g. Ferrari et al., 1996). Si tratta di depositi costituiti da blocchi rocciosi, da spigolosi a sub-spigolosi, di dimensioni metriche e pluri-metriche. Le relative nicchie di frana hanno andamento squadrato e/o grossolanamente rettilineo.

I movimenti franosi di crollo responsabili di questi depositi di grossi blocchi, sono giudicati attivi nel tardo Pleistocene e dopo un periodo di stasi, sarebbero ripresi nell'Olocene (Coltorti et al., 2011). Il substrato sedimentario al margine dell'edificio vulcanico ha un ruolo attivo nella genesi di questi movimenti franosi, essendo in gran parte costituito di terreni marnosi ed argillosi che includono orizzonti di debolezza e piani di facile distacco all'interno di una successione stratificata genericamente riferibile al complesso delle Unità Liguridi (vedi Capitolo 1 di questo Volume). Inoltre, al margine delle scarpate di frana, l'assenza di supporto laterale aiuta la formazione di fratture verticali beanti (Figura 9.8). L'acqua che entra in queste fratture beanti produce un fango alla base delle colate, che accelera e propaga il processo franoso (Coltorti et al., 2011).

Scarpate di frana e depositi franosi sono distribuiti lungo tutto il margine dell'edificio vulcanico, fra le aree meglio esposte segnaliamo: (1) a monte della Strada Provinciale da Piancastagnaio ad Abbadia San Salvatore, dove le frane hanno interessato le lave delle due formazioni di Piancastagnaio

12 Vedi Capitolo 12



**Figura 9.8** - Esempio di frattura verticale beante (frecce bianche) al margine delle scarpate di lava che rappresentano la fase incipiente di formazione delle frane di crollo ai margini dell'areale vulcanico – *Typical vertical fracture at the exthernal margin of the lava flows. This typology of fracture represents the stage before the collapses that characterize the external belt of the volcano lava flows.*

inferiore e superiore (Figura 6.4); (2) la scarpata di frana a monte dell'abitato di Tre Case (comune di Piancastagnaio), tra le località Crocefisso e Buca di Rocco, dove a franare sono le lave delle Formazioni di Quaranta e di Tre Case; (3) il margine sud-occidentale del vulcano in corrispondenza della Formazione Sorgente del Fiora; e (4) il margine meridionale del vulcano in corrispondenza della Formazione Marroneto, a sud di Bagnólo (Tavola 5.1).

### *3.3.2 Frane sommitali*

Il secondo tipo di movimento franoso è avvenuto nella zona apicale e più acclive del vulcano, laddove una coppia di elementi strutturali a diversa forma od orientamento si sono incrociati. Le relative nicchie di erosione hanno dato luogo a strutture semicircolari, associate al franamento di blocchi di roccia lungo pendii in forte pendenza. Le principali di queste strutture semicircolari rinvenute al Monte Amiata sono state riportate nella carta degli elementi vulcano-tettonici di Figura 6.4 e derivano dalla intersezione fra elementi del trend tettonico regionale NE-SO con elementi del trend NNO-SSE. Le formazioni maggiormente interessate sono quelle della Vetta e del Corno di Bellaria superiore. Una di queste frane ha interessato anche i depositi della formazione del Pianello, ed era stata variamente interpretata in letteratura: sia come forma craterica, che come forma di collasso craterico (Ferrari et al., 1996; Borgia et al., 2014), pur senza il supporto delle necessarie evidenze stratigrafiche e vulcanologiche (geometria e caratteristiche dei depositi in relazione alla geometria della struttura). Un'altra di queste frane ha interessato il fianco occidentale della formazione dell'Ermeta, in coincidenza dell'incrocio del lineamento NNE-SSO lungo cui scorre la colata di lava e di una delle faglie ad andamento NE-SO che limita uno dei *graben* sommitali (Figura 6.4).

## 4 Conclusioni

L'analisi delle facies da noi effettuata, nel corso dei rilievi di terreno eseguiti nell'ambito del progetto finanziato dalla Regione Toscana, da cui questo Volume origina, ha permesso di stabilire che:

Non ci sono facies piroclastiche all'interno della serie stratigrafica del Monte Amiata né strutture calderiche, crateriche o di collasso craterico ad esse associabili, eccezion fatta per le depressioni sommitali che ancora è possibile riscontrare nei più giovani fra i duomi esogeni affioranti (La Montagnola e Poggio Trauzzolo).

I depositi vulcanici del Monte Amiata, sia affioranti che presenti nel sottosuolo all'interno di tutto il corpo del vulcano, recentemente attraversato da perforazioni profonde, sono esclusivamente costituiti da un insieme di colate di lava acida, duomi esogeni ed associate *coulée*.

Sono destituite di fondamento le diverse interpretazioni del cosiddetto "Complesso Basale Auct.", proposte nel corso del tempo da vari autori,

come (i) ignimbriti reomorfiche (Rittmann, 1958, 1972; Marinelli, 1961; Mazzuoli e Pratesi, 1963); (ii) depositi risultanti da una eruzione complessa mista con una fase iniziale esplosiva, seguita da una fase effusiva (Ferrari et al. (1996); (iii) flussi reomorfici derivanti dal collasso di un mega-duomo endogeno sommitale (Marroni et al., 2015; Conticelli et al., 2015).

Il cosiddetto "Complesso Basale Auct.", considerato da molti autori come un'unica unità eruttiva, in realtà comprende differenti, sovrapposti, singoli corpi di flussi lavici, ognuno ben riconoscibile dall'altro e ben tracciabile sul terreno e con relazioni di sovrapposizione che definiscono una sequenza stratigrafica che impedisce di considerare tutte queste lave come coeve e/o emesse in un unico episodio di alimentazione magmatica.

I grandi volumi di blocchi lavici, presenti sull'edificio e alla periferia del vulcano, sono da riferirsi, rispettivamente, a pervasivi fenomeni di alterazione superficiale delle lave ed a frane di crollo per scalzamento delle colate lungo il margine a contatto con i depositi argillosi del substrato sedimentario, piuttosto che alla messa in posto primaria di colate di lave a blocchi.

## Opere citate


Allen S.R., McPhie J. (2003) Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 126 (2003) 263^283

Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ghezzo C., Giuliani O., Radicati di Brozolo F. e Rita F. (1981) Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy). Bullettin of Volcanology, 44, 455–465.

Borgia, A., Mazzoldi, A., Brunori, C.A., Allocca, C., Delcroix, C., Micheli, L., Vercellino, A., Grieco, G. (2014) Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volcanol. Geotherm. Res. 284, 16–31.

Branney M.J. e Kokelaar P (2002) Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society Memoir No. 27, Geological Society of London, pp. 143.

Cadoux, A. e Pinti, D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt. Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 179, 169–190.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, 1, 1-9.

Cas R.A.F. e Wright J.V. (1987) Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products, and successions. Allen & Unwin, London.

Certini G., Wilson M.J., Hillier S.J., Fraser A.R. e Delbos E. (2006) Mineral weathering in trachydacitic-derived soils and saprolites involving formation of embryonic halloysite and gibbsite at Mt. Amiata, Central Italy. Geoderma, 133, 173–190.

Ciccacci S., Galiano M., Roma M.A. e Salvatore M.C. (2008) Morphological analysis and erosion rate evaluation in badlands of Radicofani area (Southern Tuscany — Italy). Catena, 74, 87–97.

Coltorti M., Brogi A., Fabbrini L., Firuzabadı` D. e Pieranni L. (2011) The sagging deep-seated gravitational movements on the eastern side of Mt. Amiata (Tuscany, Italy.) Nat. Hazards, 59, 191–208.

Conticelli S., Avanzinelli R., Marchionni S., Tommasini S., Melluso L. (2011) Sr-Nd-Pb isotopes from the Radicofani Volcano, Central Italy: constraints on heterogeneities in a veined mantle responsible for the shift from ultrapotassic shoshonite to basaltic andesite magmas in a post-collisional setting. Miner. Petrol., 103, 123–148.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M.A., Ferrari Pedraglio L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. Ital. J. Geosci., 134, 268-292.

Cristiani C. e Mazzuoli R (2003) Monte Amiata volcanic products and their inclusions. Per. Mineral., 72, 169-181.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41–56.

Francis P. (1996) Volcanoes – A planetary perspective. Clarendon Press, Oxford, pp.443.

Freundt A., Wilson C.J.N. Carey S.N. (2000) Ignimbrites and Block-And-Ash flow deposits. In: Sigurdsson et al., eds., Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 581-599.

Hale A.J. e Wadge G. (2008) The transition from endogenous to exogenous growth of lava domes with the development of shear bands. J. Volcanol. Geotherm. Res., 171, 237–257.

Latutrie B., Harris A., Médard E.e Gurioli L. (2017) Eruption and emplacement dynamics of a thick trachytic lava flow of the Sancy volcano (France). Bull. Volcanol., 79, 4. DOI 10.1007/s00445-016-1084-6

Lescinsky D.T. e Merle O. (2005) Extensional and compressional strain in lava flows and the formation of fractures in surface crust. In: Manga M. e Ventura G., eds., Kinematics and dynamics of lava flows, Geol. Soc. Am. Special Paper, 396, 163–179.

Lotti B. (1932) Appunti fisiografici sul Monte Amiata. Memorie Soc. Geol., It. , 1-8.

Marinelli G. (1961) Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, Vol. LXVIII, Pisa.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 171-199.

Marshall P. 1935 Acid Rocks of the Taupo-Rotorua Volcanic District. Transactions of the Royal Society of New Zealand, 64, 1–44.

McPhie J., Doyle M. e Allen R. (1993) Volcanic Textures. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, pp. 197.

Mazzuoli R. e Pratesi M. (1963) Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A., 70, 355-429.

McDonald G. (1972) Volcanoes. Prentice Hall, pp. 510.

Rittmann A. (1958) Cenni sulle colate di ignimbriti. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Serie IV, 10, Catania

Rittmann A. (1972) I vulcani e la loro attività. Cappelli editore.

Singer A. e Ben-Dor E. (1987) Origin of Red Clay Layers Interbedded with Basalts of the Golan Heights. Geoderma, 39, 293-306.

Tardi A. e Vittorini S. (1973) Atti della Società Toscana di Scienze Naturali in Pisa, Serie A, LXXX, 1-16.

Wohletz K. e Heiken G. (1992) Volcanology and Geothermal Energy. Los Alamos series in basic and applied sciences, University of California Press, pp.432.

# 10. Stratigrafia e caratterizzazione delle vulcaniti attraversate dal pozzo David Lazzaretti

*Stratigraphy and characterization of the volcanics inside David Lazzaretti well*

Sonia La Felice[1], Giovani Bertini[1], Claudia Principe[1]

*1. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Correspondig author s.lafelice@igg,.cnr.it

*Abstract*

*An exploration well named "David Lazzaretti" (pDL) was drilled, during the year 2010, by the Tuscan regional authority, in the southern part of Mt. Amiata volcano in order to gather data for hydrogeological purposes. pLW was drilled near the village of Santa Fiora (GR), close to the Poggio Trauzzolo lava dome at an altitude of 1086 m above sea level (a.s.l.), it reached a depth of 545 m below ground level (b.g.l.; i.e. 541 m a.s.l.) and was almost entirely continuous core recovered except the superficial 60 m. pLW crossed the volcanic complex and, at 530 m b.g.l., reached the sedimentary substratum, consisting of deformed greenish shaly sediments with interbedded layers of very fine-grained siliceous limestones (i.e. Palombini shales outcropping in the southern side of the volcano). We studied the sequence encountered by pDL in order to investigate the volcanic stratigraphy, and carrying out facies analyses, textural, and petrographic characters. In the drilled volcanic sequence, mainly two lithofacies associations are identified and interpreted respectively as lava flows and lava domes. As a whole, the core succession is indicative of an aggradation of effusive products for about 500 m thickness and there is no evidence of pyroclastic deposits and/or mega-breccia facies. The study of pDL allowed the gathering of a data-set useful to complete the stratigraphy of the Mt. Amiata volcanic sequence, in fact oldest volcanic units has been found inside the drilled sequence, under the known outcropping volcanic.*

## 1 Introduzione

Per conto della Regione Toscana, nel 2010 è stato perforato il primo di 6 pozzi piezometrici profondi[1]. Il pozzo "David Lazzaretti" (di seguito denominato pDL) è ubicato nel quadrante sud-occidentale del vulcano di Monte Amiata, immediatamente a nord del duomo esogeno di Poggio Trauzzolo (coordinate WGS84 (UTM32N) x=712681.36, y=4748415.65), ad un'altitudine di 1086 m s.l.m. (Figura10.1). La perforazione ha raggiunto una profondità di 545 m dal piano campagna (541 m s.l.m.) ed è stato effettuata quasi interamente a carotaggio continuo, ad eccezione dei primi 60 m (Figura10.2). Il pozzo ha attraversato il corpo del vulcano ed ha raggiunto il substrato sedimentario alla profondità di 530 m dal piano campagna (550 m s.l.m).. Tutta la sequenza, sia vulcanica che sedimentaria attraversata dal pozzo, è stata accuratamente descritta (La Felice et al., 2014) dal punto di vista macroscopico ed è l'argomento di questo capitolo. É stato anche effettuato un campionamento sistematico della sequenza stratigrafica e ne è stato condotto lo studio tessiturale e petrografico in sezione sottile al fine della definizione della tipologia di roccia e della definizione della paragenesi primaria e di alterazione. Le patine di alterazione che sono

[1] Vedi Capitolo 13 per l'ubicazione di questi altri pozzi

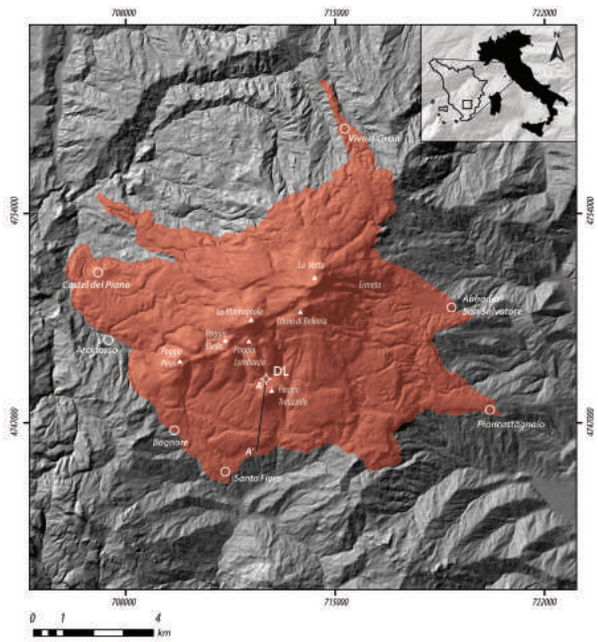



**Figura 10.1** - Ubicazione del pozzo David Lazzaretti e traccia della sezione di Figura 10.7– *Location of the David Lazzaretti borehole with trace of the geologica section of Figure 10.7.*

state rinvenute sulle fratture primarie della roccia sono state studiate nel dettaglio per caratterizzare le interazioni fra la roccia vulcanica ed i fluidi circolanti che hanno interagito lungo queste superfici[2].

Sull'insieme delle fratture riconosciute come primarie è stato effettuato infine un accurato studio volto alla definizione degli andamenti di fratturazione presenti in pozzo[3] ed al loro confronto con le deformazioni fragili presenti in superficie[4]. Su tre campioni, selezionati per il buon grado di freschezza e significatività stratigrafica è stata quindi effettuata l'analisi chimica degli elementi maggiori e minori in fluorescenza ai raggi X (XRF)[5] e su di un campione l'analisi di età assoluta tramite il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$ [6]. In questo capitolo viene sintetizzata la descrizione macroscopica e petrografica effettuata sull'intera sequenza delle vulcaniti e descritta la stratigrafia in questo modo ricostruita.

## 2 Metodi

La metodologia di studio applicata ha comportato in primo luogo la catalogazione e la documentazione fotografica di tutte le 89 casse contenti ciascuna 5 metri della carota estratta. Questo materiale è ora conservato in un opportuno spazio-magazzino presso la litoteca di IGG-CNR a Pisa ed è disponibile per studi scientifici previa accordi specifici ed una richiesta scritta da inviarsi all'indirizzo email c.principe@igg.cnr.it. Le foto delle singole casse contenenti le carote fanno parte del materiale aggiuntivo di questo Volume e possono essere richiesti all'indirizzo del *Corresponding author*.

Lungo tutta la lunghezza del pozzo sono stati prelevati 118 campioni per l'analisi petrografica, oltre ai tre per la chimica XRF ed uno per l'analisi di età, sopra menzionati. I 118 campioni per l'analisi petrografica sono stati tagliati, fotografati e ne sono state effettuate le sezioni sottili, che sono state successivamente studiate al microscopio ottico polarizzante. Il risultato della analisi petrografica è raccolto in una serie di schede petrografiche, che fanno parte del materiale aggiuntivo di questo Volume e possono essere richieste all'indirizzo del *Corresponding author*.

Tra i campioni di roccia prelevati ne sono stati selezionati alcuni tra i più adatti, per caratteristiche di "freschezza" e rappresentatività, alle analisi chimiche di roccia totale al fine di caratterizzare chimicamente le litologie individuate. I campioni selezionati per questo tipo di analisi sono stati granulati, quartati e infine polverizzati mediante un mulino a sfere di agata nel laboratorio di Trattamento Rocce e Minerali di IGG-CNR. Su queste polveri, presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, sono state effettuate 3 analisi chimiche in fluorescenza a raggi-X, sia degli elementi maggiori ($SiO_2$, $TiO_2$, $P_2O_5$, MgO, $Al_2O_3$, $K_2O$, $Na_2O$, FeO tot., MnO), che degli elementi minori (Ce, Ba, La, Ni, Cr, V, Co, Nb, Zr, Y, Sr, Rb), oltre alla misura della perdita in peso per calcinazione (L.O.I., *loss on ignition*).

[2] Vedi Capitolo 17
[3] Vedi Capitolo 11
[4] Vedi Capitoli 2 e 6
[5] Vedi Capitolo 7
[6] Vedi Capitolo 12



**Figura 10.2** - Un momento della perforazione del pozzo David Lazzaretti – *Drilling operation of the David Lazzaretti borehole.*

## 3 Analisi chimiche delle lave del Pozzo David Lazzaretti

Dei tre campioni analizzati, i due denominati TRZ 20 e TRZ 27 sono riferibili a due differenti porzioni dell'unità litologica del Sintema di Bágnolo, affiorante in superficie. Il campione TRZ 51 fa invece parte dell'unità litologica più profonda all'interno del pozzo, e caratterizzata dall'abbondanza di mega-cristalli di K-feldspato. Il contenuto in $SiO_2$ di tutti e tre i campioni analizzati (vedi Tabella 17.1 nel Capitolo 17 di questo stesso volume) è risultato essere compreso tra 65.3 – 67.9 wt% mentre il contenuto in MgO è risultato inferiore all'1%. Sono rocce ricche in $K_2O$, con un contenuto > del 6 wt% e un rapporto $K_2O/Na_2O$ >3. Nel diagramma TAS di classificazione generale delle vulcaniti amiatine riportato nel Capitolo 7, queste rocce ricadono nel campo delle trachidaciti (qz norm >20%), come la gran parte delle vulcaniti del Monte Amiata.

## 4 Stratigrafia ricostruita

I dati emersi dalla osservazione macroscopica delle carote, quali la percentuale di recupero, la litologia, il colore di massa, la tessitura, i minerali presenti, la grana, le caratteristiche della pasta di fondo, la vescicolarità, lo stato di alterazione, i campioni prelevati, sono stati tutti redatti in schede descrittive corredate da documentazione fotografica per ciascun metro di carota (Figura 10.3). Particolare attenzione durante lo studio macroscopico della carota del pDL, è stata posta alle tipologie dei contatti stratigrafici fra le diverse unità litologiche.

Le unità litologiche così riconosciute sono di seguito sintetizzate (Figura 10.4) in ordine dall'alto verso il basso.

(A) - Fino a 147 m di profondità – Roccia trachitoide di colore grigio-rosa, ricca in cristalli, con tessitura da porfirica seriata a glomeroporfirica, a grana da media a grossolana. La roccia è caratterizzata dal mescolamento di due porzioni con differente vescicolarità e colore da rosa a grigio-marrone (Figura 10.5a). Le parti di color rosa (a maggiore vescicolazione) si trovano a volte come inclusi dai bordi crenulati, altre volte hanno delle forme allungate e formano delle bande o si mescolano più intimamente con le porzioni grigie. I fenocristalli di sanidino (fino a 1 cm) presentano a volte bordi arrotondati e anse di corrosione, i cristalli di plagioclasio presentano zonature complesse generalmente con nuclei con tessiture a setaccio e zonature a chiazze e bordi con zonature di spessore vario con zonature oscillatorie; gli orto-pirosseni e la biotite presentano quasi sempre un grado variabile di ossidazione sui bordi e sulle fratture dove sono presenti degli aloni rossastri (Figura 10.5b), i clinopirosseni sono molto rari. La pasta di fondo si presenta vetrosa o devetrificata (sferulitica) (Figura 10.5c) a varibile vescicolarità. Queste due porzioni si trovano a luoghi ben distinte e a luoghi fortemente mescolate. I cristalli rotti sono abbondanti e sono presenti xenoliti, aggregati olocristallini (costituiti essenzialmente da plagioclasio, biotite, pirosseno), ed inclusi magmatici con dimensioni da millimetriche a centimetriche.

(B) - Fino a 262 m di profondità - Roccia trachitoide di colore da grigio a grigio scuro, con tessitura da porfirica, a glomeroporfirica, a grana



Sondaggioloc. Poggio Trauzzolo(AMIATA) : SCHEDA CAMPIONE

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| CONTENITORE N° | 15 | | | | |
| PROFONDITÀ CAROTA (m) | 173-178 | | | | |
| NOTE: Roccia effusiva trachitoide grigia con bande chiare più vescicolate porfiricità variabile, molto fratturata, e alterarta nelle porzioni più friabili (=più vescicolate) Abbondante presenza di inclusi magmatici grigio-verdi ipocristallini con bordi arrotondati (fino a 10 cm diametro) | | | | | |
| Carota (m) | 173-174 | 174-175 | 175-176 | 176-177 | 177-178 |
| Litologia | roccia trachitoide | | | | |
| Colore | grigio con bande chiare | | | | |
| Tessitura | porfirica, a luoghi i cristalli presentano una isorientazione, aspetto fluidale | | | | |
| Grana Fine < 0.5, Media 0.5-1, Grossa>1 | media con presenza di pochi mega cristalli di plg e/o kfs | | | | |
| Fenocristalli | plg, kfs, px, bt, qualche mega plg cribrosi e zonati | | | | |
| pdf | microcristallina le bande + vetrose | | | | |
| vescicolarità | bassa nelle porzioni grigie, >nelle bande chiare | | | | |
| alterazione | si nelle porzioni più vescicolate che sono più friabili | | | | |
| N° fratture | 6 | 6 | 5 | 1 | 5 |
| % di recupero | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| CAMPIONE PRELEVATO + FOTO | | foto c,d) TRZ_15 contatto incluso grigio-verde/ trachite grigia a bande chiare e scure qualche mineralizzazione sulle fratture | | | foto b) alternanza bande chiare e scure e incluso 10 cm |



**Figura 10.3** - Esempio di una delle schede che raccolgono i dati macroscopici e di perforazione per ogni metro della carota estratta dal pozzo David Lazzaretti – *Example of a data sheet with macroscopic description and drilling data collected for each one meter of the David Lazzaretti borehole core.*

medio-fine. Nelle parti superiore ed inferiore dell'unità sono più frequenti che altrove livelli da sub-planari a contorti di spessore variabile e colore più chiaro e variabile cristallinità e vescicolazione che definiscono bande di flusso (Figura 10.5d). La porzione centrale dell'unità è di colore grigio scuro ed omogenea a causa della minore presenza di bande chiare, ed è caratterizzata dalla presenza di fenocristalli zonati di plagioclasio e glomerofiri di plagioclasio e minerali femici (fino a 5 cm). I fenocristalli sono: sanidino (fino a 1 cm), plagioclasi a zonatura complessa, orto- e clino- pirosseni (rari) e biotite. I glomerofiri sono costituiti essenzialmente da plagioclasio, biotite, pirosseno. La pasta di fondo ha un aspetto eterogeneo ed essenzialmente è vetrosa, presenta bande e strutture fluidali con presenza di vacuoli allineati e appiattiti. Localmente è devetrificata con una tessitura microfelsitica a grana molto fine, che talora mostra l'allineamento dei microliti secondo le linee di flusso (Figura 10.5g). Le porzioni più chiare sono micro-vescicolate con cristalli di quarzo precipitati dentro le vescicole. Inclusi magmatici ipocristallini grigio-verdastri con bordi crenulati e lobi arrotondati (fino a 10 cm) sono abbondanti (Figura 10.5f). Questo intervallo è caratterizzato dalla presenza di *joints* colonnari. Alla base di questa unità è presente una breccia con struttura *jigsaw* con una matrice molto fine (Figura 10.5e).

(C) - Fino a 317 m di profondità – Roccia trachitoide di colore grigio-violaceo con tessitura porfirica, a grana media. La massa vetrosa mostra una tessitura perlitica (Figura 10.5i). Localmente è devetrificata con una tessitura microfelsitica a grana molto fine con microliti allineati lungo il flusso (Figura 10.5l). I fenocristalli sono: sanidino, plagioclasio zonato complesso, orto- e clino-pirosseni e biotite. Nella porzione basale sono frequenti fratture aperte sub-verticali (Figura 10.5h) e vacuoli coalescenti o allineamenti subparalleli di vacuoli adiacenti. Anche xenoliti e inclusi magmatici aumentano verso il fondo. Alla base di questa unità è presente una breccia con tessitura jigsaw di matrice granulare fine.

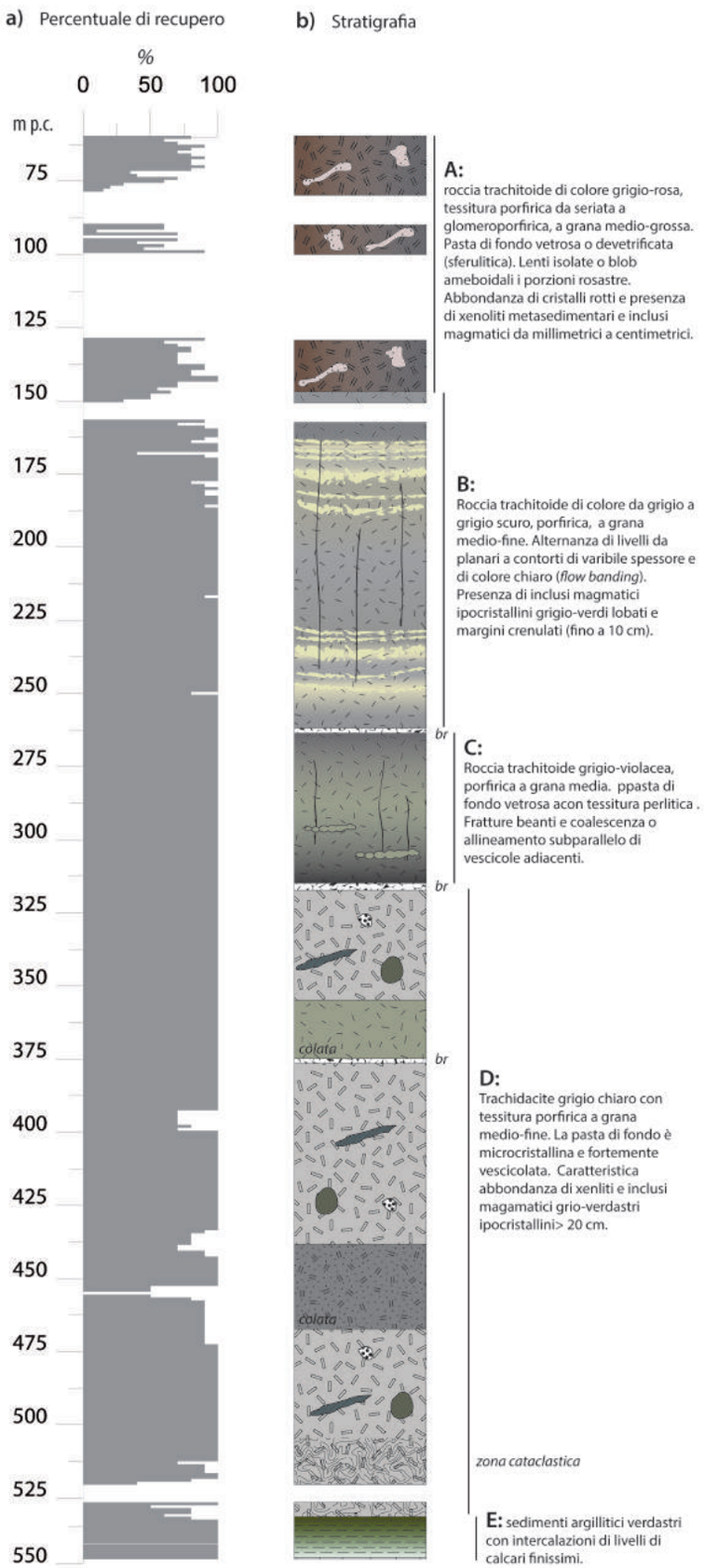



**Figura 10.4** - Schema grafico della stratigrafia ricostruita nel pozzo David Lazzaretti – *David Lazzaretti borehole graphic log illustrating the reconstructed stratigraphic sequence.*

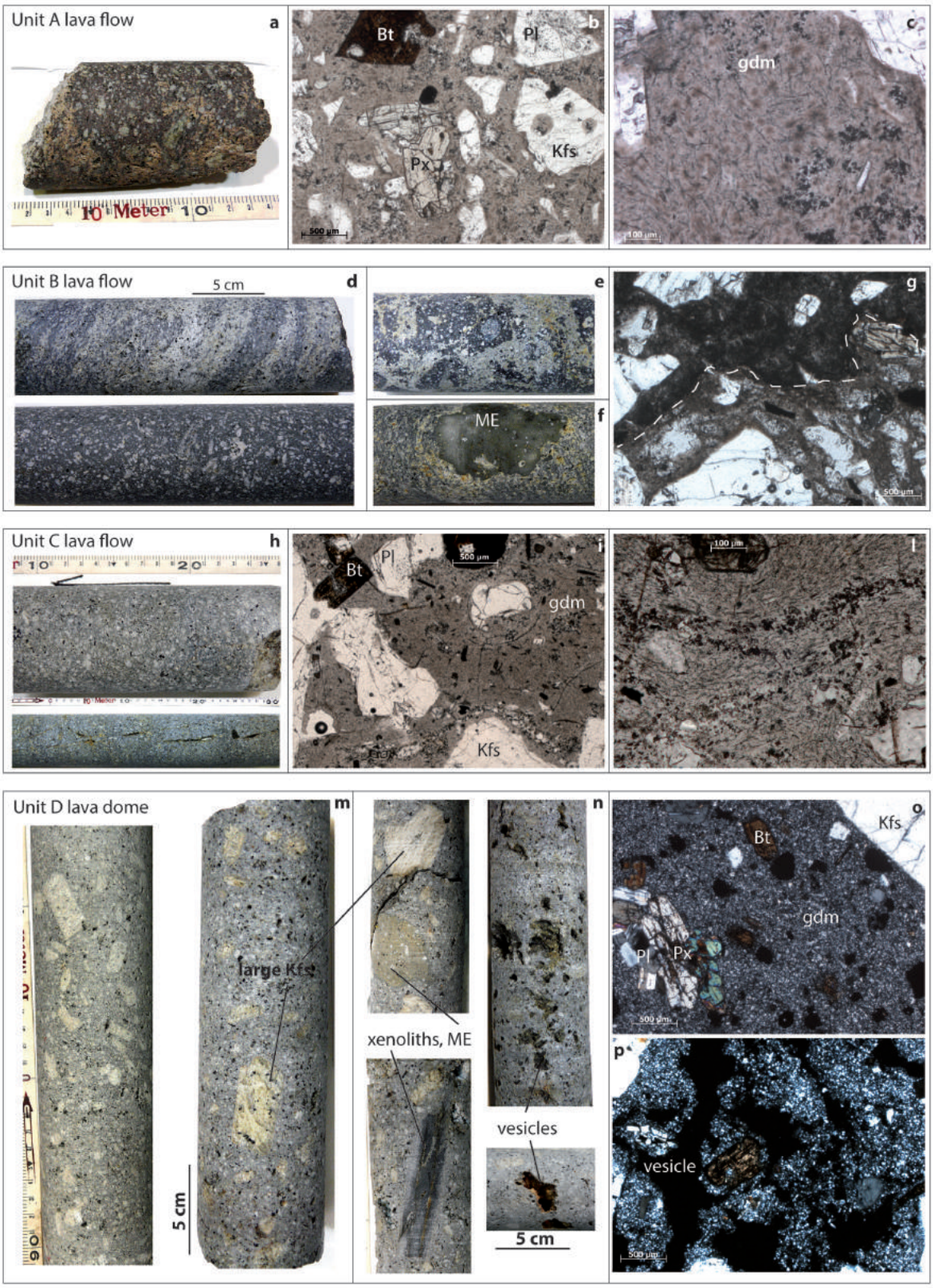



**Figura 10.5** - Caratteri petrografici delle vulcaniti attraversate dal pozzo (vedi nel testo per maggiori dettagli). ME = inclusi mafici, Kfs = K-feldspato, Pl = plagioclasio, Px = ortho/clinopirosseno, Bt =biotite, gdm = massa di fondo (from La Felice et al., 2014) – *Petrographic features of cored volcanics (see text for further explanations). ME = mafic enclaves, Kfs = K-feldspar, Pl = plagioclase, Px = ortho/clinopyroxene, Bt =biotite, gdm = groundmass (from La Felice et al., 2014).*




**Figura 10.6** - Materiali carotati al contatto stratigrafico (a sinistra) tra le vulcaniti e il substrato flyschoide (530,50 m dal piano campagna). Quest'ultimo presenta la tipica deformazione regionale a pieghe e clivaggio – *Stratigraphic contact (530.50 m b.g.l.) (left) between volcanites and flysch substratum showing regional folding and cleavage deformation.*

(D) - Fino a 530 m di profondità – Varie sotto-unità di roccia trachitoide con tessitura porfirica, a grana da media a fine. La pasta di fondo è microcristallina e ad alta vescicolarità, sono presenti vescicole fino a 5 cm di larghezza che talora si uniscono con forme irregolari allungate e appiattite (Figura 10.5p). Le pareti interne delle vescicole hanno patine ossidate, e minerali aggregati fibrosi scuri (Figura 10.5n). I fenocristalli sono: megacristalli di K-feldspato (>5 cm) (Figura 10.5m,o), plagioclasi, orto- e clino-pirosseni, biotite. Questa litofacies è caratterizzata dall'abbondanza di xenoliti e inclusioni magmatiche grigio-verdastre ipocristalline (>20 cm) (Figura 10.5n). Questa unità è ripetutamente interrotta da sottili livelli di brecce e di lava. Agli intervalli di profondità di 505-516 m e 527-530,50 m, sono presenti zone cataclasitiche localizzate, caratterizzate da piani di taglio ben definiti con allineamenti di frammenti di cristalli rotti, che si alternano con domini residui di forma arrotondata (vedi Figura 11.7 nel Capitolo 11).

(E) - Fino a fondo pozzo – Substrato sedimentario, composto da sedimenti argillitici verdastri con intercalazioni di calcari silicei a grana molto fine (Figura 10.6). Le strutture sedimentarie sono chiaramente interessate da una deformazione plastica e clivaggio simili a quelli che si riscontrano nella Formazione delle Argille a Palombini, affiorante estesamente soprattutto a sud del vulcano[7].

[7] Vedi Capitolo 1

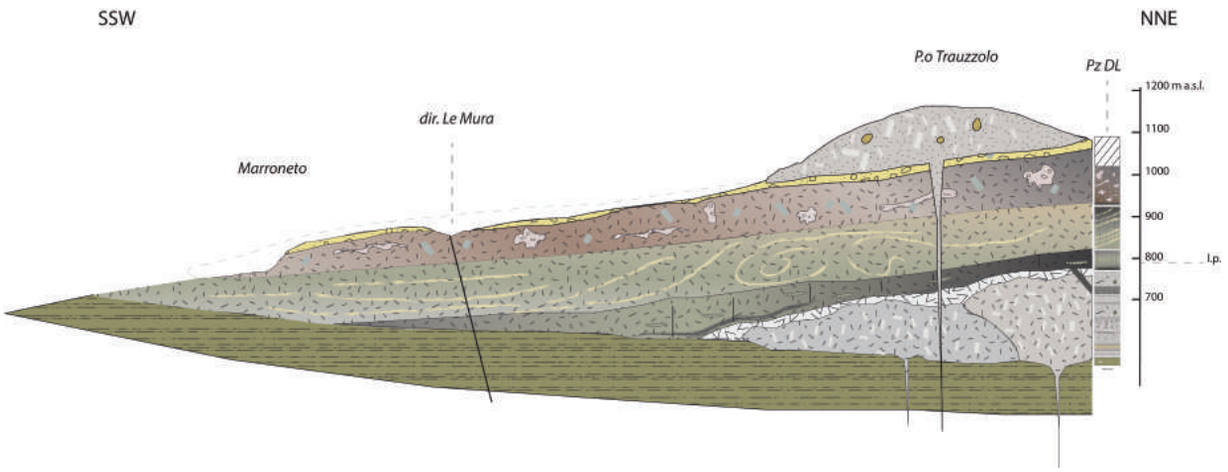



**Figura 10.7** - Sezione geologica interpretativa della porzione meridionale del vulcano di Monte Amiata, da Poggio Trauzzolo a Marroneto e che intercetta il pozzo David Lazzaretti. Per i figurati vedi figura 10.5 – *Interpretative geologic section of the Monte Amiata southern sector, throught the David Lazzaretti borehole. Textures as in Figure 10.5.*

## 5 Interpretazione e conclusioni

Lo studio petrografico dei vari litotipi che formano i litosomi presenti all'interno della serie stratigrafica ricostruita[8], effettuato nel Capitolo 7 di questo stesso Volume, ha permesso di operare dei raggruppamenti e di associare una facies vulcanologica alle varie tipologie di rocce presenti nella porzione di sottosuolo attraversata dal pozzo David Lazzaretti. In base all'insieme dei dati raccolti, le prime tre unità (A, B, C) riconosciute in pozzo possono essere interpretate come colate laviche trachidacitiche. Di esse, almeno le due superiori sono correlabili alle effusioni che caratterizzano il Sintema di Bágnore (Figura 10.7), mentre la terza unità lavica rappresenta una unità non affiorante. Dalla sua base inizia una successione di litotipi che, per analogia con le litofacies presenti in superficie, può essere interpretata come un insieme di duomi lavici ed associate *coulée*. In particolare l'intervallo fra 505-516 m e 527-530,50 m può essere interpretato come una zona di taglio inversa, che condivide gli aspetti tipici sia della deformazione fragile che di quella duttile, possibilmente sviluppatisi durante la messa in posto di un duomo di lava (Cordonnier et al., 2009). Il passaggio tra le rocce vulcaniche e il substrato sedimentario appare segnato da una semplice discontinuità stratigrafica, senza evidenze di deformazione.

[8] Vedi Capitolo 4

## Opere citate

Cordonnier B., Hess K.U., Lavallee Y., Dingwell D.B. (2009) Rheological properties of dome lavas: case study of Unzen volcano. Earth. Planet. Sci. Lett. 279, 263-272.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G., Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water-rock interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research 284, 95-105.

# 11. Analisi della fratturazione in pozzo all'interno delle recenti perforazioni eseguite al Monte Amiata

*Fractures characterisation within recent exploratory wells at Monte Amiata*

Domenico Montanari[1], Sonia La Felice[2], Giovanni Bertini[2]

*1. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

*2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author d.montanari@igg.cnr.it

## *Abstract*

*Exploratory wells drilled by the Tuscan regional authority in order to gather data for defining a better hydrogeological model of the area provided also new data on the state of fracturing of the volcanic units. In this contribution, we present the study of core samples and in-hole data of 4 wells drilled in Monte Amiata volcano. The Monte Amiata volcanic rocks are characterized by very low matrix permeability; in spite of this they host an important aquifer. We can therefore deduce that within these rocks groundwater flow and storage take place mainly through fractures. As typical in this kind of rocks, generally groundwater flows through single faults and related damage zones. These discontinuities and, in particular, the fracture intersections are thus potential high permeability zones and sites for groundwater circulation and storage. In order to verify the role played by fractures and better characterize the hydrological features of the reservoir, the fractures have been identified and their strike and dip directions measured using oriented log image probe. The (not oriented) core samples have been studied for fracture dip measurements and fracture density evaluation (number of fracture/meter). In the cores, it was possible to observe the morphology of fracture surfaces, the occurrence of secondary minerals, and rare slickenside kinematic indicators. The fracture density observed in core samples and in hole image logs is generally comparable. Usually, core samples show a higher density fracture than in-hole images due to the presence of both natural and mechanically induced fractures. The discrimination between natural and induced fractures was based on characteristic fracture surface morphology, fracture geometry and occurrence of secondary minerals, and by comparing the in-hole image log and the core samples. Coring induced fractures were normally characterized by torsional and core-plug or unloading related fractures. Typically, the natural fractures show secondary minerals coatings on the fracture surface and are characterized by high dip angles (60–80°), whereas the mechanical fractures are not mineralized and characterized by a lower dip angle (20–40°). The measured fracture frequency per meter in the image log does not show a random distribution. The fracture distribution with depth is indeed well clustered, with high fracture densities alternating with less fractured portions. Taking into account both cores and image log data, where available, we observed intense fracturing located at defined depth intervals. The structural data measured by oriented hole image log have been used to get insights into the fracture orientations throughout the wells. The pole fracture distribution shows two main clusters quite orthogonally oriented and representative of two main sets of fractures. Set I consist of ENE–WSW oriented fractures, and Set II, more dispersed, is characterized by fractures oriented NNW–SSE. Moreover, considering the distribution of fracture orientations with depth, we note that ENE–WSW striking fractures become more frequent with increasing depth. Kinematic evidence is very rare and was found in the core samples rarely, indicating a mostly dip-slip movement, probably related to major normal faults. We suggest that the high fracture density zones,*

*locally characterized also by the presence of cavities detected in the image log, could correspond to zones of localized deformation as main faults. Fracture dip and orientations collected within the wells are comparable with those measured at surface in the SW sectors of the Monte Amiata volcanic edifice. This confirms that the data collected at depth in the analyzed wells could be taken as representative of the deformation style characterizing this area. No evidence of a similar fracture pattern occurs in the core interval interesting the flysch substratum, which is instead characterized by a ductile pervasive cleavage and folding typical of Alpine regional deformation as observed in the Argille a Palombini outcrops. The study of the core-samples within the basal volcanic units provided also new insights on the modalities of magma emplacement, by the recognition of peculiar structures supposed to be genetically related to the magma emplacement phases, during the Monte Amiata volcanic edifice construction.*

## 1 Introduzione

Negli ultimi anni sono stati perforati per conto della Regione Toscana alcuni pozzi piezometrici per monitorare le eventuali oscillazioni di livello della falda freatica e per raccogliere i dati utili alla definizione di un migliore modello geologico ed idrogeologico. Nel 2010 è stato perforato il pozzo piezometrico David Lazzaretti che ha attraversato la sequenza vulcanica, ha incontrato la falda freatica e ha raggiunto il substrato sedimentario alla quota di 555 metri sul livello del mare. Successivamente sono stati perforati i pozzi piezometrici PZ4, PZ6, PZ7 e PZ10 (Figura 11.1). I primi tre hanno raggiunto il substrato rispettivamente alle quote di 519, 599, 668 m s.l.m. mentre il pozzo Pz10 si è fermato a 650 metri di quota sul livello del mare senza incontrare il substrato pre-vulcanico[1]. In questo Capitolo vengono discusse le modalità di analisi ed i dati raccolti per quanto riguarda lo stato di fratturazione delle unità attraversate da questi pozzi. I dati ottenuti consentono di confrontare questi risultati con quanto emerso dagli studi geologico-strutturali condotti in superficie[2], permettendo una migliore comprensione dell'evoluzione strutturale e vulcano-tettonica dell'area in esame, e fornendo inoltre utili indicazioni per la comprensione della permeabilità all'interno delle unità vulcaniche che ospitano l'acquifero idropotabile superficiale. Le rocce vulcaniche che costituiscono l'ossatura del Monte Amiata sono infatti caratterizzate da una permeabilità primaria molto bassa e quindi la loro capacità di contenere fluidi è da ricondursi ad una permeabilità (secondaria) associata allo stato di fratturazione. Le fratture infatti, e soprattutto l'intersezione tra più set di fratture, possono localizzare le vie di circolazione di fluidi all'interno dell'ammasso roccioso. Lo studio delle porzioni profonde del sistema vulcanico può infine fornire utili elementi per la caratterizzazione e comprensione dei meccanismi di messa in posto del magma e delle strutture associate.

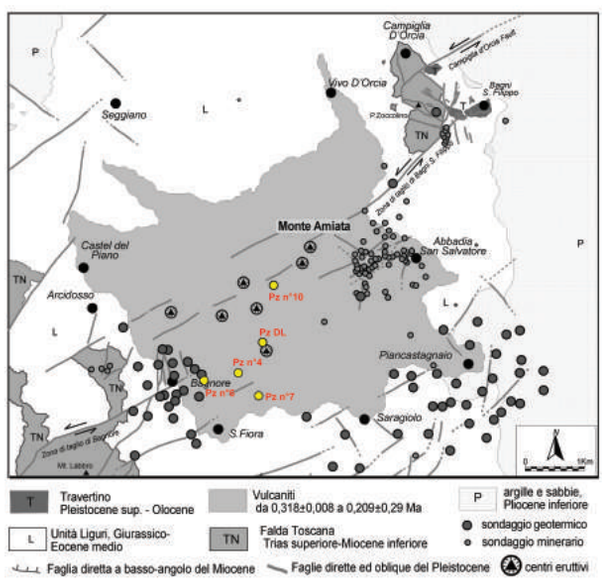



**Figura 11.1** - Carta di localizzazione dei pozzi piezometrici (modificato dal Capitolo 2 di questo stesso Volume) – *Piezometers weells location inside the Monte Amiata (modified from Chapter 2 this volume).*

## 2 Metodologia di studio adottata

Lo studio dello stato di fratturazione a carico delle unità attraversate dai sondaggi è stato condotto sia sulle carote estratte che mediante l'analisi dei *log* di

[1] Vedi Capitolo 13
[2] Vedi Capitoli 2 e 6

| **Cassa** | **67** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Prof. (m)** | 433 | | | | | | 434 | | | | | | 435 | | | | | | 436 | | | | | | 437-438 | | | | | |
| **N°** | 1 | 1 | | | | | 5 | 2 | 1 | | | | 2 | 10 | 5 | | | | 6 | 5 | 7 | | | | 13 | 3 | 2 | | | |
| **Incl** | 45 | 60 | | | | | 45 | 60 | 90 | | | | 90 | 20 | 45 | | | | 20 | 45 | 90 | | | | 20 | 60 | 90 | | | |
| **L app** | 7 | 8 | | | | | 7 | 8 | 10 | | | | 20 | 6 | 7 | | | | 6 | 7 | 10 | | | | 6 | 8 | 20 | | | |
| **Tot fratture** | 2 | | | | | | 8 | | | | | | 17 | | | | | | 18 | | | | | | 18 | | | | | |
| **Densità di fratturazione** | 12.6 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| **Cinematica** | no | no | | | | | no | no | no | | | | no | no | no | | | | no | no | no | | | | no | no | no | | | |
| **Dislocazione** | no | no | | | | | no | no | no | | | | no | no | no | | | | no | no | no | | | | no | no | no | | | |
| **Classificazione** | d | | | | | | d | | | | | | d | | | | | | d | | | | | | d | | | | | |
| **Mineralizzazione** | patina da ruggine a marrone | | | | | | patina da ruggine a marrone scuro | | | | | | patina da ruggine a marrone quasi nero | | | | | | patina da ruggine a marrone quasi nero | | | | | | patina da giallo a ruggine fino a rosso mattone | | | | | |
| **% recupero** | 100 | | | | | | 100 | | | | | | 100 | | | | | | 100 | | | | | | 100 | | | | | |
| **NOTE** | | | | | | | intensamente fratturate | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

L app. = lunghezza apparente (cm)

Incl.= inclinazione rispetto all'orizzontale

N° = numero di fratture

d = diaclasi

f = faglia

**Tabella 11.1** - Esempio di tabella riportante i dati di fratturazione per intervalli discreti di profondità – *Example of data table for fracturation information inside defined deep intervals.*

pozzo effettuati dalla società di perforazione, ove questi erano disponibili. Il confronto tra le fratture esaminate all'interno delle carote e l'analisi dei *log*-ottici consente infatti una migliore comprensione del dato, in quanto dallo studio delle carote è possibile osservare la frattura stessa, la sua morfologia, la presenza di indicatori cinematici e di mineralizzazioni, mentre l'individuazione della frattura nel dato geofisico in pozzo consente una accurata localizzazione e soprattutto una precisa determinazione della sua orientazione nello spazio e della sua inclinazione. Purtroppo, per motivi tecnici, non è stata possibile la registrazione dei log geofisici per l'intera profondità dei sondaggi, ma è stato possibile effettuarli soltanto per intervalli discreti.

L'analisi della fratturazione a carico delle carote provenienti dai sondaggi analizzati è consistita dapprima nella valutazione della frequenza e tipologia delle discontinuità, che è stata effettuata mediante: conteggio del numero di fratture per ciascun metro di carota, misura della loro lunghezza apparente e dell'inclinazione (rispetto all'orizzontale). Si è passati poi all'osservazione della presenza di indicatori cinematici che potessero testimoniare eventuali movimenti relativi tra le due parti della frattura, ed alla descrizione e campionamento delle patine di alterazione sulla superficie della frattura. I dati raccolti sono stati redatti sia in tabelle riassuntive relative all'intero piezometro, che in schede riassuntive dell'analisi della fratturazione per ogni metro di carota recuperata (e.g. Tabella 11.1).

Spesso, rispetto alle video-riprese effettuate in pozzo, le carote mostrano una maggiore densità di fratturazione causata dalla presenza di fratture meccaniche dovute al carotaggio stesso. Le fratture naturali, normalmente, mostrano però

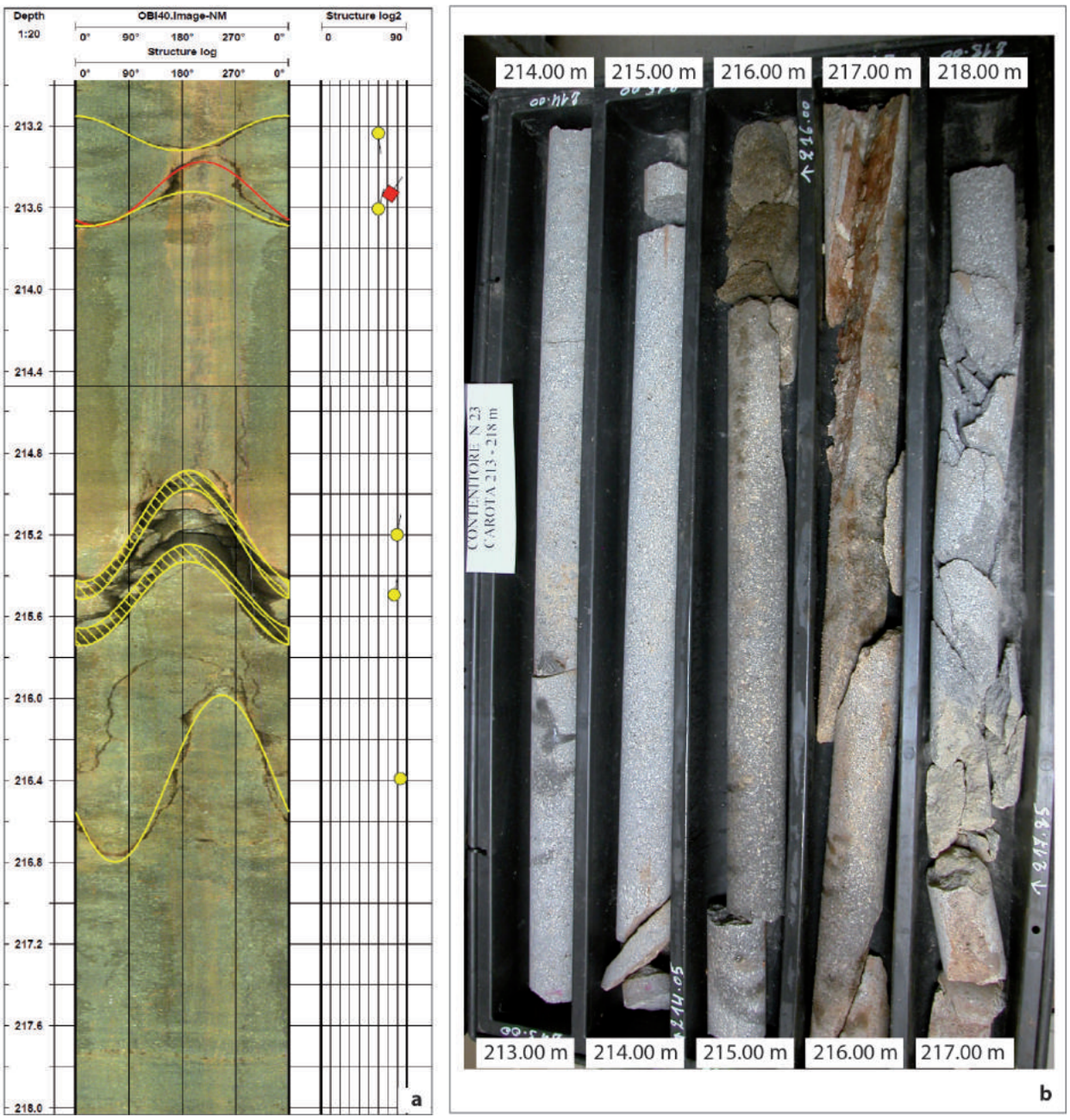



**Figura 11.2** - Esempio di elaborazione delle immagini videoriprese (a sinistra) e confronto con lo stato di fratturazione a carico delle carote (a destra) dello stesso tratto del piezometro David Lazzaretti. Si noti come nel tratto di profondità 217-218 m la carota sia interessata da un gran numero di fratture indotte artificialmente e non registrate quindi nel log ottico – *Comparison between fracture appearance (left) hole image log, and recovered cores (right). Note that in the 217–218m depth interval the core sample is characterized by a number of mechanically induced fractures not visible in the image log.*

una patina di mineralizzazione secondaria sulla superficie di frattura. Le fratture naturali sono inoltre caratterizzate da un più elevato angolo di inclinazione (60°-80°), mentre le fratture probabilmente dovute a rotture meccaniche, sono caratterizzate da un minore angolo di inclinazione (20°-40°) e non sono mineralizzate. Le fratture indotte nel momento del prelievo della carota sono inoltre generalmente di tipo torsionale o di rilascio delle tensioni (e.g. Kulander et al., 1990). L'analisi

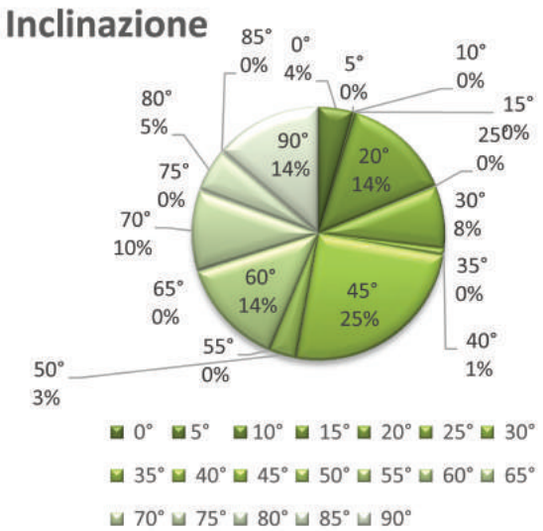



**Figure 11.3** - Il grafico rappresenta l'abbondanza percentuale per classi di inclinazione di 5° come misurata sui sistemi di fratturazione delle carote del piezometro "David Lazzaretti" – *Graphical representation of the % aboundance of inclination classe sas measured for fractures family in the David Lazzaretti well cores.*

critica effettuata su ogni elemento analizzato, insieme al confronto con i *log* geofisici, ha consentito così di eliminare le fratture "artificiali" riconducibili alle modalità di campionamento.

In una seconda fase del lavoro sono stati analizzati i dati ottenuti mediante riprese video con sonda televisiva di tipo ottica OBI40 effettuata in pozzo, a foro terminato, dalla ditta Terra s.r.l. per conto della Regione Toscana. Questi dati sono stati confrontati con quelli effettivamente misurati sulle carote. Lo studio delle carote (non orientate) è stato utile per la ricostruzione della geometria e della densità di fratturazione; la ripresa orientata ha invece permesso la ricostruzione dell'orientazione nello spazio delle fratture stesse.

In Figura 11.2 è riportato un esempio di elaborazione delle immagini effettuate con la ripresa video in pozzo, in cui linee sinusoidali colorate indicano i piani rappresentanti le discontinuità in roccia, la fascia campita a tratteggio diagonale indica l'ampiezza dell'apertura nel caso di discontinuità aperta. Nella colonna di destra il corpo del simbolo indica l'inclinazione del piano rappresentante la discontinuità in roccia rispetto all'orizzontale (*Dip angle*). Il "trattino" associato al simbolo indica l'azimut (direzione d'immersione

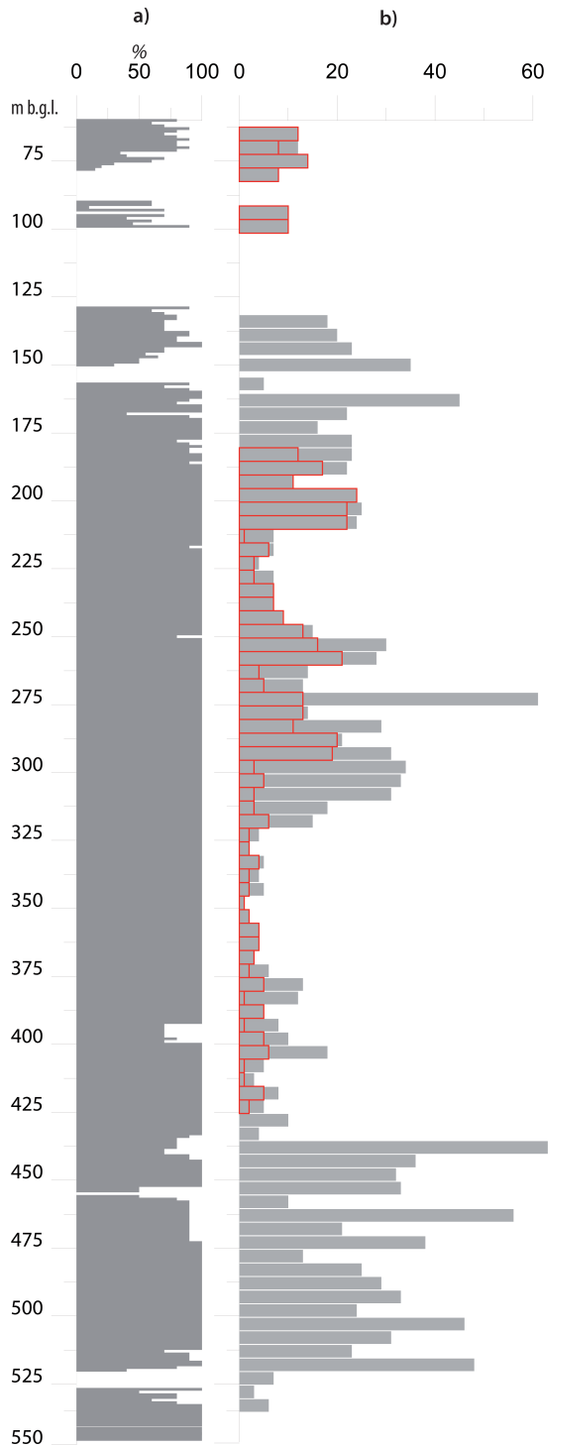



**Figure 11.4** - Log grafico del pozzo David Lazzaretti a) percentuale di recupero; b) densità di fratturazione nel pozzo (il numero di fratture nell'intervallo di profondità indicato), in grigio il numero di fratture conteggiate sulle carote e in rosso sulle immagini della videoripresa – *David Lazzaretti well graphic logs illustrating: a) drill core recovery percentage, b) fracture frequency (number of fractures per core run) histogram, in grey are core samples derived data, in red are image log derived data.*

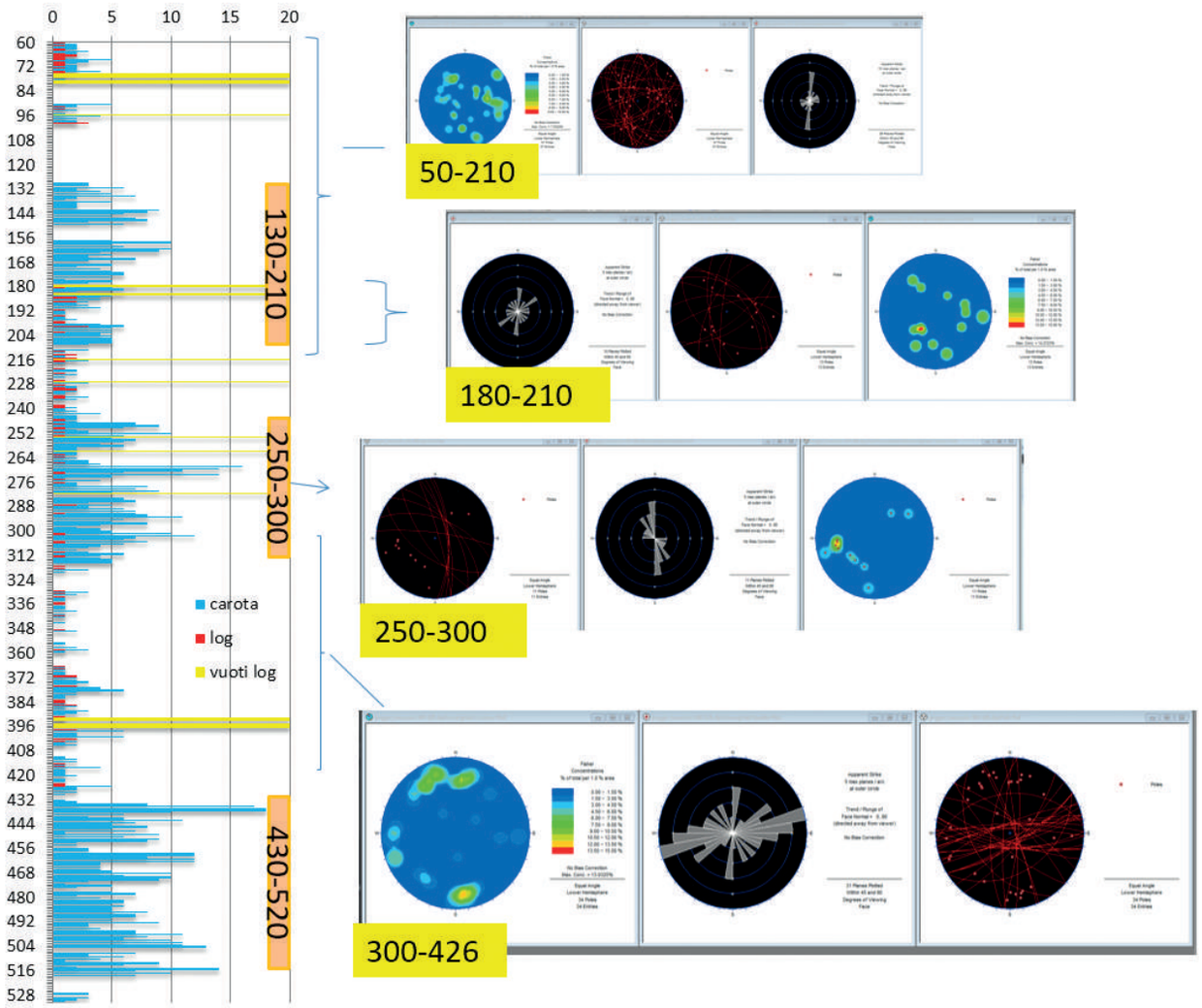



**Figure 11.5** - Schema esemplificativo del processo di elaborazione delle misure di dati strutturali effettuate e della loro suddivisione in base alla profondità – *Exemplificative sketch-of an advancement during the work flow of the analysis of structural data.*

del piano rappresentante la discontinuità). La densità di fratturazione, misurata per metro, nel *log*-immagine non mostra generalmente una distribuzione casuale. La distribuzione delle fratture con la profondità è infatti disomogenea, con porzioni ad elevata densità di fratturazione alternate a porzioni meno fratturate. A titolo di esempio, per il pozzo piezometrico David Lazzaretti, tenendo conto sia dei dati di carota che dei dati del log-immagine, dove disponibili, è stato possibile identificare livelli di intensa fratturazione situati ad intervalli di profondità definiti tra 130 - 210 m, 250 - 320 m, e 430 - 520 m. I dati raccolti sono stati redatti in una tabella riassuntiva totale per ogni piezometro e in schede riassuntive dell'analisi della fratturazione, per ogni metro di carota, disponibili sul "materiale aggiuntivo" di questo Volume, che può essere richiesto all'indirizzo del *Corresponding author*.

Successivamente è stata effettuata un'analisi di tipo strutturale sulle fratture misurate nei *log* geofisici orientati. In particolare è stata fatta un'analisi delle orientazioni delle fratture mediante il *software* di elaborazione statistica Open Stereo (Grohmann e Campanha, 2010). Ogni frattura registrata nel *log* è stata poi individuata nella rispettiva carota per valutare la presenza o meno di mineralizzazioni e/o indicatori cinematici, generalmente piuttosto rari,

utili per meglio caratterizzare la frattura in termini di senso di movimento relativo.

## 3 Analisi dei dati

Seguendo la metodologia illustrata nel paragrafo precedente, sono stati studiati sia le carote che i *log* di pozzo dei quattro piezometri perforati per conto della Regione Toscana. Data la maggior profondità perforata, il piezometro David Lazzeretti è stato quello con il maggior numero di dati disponibili, per questo motivo si è preferito utilizzare questo pozzo come esempio nella descrizione dei dati presentati in questo contributo.

Come descritto in precedenza, per l'analisi della fratturazione delle carote del sondaggio si è dapprima calcolato frequenza e tipologia delle discontinuità mediante il conteggio del numero di fratture per ciascun metro di carota, e misurata la loro lunghezza ed inclinazione. Si sono studiate le superfici delle fratture in cerca di indicatori cinematici che potessero testimoniare eventuali dislocazioni, e campionate e descritte le patine di alterazione che eventualmente potevano interessare la superficie esposta della frattura. Ciò ha permesso di evidenziare delle zone a maggiore densità di fratturazione:

I. 130 -210 m di profondità (massimo 4 fratture/metro)
II. 250-300 m di profondità (massimo 6 fratture/metro)
III. 430-520 m di profondità (massimo 8 fratture/metro)

Come detto in precedenza, le carote mostrano una maggiore densità di fratturazione causata dalla presenza di fratture meccaniche dovute al carotaggio stesso, queste fratture indotte sono state ovviamente scartate prima di procedere alle elaborazioni statistiche.

Nel grafico in Figura 11.3 sono rappresentante le percentuali delle frequenze di inclinazione (per classi di 5°) delle fratture misurate nelle carote del pozzo, e le più frequenti risultano essere: 25% a 45°, 14% a 20°, 14% a 60°, 14% a 90°.

Dal confronto della analisi di densità di fratturazione effettuata sia sulle carote che sul *log* è emersa una buona corrispondenza tra i due *data-set* (Figura 11.4).

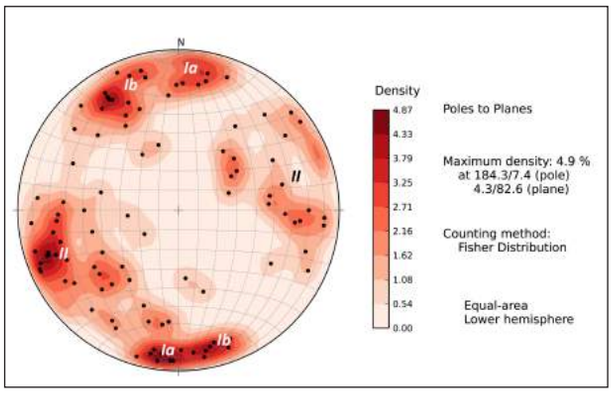



**Figure 11.6** - *Contour plot* relativo ai poli dei piani di faglia e fratture misurati nei log di pozzo all'interno del pozzo piezometrico David Lazzaretti – *Lower hemisphere equal area projection of David Lazzaretti well fault poles and their density contours. Fault data were measured by oriented hole image logs.*

L'analisi comparata dei dati di fratturazione del pozzo e quelli del *log* effettuato in foro ha permesso di evidenziare nelle zone a maggiore densità di fratturazione dei *trend* tettonici prevalenti, tra cui:

I. 56-100 m: le fratture più evidenti hanno prevalente andamento NO- SE immersione 70°-50° verso SE e andamento NE-SW immersione 80°-40° verso SW. Un trend secondario E-W è rappresentato da fratture subverticali. L'immagine video mostra anche alcuni intervalli vuoti interpretati come porzioni altamente fratturate.
II. 180-305 m: le fratture più evidenti hanno prevalente andamento NW- SE immersione 80°-50° verso NE. Due trend secondari E-W e N-S sono rappresentati da fratture sub-verticali. Gli intervalli vuoti sono meno presenti.
III. 310-425 m: le fratture con andamento E-W sono predominanti con immersione 80°-60° verso N e S e due trend secondari sono NW-SE e N-S rappresentati da fratture subverticali.

Successivamente, partendo dalla comparazione tra immagini della ripresa video effettuata in foro e le carote recuperate, sono state selezionate le fratture per la rappresentazione ed elaborazione dei dati strutturali tramite *stero-plot* (proiezione di Schmidt, emisfero inferiore) (Figure 11.5 e 11.6).

La distribuzione dei poli delle fratture (Figura 11.6) mostra la presenza di due concentrazioni

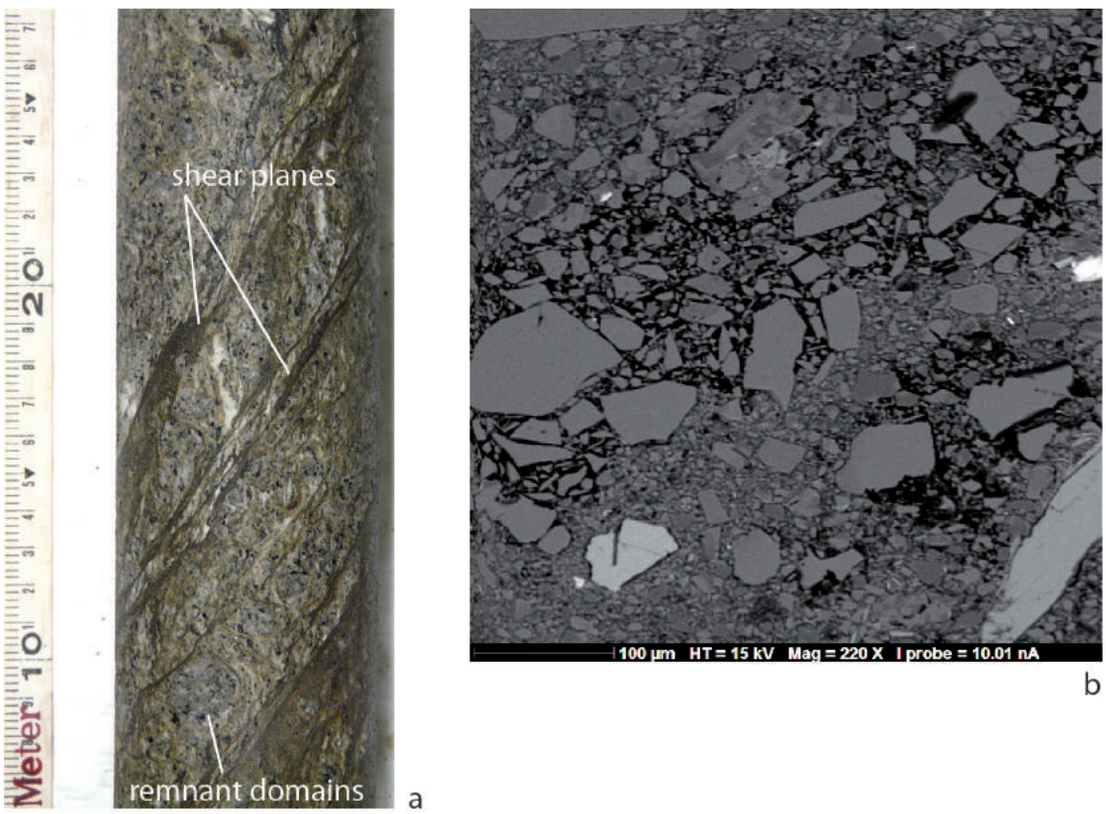



**Figure 11.7** - a) Fotografia della carota prelevata nell'intervallo di 505-506 metri di profondità. Sono ben visibili delle strutture di deformazione cataclastica caratterizzate dalla presenza di zone di taglio tipo s-c. b) Micro fotografia della zona di taglio caratterizzata dall'allineamento di cristalli e frammenti di roccia – *a) Core sample at 505–506m b.g.l. shows localized cataclastic zones characterized by well defined shear planes alternating with round shaped remnant domains; b) micro-photo at EMP showing a shear zone with alignment of crystal and rock fragments.*

principali dei poli, rappresentative di due *set* principali di fratture orientati circa ortogonalmente.

Il *set* I è rappresentativo di fratture orientate ENE-WSW, è può essere a sua volta suddiviso nei due *sub-set* (Ia e Ib in Figura 11.6). Il *set* II, più disperso, è caratterizzato da fratture orientate NNW–SSE (Figura 11.6). Inoltre, prendendo in considerazione il variare della orientazione delle fratture con la profondità è stato possibile notare come le fratture orientate ENE–WSW aumentino la loro frequenza relativa all'aumentare della profondità (Figura 11.5). A causa delle particolari condizioni geologiche è molto raro individuare indicatori cinematici chiari sulle superfici dei piani di faglia, nei pozzi come in superficie. Nelle carote sono stati individuati inequivocabili indicatori cinematici solamente nei tratti di profondità 400–401 m e 471–472 m dove i "tectoglifi" (sia strie in roccia che minerali di accrescimento) indicano movimenti prevalentemente sub-verticali (faglie normali con bassa componente di obliquità). Probabilmente le zone ad alta densità di fratturazione, localmente accompagnate da zone di scavernamento evidenziate nei *log* ottici, possono corrispondere a zone di deformazione localizzata, cioè faglie principali. In prima approssimazione, l'orientazione e l'inclinazione delle faglie e fratture misurate all'interno dei sondaggi sono comparabili con quelle misurate in superficie nel settore sud-occidentale del Monte Amiata (si vedano Brogi et al., 2010; ed il Capitolo 2 di questo stesso Volume per un confronto). Questo conferma come i dati raccolti in profondità all'interno dei pozzi piezometrici effettuati per conto della Regione Toscana siano ben rappresentativi dello stile deformativo a carico dell'area del Monte Amiata. In corrispondenza degli intervalli di profondità 505–516 m e 527–530.50

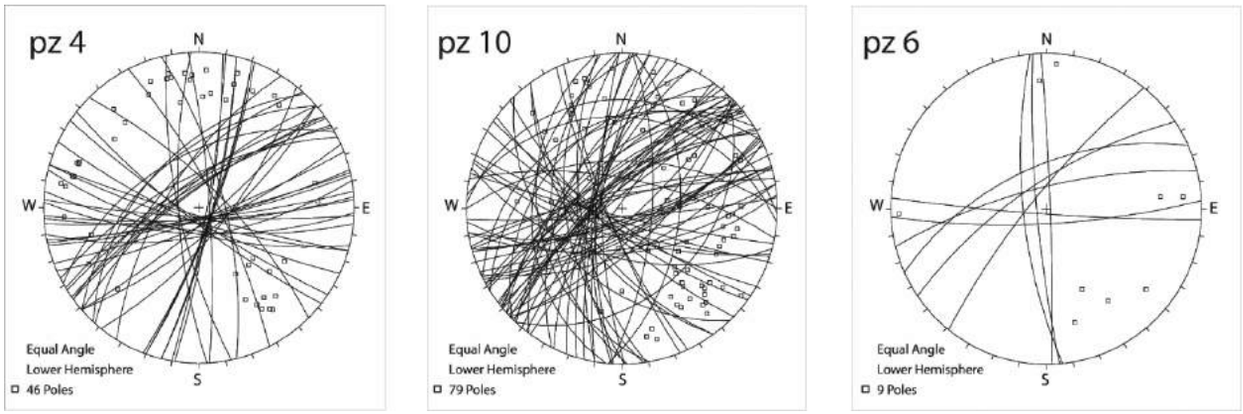



**Figure 11.8** - *Stereo-plot* dei dati di fratturazione (piani e relative poli) misurati nei log di immagini orientate dei pozzi pz4, pz10, pz6 – *Stereoplots of fracture data (planes and relative poles) measured by oriented hole image log within wells pz4, pz10, pz6.*

m, sono state inoltre incontrate zone cataclastiche localizzate, caratterizzate da superfici di taglio ben definite con frammenti cristallini allineati, alternati con domini residuali arrotondati (Figura 11.7). Nel loro insieme, queste strutture possono essere interpretate come zone di taglio inverso che condividono aspetti tipici sia della deformazione fragile che di quella duttile, formatesi probabilmente durante la messa imposto di duomi lavici (vedi Capitolo 10 di questo stesso Volume), mediante un processo simile a quanto descritto da Cordonnier et al. (2009).

La parte finale del sondaggio ha attraversato le unità argillitiche del substrato (Formazione delle Argille a Palombini). In analogia con quanto osservato in superficie, queste unità sono interessate da una deformazione pervasiva di tipo duttile-plastico, caratterizzata dalla presenza di un diffuso clivaggio e di pieghe riconducibili alla tettonica regionale.

Seguendo la stessa procedura adottata per lo studio del pozzo piezometrico David Lazzaretti, sono stati analizzati anche i dati di fratturazione relativi ai pozzi PZ4, PZ6, e PZ10 (si veda la loro ubicazione in Figura 11.1). Ad una prima analisi visiva delle carote e dei *log* di pozzo, lo stato di fratturazione riscontrato in questi tre pozzi presenta caratteristiche comparabili con quello del David Lazzaretti. Anche per quanto riguarda il riconoscimento di indicatori cinematici sui piani di faglia, questo è stato possibile solo in pochi casi dove sono stati misurati movimenti con prevalente cinematica da faglia normale con basso grado di obliquità (trascorrenza).

I dati strutturali misurati sono stati analizzati tramite *stereo-plot* (Figure 11.8 e 11.9) dove sono state riportate sia le ciclografiche dei piani di frattura che i relativi poli. Anche le geometrie dei piani (orientazione ed angolo di immersione) sono simili a quelli descritti precedentemente, con un *set* di fratture orientate circa ENE-WSW, anche esso suddivisibile in due set minori, e un secondo *set* di fratture orientato circa N10°E.

Alla profondità di 462 metri, all'interno del pozzo piezometrico PZ10, è stato incontrato un piano di faglia subverticale ed orientato circa NE-SW caratterizzato da indicatori cinematici costituiti da minerali femici allungati (Figura 11.10). Seppure lo studio i questi minerali sia ancora in corso, è possibile suggerire che questo piano di faglia, data la tipologia di minerali, rappresenti una deformazione a carico delle rocce vulcaniche sviluppatasi durante la messa in posto del magma, quando queste rocce erano ancora molto calde. Questi indizi farebbero pensare che queste strutture possano essere associate e dare informazioni sulle modalità di messa in posto di queste unità. L'orientazione di questa struttura è inoltre compatibile con la principale direttrice di alimentazione magmatica presente al Monte Amiata (vedi Ferrari et al., 1996; ed il Capitolo 6 di questo stesso Volume). Strutture analoghe erano state incontrate anche nel pozzo piezometrico David Lazzaretti.

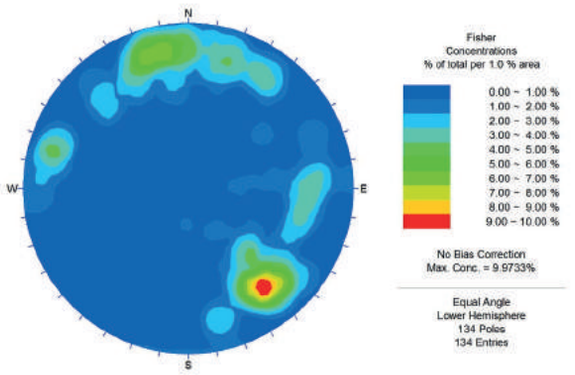



**Figure 11.9** - Emisfero inferiore della proiezione a conservazione di angoli con I poli di fratturazione e la loro densità misurati nei pozzi pz4, pz6, pz10. I dati di fratturazione derivano dal log-immagine orientato in pozzo – *Lower hemisphere equal angle projection of fracture poles and their density contours measured in wells pz4, pz6, pz10. Fracture data were measured by oriented hole image log.*

## 4 Conclusioni

Lo studio dei dati di fratturazione effettuato sulle carote e sui *log* di pozzo di quattro dei piezometri perforati per conto della Regione Toscana ha fornito utili informazioni, sia per quanto riguarda le vie di permeabilità all'interno delle unità vulcaniche, che l'evoluzione geologico-strutturale dell'area. In particolare sono state individuate le principali famiglie di fratture e faglie presenti nel sottosuolo, in modo da poter completare la visione in parte già emersa dallo studio dei piani di faglia riconoscibili in superfice. L'orientazione e l'inclinazione delle faglie e fratture misurate all'interno dei sondaggi sono infatti ben comparabili a quelle misurate in superficie nel settore sud-occidentale del Monte Amiata (vedi Capitoli 2 e 6 di questo stesso Volume) e quindi ben rappresentativi, nel loro insieme, dello stile deformativo a carico dell'area del Monte Amiata. Lo studio effettuato ha inoltre individuato, per la prima volta, alcune peculiari strutture ascrivibili alla messa in posto delle unità vulcaniche e alla deformazione probabilmente attiva durante le fasi di messa in posto dei corpi vulcanici. Lo studio di queste strutture, ancora in atto, potrà portare quindi ad una migliore comprensione dei meccanismi che hanno portato alla formazione dell'edificio vulcanico del Monte Amiata.




**Figure 11.10** – Campione di carota estratto dalla profondità di 462-463 m. É evidente la presenza di minerali sin-cinematici, probabilmente formatisi durante lo stadio iniziale della messa in posto magmatica – *Core sample at 462-463 b.g.l. showing elongated syn-kinematic minerals, probably developed during the early stages of magmatic emplacement.*

## Opere citate

Brogi A., Liotta D., Meccheri M. e Fabbrini L. (2010) Trans-tensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Monte Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). Terra Nov,a 22, 137-146.

Cordonnier B., Hess K.U, Lavallee Y. e Dingwell D.B. (2009) Rheological properties of dome lavas: Case study of Unzen volcano. Earth and Planetary Science Letters, 279, 263–272.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanol., 8, 41-56.

Grohmann C.H. e Campanha G.A.C. (2010) OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.

Kulander B. R., Dean S.L. e Ward B.J. (1990) Fractured Core Analysis. AAPG Meth. Explor. Am. Assoc. of Pet. Geol., Tulsa, Okla., Ser., 8, pp. 88.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G. e Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water-rock interaction in a volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 284, 95-105. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.07.017.

# 12. Nuovi dati geocronologici sulle vulcaniti incontrate dal pozzo David Lazzaretti

*New geochronological data on a core sample from David Lazzaretti well*

Marinella Ada Laurenzi, Sonia La Felice

*CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author m.laurenzi@igg.cnr.it

*Abstract*

*David Lazzaretti Well (DLW) was drilled in the southern part of Monte Amiata, close to the Poggio Trauzzolo lava dome at an altitude of 1086 m a.s.l.; it reached a depth of 545 m below ground level (b.g.l.) and was almost entirely continuous cored. DLW crossed the volcanic complex and, at 530 m b.g.l., reached the sedimentary substratum. In the DLW rocks correlated to the oldest outcropping units (BTC Auct.) were observed from top of the core until 317 m b.g.l. (about 250 m thick). From 317 m b.g.l. further volcanic units were found almost continuously until 530 m b.g.l., where they rest directly on top of the sedimentary substratum without any palaeosoil interposition. These "oldest" units are composed mainly of porphyritic trachydacite with distinctive presence of mega K-feldspars (up to 5 cm), set in a highly vesicular and microcrystalline groundmass; they show a typical abundance of magmatic enclaves and xenoliths. These characteristics are interpreted as lava dome lithofacies by the close similarity with typical lava dome lithofacies at Monte Amiata. The core sample TRZ 51 (326-327 m b.g.l.) is sited stratigraphically below the oldest outcropping units. $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dating on this sample of the pair sanidine megacryst-ground mass displays a slight difference in the ages, 301.6 ± 3.3 and 291.1 ± 3.5 ka, respectively. The average and standard deviation of the four $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ ages in literatures on sanidines of the oldest outcropping units is 299.8 ± 6.2 ka, a value that overlaps within error with both new ages.*

## 1 Introduzione

Il Vulcano Amiata, con i suoi oltre cinquant'anni di studi geocronologici è sicuramente uno dei vulcani italiani estinti teoricamente più datati. In realtà, gli articoli pubblicati in questo lungo periodo, talvolta dedicati ad uno specifico aspetto dell'attività vulcanica amiatina, hanno evidenziato molte discrepanze e lasciato alcune questioni aperte. In questo capitolo cercheremo di spiegarle, e di fare una sintesi delle conoscenze attuali sulla cronologia del Monte Amiata. Le datazioni delle rocce del Monte Amiata sono state effettuate principalmente con i metodi K/Ar e $^{40}Ar$-$^{39}Ar$, e subordinatamente, con le Tracce di Fissione.

La ricostruzione della storia eruttiva presentata in questo volume[1] ha cambiato sensibilmente il quadro stratigrafico finora noto del vulcano, aggiungendo molte unità, che prima erano accorpate in poche generiche unità a carattere più litologico che stratigrafico ed in alcuni casi ne ha cambiato la posizione. In questo nuovo quadro stratigrafico sono state inoltre usate le Unità Stratigrafiche a limiti Inconformi[2], sulla base delle quali l'intera sequenza stratigrafica del Monte Amiata può essere suddivisa in due Sintemi, di cui il più vecchio è il Sintema di Bágnore ed il più giovane il Sintema di Monte Amiata, separati da una fase di stasi durante la quale si è formata una superficie di peneplanazione e pedogenesi.

[1] Vedi Capitolo 4
[2] Vedi Capitolo 4

| Campione | Località | Unità (Auct.) | Formazione° | Materiale | Metodo | Età (Ma) | ± 1σ (Ma) | Rif. bibliografico |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MA 77-1 | Cava di Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | biotite | K/Ar | 0.850 | 0.110 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-1 | Cava di Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | plagioclasio | K/Ar | 0.728 | 0.116 | Bigazzi et al., 1981 |
| 84AV | Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | K-feldspato | K/Ar | 0.297 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| MA 77-1 | Cava di Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | K-feldspato | K/Ar | 0.288 | 0.005 | Bigazzi et al., 1981 |
| 84AV | Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | pasta di fondo | K/Ar | 0.282 | 0.005 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| MA 77-1 | Cava di Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | pasta di fondo | K/Ar | 0.268 | 0.013 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-1 | Cava di Castel del Piano | LBTC | Fm. Castel del Piano | pasta di fondo | TF | 0.197 | 0.024 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 80-89 | Piancastagnaio | LBTC | Fm. Piancastagnaio | plagioclasio | K/Ar | 0.796 | 0.075 | Bigazzi et al., 1981 |
| KA 441 | Piancastagnaio | LBTC | Fm. Piancastagnaio | K-feldspato | K/Ar | 0.440 | | Evernden & Curtis, 1965 |
| MA 80-89 | Piancastagnaio | LBTC | Fm. Piancastagnaio | biotite | K/Ar | 0.373 | 0.147 | Bigazzi et al., 1981 |
| PIAN* | Piancastagnaio | LBTC | Fm. Piancastagnaio | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.293 | 0.004 | Laurenzi et al., 2015 |
| MA 80-89 | Piancastagnaio | LBTC | Fm. Piancastagnaio | pasta di fondo | K/Ar | 0.287 | 0.009 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 80-89 | Piancastagnaio | LBTC | Fm. Piancastagnaio | K-feldspato | K/Ar | 0.284 | 0.005 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-19 | Cava di Marroneto (S.Fiora) | LBTC | Fm. Marroneto | plagioclasio | K/Ar | 0.627 | 0.046 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-19 | Cava di Marroneto (S.Fiora) | LBTC | Fm. Marroneto | pasta di fondo | TF | 0.435 | 0.044 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-19 | Cava di Marroneto (S.Fiora) | LBTC | Fm. Marroneto | biotite | K/Ar | 0.413 | 0.041 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-19* | Cava di Marroneto (S.Fiora) | LBTC | Fm. Marroneto | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.305 | 0.006 | Laurenzi et al., 2015 |
| MAR* | Marroneto | LBTC | Fm. Marroneto | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.296 | 0.004 | Laurenzi et al., 2015 |
| MA 77-19 | Cava di Marroneto (S.Fiora) | LBTC | Fm. Marroneto | pasta di fondo | K/Ar | 0.290 | 0.015 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-19 | Cava di Marroneto (S.Fiora) | LBTC | Fm. Marroneto | K-feldspato | K/Ar | 0.241 | 0.007 | Bigazzi et al., 1981 |
| 84BB | Abbadia S. Salvatore | LBTC | Fm. Abbadia S. Salvatore | K-feldspato | K/Ar | 0.304 | 0.005 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| AMI 4 | strada della Faggia, presso Fonte delle Monache | LBTC | Fm. Corno di Bellaria inf. | plagioclasio | K/Ar | 0.578 | 0.015 | Pasquarè et al., 1983 |
| 84BF | Fonte delle Monache | LBTC | Fm. Corno di Bellaria inf. | K-feldspato | K/Ar | 0.304 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84BF | Fonte delle Monache | LBTC | Fm. Corno di Bellaria inf. | pasta di fondo | K/Ar | 0.303 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| MA 77-20 | Vivo d'Orcia | LBTC | Fm. Vivo D'Orcia | pasta di fondo | TF | 0.180 | 0.023 | Bigazzi et al., 1981 |
| BA 13 A* | Bagnore pozzo | LBTC | | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.305 | 0.005 | Laurenzi et al., 2015 |
| 84AX | Poggio Sasso dei Falchi | UBTC | Fm. Leccio | plagioclasio | K/Ar | 0.539 | 0.008 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| MA 77-21 | Quaranta | UBTC | Fm. Quaranta | K-feldspato | K/Ar | 0.288 | 0.014 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-21 | Quaranta | UBTC | Fm. Quaranta | pasta di fondo | TF | 0.200 | 0.023 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-24 | strada da Quaranta verso la Vetta a q. 1250 m asl | UBTC | Fm. Quaranta (?) | K-feldspato | K/Ar | 0.285 | 0.014 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 77-28 | 1 km SE del duomo della Montagnola | UBTC | Fm. Quaranta (?) | pasta di fondo | TF | 0.187 | 0.024 | Bigazzi et al., 1981 |
| 84BE | Tre case | UBTC | Fm. Quaranta/Fm. Tre Case (?) | K-feldspato | K/Ar | 0.303 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84BE | Tre case | UBTC | Fm. Quaranta/Fm. Tre Case (?) | K-feldspato | K/Ar | 0.293 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84BE | Tre case | UBTC | Fm. Quaranta/Fm. Tre Case (?) | pasta di fondo | K/Ar | 0.227 | 0.011 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| AMT 107 | PoggioTrauzzolo | DLC | Fm. Trauzzolo | pasta di fondo | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.305 | 0.0024/0.0030 | Laurenzi et al., 2015 |
| AMT 107 | Poggio Trauzzolo | DLC | Fm. Trauzzolo | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | **0.301** | **0.0015/0.0022** | Laurenzi et al., 2015 |
| AMT 18 | Poggio Pinzi | DLC | Fm. Poggio Pinzi | pasta di fondo | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.299 | 0.0155/0.0156 | Laurenzi et al., 2015 |
| AMT 18 | Poggio Pinzi | DLC | Fm. Poggio Pinzi | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | **0.299** | **0.0017/0.0024** | Laurenzi et al., 2015 |
| 84AO | Poggio della Pescina | DLC | Fm. Poggio della Pescina | K-feldspato | K/Ar | 0.298 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84AA | Vetta - Madonna degli Scout | DLC | Fm. La Vetta | plagioclasio | K/Ar | 0.438 | 0.012 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| AMT 38 | La Vetta | DLC | Fm. La Vetta | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | **0.297** | **0.0024/0.0029** | Laurenzi et al., 2015 |
| AMT 38 | La Vetta | DLC | Fm. La Vetta | pasta di fondo | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.295 | 0.0062/0.0064 | Laurenzi et al., 2015 |
| MA 77-12 | Vetta M. Amiata | DLC | Fm. La Vetta | K-feldspato | K/Ar | 0.204 | 0.010 | Bigazzi et al., 1981 |
| AMT 45 | colata del Cantore | DLC | Fm. Rifugio Cantore | pasta di fondo | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.303 | 0.0021/0.0027 | Laurenzi et al., 2015 |
| AMT 45 | colata del Cantore | DLC | Fm. Rifugio Cantore | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | **0.294** | **0.0032/0.0036** | Laurenzi et al., 2015 |
| 84AN | Poggio Biello | DLC | Fm. Poggio Lombardo | K-feldspato | K/Ar | 0.293 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84AN | Poggio Biello | DLC | Fm. Poggio Lombardo | pasta di fondo | K/Ar | 0.200 | 0.011 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| MA 77-17 | Duomo della Montagnola | DLC | Fm. Montagnola | K-feldspato | K/Ar | 0.208 | 0.010 | Bigazzi et al., 1981 |
| 84AI | Prato delle Macinaie | DLC? | Fm. Le Macinaie | K-feldspato | K/Ar | 0.293 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84AI | Prato delle Macinaie | DLC? | Fm. Le Macinaie | K-feldspato | K/Ar | 0.280 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84AI | Prato delle Macinaie | DLC? | Fm. Le Macinaie | pasta di fondo | K/Ar | 0.268 | 0.005 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| 84AE | colata dell'Ermeta | OLF | Fm. Ermeta | K-feldspato | K/Ar | 0.312 | 0.004 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| AMT 26 | colata dell'Ermeta | OLF | Fm. Ermeta | K-feldspato | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | 0.310 | 0.0020/0.0027 | Laurenzi et al., 2015 |
| AMI 2# | Strada Abbadia S.Salvatore-Arcidosso, 1 km circa prima dell'incrocio per la Vetta del M. Amiata, colata di lava trachitica | OLF | Fm. Ermeta | K-feldspato | K/Ar | 0.308 | 0.008 | Pasquarè et al., 1983 |
| 84AF | colata dell'Ermeta | OLF | Fm. Ermeta | K-feldspato | K/Ar | 0.308 | 0.005 | Cadoux e Pinti, 2009 |
| AMT 26 | colata dell'Ermeta | OLF | Fm. Ermeta | pasta di fondo | $^{40}$Ar-$^{39}$Ar | **0.231** | **0.0114/0.012** | Laurenzi et al., 2015 |
| MA 77-14 | lava del Sasso di Renzola (Ermeta) | OLF | Fm. Ermeta | K-feldspato | K/Ar | 0.210 | 0.003 | Bigazzi et al., 1981 |
| MA 78-32 | 1 km NW dal Rif. Macinaie | xenolith | | K-feldspato | K/Ar | 0.244 | 0.005 | Bigazzi et al., 1981 |

* ricalcolate, # valore medio
° riferita alla nuova stratigrafia del Monte Amiata descritta nel Capitolo 4

**Tabella 12.1** - Sintesi dei dati geocronologici presenti in letteratura sulle rocce vulcaniche del Monte Amiata (*età ricalcolate, # valore medio, °riferito alla nuova stratigrafia del Monte Amiata descritta nel Capitolo 4) – *Summary of literature geochronological data on Monte Amiata volcanic rock (*recalculated ages, #average, °refer to new stratigraphy of Monte Amiata in Chapter 4).*

Al di là delle unità affioranti, inoltre, le recenti perforazioni effettuate dalla Regione Toscana hanno permesso di riconoscere e descrivere (La Felice et al., 2014) delle unità non affioranti e quindi finora non datate. In questo capitolo quindi, oltre ai dati di letteratura, presenteremo i nuovi dati geocronologici effettuati su un campione proveniente da uno degli orizzonti non affioranti attraversati dal pozzo David Lazzaretti[3].

Gli studi geocronologici effettuati sino ad ora si

[3] Vedi Capitolo 10

rifanno alle ricostruzioni dell'attività vulcanica del Monte Amiata presenti in letteratura (Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015; Marroni et al., 2015). Secondo questi Autori la storia eruttiva è divisa in tre fasi principali: i) una prima fase eruttiva, definita Complesso Trachidacitico Basale (BTC), che ha generato diverse colate di incerta natura, emesse da una frattura eruttiva SSO-NNE; ii) una seconda fase effusiva che ha dato luogo alla formazione di duomi e colate laviche allineate lungo la fessura eruttiva SSO-NNE nella porzione sommitale dell'edificio vulcanico (Complesso di Duomi e Lave, DLC); e iii) una fase finale, denominata Lave Olivin-latitiche Finali (OLF), costituita dall'emissione di colate laviche di volume ridotto di composizione latitica, attraverso fratture apertesi sui fianchi del duomo de La Vetta. Questa suddivisione è stata confrontata con quella presentata nel presente volume e ciascuna delle datazioni presenti in letteratura è stata tentativamente riportata alla sua nuova unità stratigrafica (Tabella 12.1).

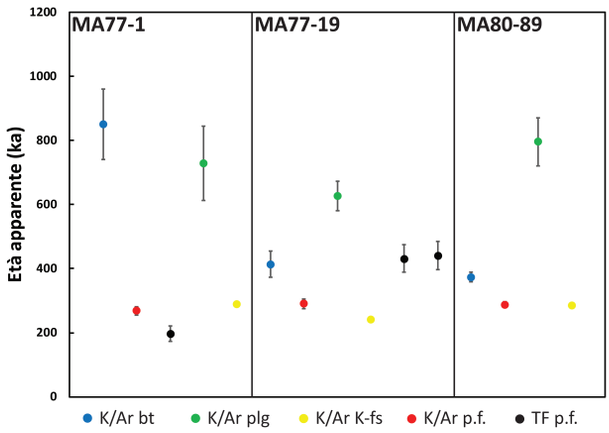



**Figura 12.1** - Età K/Ar e Tracce di Fissione da Bigazzi et al. (1981) di tre campioni dell'unità BTC Auct. (K/Ar biotite: simbolo blu; K/Ar plagioclasio: simbolo verde; K/Ar sanidino: simbolo giallo; K/Ar vetro: simbolo rosso; Tracce di Fissione vetro: simbolo nero). La barra di errore è ± 1σ. – *K/Ar and Fission tracks ages from Bigazzi et al. (1981) of three samples from BTC Auct. Unit (K/Ar biotite: blue dot; K/Ar plagioclase: green dot; K/Ar K-feldspar: yellow dot; K/Ar groundmass: red dot; Fission Tracks groundmass: black dot). Error bar is* ± 1σ.

## 2 Dati di letteratura

In Tabella 12.1 è riportata una sintesi dei dati geocronologici presenti in letteratura sul Monte Amiata. Nelle varie colonne sono indicati il nome e la località di campionamento, il metodo utilizzato per la datazione, il materiale sul quale è stata effettuata l'analisi ed infine l'età ottenuta, con la relativa deviazione standard.

Il primo dato cronologico riportato in letteratura risale al 1965, un'età K/Ar su cristalli di sanidino di 440 ka (età ricalcolata con le costanti di decadimento attualmente in uso di Steiger e Jäger, 1977) di una non meglio precisata lava superiore a Piancastagnaio, senza errore associato (Evernden e Curtis, 1965). Successivamente Bigazzi et al. (1981) hanno pubblicato uno studio geocronologico dettagliato con i metodi K/Ar e Tracce di Fissione (TF), nel quale nonostante le molte incongruenze presenti nei dati, gli Autori assegnano un intervallo di poco più di 100 ka (da 290 a 180 ka) all'attività del Monte Amiata. Un aspetto importante in questo lavoro è l'utilizzo di più fasi mineralogiche di uno stesso campione a scopi cronologici e l'applicazione di due metodi di datazione diversi sullo stesso campione. Idealmente, i risultati su fasi minerali diverse di un campione di roccia di un vulcano relativamente giovane, privo di una importante storia geologica post-messa in posto, se si escludono eventuali fenomeni di smantellamento erosivo, dovrebbero essere coincidenti. In realtà i risultati sono spesso molto più complessi, e le discrepanze osservate sono talvolta difficili da spiegare. I minerali utilizzati in letteratura per le misure K/Ar sono sanidino, vetro della pasta di fondo, biotite e plagioclasio, con lo scopo originario, ormai discutibile e desueto, e sul quale non ci soffermeremo, di calcolare un'età di isocrona dai dati K/Ar.

La Figura 12.1 permette di visualizzare immediatamente i risultati ottenuti per tre campioni provenienti dalla parte più bassa della serie stratigrafica esposta.

Le differenze nei dati K/Ar di biotite e plagioclasio rispetto a vetro e sanidino sono chiaramente evidenti e gli intervalli di variazione vanno da poco meno di 400 ka nel campione MA77-19 ai quasi 600 ka di MA77-1. I dati sul plagioclasio non sono sorprendenti, è noto dalla

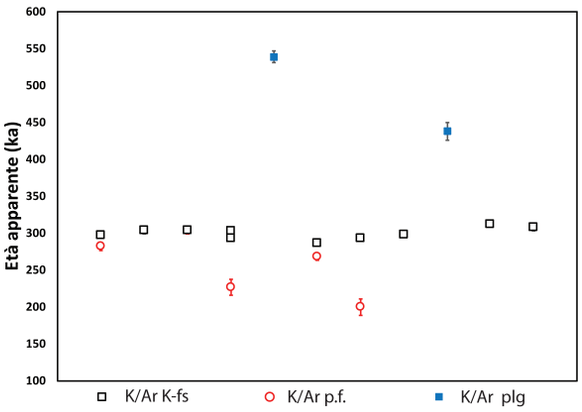



**Figura 12.2** - Età K/Ar di sanidini (quadrato vuoto nero), vetro (cerchio vuoto rosso), e plagioclasi (quadrato pieno blu) del Monte Amiata (Cadoux e Pinti, 2009). La barra di errore è ± 1σ. – *K/Ar ages from* Cadoux & Pinti (2009) *(K/Ar K-feldspar: black empty square, K/Ar groundmass: red empty dot, K/Ar plagioclase: blue filled square). Error bar is* ± 1σ.

letteratura che in sistemi vulcanici giovani questo minerale a basso contenuto in potassio registra spesso età troppo vecchie e prive di significato, associate in genere alla presenza di inclusioni fluide e vetrose contenenti $^{40}$Ar in eccesso, non derivante dal decadimento in-situ di $^{40}$K (Layer e Gardner, 2001; Kelley, 2002). Talvolta è stata anche invocata la presenza di $^{40}$Ar ereditato nel minerale (xenocristico), oppure sono state ipotizzate storie di cristallizzazione complesse per plagioclasi e biotiti di grosse coltri ignimbritiche (Bachmann et al., 2007).

Le variazioni osservate sui dati cronologici di vetro e sanidino per ogni campione sono molto più piccole, nell'errore 2σ analitico, tranne MA77-19, il cui sanidino è sorprendentemente più giovane del vetro. In questo stesso campione è degno di nota il dato ottenuto con le Tracce di Fissione sul vetro della pasta di fondo, anormalmente vecchio e sostanzialmente non spiegato nell'articolo originale. Anni dopo lo stesso separato di sanidino MA77-19 è stato misurato con il metodo $^{40}$Ar-$^{39}$Ar, ottenendo un'età di 305 ± 6 ka (1σ) (Laurenzi et al., 2015, e relativa bibliografia), più vecchia della misura K/Ar di Bigazzi et al. (1981), 241 ± 7 ka (1σ). La spiegazione è probabilmente analitica, dovuta all'incompleta estrazione nel corso dell'analisi del 1981 di $^{40}$Ar radiogenico durante la fusione in forno di un minerale anidro come il sanidino, che ha bisogno di temperature molto elevate (McDowell, 1983), e che per questo causa spesso età erroneamente più giovani quando analizzato con il metodo K/Ar.

Pasquarè et al. (1983) riportano due datazioni K/Ar, la prima di 578± 15 ka (1σ) su plagioclasio, effettuata su di una lava "*quarzolatitica*" presso Fonte delle Monache, la seconda di 308 ± 8 ka su sanidino, effettuata sul corpo della colata "*trachitica*" dell'Ermeta, che affiora lungo la strada della Vetta alla quota di circa 1550 m.

Successivamente, età $^{40}$Ar-$^{39}$Ar di sanidini provenienti da campioni della base della serie stratigrafica esposta sono stati pubblicati da Laurenzi e Villa (1991) e Barberi et al. (1994), ed i dati, normalizzati allo standard attualmente in uso, variano tra 305 e 293 ka (Laurenzi et al., 2015 e relativa bibliografia). Questa serie di vecchie analisi di letteratura colloca quindi l'inizio dell'attività vulcanica a circa 300 ka.

Cadoux e Pinti (2009) hanno più recentemente pubblicato nuovi dati K/Ar, principalmente su sanidino e vetro, per l'intera serie vulcanica (Figura 12.2). Questi Autori mettono in dubbio l'attendibilità delle misure K/Ar su vetro, ipotizzando una perdita dell'isotopo figlio $^{40}$Ar; infatti i loro campioni mostrano una relazione tra età molto giovani e basse percentuali di $^{40}$Ar radiogenico (la cosiddetta "resa"). A causa dell'uniformità dei dati su sanidino, compresi tra 312 e 280 ka in tutte le unità vulcaniche, questi Autori giungono alla conclusione che il vulcanismo amiatino non sia databile, e che i sanidini registrino età relative a processi di omogeneizzazione (in termini di Ar radiogenico) avvenuti in camera magmatica prima dell'eruzione (es. una maggiore ricarica di fusi magmatici mafici più caldi) e non al momento della messa in posto delle relative lave. In realtà la Figura 12.2 mostra che in alcuni casi le età su vetro e sanidino coincidono nell'errore, e che i due casi fortemente discrepanti sono relativi a vetri con rese bassissime di $^{40}$Ar radiogenico (~2%), di gran lunga inferiori a quelle ottenute nei campioni di vetro o paste di fondo vetrose datati da altri Autori (Bigazzi et al., 1981; Laurenzi et al., 2015).

Infine, Laurenzi et al. (2015), con l'obiettivo di produrre una serie completa di età per il vulcano

Monte Amiata, hanno affrontato la cronologia di quattro dei duomi appartenenti al Sintema di Monte Amiata e della lava basica della formazione dell'Ermeta, utilizzando coppie sanidino-pasta di fondo. Le separazioni di questi campioni sono state fatte a partire da piccoli chips di roccia accuratamente scelti, evitando i mega-cristalli di sanidino.

I risultati di tutti i dati $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ ad oggi esistenti per il Monte Amiata, rivisti e ricalibrati da Laurenzi et al. (2015), sono sintetizzati in Figura 12.3.

Questa revisione contiene sia età K/Ar (cioè età modello nelle quali si assume che la composizione isotopica dell'Ar presente nel campione sia atmosferica) sia età $^{40}Ar$-$^{39}Ar$, nelle quali, calcolando l'isocrona, non si fanno assunzioni, ed il risultato è automaticamente corretto per la composizione iniziale del sistema, qualsiasi sia il suo valore, anche se in realtà le età $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ prodotte hanno mostrato raramente delle differenze tra età calcolata con la media pesata (intervalli di plateau delle misure *step-heating* di pasta di fondo o fusioni totali di sanidino), età di isocrona, ed età integrata totale, equivalente quest'ultima a una misura K/Ar.

I dati di età divergono in un solo campione, relativo alla lava della formazione dell'Ermeta (OLF Auct.); in tutti gli altri casi, età su sanidino ed età su pasta di fondo, che rappresenta il *quenching*, sono uguali nell'errore. Laurenzi et al. (2015) concludono proponendo un intervallo cronologico di messa in posto della maggior parte delle vulcaniti molto breve, con la sola eccezione della lava della formazione dell'Ermeta, volumetricamente molto subordinata. Del resto, un risultato analogo, cioè un intervallo temporale ristretto per la maggior parte dell'attività vulcanica, è stato trovato nel Distretto Vulcanico Cimino (Laurenzi et al., 2014).

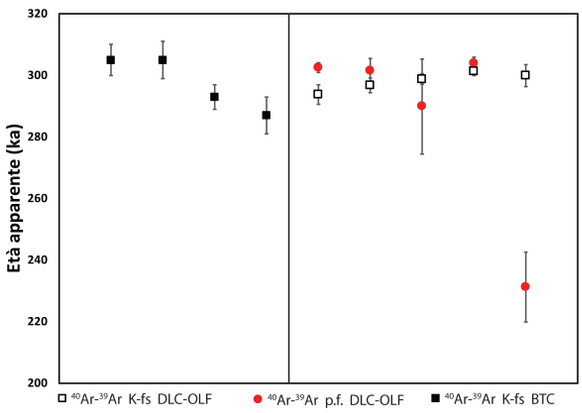



**Figura 12.3** - Età $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ sulle coppie sanidini (quadrati vuoti neri) e paste di fondo (cerchi rossi) di quattro duomi DLC Auct. e della lava OLF Auct. Per confronto, separati da una linea nera, ci sono i sanidini delle unità basali (quadrati neri pieni) (Laurenzi et al., 2015). La barra di errore è ± 1σ. – *$^{40}Ar$-$^{39}Ar ages on pairs K-feldspar (black empty square) / groundmass (red dot) of four domes from DLC Auct. and the Ermeta lava flow from OLF Auct.. By comparison, separated by a black line, there are the K-feldspars of BTC Auct. (black solid square) (Laurenzi et al., 2015). Error bar is* ± 1σ.

## 3 Nuovi dati

### *3.1 Il campione*

Il campione TRZ 51 proviene dalla carota ottenuta dalla perforazione del pozzo piezometrico denominato David Lazzaretti[4] (DL) eseguito dalla Regione Toscana nella porzione meridionale del Monte Amiata, in località Poggio Trauzzolo nel Comune di Santa Fiora (GR), ad una quota di 1086 m s.l.m., e profondo circa 545 metri dal piano campagna. La perforazione ha attraversato il complesso vulcanico e, a circa 530 m di profondità, ha raggiunto il substrato sedimentario. Nelle carote del pozzo DL le rocce correlate alle unità più antiche affioranti (Sintema di Bágnore, BTC Auct.) sono state riconosciute dal top fino ad una profondità di circa 317 m dal piano campagna (per uno spessore totale di circa 250 m). Da 317 m fino a 530 m dal piano campagna sono state incontrate altre unità vulcaniche, che poggiano direttamente sul substrato sedimentario. Queste unità "più antiche", non correlabili con unità affioranti (La Felice et al., 2014), sono principalmente costituite da trachidacite con tessitura porfirica, caratterizzata dalla presenza di mega cristalli di K-feldspato di dimensioni fino a 5 cm, gli altri fenocristalli presenti sono plagioclasio, biotite e pirosseno, immersi in una pasta di fondo microcristallina. Caratteristica di questa roccia è l'abbondanza di inclusi magmatici grigio-verdi ipocristallini, con bordi arrotondati,

[4] Vedi Capitolo 10 per una più approfondita descrizione dello studio stratigrafico del pozzo David Lazzaretti.

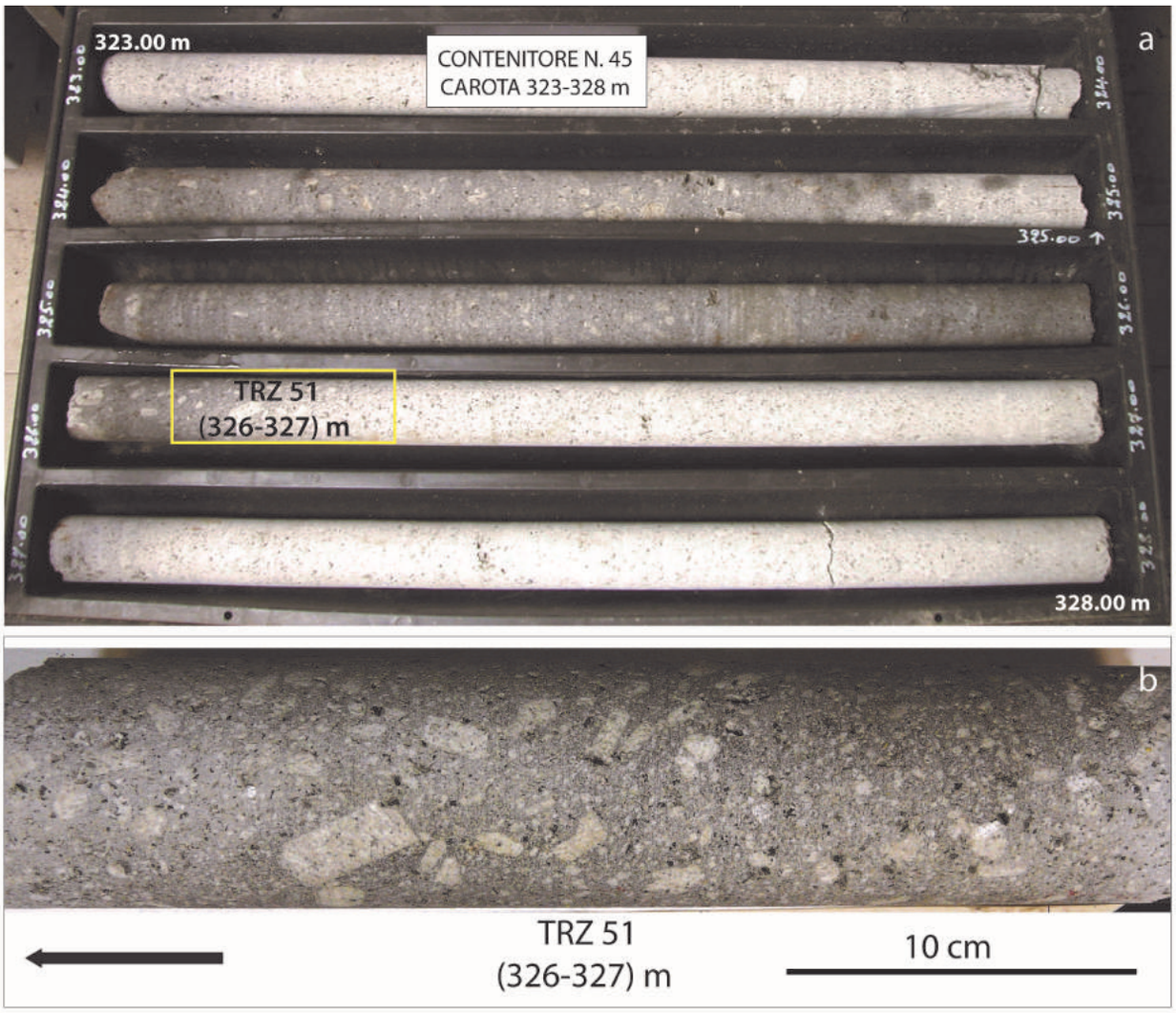



**Figura 12.4** - (a) Porzione di carota proveniente dal pozzo David Lazzaretti nell'intervallo di profondità di 323-328 m dal piano campagna; la carota si presenta intera, priva di fratture e alterazioni; nel riquadro in giallo è indicata la posizione del campione TRZ 51. (b) Il campione TRZ 51 è stato prelevato dalla porzione nell'intervallo di profondità di 326-327 m; la freccia indica l'alto. – (*a) Core samples from David Lazzaretti well at depth 323-328 m below ground level. The cores are 100% recovered, are unbroken and not altered. In yellow box is indicated the position of sample TRZ 51. (b) Sample TRZ 51 was taken from 326-327 m depth cores; arrow point upward.*

che inglobano a loro volta mega cristalli di K-feldspato con bordi arrotondati. Si registra la presenza anche di xenoliti magmatici intrusivi o meta-sedimentari con forme allungate. Queste caratteristiche sono tipiche anche di alcune delle litologie riconosciute in affioramento e interpretate come facies di duomo[5]. Il campione TRZ 51 è stato prelevato nell'intervallo di profondità di 326-327 m dal piano campagna, da una porzione di carota integra (100% di recupero) priva di fratture e di alterazioni (Figura 12.4a e Figura 12.4b).

## *3.2 Datazione con il metodo $^{40}Ar$-$^{39}Ar$*

### *3.2.1 Metodologia*

Le analisi $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ sono state eseguite presso il laboratorio di geocronologia dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Pisa. Sono stati analizzati sia la pasta di fondo (*p.f.*) che un singolo megacristallo di sanidino, grossolanamente frantumato, del campione di carota TRZ 51. La frazione 0.25÷0.355 mm della *p.f.* è stata lisciviata un'ora in acido nitrico 1N a ~ 50°C, mentre il

[5] Vedi Capitolo 9

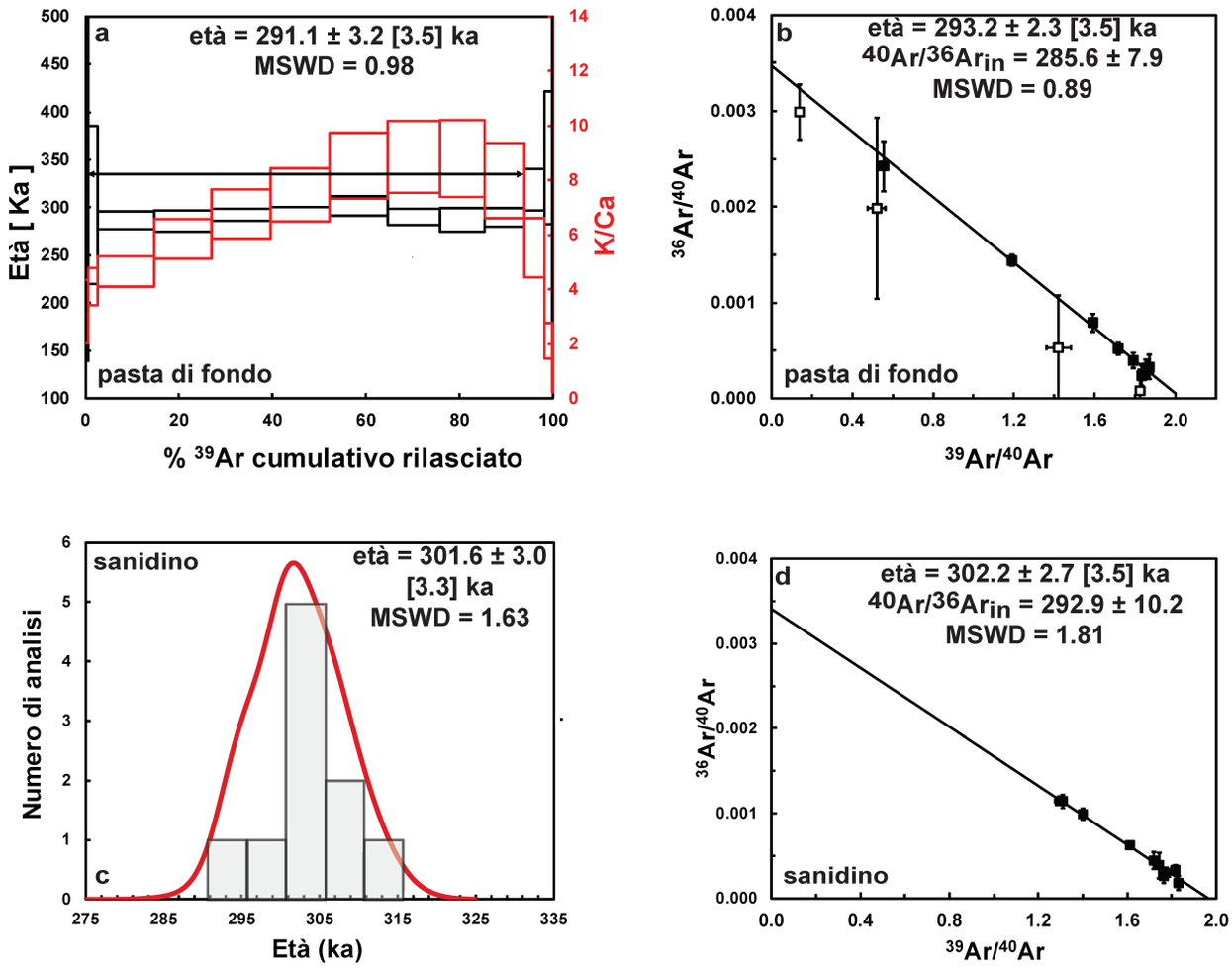



**Figura 12.5** - (a) Spettro di età (linea nera, asse sinistro) e rapporto K/Ca (linea rossa, asse destro) della misura *step-heating* su pasta di fondo; la linea con la doppia freccia indica gli *steps* compresi nell'età di plateau. (c) Diagramma di probabilità con istogramma dei dati ottenuti per le fusioni totali di sanidino. (b) e (d) Diagramma isocrona, con i punti analisi usati per calcolare l'età rappresentati come quadrati pieni. Gli errori utilizzati nei punti analisi sono ± 2σ analitico. L'errore riportato nelle età è ± 2σ (±J) (vedi testo). – *a) Age (blacks line and left axis) and K/Ca (red line and right axis) spectra of groundmass step-heating measurement; the line with arrows indicates steps used in the plateau age calculation; c) Age probability density plot and histogram of data from total fusion of sanidine. (b) and (d) Isochron age plot, where solid square represents data points used for age calculation. Errors are at the ± 2σ level; age errors is ± 2σ (±J) (see text).*

sanidino (0.5÷1 mm) è stato lisciviato a freddo in *HF* 5% per 5 minuti. Entrambi i separati sono stati lavati ripetutamente in acqua distillata e poi in metanolo per ~ 5', sempre in bagno ultrasonico, e poi asciugati su piastra a ~ 50°C. I campioni sono stati impacchettati in contenitori di Al commerciale, posti in una fiala di quarzo e irraggiati nel reattore nucleare TRIGA dell'Università di Pavia, per 3 ore in canale centrale. Lo standard utilizzato per calcolare il fattore di irraggiamento *J* è stato il *sanidino Taylor Creek*, con un'età di 28.34 Ma (Renne et al., 1998), i dati cronologici ottenuti sui campioni sono quindi riferiti a questo valore. Le età sono state calcolate utilizzando le costanti di decadimento di Steiger e Jäger (1977).

I campioni sono stati caricati in fori di adatte dimensioni in un porta-campioni di rame, che è stato poi inserito in un'apposita camera collegata a una linea di estrazione a ultra-alto-vuoto, e sottoposto a un pre-riscaldamento a ~150°C per 12 ore. La misura del sanidino è stata effettuata per fusione totale su 2-3 granuli, utilizzando un laser a $CO_2$. La misura della

pasta di fondo è stata eseguita per riscaldamento a tappe utilizzando un laser Nd:YAG pompato a diodi e operante in modo continuo. I componenti volatili rilasciati dai campioni e interferenti con la misura sono stati eliminati tramite due *getters SAES AP10*, mantenuti a una temperatura di circa 400°C, e un *getter SAES GP50* operante a temperatura ambiente.

I dati analitici sono stati corretti per i bianchi (in media uno ogni due-quattro misure di campione), il frazionamento isotopico, le interferenze nucleari, e il decadimento di $^{37}$Ar e $^{39}$Ar. Il frazionamento isotopico è stato controllato mediante l'analisi periodica di un volume noto di aria. L'elaborazione dei dati, i calcoli e i grafici sono stati eseguiti utilizzando i programmi ArArCALC (Koppers, 2002) e ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003). L'errore usato nei calcoli interni del campione (confronto tra le età calcolate con metodi diversi) è ±2σ analitico. Successivamente va aggiunta l'incertezza relativa alla variazione verticale di flusso neutronico (±J: confronto tra le due fasi analizzate), e l'incertezza sull'età dello standard (confronto con dati esterni a questa ricerca).

### *3.2.2 Risultati*

Le misure effettuate sul sanidino hanno dato una media pesata di 301.6 ± 3.0 ka (2σanalitico, MSWD=1.63) e sono illustrate graficamente con un diagramma di probabilità (Figura 12.5a). Gli stessi punti analisi definiscono un'età d'isocrona di 302.2 ± 2.7 ka (2σanalitico, MSWD=1.81, $^{40}$Ar/$^{36}$Ar$_{in}$=292.9±10.2), uguale nell'errore all'età calcolata come media pesata. L'età proposta per questo campione è quindi di 301.6 ± 3.3 (±J)/4.7 (± incertezza sull'età dello *standard*) ka.

L'analisi per laser *step-heating* della pasta di fondo ha dato uno spettro sostanzialmente piatto, mentre l'andamento del rapporto K/Ca è convesso, con valori più bassi negli intervalli di temperatura (*steps*) iniziali e finali (Figura 12.5b). Nove *steps* (0.4-1.7 W), pari al 91.3% del rilascio di $^{39}$Ar, identificano un'età di *plateau* di 291.1±3.2 ka (2σanalitico, MSWD=0.98), ed un'età d'isocrona di 293.2 ± 2.3 ka (2σanalitico, MSWD=0.89, $^{40}$Ar/$^{36}$Ar$_{in}$=285.6±7.9). L'età proposta per questo campione è quindi di 291.1 ± 3.5 (±J)/4.8 (± incertezza sull'età dello *standard*) ka.

L'età integrata totale, calcolata dalla somma dell'$^{40}$Ar radiogenico e dell'$^{39}$Ar formatosi dal $^{40}$K in reattore, che equivale ad un'età K/Ar, è di 295 ± 4.6 (±J)/5.6 (± incertezza sull'età dello *standard*) ka.

## 4 Discussione e conclusioni

I risultati cronologici ottenuti sulla coppia sanidino-pasta di fondo del campione TRZ 51, 301.6 ± 3.3 e 291.1 ± 3.5 ka, rispettivamente, evidenziano una differenza degna di nota (Δ= 10.5 ± 4.4 ka), riscontrabile anche confrontando le età di isocrona (Δ= 9.0 ± 3.5 ka). Il sanidino TRZ 51 è l'unico mega cristallo finora datato con il metodo $^{40}$Ar-$^{39}$Ar. Difatti, tutti i dati di letteratura su sanidino sono riferibili a microfenocristalli. È quindi impossibile al momento dire se questo risultato rappresenti un caso unico oppure no. Un disequilibrio più consistente di questo nelle età $^{40}$Ar-$^{39}$Ar di sanidino e pasta di fondo è stato già trovato in passato per le vulcaniti del Monte Amiata solo relativamente alla colata latitica dell'Ermeta (Laurenzi et al., 2015). Del resto, la letteratura riporta casi, in contesti geologici diversi, nei quali mega-xeno-cristalli di sanidino risultano più vecchi dell'unità vulcanica che li ingloba (Bachmann et al., 2007; Renne et al., 2012).

In conclusione, dalle nuove analisi operate in questo lavoro e dal loro raffronto con i dati di letteratura risulta che le unità "più antiche" della attività vulcanica amiatina, forniteci dal pozzo DL, sono praticamente coeve alla base della serie affiorante (Sintema di Bágnore). Infatti la media delle quattro misure effettuate in letteratura sui sanidini delle piú basse unità affioranti, è pari a 299.8 ± 6.2 ka (deviazione standard), un valore uguale nell'errore ai dati cronologici ottenuti in questo lavoro.

## Opere citate

Bachmann O., Oberli F., Dungan M.A., Meier M., Mundil R. e Fisher H. (2007) $^{40}$Ar/$^{39}$Ar and U–Pb dating of the Fish Canyon magmatic system, San Juan Volcanic field, Colorado: Evidence for an extended crystallization history. Chemical Geology, 236, 134-166.

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Laccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L. e Villa I.M. (1994) Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia, 49, 77–134.

Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ghezzo C., Giuliani O., Radicati Di Brozolo F. e Rita F. (1981) Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy). Bullettin of Volcanology, 44, 455–465.

Cadoux A. e Pinti D.L. (2008) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 179, 169–190.

Conticelli S., Cifelli F., Mattei M., Laurenzi M.A., Moscardi F., Braschi E., Benvenuti M.G., Francalanci L., Burlamacchi L., Perini G. e Ferrari Pedraglio L. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between shoshonitic and leucititic magmas. Italian Journal of Geosciences, 134, 268-292.

Evernden J.F. e Curtis G.H. (1965) The potassium-argon dating or Late Cenozoic rocks in East Africa and Italy. Current Anthropology, 6, 343–385.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological evolution of the Monte Amiata Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 41–56.

Kelley S.P. (2002) Excess argon in K–Ar and Ar–Ar geochronology. Chemical Geology, 188, 1-22.

Koppers A.A.P. (2002) ArArCALC- software for $^{40}Ar/^{39}Ar$ age calculation. Computer Geoscience, 28, 325-332.

La Felice S., Principe C., Bertini G., Gianelli G., Montanari D. e Vezzoli L. (2014) Oldest Volcanic Units at Mt. Amiata (Tuscany, Central Italy) discovered inside "David Lazzaretti" Well. Conferenza Rittmann, Nicolosi (CT), 29-31 ottobre 2014, p. 38.

Laurenzi M.A. & Villa I.M. (1991) - The age or the early volcanic activity at Monte Amiata volcano, Tuscany: evidence for a paleomagnetic reversal at 300 Ka bp. Plinius, 6, 160–161.

Laurenzi M.A., Mattioli M., Bonomo R., Ricci V. e Vita L. (2014) $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ geochronology and evolution of the Cimini volcanic district (Central Italy). Rend. Online Società Geologica Italiana, 31, 444.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata volcano, central Italy. Italian Journal of Geosciences, 134, 255-265.

Layer P.W. e Gardner J.E. (2001) Excess argon in Mount St. Helens plagioclase as a recorder of magmatic processes. Geophysical Research Letters, 28, 4279-4282.

Ludwig K.R. (2001) Isoplot 3.0 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Italian Journal of Geosciences, 134, 200-218.

Mcdowell F.D. (1983) K-Ar dating: incomplete extraction of radiogenic argon from alkali feldspar. *Isotope Geosciences,* 1, 119-126.

Pasquaré G., Chiesa S., Vezzoli L. e Zanchi A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. Memorie Società Geologica Italiana, 25, 145–157.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., Depaolo D.J. (1998) – Inter-calibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Chemical Geology, 145, 117-152.

Renne P.R., Mulcahy S.R., Cassata W.S., Morgan L.E., Kelley S.P., Hlusko L.J. e Njau J.K. (2012) Retention of inherited Ar by alkali feldspar xenocrysts in a magma: kinetic constraints from Ba zoning profiles. Geochimica et Cosmochimica Acta, 93, 129-142.

Steiger R.H. e Jäger E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-362.

**Scheda di approfondimento 12.1 - Il Decadimento Radioattivo**

La **radioattività** è una proprietà di isotopi instabili di alcuni elementi (detti radioattivi o *genitori*), che nel tempo si trasformano spontaneamente in isotopi stabili (o instabili) dello stesso elemento o di un elemento differente (detti radiogenici o *figli*), per **decadimento radioattivo** attraverso l'emissione di radiazioni (fig. 1). Questo processo è funzione soltanto del tempo, e forma la base di tutti i metodi di datazione radioisotopici.

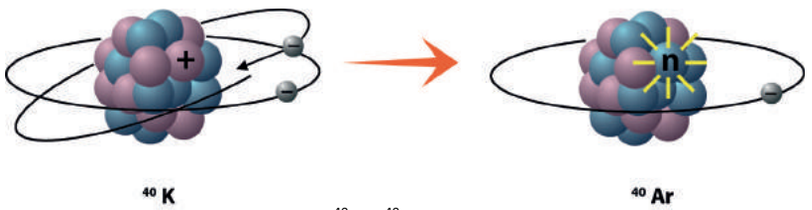


Figura 1: Esempio di decadimento del $^{40}K$ in $^{40}Ar$.

Ciascun isotopo radioattivo è caratterizzato da una **costante di decadimento (λ)**, che rappresenta la probabilità che quel particolare processo di decadimento abbia luogo nell'unità di tempo, e da un **tempo di dimezzamento ($t_{½}$)**, che rappresenta l'intervallo di tempo necessario perché si trasformi metà della quantità iniziale di isotopi radioattivi (Fig. 2). Le due grandezze sono legate dalla relazione:

$$t_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

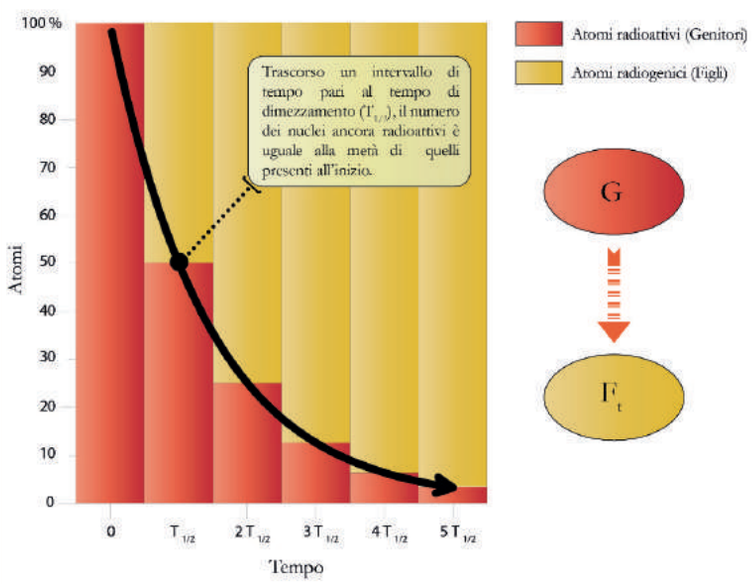


Figura 2: Visualizzazione grafica della legge del decadimento radiattivo,

L'intervallo di applicabilità di un metodo cronologico è pari a 10 $t_{1/2}$, cioè il tempo necessario per disintegrare la quasi totalità dell'isotopo radioattivo genitore.

Il rapporto tra la quantità di un elemento radioattivo presente in una roccia (*genitore* **G**) e la quantità di elemento radiogenico risultante dal decadimento del primo (*figlio* $\mathbf{F_t}$) permette, se la costante di decadimento è nota, di risalire all'età della roccia, secondo la legge:

$$F_t = G\left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

In genere nel campione da datare pre-esiste una certa quantità dell'isotopo radiogenico ($\mathbf{F_0}$) al tempo iniziale (t = 0), ovvero quando si è formata la roccia ed è iniziato il decadimento. Quindi la quantità totale di isotopo figlio è data da:

$$F = F_0 + G\left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

La quantità di $\mathbf{F_0}$ deve essere calcolata; quando ciò non è possibile viene assunta una composizione iniziale e si ottiene un'età modello. Riassumendo, l'età della roccia o del minerale è data dall'equazione:

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\left(1 + \frac{F_t}{G}\right)$$

Il numero ottenuto avrà un senso geologico solo se saranno soddisfatte le seguenti condizioni:

- il sistema non deve aver acquistato o perso l'isotopo genitore G e/o l'isotopo figlio F
- $F_0$ deve essere noto o derivabile
- la costante di decadimento λ deve essere nota con precisione

**Metodo di datazione $^{40}$Ar-$^{39}$Ar**

Il **metodo di datazione $^{40}$Ar-$^{39}$Ar** è uno dei più diffusi per due motivi principali: il potassio è un elemento maggiore in molti minerali comuni, e il tempo di dimezzamento del $^{40}$K, 1250 Ma, permette di applicare questo metodo all'intera storia geologica del nostro pianeta.

***Cosa si analizza***: tutti i minerali contenenti K come elemento maggiore o in traccia, quindi leuciti, K-feldspati, muscoviti, biotiti, vetri, plagioclasi, anfiboli, rocce totali e paste di fondo.

***Come si analizza***:

1) il campione viene irraggiato in un reattore nucleare, dove avviene la reazione che permetterà poi di misurare l'isotopo genitore **G**

$$^{39}K + n \rightarrow {}^{39}Ar + p$$

2) il campione viene inserito in una linea a ultra alto vuoto e riscaldato a intervalli discreti di temperatura (*step-heating*) oppure fuso in unica soluzione (*cristallo singolo o popolazione di cristalli*) utilizzando sonde laser.

3) La fase gassosa ottenuta dal processo di fusione, previa purificazione da gas interferenti, viene immessa in uno spettrometro di massa (fig. 3) dove verranno misurati sia il genitore (K α $^{39}$Ar) sia il figlio $^{40}$Ar. Dal loro rapporto sarà possibile calcolare l'età del campione.



Figura 3: Spettrometro di massa

# 13. L'andamento morfo-strutturale del substrato del Monte Amiata - Aggiornamento

*Updating the morpho-structural reconstruction of Monte Amiata substratum*

Giovanni Bertini[1], Sonia La Felice[1], Domenico Montanari[2], Annarita Paolillo[1]

1 *CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

2 *CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

Corresponding author s.lafelice@igg.cnr.it

*Abstract*

*In this Chapter, we present the results of the stratigraphic review on a data-set of 66 boreholes drilled into the Monte Amiata volcanic edifice, including 5 recently drilled deep-wells. The purpose of this review was to obtain a reliable database for the reconstruction of the morpho-structural surface of the Monte Amiata substratum. The map elaborated confirms the presence of a 15 km$^2$ depression in the south-western portion, and a morphological high in the north-eastern portion of the volcanic edifice. The same morphological features, with less detail and some dimension differences, were have been identified by all previous studies and variously interpreted. The morpho-structural analysis carried out in this Chapter leads to the exclusion of this depression because of purely erosive phenomena or pre-volcanics, as claimed by the previous authors. Our results are: (i) a better definition of the morphology of the substratum depression in the south-western part of the volcano, and (ii) the interpretation of the origin of this depression as possibly linked both to the transtensive tectonic system that has been active over the last 300 ka and to Monte Amiata volcanism.*

## 1 Introduzione

La ricostruzione della morfologia del substrato del complesso vulcanico del Monte Amiata è stata affrontata negli studi pregressi principalmente tramite analisi di carattere geofisico alle quali sono stati associati i dati puntuali provenienti dalle stratigrafie delle perforazioni effettuate in quest'area (Calamai et al., 1970; Manzella, 2006 e 2008; Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012). L'interesse principale della comunità scientifica e industriale è stato quello di studiare approfonditamente l'acquifero ospitato dalle vulcaniti del complesso vulcanico del Monte Amiata (Acquifero dell'Amiata - CISS 99MM020; Cerrina Feroni et al., 2009), che costituisce la principale fonte di approvvigionamento idrico delle città della Toscana Meridionale. Le vulcaniti del Monte Amiata poggiano su una spessa copertura quasi continua di unità di *flysch* (circa 300 - 600 m, Dini et al., 2010), costituita da scisti e calcari a sud, e scisti e arenarie a nord dell'edificio vulcanico (Pandeli et al., 2005).

Una delle più evidenti caratteristiche geologiche dell'area è rappresentata da un sollevamento regionale ellissoidale con allungamento NNE-SSO, che va dall'area di Cana alla dorsale del Monte Cetona, con il Monte Amiata e Radicofani situati nella porzione apicale della struttura di sollevamento, definita sulla base delle curve di sollevamento dei depositi marini del Neogene (e.g. Acocella, 2000) e di dati gravimetrici (e.g. Orlando et al., 1994).

Secondo tali studi, il sollevamento è stato innescato da un'intrusione magmatica quaternaria (di dimensioni circa 25-30 km per 45-50 km) che si sarebbe messa in posto nella crosta superiore a circa 6-7 km di profondità (Gianelli et al., 1988; Marinelli et al., 1993). L'anomalia gravimetrica

negativa ben definita e centrata sotto al Monte Amiata sarebbe coerente con la presenza di un corpo magmatico, il cui top Girolami et al. (2017) pongono a circa 4.5 km di profondità, in corrispondenza dell'edificio vulcanico, e a circa 7.5 km di profondità in corrispondenza delle sue parti periferiche[1].

In questo lavoro viene proposto un aggiornamento della ricostruzione morfo-strutturale del substrato del complesso vulcanico, sulla base dei dati di sottosuolo provenienti dalla revisione delle stratigrafie delle perforazioni esistenti nell'area del Monte Amiata e dello studio di cinque nuovi pozzi perforati dal 2009 al 2014 dalla Regione Toscana e da Enel *Green Power*.

## 2 Studi precedenti

In Figura 13.1 sono state messe a confronto le precedenti ricostruzioni della superficie di contatto fra le vulcaniti del Monte Amiata ed il suo substrato sedimentario (Calamai et al., 1970; Manzella, 2006 e 2008; Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012). Ad una prima analisi risulta evidente come in tutti questi schemi siano presenti degli alti morfologici del substrato nella porzione settentrionale dell'areale oggi occupato dall'edificio vulcanico di Monte Amiata, ed una struttura depressa, più o meno articolata, che ne occupa il quadrante sud-occidentale. Le varie ricostruzioni differiscono in una certa misura, sia per il *data-set* utilizzato, che per i dettagli morfologici della ricostruzione operata, che per le quote massime e minime raggiunte dal substrato sotto al vulcano. Nel seguito viene proposta una sintesi delle principali differenze e delle diverse interpretazioni genetiche delle topografie ricostruite.

La prima fra queste ricostruzioni del substrato sedimentario alla base delle vulcaniti si trova in Calamai et al. (1970) (Figura 13.1a), ottenuta utilizzando i dati di un centinaio di sondaggi geoelettrici e di pozzi fino a quel momento perforati nell'area del Monte Amiata. Tra questi i 9 selezionati come più rappresentativi vengono riportati nella mappa di Figura 13.1a. Le principali caratteristiche di questa ricostruzione sono la presenza di due alti morfologici maggiori e di una depressione chiusa. Gli alti morfologici si trovano nella parte Nord e Nord Est dell'edificio vulcanico, dove, in corrispondenza di Poggio dell'Ermicciolo, la base delle vulcaniti raggiunge le sue più alte quote di affioramento (circa 1000-1100 m s.l.m.). La porzione depressa occupa il settore centrale e meridionale dell'edificio vulcanico e raggiunge, secondo la ricostruzione di questi Autori, le maggiori profondità nell'area compresa tra Poggio Pinzi e Poggio Trauzzolo, dove si toccano quote di circa 400 m s.l.m.. Questa depressione viene interpretata da Calamai et al. (1970) come il risultato della combinazione di una morfologia valliva pre-esistente all'attività vulcanica e dell'effetto di eventi vulcano-tettonici contemporanei e/o successivi alla messa in posto delle vulcaniti.

In tempi più recenti, Manzella (2006, 2008) (Figura 13.1b), ha effettuato, per conto della Regione Toscana, un'indagine finalizzata alla ricostruzione della geometria dell'acquifero superficiale del Monte Amiata. Tale prospezione è stata effettuata con metodi di magnetotellurica e tomografia elettrica. I risultati ottenuti da Manzella (2006, 2008) restituiscono un basamento sedimentario che mostra un massimo di quota (1100 m s.l.m) ad ovest del Rifugio Cantore (circa 1 km a nord della Vetta) e una depressione nella zona a sud-ovest del Monte Amiata, dove vengono raggiunte quote di circa 500 m s.l.m.. Questa depressione, nella interpretazione di Manzella (2006, 2008), è colmata da una spessa coltre di vulcaniti.

Dini et al. (2010) propongono una ricostruzione della geometria del substrato (Figura 13.1c) basata sull'integrazione dei dati provenienti da 9 pozzi geotermici, 1 pozzo idrico, 42 sondaggi minerari, e circa 10 pozzi piezometrici, ai quali vengono associati i dati di prospezione geofisica provenienti da indagini effettuate da Enel negli anni sessanta, dalla Provincia di Grosseto (1999-2003), e dai sondaggi elettro-magnetici di Manzella (2006). Secondo questi Autori le aree più elevate del top del substrato sedimentario si trovano a NE (900-1000 m), mentre quelle più profonde (600 m s.l.m.) a SO del centro dell'edificio vulcanico subaereo. Va innanzitutto rilevato che esiste una contraddizione fra i dati usati e l'elaborazione

[1] Per una discussione sulla presenza di questo corpo intrusivo vedi il Capitolo 6

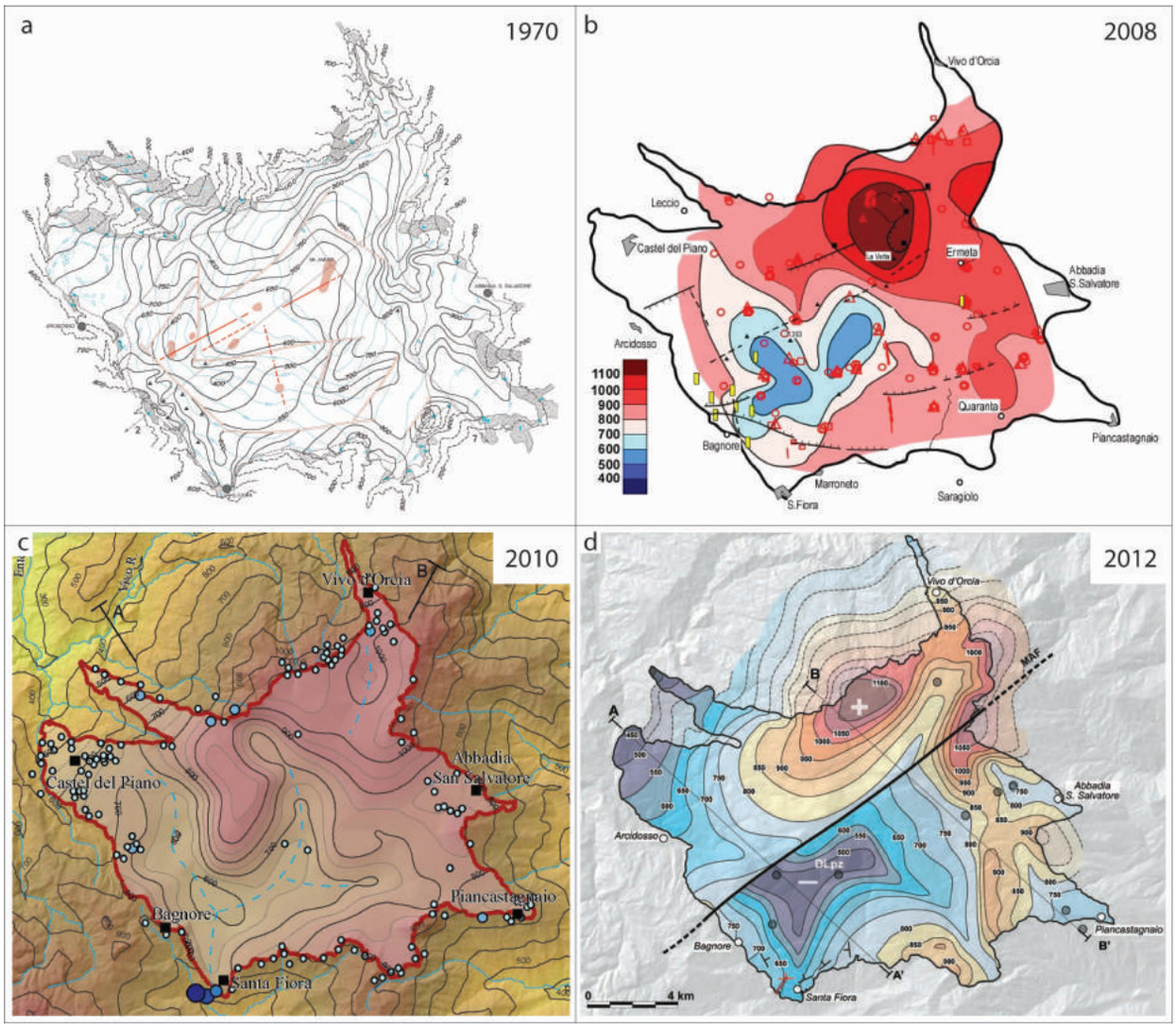



**Figura 13.1 -** Precedenti modelli del substrato delle vulcaniti derivati da sondaggi geofisici e dati di sottosuolo: a) Calamai et al. (1970); b) Manzella (2006, 2008); c) Dini et al. (2010); d) Doveri et al. (2012) – *Previous models of the morpho-structural substrate derived from geophysical survey and boreholes data: a) Calamai et al. (1970); b) Manzella (2006, 2008). c) Dini et al. (2010); d) Doveri et al. (2012).*

proposta da Dini et al. (2010) (Figura 13.1), che pone a circa 600 m s.l.m. il contatto fra le vulcaniti ed il substrato sedimentario in corrispondenza del pozzo Bagnore 10, mentre il substrato sedimentario viene incontrato da questo pozzo alla quota di 475 m s.l.m..

Morfologicamente, queste aree vengono interpretate da Dini et al. (2010) come creste e valli che mostrano una buona correlazione con la morfologia esterna all'area coperta dall'edificio vulcanico. Questa morfologia giustifica anche, secondo Dini et al. (2010), che il flusso principale delle acque sotterranee, infiltratesi nelle vulcaniti dell'edificio di Monte Amiata, vada verso sud ed emerga in corrispondenza delle sorgenti del Fiume Fiora. In questa interpretazione la morfologia del *top* del substrato sedimentario sotto al Monte Amiata, compresa l'area depressa a SO, si sarebbe formata precedentemente al vulcanismo ed i lineamenti principali al suo interno deriverebbero dalla tettonica regionale miocenica che ha interessato le formazioni sedimentarie riferibili alla Falda Toscana. Dini et al. (2010) scartano esplicitamente l'ipotesi di una influenza vulcano-tettonica sull'andamento del

substrato, dovuta alla attività vulcanica e al Monte Amiata, che è avvenuta nell'intervallo di tempo compreso tra circa 304 e 230 ka (Laurenzi et al., 2015).

Infine, Doveri et al. (2012) (Figura 13.1d), applicano un approccio probabilistico, interpolando le mappe di Calamai et al. (1970) e Manzella (2006 e 2008), per ottenere classi di affidabilità maggiore laddove le profondità ricostruite sono coincidenti, ed inseriscono 7 valori di profondità del contatto provenienti da stratigrafie di pozzi, per assicurare l'affidabilità nelle aree a minore coincidenza. Questi Autori propongono una ricostruzione della base delle vulcaniti costituita da due alti morfologici orientati NE-SO e NS, rispettivamente a nord e ad est dell'edificio vulcanico, che raggiungono le maggiori quote a circa 1100 m s.l.m., e da una depressione morfologica ubicata a sud-ovest che raggiunge quote poco inferiori a 500 m s.l.m. Queste due aree morfologiche distinte sono interrotte dalla presenza di una struttura denominata Faglia del Monte Amiata disposta, nella ricostruzione di Doveri et al. (2012), secondo una generica direzione di allineamento dei centri eruttivi, che viene correlata alla presenza di una zona di tettonica transtensionale associata al sistema di faglie di Bagnore e Bagni S. Filippo, con il conseguente sviluppo di bacini di tipo *pull-apart* come suggerito da Brogi et al. (2010). Viene infine ipotizzata una possibile continuazione verso nord dell'alto morfologico principale, in seguito eroso nella sua porzione superficiale, a partire dal Pleistocene Medio-Superiore, mentre la porzione ricoperta dalle vulcaniti sarebbe rimasta preservata. Diversamente da Dini et al. (2010), Doveri et al. (2012) sostengono che la morfologia del substrato delle vulcaniti è stata influenzata dalle recenti faglie ad alto-angolo attive a partire dal Pleistocene Medio-Superiore, piuttosto che dalla tettonica estensionale a basso-angolo del Miocene.

In conclusione la quota più alta raggiunta dal substrato sedimentario sotto l'Amiata varia da un Autore all'altro fra i 900 ed i 1100 metri s.l.m.. La depressione che occupa il quadrante sud-occidentale sotto al vulcano invece ha profondità variabili fra i 400 m s.l.m. di Calamai et al. (1970) ed i 600 m s.l.m. di Dini et al (2010). I due restanti Autori (Manzella, 2006 e 2008; e Doveri, 2012) concordano su di una quota di 500 m.s.l..

## 3 I nuovi dati

I dati stratigrafici di sottosuolo utilizzati in questo lavoro provengono dal Data Base Geologico Minerario (DBGM) del Centro di GeoTecnologie dell'Università degli studi di Siena (www.neogeo.unisi.it/dbgmnew/), dall'inventario delle Risorse Geotermiche (unmig.sviluppoeconomico.gov.it), ed infine dal Database Geologico della Regione Toscana (http://www502.regione.toscana.it/geoscopio/geologia.html).

Per delineare la base del complesso vulcanico abbiamo scelto di utilizzare soltanto i dati provenienti dalle colonne stratigrafiche delle perforazioni, e, fra queste, solo quelli dei pozzi che hanno attraversato l'intero spessore delle rocce vulcaniche ed hanno incontrato il substrato sedimentario.

Sono stati in questo modo selezionati 66 pozzi (Figura 13.2), la maggior parte dei quali sono stati perforati per scopi geotermici o minerari negli anni Sessanta. I restanti sono un pozzo idrico (PR) e 5 pozzi (Pz4, Pz6, Pz7, Pz10 e DL) perforati per l'osservazione dei livelli piezometrici dell'acquifero del Monte Amiata dal 2009 al 2014 dalla Regione Toscana e da Enel *Green Power*, e la cui stratigrafia è stata curata da personale IGG-CNR (S. La Felice). I dati estrapolati dalle originali stratigrafie sono stati raccolti in un database, che fa parte del materiale aggiuntivo al presente Volume, richiedibile all'indirizzo e-mail del *Corresponding Author*. In Tabella 13.1 vengono riportati i dati relativi al nome ed all'ubicazione del pozzo, la quota del piano campagna e la profondità del contatto tra vulcaniti e substrato, estratti da questo database.

I pozzi analizzati sono concentrati principalmente in due limitati settori dell'edificio vulcanico, a E presso Abbadia San Salvatore (36 pozzi) e a SO presso Bagnore (23 pozzi). Fanno eccezione: i) il pozzo idrico (PR) di Pian dei Renai, situato nel settore settentrionale, ii) il pozzo Pc D1 che si trova a SE nei pressi di Piancastagnaio e iii) i pozzi piezometrici (Pz4, Pz6, Pz7, Pz10 e DL) di più recente perforazione, situati nella porzione centrale del vulcano, lungo una linea approssimativamente N-S.

Relativamente a questi pozzi, la perforazione del Pz10 è stata interrotta, nel 2014, alla quota di circa

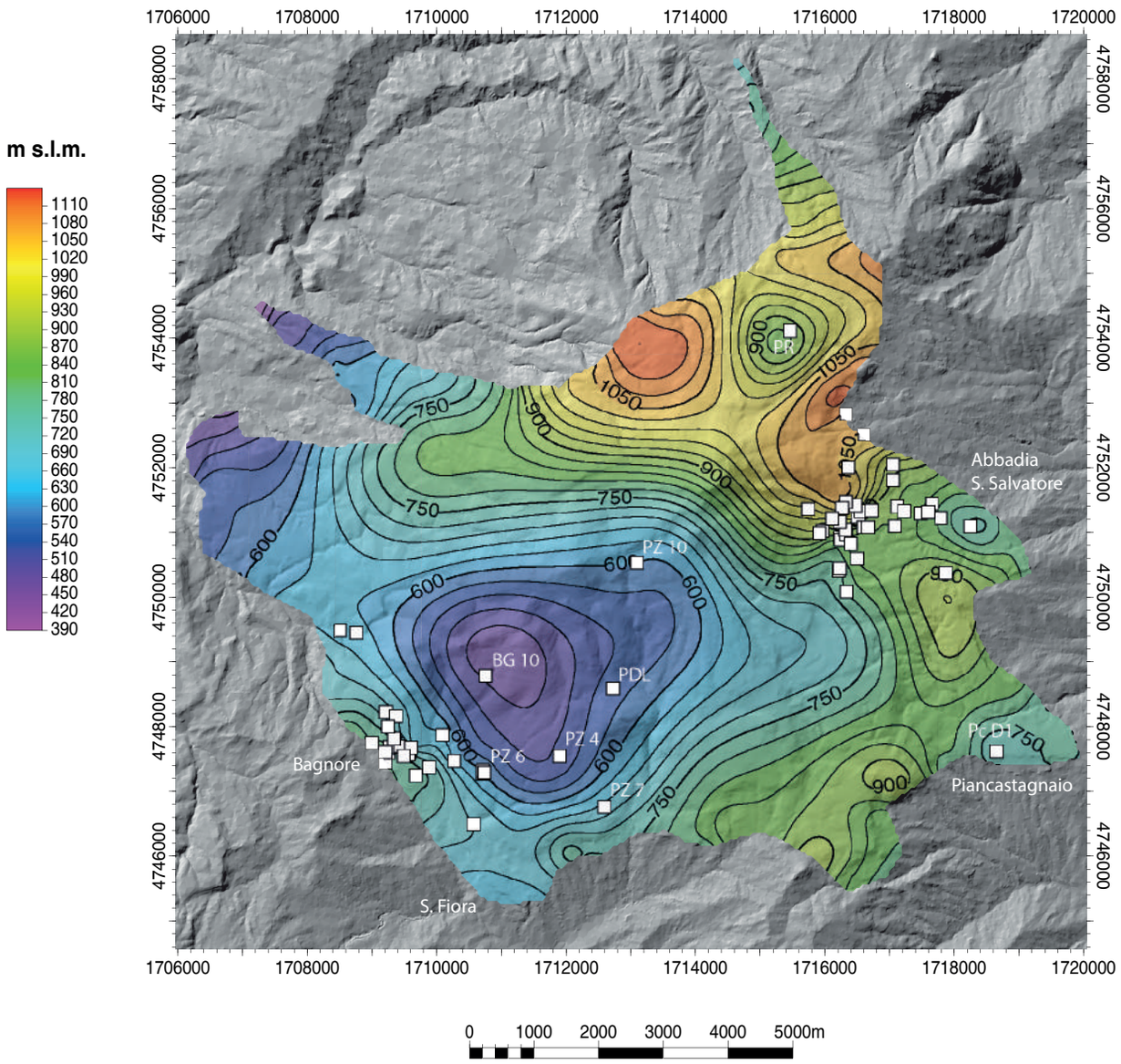



**Figura 13.2 -** La Mappa della ricostruzione della base delle vulcaniti. Come dato di input sono state usate le quote di intercettazione del substrato nei vari pozzi disponibili, ed i punti di affioramento del contatto tra le vulcaniti e il substrato sedimentario. I quadratini bianchi indicano i pozzi utilizzati nel modello – *Contour map of the base of the volcanic complex (m a.s.l.). White box are borehole data that were used in this tudy.*

650 m s.l.m. senza aver intercettato il substrato sedimentario, per cui per potere usare anche questo dato, è stata arbitrariamente assegnata una quota minima di 600 m s.l.m. al contatto fra vulcaniti e substrato sedimentario. Il pozzo piezometrico David Lazzaretti (DL), effettuato a carotaggio continuo nel 2010 nei pressi del duomo di Poggio Trauzzolo ad una quota di 1086 m s.l.m., ha raggiunto invece il contatto tra le vulcaniti ed il substrato a circa 550 m s.l.m. (La Felice et al., 2014; e Capitolo 10 di questo stesso volume). Il carotaggio ha attraversato tutta la sequenza vulcanica[2] mettendo anche in luce la presenza di unità vulcaniche non affioranti che riempiono la depressione evidenziata dal modello di Figura 13.2 e che poggiano direttamente sul substrato

[2] Vedi Capitolo 10

| Sondaggio | Località | X | Y | Q. iniziale m s.l.m. | Q. contatto m s.l.m. |
|---|---|---|---|---|---|
| Ab 2 | Presso P. Italia | 1717006.95 | 4751798.88 | 948.00 | 899.10 |
| Ab 3 | Gorone | 1717071.78 | 4751397.13 | 941.53 | 870.63 |
| Ab 5 | Prossimo a Campo Sportivo | 1718214.86 | 4751093.37 | 847.00 | 748.50 |
| Ab 7 | Acqua Gialla | 1716470.93 | 4751240.45 | 991.00 | 950.90 |
| Ab 9 | Vioccolo | 1716314.46 | 4751999.51 | 1171.00 | 1030.35 |
| Ab 10 | Acqua Gialla | 1716504.6 | 4751326.1 | 960.00 | 910.90 |
| Ab. D. 2 | Acquapassante (Abbadia San Salvatore) | 1716570.78 | 4752508.01 | 1048.21 | 1044.21 |
| Ab. D. 3 | Polveriere | 1717028.81 | 4751093.01 | 938.00 | 869.00 |
| Ab. D. 5 | Acqua Gialla | 1716675.25 | 4751333.63 | 956.08 | 898.08 |
| Ab. D. 5 | Case Cachino | 1717846.35 | 4750377.75 | 944.02 | 902.02 |
| Ab. D. 6 | Prati | 1717009.21 | 4752044.93 | 972.80 | 918.80 |
| Ab. D. 7 | Cipriana | 1716292.29 | 4750087.03 | 1046.00 | 782.00 |
| Ab. D. 8 | Fonte al Becco (Abbadia San Salvatore) | 1716457.81 | 4750593.32 | 1018.00 | 846.00 |
| Ab. D. 9 | Cipriana (Abbadia San Salvatore) | 1716164.36 | 4750417.28 | 1018.00 | 773.50 |
| Ab. D. 11 | Decine (Abbadia San salvatore) | 1716194.21 | 4750912.30 | 1040.00 | 875.00 |
| Ab. D. 12 | Fonte al Becco (Abbadia San Salvatore) | 1716552.36 | 4751077.98 | 1012.00 | 868.00 |
| Ab. D. 13 | Fonte al Becco (Abbadia San Salvatore) | 1716201.92 | 4750883.40 | 1046.00 | 843.00 |
| Ab. D. 14 | Acquapassante (Abbadia San Salvatore) | 1716292.80 | 4752829.97 | 1077.00 | 1063.00 |
| Ab. D. 16 | Elmeta (Abbadia San Salvatore) | 1716428.24 | 4751413.75 | 1015.00 | 994.00 |
| Ab. D. 23 | Abbadia San Salvatore | 1716283.02 | 4750976.86 | 1028.00 | 871.00 |
| Ab. D. 24 | Abbadia San Salvatore | 1716620.43 | 4751080.12 | 1000.00 | 883.00 |
| Ab. D. 25 | Abbadia San Salvatore | 1715918.07 | 4751027.14 | 1094.00 | 888.00 |
| Ab. D. 26 | Abbadia San Salvatore | 1716281.08 | 4751038.55 | 1032.00 | 904.00 |
| Ab. D. 27 | Cipriana (Abbadia San Salvatore) | 1715873.67 | 4750994.86 | 1119.00 | 916.00 |
| Ab. D. 28 | Cipriana (Abbadia San Salvatore) | 1716355.94 | 4750824.75 | 1030.00 | 855.00 |
| Ab. D. 29 | Fonte al Becco (Abbadia San Salvatore) | 1716186.45 | 4751159.10 | 1049.00 | 948.00 |
| Ab. D. 31 | Elmeta (Abbadia San Salvatore) | 1716290.17 | 4751471.16 | 1040.00 | 1026.00 |
| Ab. D. 32 | Elmeta (Abbadia San Salvatore) | 1716225.03 | 4751376.47 | 1078.86 | 1026.86 |
| Ab. D. 33 | Elmeta (Abbadia San Salvatore) | 1716071.07 | 4751217.23 | 1086.00 | 971.00 |
| Ab. D. 35 | Elmeta | 1715703.23 | 4751360.07 | 1141.00 | 985.00 |
| Ab. D. 37 | Abbadia San Salvatore | 1717181.33 | 4751322.39 | 925.00 | 867.00 |
| Ab. D. 38 | Abbadia San Salvatore | 1717435.79 | 4751296.31 | 900.00 | 837.00 |
| Ab. D. 39 | Abbadia San Salvatore | 1717616.76 | 4751448.31 | 900.00 | 830.00 |
| Ab. D. 40 | Abbadia San Salvatore | 1717548.75 | 4751312.62 | 900.00 | 837.00 |
| Ab. D. 44 | Abbadia San Salvatore | 1717752.8 | 4751223.5 | 870.00 | 802.00 |
| Ab. D. 51 | Abbadia San Salvatore | 1719133.64 | 4749183.43 | 875.00 | 735.00 |
| Bagnoli 2 | Bagnoli | 1708471.86 | 4749495.19 | 680.00 | 642.00 |
| Bagnore 1° | Le Bagnore | 1709852.41 | 4747380.89 | 835.00 | 737.00 |
| Bagnore 1 | Bagnore | 1709651.88 | 4747251.27 | 825.00 | 755.00 |
| Bagnore 3 | Bagnore | 1709191.27 | 4748229.03 | 875.00 | 706.00 |
| Bagnore 3 bis A | Arcidosso | 1709336.13 | 4748166.63 | 893.00 | 693.00 |
| Bagnore 4 | Santa Fiora | 1710538.06 | 4746506.37 | 760.00 | 688.50 |
| Bagnore 5 | Bagnore | 1710064.33 | 4747881.41 | 820.00 | 628.00 |
| Bagnore 10 | Santa Fiora | 1710717.84 | 4748796.87 | 1080.00 | 475.00 |
| Bagnore 10 | C. Prato delle Monache | 1709231.13 | 4747612.10 | 811.23 | 796.73 |
| Bagnore 11 | C. Prato delle Monache | 1709179.97 | 4747453.05 | 810.10 | 788.10 |
| Bagnore 12 | C. Prato delle Monache | 1709241.13 | 4747687.59 | 820.00 | 776.00 |
| Bagnore 13 | Santa Fiora | 1710673.36 | 4747282.47 | 840.00 | 601.00 |
| Bagnore 13 | C. Prato delle Monache | 1709173.05 | 4747619.84 | 815.00 | 802.00 |
| Bagnore 13 bis | Bagnore | 1710678.78 | 4747330.74 | 840.00 | 600.00 |
| Bagnore 15 | Arcidosso | 1708977.66 | 4747755.67 | 805.00 | 782.00 |
| Bagnore 15 | Case Prato delle Monache | 1709528.04 | 4747587.15 | 841.00 | 738.50 |
| Bagnore 16 | Case Prato delle Monache | 1709410.79 | 4747707.09 | 865.00 | 736.50 |
| Bagnore 17 | Santa Fiora | 1710235.47 | 4747485.22 | 825.00 | 633.00 |
| Bagnore 17 | Podere Termini | 1709308.05 | 4747823.77 | 847.00 | 720.00 |
| Bagnore 18 | Bagnore | 1709570.62 | 4747681.08 | 875.00 | 675.00 |
| Bagnore 18 | L'Incrociata | 1709219.83 | 4748010.06 | 845.00 | 730.00 |
| Bagnore n°5 | Bagnore | 1709460.89 | 4747554.23 | 825.00 | 743.30 |
| David Lazzaretti | Poggio Trauzzolo | 1712688.31 | 4748592.12 | 1086.00 | 556.00 |
| Monte Amiata 1 | Piancastagnaio (Abbadia San Salvatore) | 1716186.08 | 4750448.85 | 1020.00 | 784.00 |
| Pc D1 | Piancastagnaio | 1718618.97 | 4747624.44 | 802.00 | 727.00 |
| Piezometrico n°4 | | 1711862.31 | 4747556.75 | 935.00 | 519.00 |
| Piezometrico n°6 | Madonna del Castagno | 1710705.21 | 4747303.52 | 839.00 | 599.00 |
| Piezometrico n°7 | La Valle | 1712553.88 | 4746778.63 | 867.00 | 668.00 |
| Piezometrico n°10 | | 1713061.00 | 4750530.00 | 1380.00 | 600.00 |
| Pozzo Pian dei Renai | | 1715430.57 | 4754125.18 | 1170.00 | 880.00 |
| Puzzole/Bagnoli 1 | Lanificio | 1708745.03 | 4749431.45 | 700.00 | 642.20 |

**Tabella 13.1** - Estratto dei dati estrapolati dalle originali stratigrafie. Viene riportando il nome e l'ubicazione del pozzo, la quota del piano campagna e la profondità del contatto tra vulcaniti e substrato – *Data from borehole stratigraphies. Name, location, altitude, and depth of the contact between sedimentary substratum and volcanic materials are given.*

sedimentario, costituito da argilliti e calcari di una unità di tipo flyschoide, ascrivibile alla formazione delle Argilliti a Palombini. Nel pozzo non sono presenti evidenze né di paleosuoli né di zone cataclastiche, e si registra la mancanza di sedimenti marini del Neogene.

La ricostruzione della base delle vulcaniti è stata generata utilizzando il *software* Petrel, commercializzato dalla società Schlumberger. Come dato di input sono state usate le quote di intercettazione del substrato riscontrate in pozzo, ed i punti di affioramento del contatto tra le vulcaniti e il substrato sedimentario.

L'elaborazione di questi dati ha prodotto la mappa della base del complesso vulcanico mostrata in Figura 13.2 nella quale si possono osservare essenzialmente due distinte morfologie: 1) nel settore nordorientale è presente un alto morfologico, con quote comprese tra 750 e 1110 m s.l.m. che presenta una sella mediana in corrispondenza del pozzo di Pian dei Renai (880 m s.l.m). Questo alto morfologico si approfondisce rapidamente in corrispondenza del centro dell'edificio vulcanico; 2) nel settore sud-orientale un'ampia depressione è ben delineata dai dati dei nuovi pozzi piezometrici Pz4, Pz6, Pz10 e David Lazzaretti (DL), con quote che vanno da circa 600 m s.l.m. fino alla quota di 475 m s.l.m. raggiunta in corrispondenza del pozzo Bagnore 10. Nelle aeree a maggiore copertura di dati ovviamente la superficie si presenta più complessa e articolata: i) nell'area di Bagnore, la profondità del contatto oscilla da una quota di 600 m s.l.m. (Bagnore 13 bis) a circa 800 m s.l.m. (Bagnore 13 SMI); nella zona di Abbadia San Salvatore si può osservare un'oscillazione compresa tra una quota di circa 750 m s.l.m. (Ab 5) ed una di 1063 m s.l.m. (Ab. D. 14).

## 4 Discussione dei dati

La morfologia della base sedimentaria al di sotto delle vulcaniti ottenuta in Figura 13.2 va in primo luogo confrontata con quelli che sono gli andamenti geologici e strutturali in ambito regionale[3] che, in questa zona, si identificano nella struttura Montalcino-Monte Razzano. Tale struttura è ritenuta emersa nel periodo neogenico con caratteristiche di alti e bassi strutturali. La storia del sollevamento regionale post-neogenico che abbraccia tutta l'area dell'Amiata (Pasquarè et al., 1983; Gianelli et al., 1988; Marinelli et al., 1993), con quote di sollevamento superiori a 800 m s.l.m. circa, porta ad ipotizzare per la depressione oggi rinvenuta al di sotto del settore sud-occidentale del vulcano, una quota, al tempo, di circa -300 m s.l.m. Le quote alle quali si ritrovano attualmente i sedimenti del Neogene nei dintorni dell'area del Monte Amiata (M. Labbro e Radicofani) sono comprese tra 700 e 900 m s.l.m. circa. In questo caso l'assenza di depositi marini del Neogene in tale depressione, evidenziata dalla stratigrafia di dettaglio del pozzo David Lazzaretti[4], non può essere giustificata da soli fenomeni di erosione conseguenti al sollevamento. Questo fatto porta ad ipotizzare che la depressione, presente nella porzione sud occidentale del substrato dell'edificio vulcanico, abbia avuto origine dopo la fase di sollevamento post-neogenico.

Il confronto fra la morfologia del substrato sedimentario, come ricostruita in Figura 13.2, e gli elementi strutturali presenti alla immediata periferia del vulcano (Figura 2.1 del Capitolo 2 di questo stesso Volume) evidenzia inoltre come le strutture legate alle due zone di taglio di Bágnore e di Bagni di San Filippo proseguano al di sotto del vulcano e definiscano palesemente i limiti della sella fra i due alti morfologici presenti nel quadrante settentrionale e quelli della conca ribassata che ne occupa tutto il settore sud-occidentale. Secondo i dati strutturali e vulcano-tettonici ad oggi disponibili (Brogi et al., 2010; e Capitoli 2 e 6 di questo stesso Volume), l'ipotesi più percorribile è quindi quella di un'origine dovuta alla tettonica transtensiva legata a queste strutture NE-SO, attive dal Pliocene all'attuale. Esiste inoltre una buona coincidenza fra l'andamento del substrato e le strutture di graben vulcano-tettonico che hanno punteggiato la vita del vulcano come ricostruite in questo Volume (Figura 6.4 del Capitolo 6 di questo Volume). Questi fatti portano a connettere la conformazione morfo-strutturale del substrato

[3] Vedi Capitoli 1 e 2
[4] Vedi Capitolo 10

sedimentario anche con l'attività vulcanica, secondo i meccanismi descritti nel Capitolo 6.

## 5 Conclusioni

É stata effettuata una revisione dei dati di pozzo perforati nel passato nell'area del Monte Amiata, cui sono stati aggiunti i nuovi dati resisi disponibili dalle perforazioni effettuate in tempi recenti. Lo scopo di questa revisione era quello di ottenere una base di dati certi per la ricostruzione della superficie di contatto fra le vulcaniti del Monte Amiata ed il substrato sedimentario del vulcano. L'elaborato grafico prodotto conferma la presenza, nella porzione SO dell'edificio vulcanico di Monte Amiata, di una depressione di circa 15 km$^2$ e di un alto morfologico nella porzione nord-orientale, che con minore dettaglio e con alcune differenze sulle quote, erano stati individuati da tutti i precedenti studi (Calamai et al., 1970; Manzella, 2006 e 2008; Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012). L'analisi morfostrutturale operata in questo capitolo porta ad escludere una formazione di questa depressione a causa di fenomeni puramente erosivi o da ascriversi alla tettonica che ha preceduto la formazione in quest'area dell'edificio vulcanico del Monte Amiata, come sostenuto dai precedenti Autori.

## Opere citate


Acocella V. (2000). Space accomodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy). Terra Nova, 12, 149-155.

Brogi A., Liotta D., Meccheri M. e Fabbrini L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). Terra Nova, 22, 137-146.

Calamai A. Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, 1, 1-95.

Cerrina Feroni A., Da Prato S., Doveri M., Ellero A., Lelli M., Marini L., Masetti G., Nisi B. e Raco B. (2009) Caratterizzazione geologica, idrogeologica e idrogeochimica dei Corpi Idrici Sotterranei Significativi della Regione Toscana (CISS) 99MM020 "Acquifero dell'Amiata". Report Regione Toscana, pp. 44.

Dini I., Ceccarelli A., Brogi A., Giorgi N., Galleni P. e Rossi L. (2010) Geological Evaluation of the Base of the Mt. Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy). Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Doveri M., Nisi B., Cerrina Feroni A., Ellero A., Menichini M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S., Principe C. e Raco B. (2011) Geological, hydrodynamic and geochemical features of the volcanic aquifer of Mt. Amiata (Tuscany, central Italy): an overview. Acta Vulcanologica, 23, 51-72.

Giannelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcano- plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

Girolami C., Barchi M.R., Heyde I., Pauselli C., Vetere F. e Cannata A. (2017) The Gravity anomaly of Mount Amiata; Different approches for understanding anomaly source distribution. Geophysical Journal International, 211, 865–882.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G. e Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water-rock interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. J. Volcanol. Geoth. Res., 284, 95-105.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New $^{40}$Ar-$^{39}$Ar dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 255-265.

Manzella A. (2006) Convenzione tra la Regione Toscana e L'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR per la realizzazione della campagna geofisica triennale tramite elettromagnetismo relativa all'acquifero dell'edificio vulcanico del Monte Amiata. Relazione finale, Internal Report, pp. 56.

Manzella A. (2008) La geotermia in Toscana: luci ed ombre. Atti Simposio su Stato del Territorio e delle Risorse Naturali in Toscana Firenze, 23-25 Oct. 2008, pp. 267-276.

Marinelli G., Barberi F. e Cioni R. (1993) Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 49, 279-288.

Orlando L., Bernabini M., Bertini G., Cameli G.M. e Dini I. (1994) Interpretazione preliminare del minimo gravimetrico del Monte Amiata. Studi Geol. Camerti, 1, 175-181.

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The Ligurian Sub-Ligurian and Tuscan Units of the Mon- te Amiata geothermal region (Southeastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data. Boll. Soc. Geol. Ital., 3, 55-71.

Pasquaré G., Chiesa S., Vezzoli L. e Zanchi A. (1983) Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. Mem. Soc. Geol. It., 25, 147-157.

# 14. Aspetti idrogeologici delle vulcaniti del Monte Amiata

*Hydrogeological aspects of the Monte Amiata volcanics*

Marco Doveri e Matia Menichini

*CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author m.doveri@igg.cnr.it

## *Abstract*

*The Monte Amiata volcanics host one of the most important groundwater body of Tuscany. The aquifer is mainly unconfined (Doveri et al., 2012) and its impervious substratum is principally made up of shale belonging to the Ligurian Units. Groundwater is drained by several springs (more than 150 according to Barazzuoli et al., 1994) that are distributed all around the volcanic edifice, generally close to the contact between volcanic rocks and substratum. Two major groups of springs are located in the southern (close to Santa Fiora) and northern (close to Vivo d'Orcia) parts of the volcanic complex. The first group is represented by Galleria Nuova, Galleria Bassa, Carolina and Peschiera springs, and it has an average flow rate higher than 700 L/s (Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012). The second group is essentially represented by the spring named Ermicciolo, which has an average flow rate of about 100 L/s. Most springs are taped for supplying drinking water over a wide and densely populated area that encompasses the Siena and Grosseto districts and part of the Arezzo and Viterbo districts. The shaly substratum plays also the role of cap-rock respect to a regional evaporitic-carbonate reservoir, which at places hosts thermal waters. Downward, the hydrogeological succession ends with a Palaeozoic basement, which is mainly impermeable, excluding fractured zones that are exploited by deep geothermal wells (deeper geothermal fields, at Bágnore and Piancastagnaio). In this chapter, a discussion on hydrogeological aspects of the Monte Amiata volcanics is performed, mainly basing on published data. In the past, the hydrogeological studies of this area essentially consisted of water budgets. In relation to a hydrologic period of more than fifty years, the meteoric recharge and the total output at springs resulted very similar and of the order of 50-55E06 m3/yr (Celico, 1987; Barazzuoli et al., 1994, 2014). The elaboration of the piezometric surface for the entire aquifer extension was performed by Calamai et al. (1970) and Manzella (2006) and was principally based on geophysical data. The lack of direct measurements for the geophysical data calibration limits the representativeness of these piezometric surfaces and this is likely the main cause of the remarkable differences between the results achieved by these two studies. The recent construction of six piezometers in the inner part of the volcanic body enabled to carry on tests and continuous monitoring of the water level, with consequent production of hydraulic and hydrodynamic data. By performing hydraulic tests Doveri et al. (2012; 2013a; 2013b) achieved value of K in the range 5.0E-06 ÷ 4.6E-05 m/s for the volcanics of the Bágnore System (as defined in the Chapter 4). Moreover, by comparing hydrographs of springs and piezometers, and by performing piezometric measurements at selected points along a principal hydrogeological section (Galleria Nuova spring – Monte Amiata ridge - Ermicciolo spring), Doveri et al. (2012) elaborated the first piezometric profile steered by experimental data and elaborations of the hydrogeological type. Again, by elaborating data from piezometers recently constructed, in this chapter we point out, for the first time, the existence of very different hydrodynamic conditions between the volcanics of the Bágnore System and those of the Monte Amiata System (as defined in the Chapter 4). Furthermore, we confirmed the velocity of about 50 m/d, already calculated by Doveri et al. (2012), regarding the downstream propagation of hydraulic head variations (or flow rate variations) in the aquifer. These results underline the importance of the monitoring activities that have been enhanced during last years, and that should be continued, and possibly further reinforced. This aspect is very important given*

*the strategic role of the Monte Amiata aquifer, which has to be protected and managed in a suitable way, taking also into account the climate trend that the region is experiencing. Doveri et al. (2017) highlight as in Italy some groundwater systems are indicating a decline of groundwater yields over the last two decades, as a consequence of the recharge decreasing that in some systems even causes a significant releasing of water from storage reserves. From this point of view the Monte Amiata aquifer can result one of the more sensitive, because of the structural features of the ensemble aquifer-substratum, and the mechanisms and timing of recharge, thus requiring attention and a significant increase of the hydrogeological knowledge.*

## 1 Introduzione

Le vulcaniti del Monte Amiata ospitano uno dei più importanti corpi idrici sotterranei della Toscana. Questo acquifero rappresenta la principale risorsa di approvvigionamento idropotabile nella parte meridionale della regione. Delle 150 sorgenti principali drenanti la circolazione idrica sotterranea delle vulcaniti, più di 50 sono captate e gestite dall'Acquedotto del Fiora S.p.A. per la distribuzione di acqua potabile; contribuiscono inoltre alla rete idropotabile anche gli unici 4 pozzi idrici presenti sull'edificio vulcanico.

La strategicità di queste acque sotterranee è anche dimostrata dalle importanti opere idrauliche che sono state progettate, e in parte realizzate, nel tempo, con diversi scopi di approvvigionamento. Ne è un esempio il progetto, mai diventato esecutivo, redatto dal Comune di Firenze nel 1939, con il quale veniva proposto di captare le acque sorgive dell'acquifero amiatino (zona S. Fiora) per integrare il fabbisogno idrico della città capoluogo, provvedendo anche alla produzione di forza motrice per mezzo di centrali idroelettriche da realizzare lungo il percorso. Un esempio più concreto è invece la cosiddetta Galleria Nuova, realizzata nei pressi dell'abitato di S. Fiora nei primi anni 60, la quale coi suoi 640 m di lunghezza costituisce la captazione idrica più importante del comprensorio amiatino, drenando acqua dalle vulcaniti in quantitativi medi di oltre 550 L/s.

A fronte di importanti opere ed investimenti per la captazione delle acque dall'acquifero amiatino, quest'ultimo non ha goduto di commisurabili attenzioni ed investimenti sul fronte della conoscenza idrogeologica almeno fino agli ultimi 5-10 anni. Tra il 2010 ed il 2015, sono stati infatti realizzati dalla Regione Toscana e da *Enel Green Power* sei piezometri, con lo scopo principale di monitorare il livello piezometrico e la qualità delle acque nell'acquifero delle vulcaniti.

In questo capitolo vengono presentati e discussi aspetti idrogeologici dell'acquifero del Monte Amiata, basandosi perlopiù su materiale bibliografico e dati già pubblicati. In particolare, a seguito di una breve trattazione sul contesto idrogeologico in cui si inserisce l'acquifero amiatino e volumi della risorsa idrica di quest'ultimo, si pone l'attenzione sugli specifici aspetti idraulico-idrodinamici delle vulcaniti, per finire con una sezione di considerazioni conclusive.

## 2 Inquadramento idrogeologico dell'area amiatina e risorse idriche delle vulcaniti

Numerosi studi a carattere geologico e geofisico sono stati svolti nell'area amiatina, anche in relazione all'importanza di quest'area in termini geotermici (Calamai et al., 1970; Gianelli et al., 1988; Elter e Pandeli, 1991; Bernabini et al., 1995; Bertini et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Brogi, 2008a, 2008b; Manzella, 2006; La Felice et al., 2014; Marroni et al., 2015). Nuovi studi a carattere geologico, per cui si rimanda ai Capitoli 4 e 5 di questo stesso volume, hanno portato alla suddivisione della stratigrafia del Monte Amiata in due unità principali, il Sintema di Bágnore ed il Sintema di Monte Amiata, separati da una discontinuità importante, costituita da una superficie di alterazione delle lave in un sabbione saprolitico.

Il substrato delle vulcaniti è prevalentemente costituito da unità litostratigrafiche a dominante argillosa e pressoché impermeabili (prevalentemente Liguridi s.l.), perlopiù direttamente sovrapposte al Calcare Cavernoso della successione toscana (Serie ridotta). Localmente tra le Liguridi e il Calcare Cavernoso si interpone la successione stratigrafica meso-cenozoica della Falda Toscana, più o meno completa fino alla Scaglia. Al disotto del Calcare

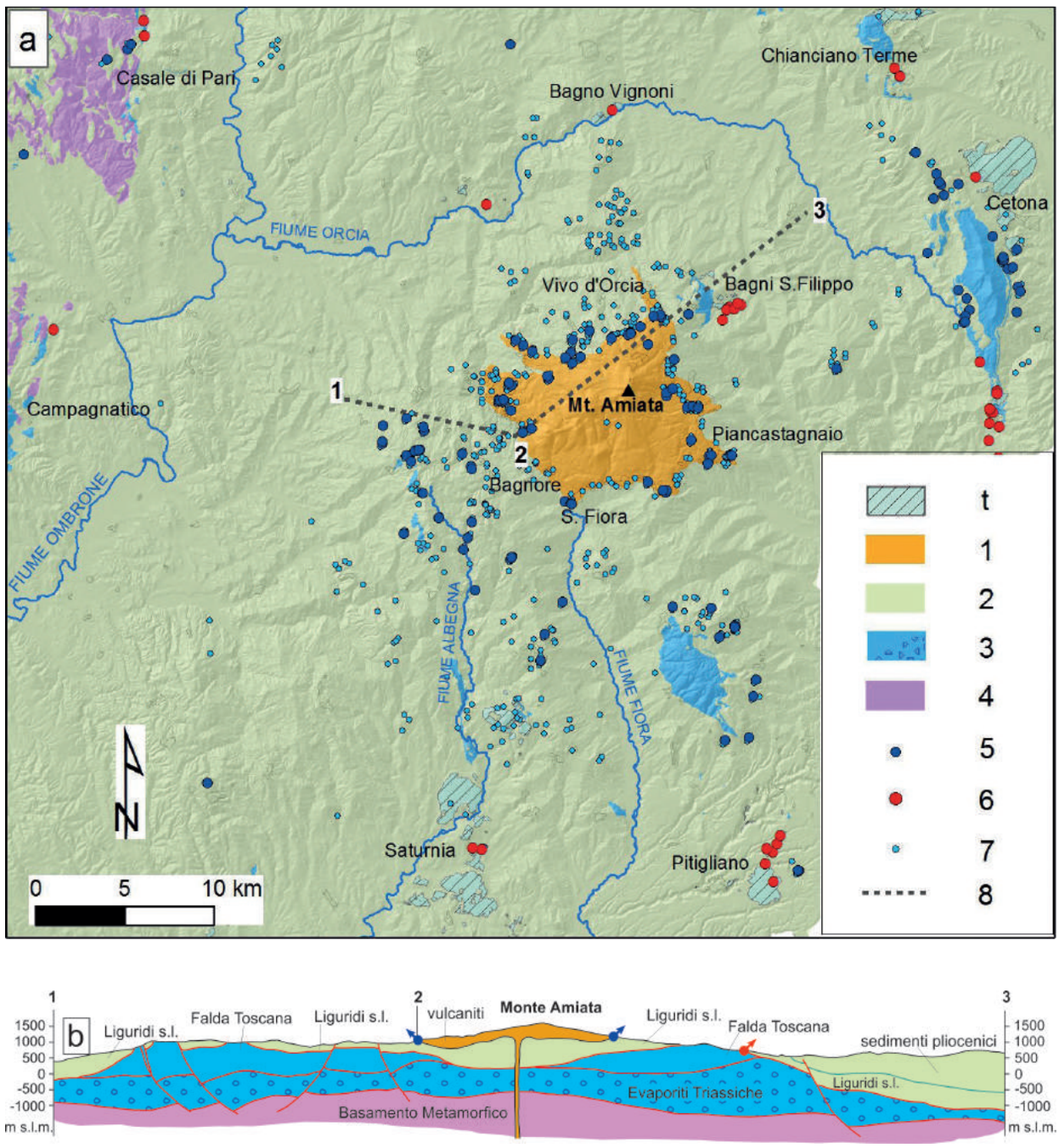



**Figura 14.1** - Carta (a) e sezione (b) idrogeologiche della regione amiatina (carta derivata dalla carta geologica 1:10.000 della Regione Toscana, http://www.lamma.rete.toscana.it/territorio/geologia; sezione modificata da Marroni et al., 2015). Legenda: t - travertini; 1 - acquifero delle vulcaniti del Monte Amiata; 2 - substrato dell'acquifero del Monte Amiata e copertura del serbatoio carbonatico-evaporitico della Serie Toscana; 3 - serbatoio carbonatico-evaporitico (in sezione appartengono a questo simbolo anche le arenarie e le argilliti della parte alta della Falda Toscana); 4 - substrato metamorfico; 5 - sorgenti idropotabili; 6 - sorgenti termali; 7 - altre sorgenti fredde; 8 - traccia della sezione. – *Hydrogeological sketch map (a) and section (b) of the Monte Amiata region (sketch map achieved starting from the geological map 1:10,000, http://www.lamma.rete.toscana.it/territorio/geologia; section from Marroni et al., 2015, modified). Legend: t - travertine; 1 - Monte Amiata aquifer; 2 - substratum of the Monte Amiata aquifer and cap-rock of the carbonate-evaporitic reservoir; 3 - carbonate-evaporitic reservoir (in the section, the sandstones and shales of the upper part of the Tuscan Nappe are also involved); 4 - metamorphic basement; 5 - drinking water spring; 6 - thermal spring; 7 - other cold springs; 8 - trace of the cross section.*

Cavernoso sono infine presenti i termini filladici del basamento metamorfico[1].

Dal punto di vista idrogeologico possono essere distinte quattro unità, di seguito elencate, dall'alto verso il basso secondo i loro rapporti geometrici (Figura 14.1):

(1) L'acquifero delle vulcaniti amiatine, sede di importanti risorse idriche drenate perlopiù da sorgenti di contatto, con portate in alcuni casi superiori ai 100 L/s.

(2) Una successione a prevalente componente argillitica ed argillosa, caratterizzata da una scarsa permeabilità d'insieme ed interessata da limitata circolazione idrica di importanza locale (Doveri e Mussi, 2014). Riferendosi anche alle zone circostanti a quella amiatina, oltre alle Liguridi s.l. a questa successione si possono associare i depositi neogenici e la parte alta della Falda Toscana (Scaglia-Macigno). Nel complesso questa unità idrogeologica svolge alla scala regionale il ruolo di copertura di bassa permeabilità nei confronti del sottostante serbatoio carbonatico.

(3) Una successione acquifera carbonatico-evaporitica che, per le favorevoli condizioni di gradiente geotermico del territorio, per le buone proprietà idrauliche della successione stessa, e per le condizioni idrostrutturali che la rendono confinata su buona parte della Toscana meridionale, è interessata da una diffusa circolazione idrotermale;

(4) Un basamento metamorfico prevalentemente filladico e nell'insieme di scarsa permeabilità. Nella zona amiatina, alle profondità dell'ordine dei 2000-4000 m, sono stati tuttavia riscontrati a luoghi livelli fratturati a circolazione idrotermale attiva.

L'acquifero ospitato nelle vulcaniti del Monte Amiata rappresenta uno dei più importanti corpi idrici sotterranei della Toscana. É drenato da oltre 150 sorgenti (Barazzuoli et al., 1994), in gran parte captate per uso idropotabile. La maggior parte delle emergenze si colloca sul bordo delle vulcaniti, al passaggio con le litologie del substrato (Figura 14.2). Le portate in alcuni casi superano, come valore medio, i 100 L/s (sorgenti Galleria Nuova, Galleria Bassa e Ermicciolo; rispettivamente GN, GB e ER in Figura 14.2); molte sono le sorgenti con portate medie tra 5 e 100 L/s. Nell'insieme l'acquifero è da ritenersi freatico, tuttavia in alcuni settori assume un carattere semi-confinato o semi-libero, per la presenza di limiti a permeabilità ridotta che danno origine a locali acquiferi sospesi, drenati da sorgenti di limitata importanza a quote relativamente elevate (Doveri et al., 2012). Alla luce dei dati geologici descritti in questo stesso volume, come principale causa di tali localizzate configurazioni idrogeologiche può essere invocata una riduzione di permeabilità corrispondente alla superficie di alterazione individuata al passaggio tra il Sintema di Monte Amiata ed il sottostante Sintema di Bágnore.

Il substrato del sistema acquifero amiatino è principalmente costituito da argilliti appartenenti alle Unità Liguridi (Figura 14.2). L'andamento morfologico del tetto di tale substrato è stato oggetto di numerosi studi e, a più riprese, ne è stata tentata la ricostruzione, sulla base essenzialmente di indagini geofisiche (Calamai et al., 1970; Manzella, 2006) e con il supporto di sondaggi profondi e considerazioni paleo-morfologiche (Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012). Le varie ricostruzioni[2], sebbene differenti tra di loro, concordano nell'individuare una generale immersione del substrato verso i quadranti meridionali. Ciò favorisce un drenaggio prevalente di acque sotterranee verso i settori sud dell'apparato vulcanico. In particolare, è in prossimità dell'abitato di Santa Fiora che si registrano le più elevate portate sorgive, con in media oltre 700 L/s (Dini et al., 2010; Doveri et al., 2012) in uscita dal gruppo di sorgenti Galleria Nuova (GN), Galleria Bassa (GB), Peschiera (PS), Carolina (CR). La GN, coi suoi 550 L/s medi, risulta essere la più importante sorgente del Monte Amiata. In prossimità del bordo settentrionale delle vulcaniti si colloca comunque una tra le più importanti sorgenti, quella dell'Ermicciolo (ER), avente una portata media di circa 100 L/s.

Vari sono stati in passato i tentativi di sviluppare un bilancio idrogeologico sul Monte Amiata o più in generale gli studi che, da vari punti di vista, si sono occupati di aspetti del bilancio idrico

[1] Vedi Capitolo 1
[2] Vedi Capitolo 13

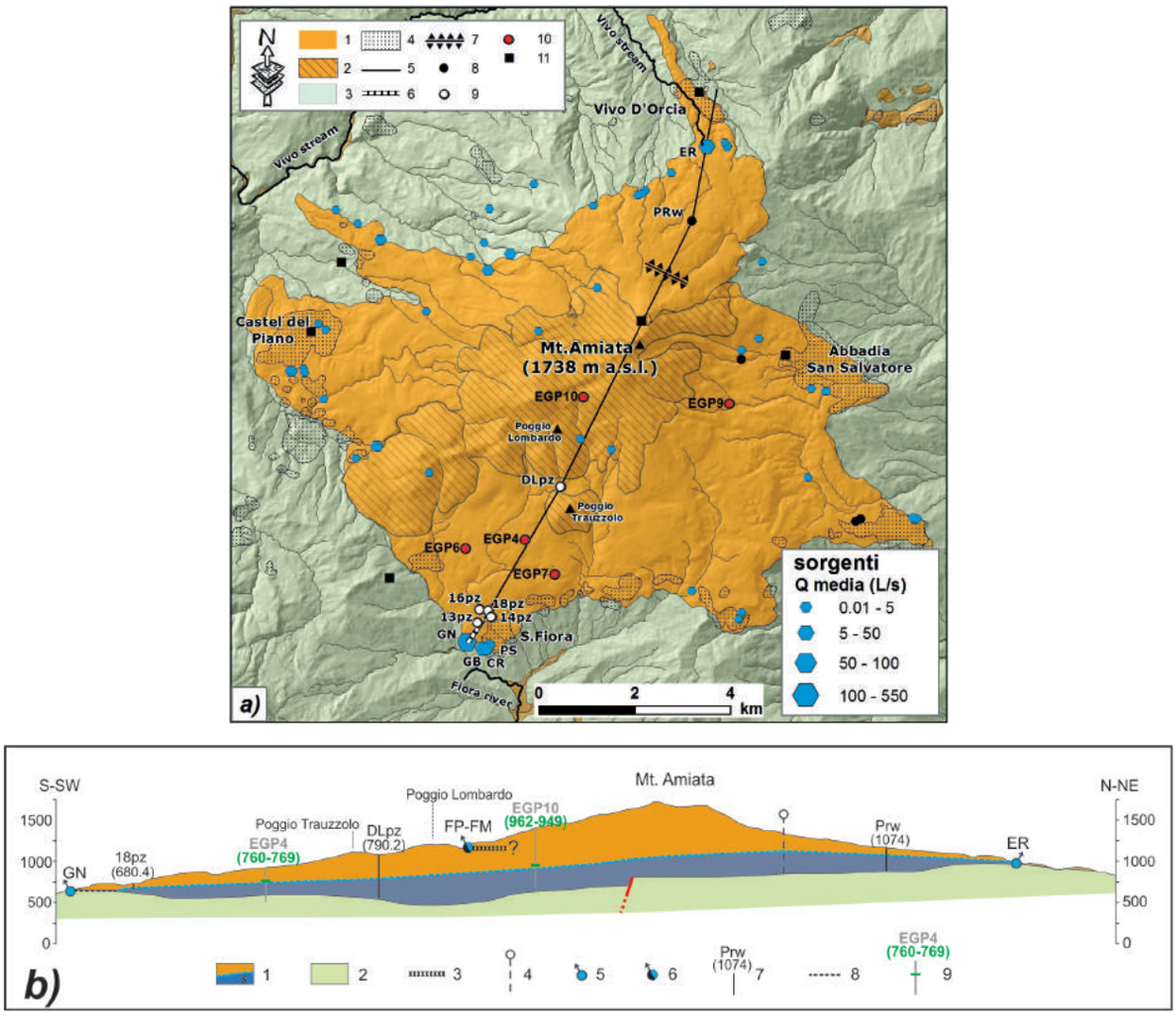



**Figura 14.2** - Carta (a) e sezione (b) idrogeologiche del Monte Amiata (da Doveri et al., 2012, con modifiche). Legenda della carta: 1) e 2) vulcaniti con permeabilità medio alta, rispettivamente appartenenti al Complesso di Base (BTC) e al Complesso dei Duomi (DLC), così come definito in Ferrari et al. (1996); 3) substrato prevalentemente argillitico con permeabilità da bassa a molto bassa; 4) principali paesi; 5) traccia della sezione; 6) galleria drenante; 7) zona di spartiacque idrogeologico tra i sistemi relativi alle sorgenti GN e ER; 8) pozzi idropotabili; 9) piezometri; 10) piezometri recentemente realizzati da *Enel Green Power*; 11) stazioni meteorologiche. Legenda della sezione: 1) acquifero delle vulcaniti (s indica la parte satura); 2) substrato a permeabilità da bassa a molto bassa; 3) acquitardo che determina locali acquiferi pensili; 4) spartiacque idrogeologico; 5) sorgente di contatto; 6) sorgente "sospesa"; 7) pozzo o piezometro (tra parentesi il livello piezometrico relativo ad una campagna di Luglio 2011); 8) galleria drenante; 9) piezometri recentemente realizzati da *Enel Green Power* (i segmenti ed i numeri in verde indicano gli intervalli rispettivamente di posizione e valore del livello piezometrico registrati nei piezometri dalla loro realizzazione). Notare che i livelli piezometrici dei due nuovi piezometri (EGP4-10) insistono perlopiù sul profilo piezometrico elaborato in precedenza da Doveri et al. (2012). – *Hydrogeological sketch map (a) and section (b) of the Monte Amiata (from Doveri et al., 2012, modified). Legend of the sketch map; 1) and 2) volcanic rocks with medium-high permeability, respectively belonging to the Base Complex and Dome Complex, as defined by Ferrari et al. (1996); 3) shaly substratum with low to very low permeability; 4) main villages; 5) trace of the section; 6) artificial draining tunnel; 7) zone of the groundwater divide that separates GN groundwater system from the ER one; 8) drinking water pumping well; 9) piezometers; 10) piezometers recently constructed by Enel Green Power; 11) meteorological station. Legend of the section: 1) volcanics aquifer (s indicates the saturated zone); 2) substratum with low to very low permeability; 3) aquitard responsible of local perched aquifers; 4) groundwater divide; 5) contact spring; 6) perched spring; 7) well or piezometer (parenthesis include the a.s.l. groundwater level value measured on July 2011); 8) artificial draining tunnel; 9) piezometers recently constructed by Enel Green Power (green segments and numbers indicate the ranges of position and piezometric value registered at piezometers). Should be noted that the piezometric profile previously elaborated by Doveri et al. (2012) is consistent with the piezometric levels of the new piezometers.*

su questo rilievo. Celico (1987), in riferimento al periodo idrogeologico 1921-1983, calcola un'infiltrazione efficace annua di circa 51E06 $m^3/a$ e una fuoriuscita totale alle sorgenti di circa 59E06 $m^3/a$, con un deficit di bilancio di circa il 15% a favore delle uscite. Barazzuoli et al. (1994), nel periodo idrogeologico 1939-1989, hanno stimato per l'acquifero amiatino una risorsa idrica rinnovabile annuale (i.e. infiltrazione efficace) non molto diversa da quella di Celico (1987), ovvero di circa 55E06 $m^3/a$. Un ultimo aggiornamento del bilancio idrogeologico è stato infine effettuato da Barazzuoli et al. (2014), in cui per il periodo 1939-2007 viene calcolata una risorsa rinnovabile annua di circa 50E06 $m^3/a$, più o meno bilanciata da un deflusso totale alle sorgenti di circa 53E06 $m^3/a$. Dei 50-55E06 $m^3/a$ di risorsa idrica valutata nei menzionati studi, circa il 40% emerge al raggruppamento di sorgenti situato nei pressi di Santa Fiora (Figura 14.2), confermando il principale deflusso delle acque sotterranee verso la parte meridionale dell'apparato vulcanico.

Una parte preponderante della risorsa idrica sotterranea amiatina è captata per la distribuzione di acqua potabile. In particolare, circa 37E06 $m^3/a$ vengono forniti ad un vasto bacino d'utenza che si estende su buona parte delle provincie di Siena e Grosseto, nonché su parte delle province di Arezzo e Viterbo (Doveri et al., 2012). Il ruolo strategico di questo acquifero è peraltro destinato a crescere vista la previsione di domanda idrica che in circa dieci anni, nel suddetto bacino d'utenza, raggiungerà 40E06 $m^3/a$ (Barazzuoli et al., 2014).

## 3 Caratteristiche idrauliche e idrodinamiche dell'acquifero del Monte Amiata

Dati sperimentali sui parametri idraulici dell'acquifero amiatino sono disponibili in numero limitato, anche in ragione del limitato numero di pozzi e piezometri esistenti. Un primo dato di trasmissività (T) fu ottenuto in occasione della realizzazione del pozzo Pian dei Renai (PRw, in Figura 14.2) da Unigeo (1974), interpretando la curva di risalita del livello piezometrico al termine di una prova di emungimento a gradini di portata. Il valore di T ottenuto è di 2E-03 $m^2/s$, dal quale gli autori hanno ricavato in maniera indiretta (T/H, dove H è lo spessore dell'acquifero) una conducibilità idraulica (K) di 4E-05 m/s, considerando uno spessore di 46 metri di vulcaniti significativamente fratturate, rispetto ad uno spessore saturo totale di oltre 180 metri. Considerando invece l'intero spessore saturo dell'acquifero si ricava una K media di circa 1E-05 m/s. Sempre in relazione al pozzo Pian dei Renai, Doveri et al. (2012) valutano una T di 6.9E-03 $m^2/s$ applicando la soluzione di Theis (1935) ai dati di monitoraggio piezometrico (registrati dal gestore idrico, Acquedotto del Fiora S.p.A.) della fase finale di un periodo di recessione dell'acquifero (aprile-luglio 2008). Gli stessi autori calcolano una K media relativa all'intero spessore saturo dell'acquifero (circa 160 m nel periodo di riferimento) di circa 4E-05 m/s. Successivamente, in Doveri et al. (2013a; 2013b) sono riportati i risultati di test idraulici eseguiti tra il 2010 e 2011, sia sul piezometro David Lazzeretti (DLpz), ubicato tra Poggio Lombardo e Poggio Trauzzolo[3], sia sui piezometri posti nelle vicinanze della GN, a Santa Fiora (Figura 14.2). Sul piezometro DLpz gli autori hanno eseguito sia uno *slug test* [4], sia una prova di assorbimento (Figura 14.3), interpretando i dati rispettivamente con la soluzione di Bouwer (1989) e Cooper e Jacob (1946), e ottenendo valori sui parametri idraulici comparabili tra loro (K = 5.4E-06 e 5.0E-06 m/s; T =1.3E-03 e 8.9E-04 $m^2/s$). I quattro *slug test* eseguiti su altrettanti piezometri presso Santa Fiora hanno infine fornito valori di K compresi tra 6.7E-06 e 4.6E-05 m/s e valori di T compresi tra 3.3E-04 e 2.6E-03 $m^2/s$.

In Tabella 14.1 si riporta una sintesi dei valori dei parametri idraulici ad oggi noti per l'acquifero delle vulcaniti amiatine, ed in particolare per il Sintema di Bágnore visto che il pozzo ed i piezometri sopra citati intercettano sostanzialmente la zona satura di questa porzione della successione stratigrafica. Fermo restando che i dati si riferiscono ad un numero limitato di punti, nell'insieme i valori

[3] Vedi Capitolo 10

[4] Si tratta di un particolare tipo di test in cui dell'acqua viene rapidamente aggiunta o rimossa da un pozzo. Viene effettuato per monitorare la trasmissività e la conduttività idraulica del sistema.



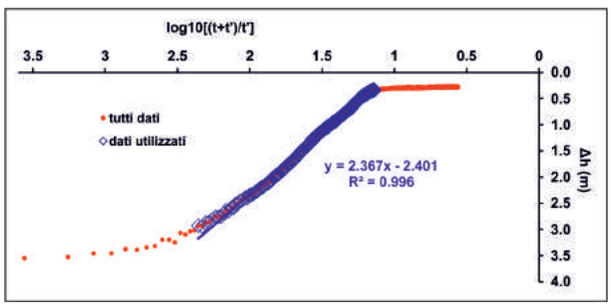




**Figura 14.3** - Esecuzione della prova di assorbimento sul piezometro DLpz (foto Matia Menichini) ed elaborazione dei dati registrati. – *Performance of injection test (photo Matia Menichini) at the piezometer DLpz, and data elaboration.*

sembrano indicare una discreta omogeneità delle proprietà idrauliche delle vulcaniti del Sistema di Bágnore. I valori di K di fatto sono compresi in un intervallo relativamente ristretto (5.0E-06 ÷ 4.6E-05 m/s), intervallo che diventa sensibilmente più ampio in termini di T (3.3E-04 e 6.9E-03 $m^2/s$) in ragione delle differenze di spessore saturo presenti tra le varie zone dell'acquifero.

Relativamente al campo di moto delle acque nell'acquifero, sono stati fatti tentativi di ricostruzione principalmente sulla base di indagini geofisiche (Calamai et al., 1970; Manzella, 2006), vista l'assenza di distribuiti punti di controllo diretto (pozzi e/o piezometri) dei carichi piezometrici nei settori interni all'affioramento delle vulcaniti. Peraltro, all'epoca dei due studi citati, se si esclude il pozzo PRw, non vi erano captazioni interne all'apparato vulcanico che permettessero di effettuare una idonea calibrazione dei dati geofisici, attraverso una comparazione con misure dirette dei livelli piezometrici. Questo limita molto la rappresentatività delle superfici piezometriche ottenute ed è con ogni probabilità la principale causa delle marcate differenze tra i risultati ottenuti dai due studi. I sei piezometri costruiti tra il 2010 ed il 2015 (DLpz e EGP4,6,7,9,10 in Figura 14.2), ed attualmente strumentati per il monitoraggio dei livelli piezometrici, potrebbero effettivamente permettere una interpretazione più accurata dei dati geofisici acquisiti in passato a livello dell'intero apparato, se utilizzati come termini di riferimento per alcune misure geofisiche puntuali da eseguire in prossimità dei piezometri stessi.

Per i motivi discussi, le uniche considerazioni a carattere idrodinamico derivano da un'analisi dei dati del monitoraggio sistematico eseguito nel tempo, sia sulle portate in uscita da alcune sorgenti principali, sia sui livelli idrici nei piezometri di recente realizzazione.

In tal senso i record di dati più lunghi riguardano le portate delle sorgenti dell'Ermicciolo (dati dal 1939) e Galleria Nuova (dati dal 1990). Gli idrogrammi delle due sorgenti (Figura 14.4) mostrano chiaramente come i cicli di incremento-decremento delle portate abbiano una durata pluriennale, sebbene siano presenti cicli secondari di recessione o incremento delle portate (in particolare per la sorgente Ermicciolo), o di variazioni significative di pendenza delle curve di portata (in particolare per la sorgente Galleria Nuova). In altri termini il regime delle portate non è strettamente connesso al regime delle precipitazioni di un singolo anno. Questo comportamento idrodinamico, caratterizzato da tempi relativamente lunghi di

| id_punto | tipo di punto | tipo di test | K (m/s) | Hsat(m) | T($m^2$/s) | Fonte bibliografica |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 14pz | piezometro | slug test | 2.5E-05 | 50 | 1.2E-03 | Doveri et al., 2013a |
| 16pz | piezometro | slug test | 2.0E-05 | 56 | 1.1E-03 | Doveri et al., 2013a |
| 18pz | piezometro | slug test | 4.6E-05 | 56 | 2.6E-03 | Doveri et al., 2013a |
| 13pz | piezometro | slug test | 6.7E-06 | 49 | 3.3E-04 | Doveri et al., 2013a |
| DLpz | piezometro | slug test | 5.4E-06 | 241 | 1.3E-03 | Doveri et al., 2013a |
| DLpz | piezometro | prova assorbimento | 5.0E-06 | 241 | 8.9E-04 | Doveri et al., 2013a |
| PRw | pozzo | prova di emungimento a portata costante | 4.2E-05 | 164 | 6.9E-03 | Doveri et al., 2012 |
| PRw | pozzo | prova di emungimento a gradini di portata | 1.1E-05 | 180 | 2.0E-03 | Unigeo, 1974 |

**Tabella 14.1** - Sintesi dei valori dei parametri idraulici per l'acquifero delle vulcaniti del Monte Amiata. – *Summary of the hydraulic parameters values for the Monte Amiata aquifer.*

risposta dell'acquifero agli apporti meteorici, è attribuibile ad una serie di fattori sovrapposti: (a) una prevalenza di microfessurazione nell'ammasso roccioso, che favorisce lunghi tempi di immagazzinamento e rilascio idrico (Barazzuoli et al., 2014); (b) i dilatati tempi di infiltrazione, legati alla tarda fusione delle nevi alle quote più elevate; e (c) l'effetto acquitardo[5] al passaggio tra i due Sintemi di Monte Amiata e Bágnore, che, oltre a dare origine a piccole sorgenti di quota, rallenta la percolazione delle acque d'infiltrazione verso la zona satura dell'acquifero di base (Doveri et al., 2012).

Un altro aspetto evidenziabile attraverso la Figura 14.4 è il sistematico tempo ($\Delta t$) di anticipo dei massimi e minimi di portata della sorgente dell'Ermicciolo, rispetto ai corrispondenti massimi e minimi della sorgente Galleria Nuova. Doveri et al. (2012) valutano questo $\Delta t$ in 3-4 mesi e lo riconducono ad una differenza di estensione tra i bacini idrogeologici delle due sorgenti, oltre che alla diffusività idraulica, quale fattore che condiziona la velocità ($V_{\Delta h}$) di propagazione da monte verso valle delle variazioni piezometriche (e quindi delle portate) in acquifero. Questi Autori, utilizzando i dati di monitoraggio del piezometro DLpz e dei piezometri vicini alla sorgente Galleria Nuova, ottengono $V_{\Delta h}$ = 50 m/d. Nell'ipotesi di una diffusività idraulica sostanzialmente costante per l'acquifero, calcolano inoltre, lungo la sezione di Figura 14.2, la differenza di estensione e quindi la posizione dello spartiacque idrogeologico tra i bacini delle due sorgenti. Sulla base di questo e di dati piezometrici rilevati nello stesso periodo (pozzo PRw, in condizioni statiche, e piezometri DLpz e 18pz), lungo detta sezione Doveri et al. (2012) forniscono un profilo piezometro sull'acquifero amiatino per la prima volta basato sull'elaborazione e interpretazione di dati sperimentali idrogeologici s.s.

Alla luce dei successivi dati piezometrici registrati nei piezometri di recente realizzazione, l'interpretazione fornita da Doveri et al. (2012) sembra descrivere in maniera realistica il profilo piezometrico dell'acquifero lungo quella sezione. Inserendo lungo detto profilo i valori registrati nei due piezometri EGP4 e EGP10, ubicati proprio in prossimità della sezione, si può infatti verificare come i nuovi dati sperimentali vadano sostanzialmente a validare il profilo stesso (Figura 14.2).

In Figura 14.5 è riportato l'andamento dei livelli piezometrici registrati da cinque dei sei piezometri realizzati a partire dal 2010 (vedi Figura 14.2 per l'ubicazione dei piezometri). Il piezometro DLpz coi suoi circa sei anni di registrazioni conferma un'idrodinamica dell'acquifero con cicli pluriennali tra massimi, o minimi, piezometrici consecutivi. Per gli altri piezometri, di più recente realizzazione, non si dispone ancora di cicli completi, tuttavia i dati ad oggi registrati consentono alcune considerazioni rilevanti:

A - I dati di livello relativi a EPG6 e EPG7, oramai prossimi ad un ciclo completo, confermano a loro volta l'esistenza di cicli principali a scala pluriennale.

B - L'andamento dei livelli nel tempo risulta molto simile nei piezometri DLpz e EPG4-6-7, con incrementi e decrementi relativamente lenti. Si distingue da questi, in maniera netta, l'andamento dei livelli nel piezometro EP10, caratterizzato da tempi più rapidi di variazione, sia in incremento, sia in decremento. Il confronto tra le due modalità di evoluzione dei livelli permette di concludere che la roccia acquifero in cui si attestano i piezometri DLpz e EPG4-6-7 è caratterizzata da una

[5] Si definisce "acquitardo" un corpo che ha caratteristiche di permeabilità all'acqua molto basse, ma non è completamente impermeabile

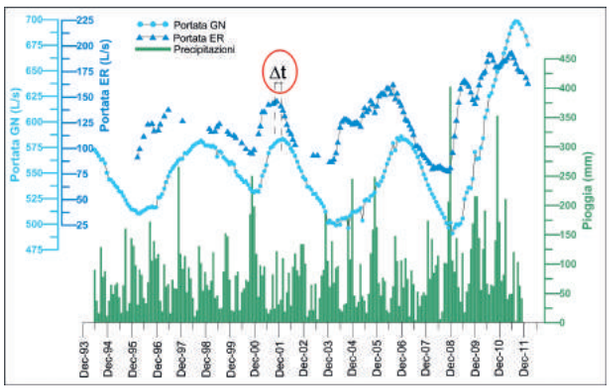



**Figura 14.4** - Portate mensili delle sorgenti GN e ER, confrontate con le piogge mensili dell'area del Monte Amiata. Δt è il ricorrente ritardo dei minimi o massimi della sorgente ER rispetto ai corrispondenti della sorgente GN (da Doveri et al., 2012, con modifiche). – *Monthly flow rates of GN and ER springs compared with the monthly rainfall of the Monte Amiata area. Δt is the recurrent temporal shift between maximums or minimums of GN spring with respect to that of ER (from Doveri et al., 2012, modified).*

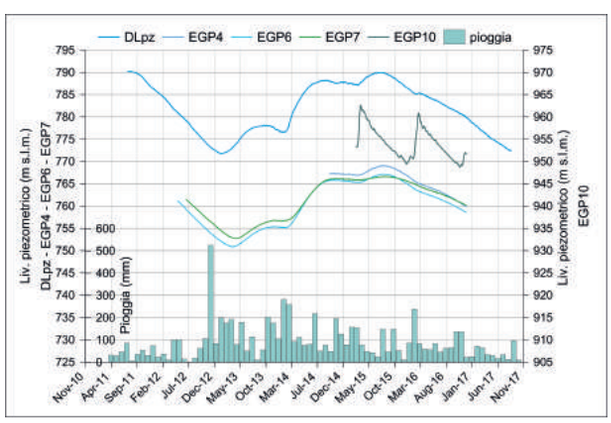



**Figura 14.5** – Andamento nel tempo delle precipitazioni meteoriche e dei livelli piezometrici registrati nel piezometro DLpz e in quelli di recente realizzazione (dati da http://www.cfr.toscana.it/). I valori della precipitazione sono mensili e ottenuti dalla media di tutte le stazioni meteorologiche presenti sul Monte Amiata (Figura 14. 2). - *Evolution of rainfall and piezometric level registered at piezometer DLpz and piezometers of recent construction (data from http://www.cfr.toscana.it/). The rainfall values are monthly and achieved by averaging the several stations distributed over the Monte Amiata (Figure 14.2).*

maggiore capacità d'immagazzinamento rispetto a quella in cui si attesta l'EPG10, che viceversa appare maggiormente permeabile. Questi aspetti sembrano in altri termini evidenziare differenti proprietà idraulico-idrodinamiche tra le vulcaniti del Sintema di Monte Amiata e quelle del Sintema di Bágnore. In altri termini, nel primo sistema, su cui insiste l'EGP10, sembra prevalere un reticolo di fratturazione relativamente discontinuo, ma con fratture di apertura maggiore; nel secondo sistema, in cui si attestano gli altri piezometri, sembra viceversa dominante l'azione di una fratturazione pervasiva, che tende ad impartire alla roccia proprietà idrauliche nell'insieme paragonabili a quelle di un mezzo poroso.

C - Riferendosi ai piezometri rappresentativi delle vulcaniti del Sistema di Bagnore (DLpz e EGP4-6-7), il confronto tra l'andamento dei loro livelli conferma la propagazione da monte verso valle delle variazioni piezometriche, già evidenziata da Doveri et al. (2012). Si osserva, infatti, come i punti di flesso e di minimo o massimo della curva del DLpz anticipino i corrispondenti punti della curva dell'EPG4 (posto più a valle; Figura 14.2), a loro volta anticipati rispetto a quelli delle curve dei piezometri EPG6-7 (relativamente più a valle). Prendendo inoltre in considerazione i due soli piezometri DLpz e EGP4, ricadenti sulla sezione di Figura 14.2 già utilizzata da Doveri et al. (2012) per considerazioni idrodinamiche, è possibile verificare che i rispettivi massimi piezometrici verificatisi intorno alla metà del 2015 (gli unici confrontabili, visto il ridotto periodo di registrazione disponibile per EGP4) sono sfasati di 23 giorni (31 luglio - 22 agosto). Vista la distanza di circa 1.3 km tra i due piezometri, questo tempo di ritardo è del tutto congruente col valore medio di $V_{\Delta h}$ = 50 m/d stimato proprio dai suddetti Autori. Questo aspetto assume un importante valore in termini di gestione della risorsa idropotabile, in quanto consente di prevedere con un certo anticipo e con un buon grado di affidabilità i massimi e i minimi di portata delle sorgenti che sottendono questo settore dell'acquifero, con particolare riferimento alla sorgente Galleria Nuova, ovvero quella di maggiore interesse visti i cospicui volumi idrici da essa erogati.

## 4 Conclusioni

Le cospicue portate delle sorgenti amiatine ed il vasto bacino d'utenza approvvigionato attraverso

buona parte di questi volumi idrici dimostrano come le vulcaniti del Monte Amiata siano sede di un corpo idrico molto importante. Le conoscenze idrogeologiche di questo acquifero fino a pochi anni fa erano rappresentate essenzialmente dai risultati di bilanci idrogeologici basati sui dati di un numero limitato di stazioni pluviometriche e termometriche e sulle portate registrate in poche sorgenti. La scarsa densità e la non continuità temporale di questi dati hanno necessariamente indotto i vari autori a sopperire con l'utilizzo di approcci indiretti che hanno limitato la rappresentatività e la confrontabilità dei risultati. Grazie anche alla recente realizzazione di piezometri, attività di studio e/o monitoraggio condotte e/o avviate negli ultimi anni hanno fornito dati sperimentali e informazioni importanti a riguardo delle proprietà idrauliche ed idrodinamiche dell'acquifero. In particolare, una serie di test idraulici (Doveri et al., 2012; Doveri et al., 2013a; 2013b) hanno fornito valori di K nell'intervallo 5.0E-06 ÷ 4.6E-05 m/s, da riferire alle vulcaniti del Sistema di Bágnore. Inoltre lo studio congiunto degli idrogrammi delle sorgenti e di quelli dei piezometri, supportato anche da misure piezometriche puntuali, ha fornito su una sezione idrogeologica principale (Galleria Nuova-Vetta Amiata-Ermicciolo) un profilo piezometrico per la prima volta guidato da dati ed elaborazioni di natura idrogeologica (Doveri et al., 2012). I valori di livello registrati nei piezometri realizzati ancor più recentemente sembrano peraltro validare detto profilo, come discusso per la prima volta all'interno di questo capitolo. Sempre sulla base dei dati registrati nei vari piezometri, nel presente lavoro è stato possibile evidenziare l'esistenza di differenti condizioni idrodinamiche tra le vulcaniti del Sintema di Monte Amiata e quelle del Sintema di Bágnore, nonché confermare le velocità di trasferimento delle variazioni piezometriche (e quindi di portata) in acquifero già valutate da Doveri et al. (2012).

L'indubbia strategicità dell'acquifero amiatino è da gestire e tutelare in maniera responsabile, anche a fronte di quelle che sono le oramai ben note minacce legate ai trend climatici in atto. Doveri et al. (2017) evidenziano come in Italia anche le acque sotterranee negli ultimi due decenni stiano mostrando trend di produttività in declino, in ragione di una diminuzione delle ricariche meteoriche, rispetto alla quale gli acquiferi parzialmente compensano rilasciando riserve idriche immagazzinate. L'acquifero amiatino può essere senza dubbio uno dei più sensibili in tal senso, anche in relazione alla giacitura del substrato e alle modalità ed ai tempi di ricarica. Necessita pertanto delle dovute attenzioni e di un incremento delle conoscenze idrogeologiche. L'attività di monitoraggio delle portate sorgentizie e dei livelli piezometrici, a cui è stato dato un potenziamento negli ultimi anni, è sicuramente un ottimo strumento da mantenere e possibilmente da potenziare ulteriormente. Per capitalizzare al massimo questo strumento, ma anche per cercare di comprendere questioni ancora aperte e potenzialmente condizionanti il destino della risorsa idrica delle vulcaniti, sarebbero tuttavia necessarie indagini (quali ad esempio quelle di tipo isotopico da condurre secondo un approccio idrogeologico; Doveri e Mussi, 2014) mirate a definire il quadro della circolazione idrica sotterranea a livello dell'intera successione idrogeologica dell'area amiatina.

## Opere citate

Bouwer H. (1989) The Bouwer and Rice Slug Test - An Update. Groundwater, 27, 304-309.

Barazzuoli P., Bosco G., Nante N., Rappuoli D. e Salleolini M. (1994) The aquifer of Mount Amiata: Evaluation of the perennial yield and its quality. Mem. Soc. Geol. It., 48, 825-832.

Barazzuoli P., Capacci F., Gobbini M., Migliorini J., Rigati R. e Mocenni B. (2014) Valutazioni delle risorse idriche dell'acquifero contenuto nelle vulcaniti del Monte Amiata attraverso criteri strettamente idrologici. Il Geologo, Anno XXV, 94, 5-13.

Bernabini M., Bertini G., Cameli G.M., Dini I. e Orlando L. (1995) Gravity interpretation of the Mt Amiata geothermal area (central Italy). In: Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 859-862.

Bertini G., Cappetti G., Dini I. e Lovari F. (1995) Deep drilling results and updating of geothermal knowledge of the Monte Amiata area. In: Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 1283-1286.

Brogi A. (2008a) The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene- Quaternary compression versus extension. Int. J. Earth Sci., 97, 677-703.

Brogi A. (2008b) The Triassic and Palaeozoic successions drilled in the Bagnore geothermal field and Poggio Nibbio area (Monte Amiata, Northern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), 127, 599-613.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, 1, 1-9.

Celico P.B. (1987) Piano di Bacino del Fiume Fiora: studio idrogeologico preliminare. Relazione tecnica, VAMS Ingegneria s.r.l. - Ministero dei Lavori Pubblici Provveditorato alle OO.PP per la Toscana, pp. 50.

Cooper H.H. e Jacob C.E. (1946) A generalised graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Transactions of the American Geophysical Union, 27, 526-534.

Dini I., Ceccarelli A., Brogi A., Giorgi N., Galleni P. e Rossi L. (2010) Geological Evaluation of the Base of the Mt. Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy). In: Proceedings of the World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Doveri M., Menichini M., Provenzale A. e Scozzari A. (2017) Effects of climate change on groundwater: observed and forecasted trends on Italian systems. EGU General Assembly Conference Abstracts, 19, 14440.

Doveri M., Nisi B., Cerrina Feroni A., Ellero A., Menichini M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S., Principe C. e Raco B. (2012) Geological, hydrodynamic and geochemical features of the volcanic aquifer of Monte Amiata (Tuscany, central Italy): an overview. Acta Vulcanologica, 23 (1-2) 2011 / 24 (1-2) 2012, 51-72.

Doveri M., Grassi S., Menichini M. e Bellatalla M. (2013a) Dati e considerazioni a carattere idrodinamico sulle vulcaniti del Monte Amiata (Toscana meridionale). Convegno IdroVulc2013, Riassunti, 71-73.

Doveri M., Nisi B., Ellero A., Menichini M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S. e Raco B. (2013b) Geological-hydrogeological-geochemical integrated approach to characterize Significant Groundwater Bodies hosted in fractured rocks: the example of the Monte Amiata volcanic aquifer (Tuscany, Italy). Epitome Geoitalia 2013, 269.

Doveri M. e Mussi M. (2014) Water Isotopes as Environmental Tracers for Conceptual Understanding of Groundwater Flow: An Application for Fractured Aquifer Systems in the "Scansano-Magliano in Toscana" Area (Southern Tuscany, Italy). Water, 6, 2255-2277.

Elter F.M. e Pandeli E. (1991) Structural features of the metamorphic Paleozoic–Triassic sequences in deep geothermal drillings of the Mt Amiata area (se Tuscany Italy). Boll. Soc. Geol. It., 110, 511-522.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanologic evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. Acta Vulcanologica, 8, 1, 41-56.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). Geothermics, 17, 719-734.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G. e Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water–rock interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res., 284, 95-105.

Manzella A. (2006) Convenzione tra la Regione Toscana e L'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR per la realizzazione della campagna geofisica triennale tramite elettromagnetismo relativa all'acquifero dell'edificio vulcanico del Monte Amiata. Relazione finale, pp. 56.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M. G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M. A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 171-199.

Theis C.V. (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. EOS Trans. AGU, 16, 519-524.

Unigeo (1974) Pozzo profondo in località Pian dei Renai. Relazione tecnica, Roma, pp. 9.

# 15. Caratterizzazione chimica delle acque circolanti all'interno del Complesso Vulcanico del Monte Amiata

*Chemistry of waters inside Monte Amiata complex*

Matteo Lelli

*CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author m.lelli@igg.cnr.it

## *Abstract*

*The Monte Amiata volcanic complex hosts one of the most important aquifers present in the Tuscany Region, which is used for drinking water supply. According to Barazzuoli et al. (2004) more than 150 cold springs draining the volcanic aquifer are distributed around the volcanic body. Locally, there are also some peculiar springs such as the thermal springs of Bagni San Filippo and several cold springs associated with CO2-rich gas emissions. Various studies were performed on the geochemical characterization of groundwaters and surface waters circulating in the Monte Amiata volcanic complex and nearby areas. In particular, a dataset comprising more than 190 chemical analyses was developed in the framework of the Significant Groundwater Bodies (SGB) study funded by the Tuscany Region and aimed at the geological, hydrogeological and geochemical characterization of different aquifers located in the Tuscan territory including the Monte Amiata aquifer, coded 99MM020 (Cerrina Feroni et al., 2009; Doveri et al., 2012).*

*In this work, all available geochemical data of groundwaters and surface waters from previous studies were compiled producing a unique dataset comprising more than 250 complete chemical analyses.*

*Most waters circulating in the Monte Amiata volcanic complex have Ca-(Na+K)-HCO3 chemical composition and are discharged at the periphery of the volcanic edifice, coinciding with the contact with the underlying impermeable clayey units belonging to the Ligurids s.l. The stoichiometry of the dissolution reactions involving Ca and Mg solid phases suggests that the mineral paragenesis typically encountered in the volcanic rocks of Monte Amiata complex plays a pivotal role during the water-rock interaction process, mainly generating the Ca-(Na+K)-HCO3 water type. Calcite, dolomite and gypsum and/or anhydrite are also present in the sedimentary rocks of the nearby area leading to the production of Ca-HCO3, Ca-(Mg)-HCO3, and Ca-(Mg)-SO4-HCO3 water types. Acidic aqueous solutions of Ca-(Na+K)-SO4 composition are locally produced through interaction of meteoric waters with volcanic rocks, but mineral dissolution is governed by sulphuric acid formed through O2-driven oxidation at relatively shallow levels of either deep-coming H2S or metals sulphides, e.g. pyrite. Similarly, reaction of H2SO4 and carbonate rocks produces acidic Ca-SO4 waters. The few Ca-(Na+K)-SO4-HCO3 waters are probably originated either by mixing of acidic Ca-(Na+K)-SO4 waters and Ca-(Na+K)-HCO3 waters or by water-rock interaction processes driven by both H2CO3 and H2SO4 but in different moments.*

*Most waters of interest are undersaturated with calcite, excluding Ca-HCO3 and Ca(Mg)-HCO3 waters, which are close to the saturation, and the Ca-(Mg)-SO4-HCO3 thermal waters of Bagni San Filippo, which are saturated or oversaturated with calcite, probably due to CO2 loss at outlet conditions.*

*All considered waters are undersaturated with gypsum apart from the thermal waters of Bagni San Filippo, which approach the equilibrium condition due to interaction with carbonate-evaporite units at depth.*

*Waters of Ca-(Na+K)-HCO3 composition, which are hosted in Monte Amiata volcanics, have SiO2 contents bounded by saturation with chalcedony and with opal-CT. This means that several Ca-(Na+K)-HCO3 waters have relatively high SiO2 contents that favored the proliferation of diatoms in the numerous lacustrine basins which were present at the margin of the volcanic edifice in the past.*

*The large variation range of Total Dissolved Inorganic Carbon (TDIC) suggests the involvement of more than one CO2 source, as proposed by Frondini et al. (2009) based on δ13C values and TDIC concentrations.*

## 1 Geochimica delle acque

Le rocce del complesso vulcanico del Monte Amiata ospitano uno dei più importanti acquiferi presenti nel territorio della Regione Toscana, utilizzato per l'approvvigionamento idrico destinato al consumo umano. Nell'area amiatina sono presenti oltre 150 sorgenti fredde che drenano l'acquifero delle vulcaniti e che sono distribuite principalmente nell'intorno del corpo vulcanico (Barazzuoli et al., 2004). Localmente si trovano sorgenti non relazionate all'acquifero, come le sorgenti termali di Bagni San Filippo e l'acqua acida dell'Acquapassante, associate ad emissioni gassose ricche in $CO_2$ (Minissale et al., 1997; Chiodini et al., 2004; Cipriani et al., 2009; Frondini et al., 2009; Tassi et al., 2009; Cabassi et al., 2011).

Numerosi studi scientifici sono stati compiuti sulle caratteristiche geochimiche delle acque superficiali e sotterranee circolanti nel complesso vulcanico del Monte Amiata (Duchi et al., 1992; Barazzuoli et al., 1994; Minissale et al., 1997; Gambardella et al., 2005; Frondini et al., 2009; Regione Toscana, 2010; Cabassi et al., 2011). Tali studi, insieme alle attività di monitoraggio della qualità delle acque destinate al consumo umano operate dagli enti territoriali competenti (es. ARPAT e Acquedotto del Fiora S.p.a.) hanno permesso la creazione di *dataset* importanti sia per quanto riguarda gli elementi chimici principali sia per ciò che concerne gli elementi minori ed in traccia. Molti di questi *dataset* hanno subito un processo di "selezione e omogeneizzazione" nel corso di uno studio finalizzato alla *"Caratterizzazione geologica, idrogeologica e idrogeochimica dei Corpi Idrici Sotterranei Significativi della Regione Toscana (CISS)"*. Nel caso specifico, viene fatto riferimento all'acquifero 99MM020 - Acquifero dell'Amiata (Cerrina Feroni et al., 2009; Doveri et al., 2012). Tale processo ha permesso la realizzazione di un database geochimico composto soltanto da analisi chimiche complete, almeno per ciò che concerne le specie chimiche catalogate come macro-descrittori (Na, K, Ca, Mg, $HCO_3$, Cl e $SO_4$) e nelle quali lo sbilanciamento ionico, indice di controllo della qualità analitica (Appelo e Postma, 1996), è compreso tra ±10%:

$$\%\mathrm{dev} = \frac{\Sigma_{\mathrm{cationi}} - \Sigma_{\mathrm{anioni}}}{\Sigma_{\mathrm{cationi}} + \Sigma_{\mathrm{anioni}}} \cdot 100 .$$

All'interno del *database* utilizzato sono stati inseriti anche i dati di alcune sorgenti fredde e termali ubicate in aree circostanti il Monte Amiata in modo da ottenere un quadro descrittivo di maggior dettaglio, evidenziando allo stesso tempo le peculiarità composizionali delle acque circolanti nel complesso vulcanico amiatino. In Figura 15.1 è riportata l'ubicazione dei "punti d'acqua" considerati in questo lavoro.

Nel complesso, i dati chimici illustrati in questa monografia derivano dai *database* del SIRA (http://sira.arpat.toscana.it/sira/acqua. html), dell'Acquedotto del Fiora S.p.A., dalla relazione geologico-idrogeologico-geochimica che sintetizza le ricerche svolte dall'Università di Siena (Senarum Universitatis, 2008), dalla relazione conclusiva inerente le indagini geochimiche condotte dall'Università di Firenze nell'ambito del progetto Mac-Geo (Regione Toscana, 2010) e da alcune pubblicazioni scientifiche (Gambardella et al., 2005; Frondini et al., 2009).

La classificazione chimica è stata effettuata mediante l'uso dei diagrammi ternari Cl-$SO_4$-$HCO_3$ (Figura 15.2a) e (Na+K)-Ca-Mg (Figura 15.2b), in cui vengono riportati i rapporti relativi tra le sette specie chimiche principali.

I diagrammi di salinità (Figura 15.3), in cui sono riportate le linee di iso-salinità (Salinità Ionica Totale – SIT), evidenziano come la stragrande maggioranza delle acque siano caratterizzate da un contenuto in sali disciolti < 6 meq/L (milliequivalenti/litro), mentre le acque termali di Bollore, Bagni San Filippo, Bagno Vignoni, Saturnia, Le Caldine, Fosso Bianco ed Acquapassante presentano una SIT elevata (55-115 meq/L). Le acque della Galleria Nuova Italia, miniera Rondinaia e Acquapassante 2 mostrano invece valori intermedi compresi tra 20-30 meq/L.

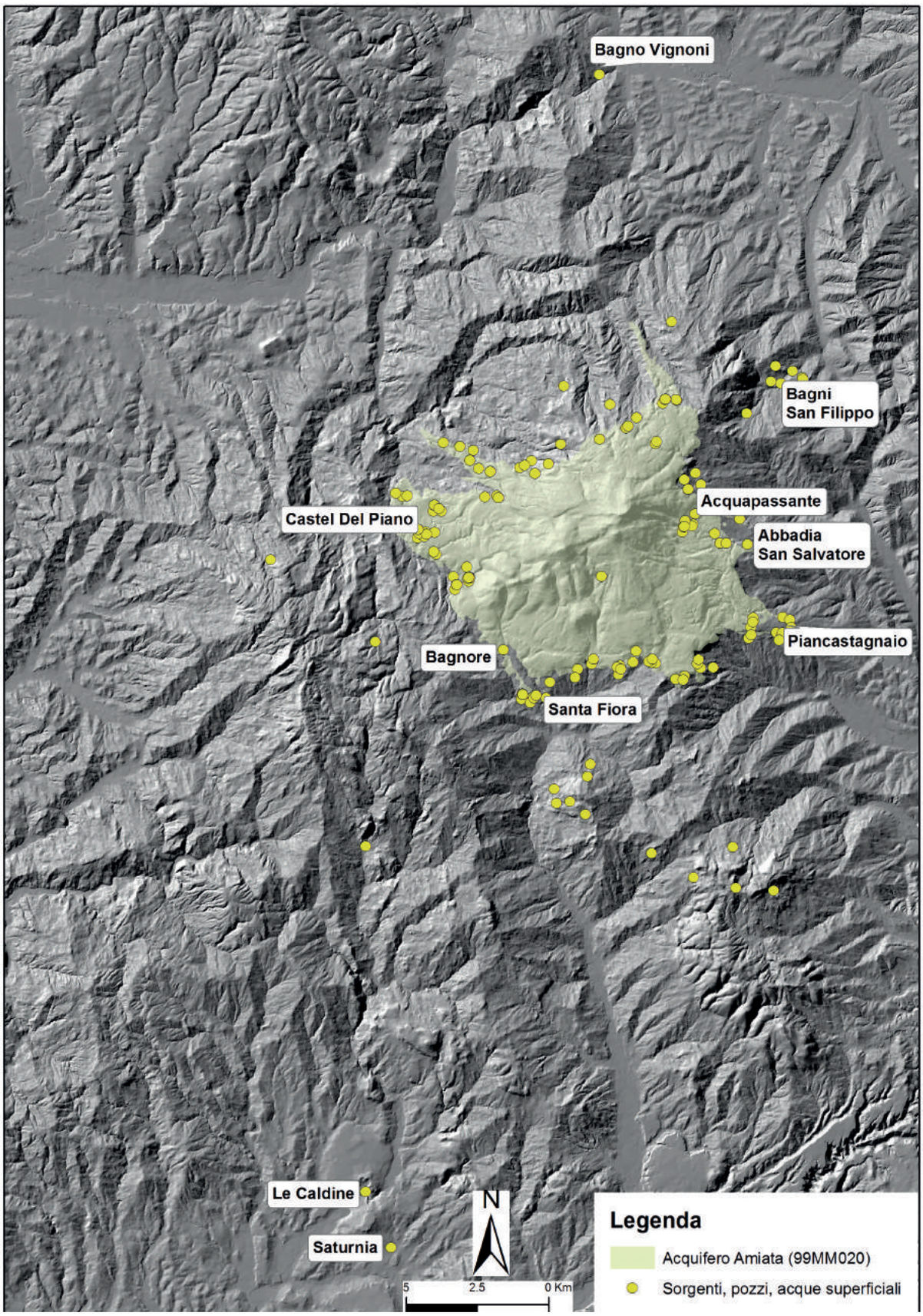



**Figura 15.1** - Mappa di ubicazione dei "punti d'acqua" (sorgenti, pozzi, acque superficiali) considerati in questo lavoro. – *Location map of "water points" (springs, wells, surface waters) considered in this work.*

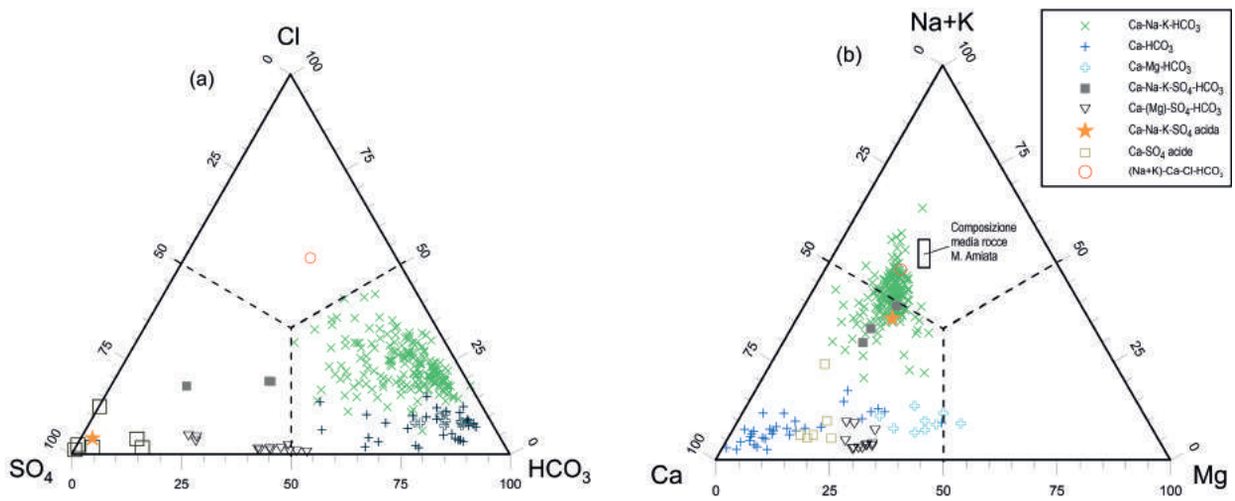



**Figura 15.2** - Diagrammi triangolari (a) $HCO_3$-Cl-$SO_4$ e (b) Ca-Mg-(Na+K) per le acque considerate in questo lavoro. È riportata anche la composizione media delle rocce del Monte Amiata (b). – *Triangular diagrams (a) $HCO_3$-Cl-$SO_4$ and (b) Ca-Mg (Na + K) for the waters considered in this work. Average chemical composition of Mt. Amiata volcanic rocks is also reported (b).*

L'esame dei due diagrammi triangolari (Figura 15.2a e 15.2b) e dei diagrammi di salinità (Figura 15.3a e 15.3b) consente di identificare i seguenti tipi idro-chimici:

- Acque Ca-Na-K-$HCO_3$ (indicate dal simbolo ×): questo gruppo di acque sono generalmente caratterizzate da basse salinità ioniche totali (SIT = 1-3 meq/L), che raramente raggiungono valori massimi prossimi a 6 meq/L. Tali acque provengono da sorgenti, pozzi e gallerie che drenano l'acquifero ospitato nelle vulcaniti e sono per lo più situate lungo il margine dell'apparato vulcanico, al contatto con le formazioni impermeabili sottostanti a dominanza argillosa appartenenti all'unità delle Liguridi s.l.. Queste acque rappresenterebbero il prodotto della dissoluzione di vulcaniti governata da conversione dell'acido carbonico disciolto in ione bicarbonato. A conferma di questa ipotesi, il rapporto alcali/Mg risulta coincidente con quello medio delle rocce vulcaniche dell'acquifero amiatino (Gambardella et al., 2005 e opere citate). I rapporti Ca/alcali e Ca/Mg di queste acque sono invece lievemente maggiori di quelli medi delle vulcaniti amiatine, probabilmente per lisciviazione preferenziale di una fase calcica come ad esempio la calcite.
- Acque Ca-Na-K-$SO_4$ acide (indicate dal simbolo ★) e Ca-Na-K-$SO_4$-$HCO_3$ (indicate dal simbolo ■); il primo tipo chimico comprende unicamente il campione Acquapassante 1 (SIT circa 7.5 meq/L), mentre il secondo comprende i campioni della sorgente di Pietralunga Alta (SIT ≈ 5 meq/L) e della fonte di Bagnore (SIT ≈ 7 meq/L). Anche queste acque presentano un rapporto alcali-Mg simile a quello medio delle vulcaniti amiatine, suggerendo che sono originate per dissoluzione di questo tipo di rocce vulcaniche. Tuttavia, nel caso delle acque acide la dissoluzione delle vulcaniti sarebbe controllata dall'acido solforico originato per ossidazione, controllata dall'$O_2$ atmosferico, o dell'$H_2S$ presente nei gas profondi, oppure di solfuri metallici (es. pirite). In effetti, in questo settore dell'area amiatina sono presenti sia mineralizzazioni a solfuri[1] che emissioni gassose (Gambardella et al., 2005; Frondini et al., 2009). Nel caso delle acque Ca-Na-K-$SO_4$-$HCO_3$ è possibile ipotizzare un'origine per miscelazione fra acque Ca-Na-K-$SO_4$ acide ed acque Ca-Na-K-$HCO_3$ oppure fenomeni più complessi di

[1] Vedi Capitolo 19

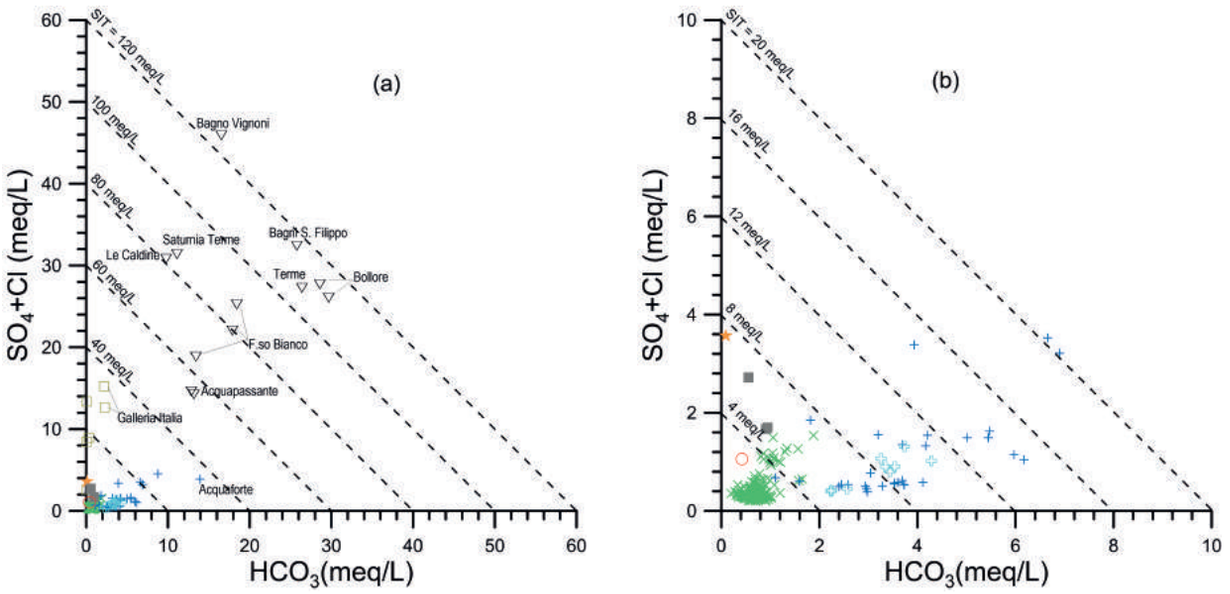



**Figura 15.3** - Diagrammi di salinità per le acque considerate in questo lavoro. Per i simboli si veda la legenda della Figura 15.2b. – *Binary diagram $SO_4$+Cl vs $HCO_3$ for the waters considered in this work. Symbols as in Figure 15.2b.*

interazione acqua-vulcaniti, con l'intervento in momenti distinti di acido solforico e acido carbonico.

- Acque Ca-$HCO_3$ (indicate dal simbolo +) e Ca-Mg-$HCO_3$ (indicate dal simbolo ✚): la SIT risulta variabile da 5 a 10 meq/L, con l'eccezione dei campioni Acquapassante 2 e Fosso Fontanicchi le cui SIT ≈ 20 meq/L, e Catarcione con una SIT di 3.5 meq/L. Per il campione Acquapassante 2 (pH = 6.18) va sottolineato il valore negativo del potenziale redox misurato al momento del prelievo (Eh = -218 mV), probabilmente indice di un circuito idrico relativamente profondo che riceve il contributo di gas profondi contenenti $CO_2$ (come indicato dalla fugacità di $CO_2$ di 0.21 bar) ed $H_2S$. Le acque appartenenti a questo tipo chimico possono essere interpretate come il risultato della dissoluzione di calcite o dolomite presenti entro rocce sedimentarie, essenzialmente le calcilutiti e calcareniti appartenenti alla Formazione della Pietraforte; alcuni di questi campioni (Catarcione, Acquapassante 2, Galleria 8 e Galleria 11) drenano questi litotipi coperti da lembi di vulcaniti (Cerrina Feroni et al., 2009; Doveri et al., 2012).
- Acque Ca-$SO_4$ acide (indicate dal simbolo □), comprendenti i campioni Galleria Nuova Italia (miniera), Acquapassante solfurea sup., Rondinaia, Galleria Italia e sorgente Mammellone, sono caratterizzate rispettivamente da SIT di 27, 5, 17, 25 e 19 meq/L e pH di 4.45, 4.81, 4.18, 5.54 e 5.3. Tali acque si originano per dissoluzione di rocce carbonatiche con l'intervento di acido solforico originato per ossidazione, ad opera dell'$O_2$ atmosferico, di solfuri metallici (es. pirite) come nel caso di Galleria Nuova Italia (miniera), Acquapassante e Galleria Italia e dell'$H_2S$ presente nei gas profondi come nel caso di Rondinaia.
- Acque termali Ca-(Mg)-$SO_4$-$HCO_3$ di Bagni San Filippo (indicate dal simbolo ▽), comprendenti i nove campioni di Bollore, Terme, Fosso Bianco e Acquapassante, caratterizzati da elevate salinità (55-115 meq/L) ed alte fugacità di $CO_2$ (da 0.19 a 1.01 bar). A questo tipo chimico appartengono anche le acque delle sorgenti termali di Bagno Vignoni e di Saturnia - Le Caldine, rispettivamente ubicate a circa 15 km a N-NE e 25 km a SW del Monte Amiata e aventi una SIT di circa 122 meq/L e 82 meq/L.

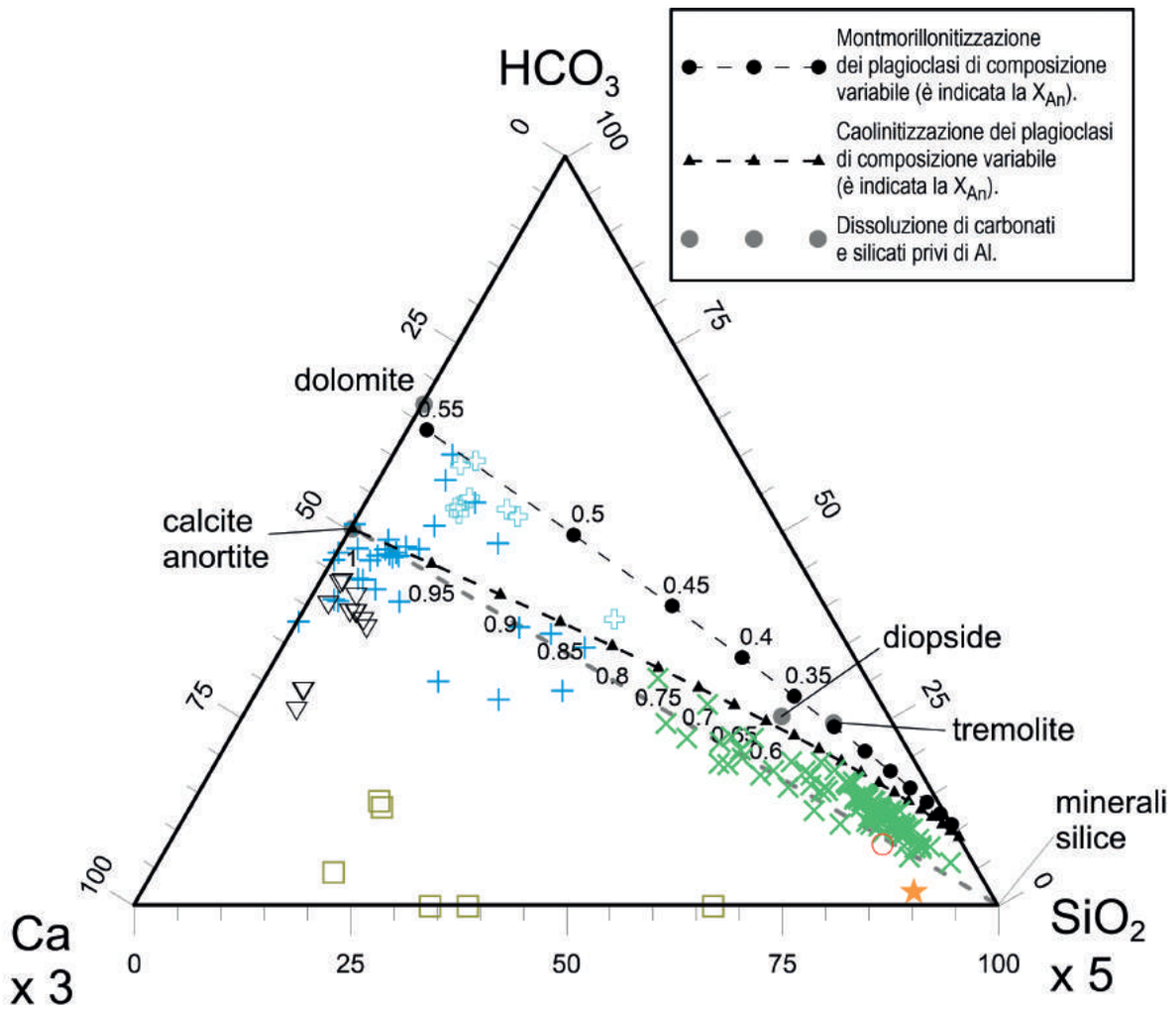



**Figura 15.4** - Diagramma triangolare Ca-$HCO_3$-$SiO_2$ per le acque considerate in questo lavoro, i cui dati analitici sono stati corretti per il contributo marino-atmosferico. Sono rappresentate per confronto le composizioni teoriche dettate dalla dissoluzione, governata dall'acido carbonico, di fasi solide rilevanti. Per i simboli si veda la legenda della Figura 15.2b. – *Triangular diagram Ca-$HCO_3$-$SiO_2$ for the waters considered in this work, whose analytical data were corrected for the marine-atmospheric contribution. The theoretical compositions dictated by the carbonic acid-controlled dissolution of pertinent solid phases are also shown for comparison. Symbols as in Figure 15.2b.*

Si tratta delle tipiche acque termali generate per interazione con rocce carbonatico-evaporitiche.

- Acque (Na+K)-Ca-Cl-$HCO_3$ (indicate dal simbolo ○): questo tipo chimico è rappresentato da un solo campione (n°49) caratterizzato da una SIT relativamente bassa (≈ 3 meq/L) e nel quale, nonostante il Cl ed il Na siano rispettivamente la specie anionica e cationica prevalenti, $HCO_3$, $SO_4$ e Ca presentano concentrazioni dello stesso ordine di grandezza. Pertanto tale campione può essere considerato un'acqua mista, principalmente originata per interazione con le rocce vulcaniche amiatine.

## 2 Stechiometria delle reazioni di dissoluzione delle fasi solide calciche e magnesiache

Tutte le considerazioni ed ipotesi descritte precedentemente in merito all'interazione delle acque con le rocce vulcaniche o carbonato-

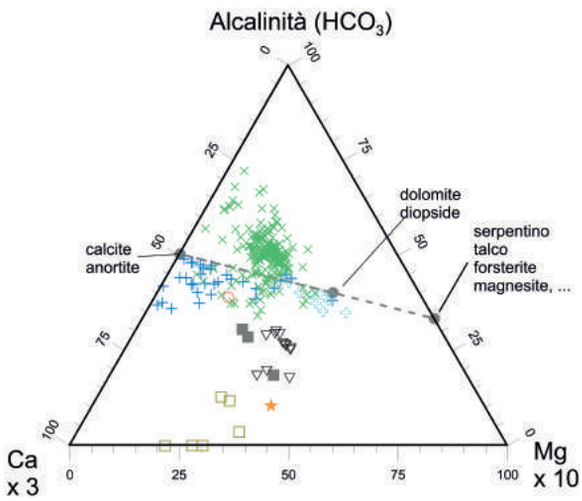



**Figura 15.5 -** Diagramma triangolare Ca-Mg-$HCO_3$ per le acque considerate in questo lavoro, i cui dati analitici sono stati corretti per il contributo marino-atmosferico. Sono rappresentate per confronto le composizioni teoriche dettate dalla dissoluzione, governata dall'acido carbonico, di fasi solide rilevanti. Per i simboli si veda la legenda della Figura 15.2b. – *Triangular diagram Ca-Mg-$HCO_3$ for the waters considered in this work, whose analytical data were corrected for the marine-atmospheric contribution. The theoretical compositions dictated by the carbonic acid-controlled dissolution of pertinent solid phases are also shown for comparison. Symbols as in Figure 15.2b.*

evaporitiche trovano riscontro nei diagrammi triangolari Ca-$HCO_3$-$SiO_2$ (Figura 15.4) e Ca-Mg-$HCO_3$ (Figura 15.5). In tali diagrammi le concentrazioni analitiche delle specie chimiche disciolte nelle acque di falda, corrette per i contributi derivanti dalla componente marina-atmosferica (Appelo e Postma, 1996; Cerrina Feroni et al., 2009), sono state confrontate con le composizioni teoriche attese per dissoluzione congruente di fasi carbonatiche (calcite e dolomite) e per dissoluzione incongruente di fasi silicatiche di interesse (plagioclasi, diopside, tremolite e differenti minerali magnesiaci). Nel diagramma triangolare Ca-$HCO_3$-$SiO_2$ (Figura 15.4) sono inoltre rappresentate anche le composizioni delle soluzioni acquose attese per dissoluzione incongruente di un plagioclasio, al variare della frazione molare della anortite, nel caso in cui il processo sia accompagnato da precipitazione o di caolinite o di montmorillonite (Garrels, 1968; Apollaro et al., 2009; Cerrina Feroni et al., 2009).

Nel diagramma Ca-$HCO_3$-$SiO_2$ (Figura 15.4), la maggior parte delle acque Ca-(Na+K)-$HCO_3$ rappresentative dell'acquifero ospitato entro le vulcaniti dell'Amiata, sono situate non lontano dal vertice della $SiO_2$ ed in prossimità della curva che descrive il processo di caolinizzazione di un plagioclasio caratterizzato da frazioni molari di anortite ≤ 0.2-0.3, in linea con quelle attese in base alla minero-chimica delle vulcaniti del Monte Amiata[2]. Al contrario, le acque Ca-$HCO_3$, Ca-Mg-$HCO_3$ e Ca(Mg)$SO_4$-$HCO_3$ si distribuiscono presso l'asse che unisce i vertici di Ca e $HCO_3$, non lontano dai punti rappresentativi della dissoluzione di calcite e dolomite, suggerendo una interazione con rocce carbonatiche o carbonatico-evaporitiche. Le acque Ca-$SO_4$ acide si separano nettamente dagli altri tipi chimici a causa del loro basso pH che determina bassissime se non trascurabili concentrazioni di $HCO_3$ disciolto: tali acque infatti si distribuiscono in corrispondenza dell'asse che unisce i vertici di Ca e $SiO_2$ nel diagramma di Figura 15.4.

Il digramma Ca-Mg-$HCO_3$ (Figura 15.5) mostra chiaramente come le caratteristiche chimiche delle acque Ca-$HCO_3$ e Ca-Mg-$HCO_3$ siano principalmente controllate da dissoluzione di calcite e dolomite. Le acque Ca-(Na+K)-$HCO_3$ si distribuiscono al di sopra della linea congiungente i punti rappresentativi della dissoluzione delle fasi solide di interesse, confermando l'eccesso di alcali disciolti (Na e K) ottenuto per interazione con le rocce vulcaniche del complesso del Monte Amiata. Le altre acque Ca(Mg)-$SO_4$-$HCO_3$, Ca-(Na+K)-$SO_4$-$HCO_3$, Ca-(Na+K)-$SO_4$ acida e Ca-$SO_4$ si localizzano al di sotto della suddetta linea a causa dell'eccesso di $SO_4$ disciolto presente in queste acque. In particolare, le acque acide si

[2] Vedi Capitolo 7

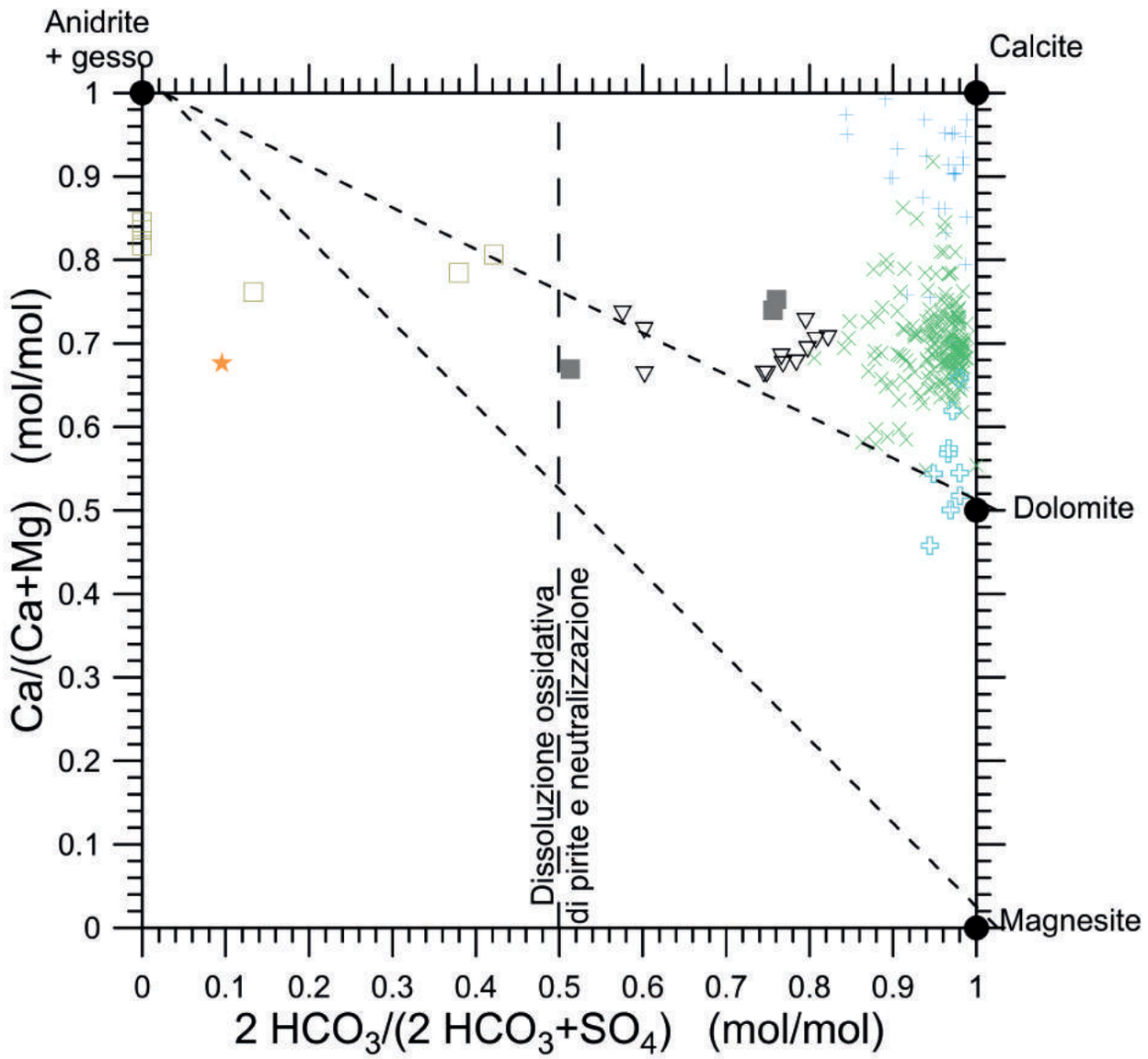



**Figura 15.6** - Diagramma quadrangolare di Pastorelli (da Pastorelli et al., 1999) per le acque considerate in questo lavoro. Per i simboli si veda la legenda della Figura 15.2b. – *Square plot of Pastorelli (from Pastorelli et al., 1999), for the waters considered in this work. Symbols as in Figure 15.2b.*

distribuiscono lungo l'asse che unisce i vertici di Ca e Mg a causa della concentrazione trascurabile, se non nulla, di ione $HCO_3$.

L'importanza delle fasi minerali a solfato (tipicamente gesso e anidrite) è chiaramente illustrato nel diagramma quadrangolare (Figura 15.6) proposto da Pastorelli et al. (1999), ottenuto a partire dalle concentrazioni di Ca, Mg, $HCO_3$ e $SO_4$ in moli/L. In esso i punti indicati dalle scritte anidrite + gesso, calcite, dolomite, e magnesite si riferiscono alle composizioni attese per dissoluzione congruente delle fasi minerali specificate. La maggior parte delle acque si localizza in prossimità dell'asse delle fasi minerali carbonatiche, fra i punti rappresentativi di calcite e dolomite, sottolineando l'importanza di queste fasi minerali nel definire il chimismo delle acque considerate. Le acque aventi maggiori concentrazioni di $SO_4$ si distribuiscono lungo la retta che unisce i punti rappresentativi di dolomite e anidrite + gesso, a parte le acque acide,

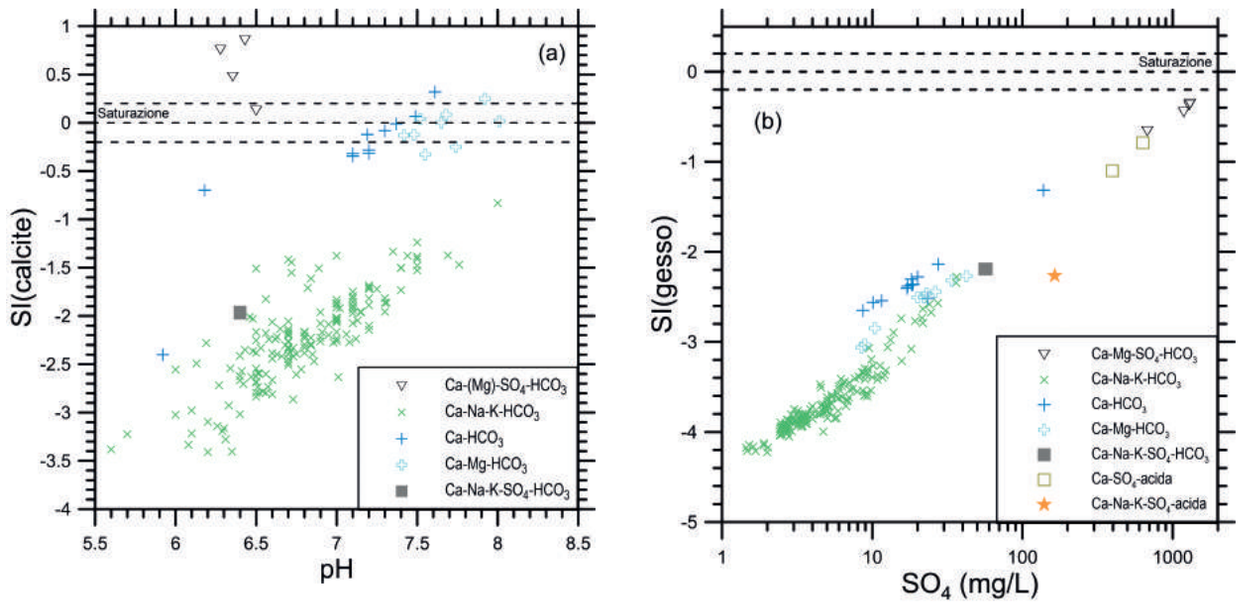



**Figura 15.7** - Diagrammi di correlazione fra pH ed indice di saturazione (SI) rispetto a calcite (a) e fra concentrazione di solfato disciolto ed indice di saturazione (SI) rispetto a gesso (b) per le acque considerate in questo lavoro (da Cerrina Feroni et al., 2009, modificato). – *Binary diagrams of pH vs. saturation index of calcite (a) and dissolved sulphate vs. saturation index of gypsum (b) for the waters considered in this work (from Cerrina Feroni et al., 2009, modified).*

che si posizionano lungo l'asse di Ca/(Ca+Mg) a causa delle bassissime concentrazioni dello ione $HCO_3$ disciolto.

## 3 Considerazioni sullo stato di equilibrio soluzione acquosa-fase minerale

Lo stato di equilibrio tra le soluzioni acquose e fasi minerali di interesse è visualizzato nei due diagrammi di Figura 15.7, in cui l'indice di saturazione con la calcite è confrontato con il pH (Figura 15.7a) e l'indice di saturazione con il gesso è correlato con la concentrazione di solfato (Figura 15.7b). In base a questi diagrammi, è possibile dedurre se le due fasi minerali considerate possono essere disciolte o precipitate, in base a vincoli puramente termodinamici, evidenziando allo stesso tempo l'intervallo di pH, o di solfato disciolto, in cui tali processi possono avvenire. Altre indicazioni sullo stato di equilibrio tra soluzioni acquose e fasi minerali di interesse possono essere derivate dai diagrammi di attività di Figura 15.8 (Helgeson, 1968; Bowers et al., 1984). Questi documenti grafici sono tratti da Cerrina Feroni et al. (2009) e Doveri et al. (2012).

Come mostrato dal diagramma di Figura 15.7a, soltanto le acque Ca-$HCO_3$ e Ca(Mg)-$HCO_3$ sono in condizioni di saturazione con la calcite, mentre le acque originate per interazione con le rocce vulcaniche del complesso del Monte Amiata (di composizione Ca-Na+K-$HCO_3$ e Ca-Na+K-$SO_4$-$HCO_3$) sono in condizioni di sotto-saturazione rispetto a questa fase minerale. Inoltre, le acque termali Ca-(Mg)-$SO_4$-$HCO_3$ di Bagni San Filippo sono da sature a sovrassature rispetto alla calcite, probabilmente a causa di perdita di $CO_2$ all'emergenza.

Il diagramma di Figura 15.7b mostra le generali condizioni di sotto-saturazione rispetto al gesso. Solamente le acque termali di Bagni San Filippo si avvicinano alla condizione di equilibrio con il gesso, a causa della interazione con le formazioni carbonatico-evaporitiche in profondità.

Nei diagrammi di attività per i sistemi $Na_2O$-$SiO_2$-$Al_2O_3$-$H_2O$ e $K_2O$-$SiO_2$-$Al_2O_3$-$H_2O$ (Figura 15.8; Cerrina Feroni et al., 2009; Doveri et al., 2012), tutte le acque in esame (a parte a due possibili eccezioni

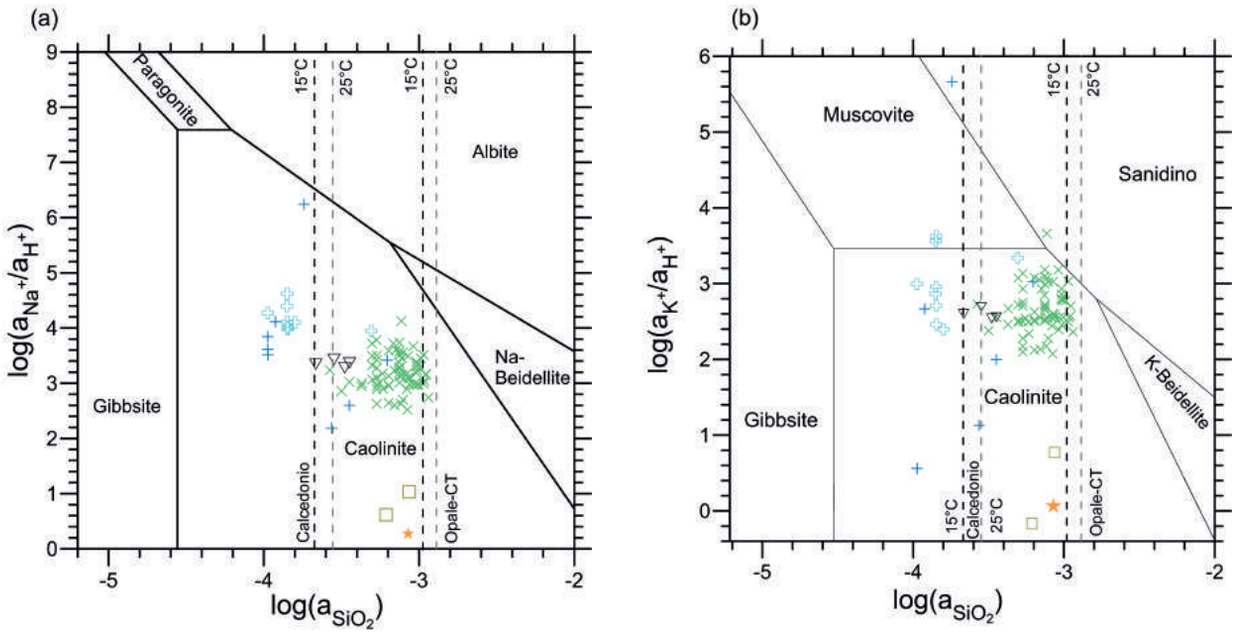



**Figura 15.8** - Diagrammi di attività per i sistemi $Na_2O$-$SiO_2$-$Al_2O_3$-$H_2O$ (a) e $K_2O$-$SiO_2$-$Al_2O_3$-$H_2O$ (b) per le acque considerate in questo lavoro (da Cerrina Feroni et al., 2009, modificato). I campi di stabilità delle fasi solide si riferiscono alla temperatura di 15°C. Per i simboli si veda la legenda della Figura 15.7b. – *Activity plots for the systems $Na_2O$-$SiO_2$-$Al_2O_3$-$H_2O$ (a) and $K_2O$-$SiO_2$-$Al_2O_3$-$H_2O$ (b) for the waters considered in this work (from Cerrina Feroni et al., 2009, modified). Stability fields of solid phases refer at 15°C temperature. Symbols as in Figure 15.7b.*

nel secondo grafico) si posizionano all'interno del campo di stabilità della caolinite, indicando generali condizioni di sottosaturazione rispetto ad albite e sanidino.

Inoltre, le acque di composizione Ca-Na-K-$HCO_3$ prodotte dalla interazione con le vulcaniti amiatine, hanno contenuti di $SiO_2$ compresi fra la condizione di saturazione con il calcedonio e quella con l'opale-CT. Molte di queste acque hanno concentrazioni di $SiO_2$ relativamente elevate, che favorirono la proliferazione degli organismi diatomitici entro i bacini lacustri disseminati al margine dell'edificio vulcanico in passato[3].

## 4 Carbonio Inorganico Disciolto Totale (TDIC)

Nel diagramma $P_{CO2}$-pH (Figura 15.9) le acque originate per interazione con le rocce vulcaniche (di composizione Ca-Na-K-$HCO_3$ e Ca-Na-K-$SO_4$-$HCO_3$) seguono un trend caratterizzato da bassi valori del TDIC (10 mg/L < TDIC< 500 mg/L) e valori di $P_{CO2}$ < 0.1 bar (Cerrina Feroni et al., 2010; Doveri et al., 2012). Maggiori concentrazioni di TDIC caratterizzano invece le acque di composizione Ca(Mg)-$HCO_3$ e Ca-$HCO_3$, nonostante abbiano valori di $P_{CO2}$ simili alle precedenti. Le acque termali Ca-(Mg)-$SO_4$-$HCO_3$ di Bagni San Filippo e quelle Ca-(Na+K)-$SO_4$ acide dell'Acquapassante presentano TDIC e $P_{CO2}$ più elevati, mentre le acque acide Ca-$SO_4$ hanno caratteristiche intermedie. In linea generale le acque circolanti nell'area del Monte Amiata presentano un ampio intervallo di variazione del TDIC, da circa 10 mg/L fino a oltre 1000 mg/L.

Ciò suggerisce la presenza di varie sorgenti di carbonio inorganico. Come mostrato da Frondini et al. (2009), tale ipotesi è corroborata dai dati di composizione isotopica (valori di $\delta^{13}C$) e

[3] Vedi Capitolo 18

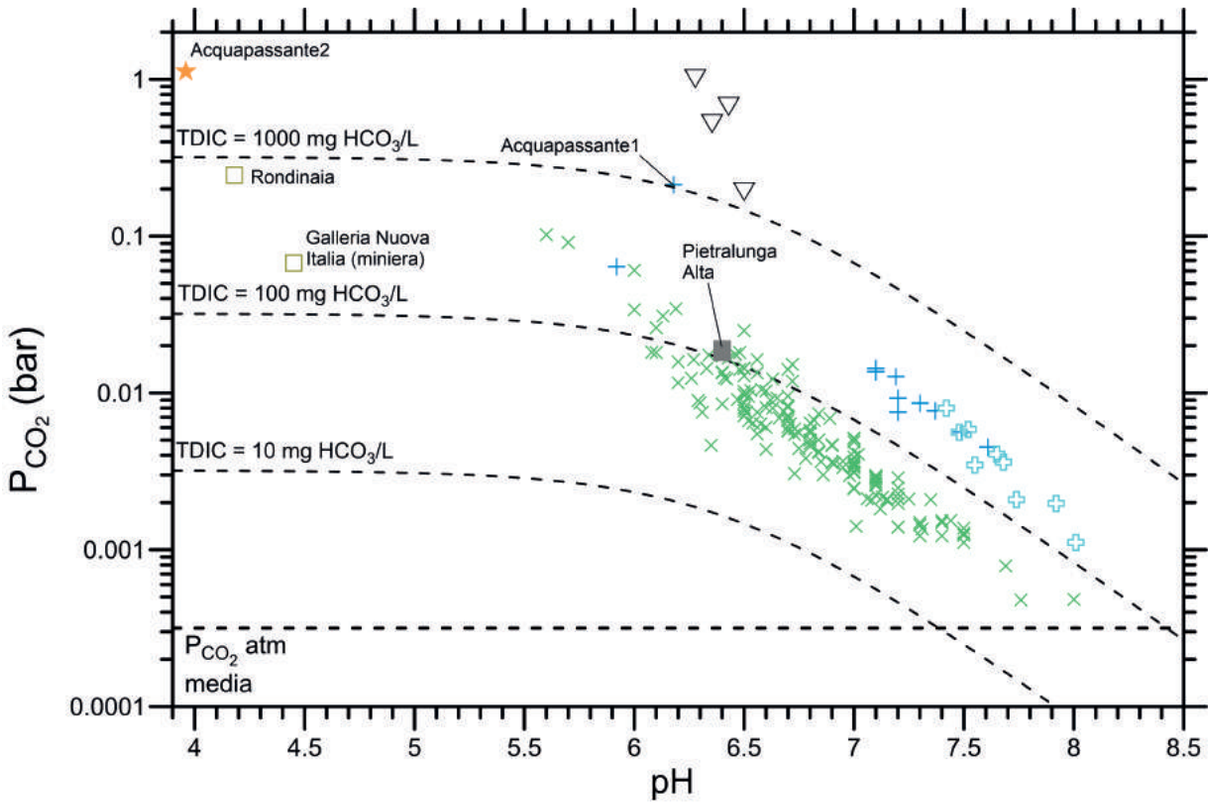



**Figura 15.9** - Diagramma $P_{CO2}$-pH per le acque considerate in questo lavoro. Per i simboli si veda la legenda della Figura 15.7b. – *Diagram of $P_{CO2}$ vs. pH for the waters considered in this work. Symbols as in Figure 15.7b.*

dalla relativa concentrazione di TDIC che sono compatibili con l'aggiunta di $CO_2$ biogenica ($\delta^{13}C$ da -20 a -28‰) e $CO_2$ profonda (-3‰ < $\delta^{13}C$ < +1‰) ad un'acqua meteorica media (TDIC = $2.5 \times 10^{-5}$ mol $kg^{-1}$; $\delta^{13}C$ = 5.5‰) con possibile dissoluzione di calcite ($\delta^{13}C$ = 2.21‰ ± 0.66‰).

## 5 Mappa di ubicazione dei tipi chimici e considerazioni conclusive

La mappa di ubicazione dei tipi idrochimici (Figura 15.10) mostra che le acque di composizione Ca-(Na+K)-$HCO_3$ sono localizzate principalmente al contatto fra le vulcaniti del Monte Amiata ed il substrato impermeabile sedimentario. Ciò è in accordo con la loro origine per interazione di acque meteoriche con le rocce vulcaniche amiatine. Gli altri tipi idrochimici sono distribuiti in aree dove sono presenti argilliti e calcilutiti (Sillano), calcareniti (Scaglia Toscana – Calcareniti di Montegrossi), calcari marnosi e marne (Argille a Palombini), e arenarie e siltiti quarzoso-feldspatiche (Pietraforte; Ca-$HCO_3$ e Ca(Mg)-$HCO_3$). Le acque di composizione Ca-$SO_4$ fuoriescono dalle gallerie minerarie nei pressi di Abbadia San Salvatore[4], oppure dove vi sono emissioni di gas profondi, a SW di Bagni San Filippo – Rondinaia. Le acque termali del distretto amiatino insieme a differenti emissioni gassose ed alle acque acide ricche in solfato disciolto (probabilmente originate dall'assorbimento di gas profondi ricchi in $CO_2$ e $H_2S$) si localizzano all'esterno del perimetro dove affiorano le rocce vulcaniche e sono controllate da differenti strutture tettoniche[5].

[4] Vedi Capitolo 19
[5] Vedi Capitolo 2

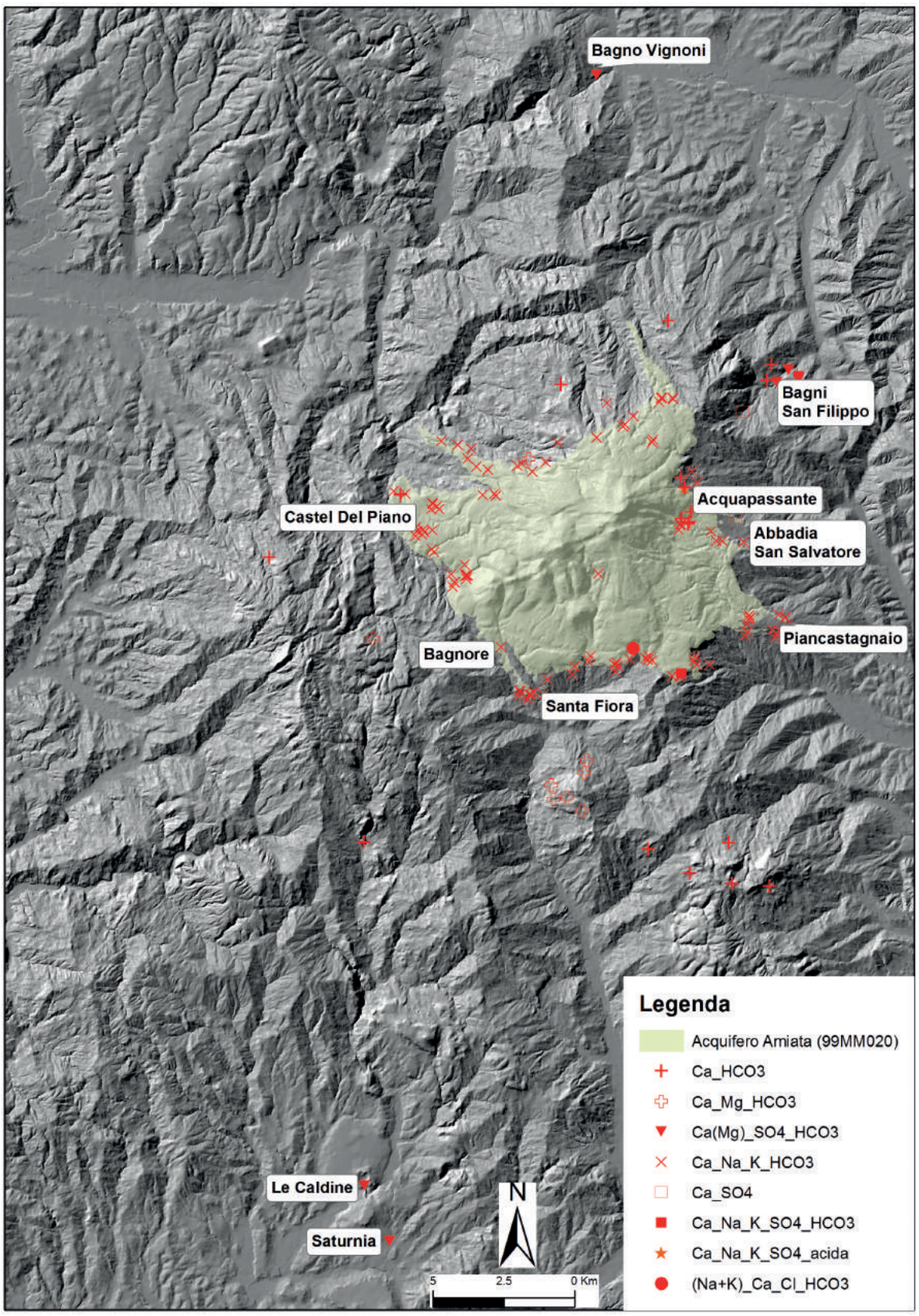



**Figura 15.10** - Mappa di ubicazione dei tipi idro-chimici presenti nel complesso vulcanico del Monte Amiata e nelle aree circostanti. – *Location map of hydrochemical water types circulating in the Mt. Amiata volcanic complex and nearby areas.*

## Opere citate

Apollaro C., Marini L., De Rosa R. (2009) Use of reaction path modeling to predict the chemistry of stream water and groundwater: A case study from the Fiume Grande valley (Calabria, Italy). Environmental Geology, 51, 1133-1145, DOI – 10.1007/s00254-006-0404-0

Appelo C.A.J. e Postma D. (1996) Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam.

Barazzuoli P., Bosco G., Nante N., Rappuoli D. and Salleolini M. (1994). The aquifer of Mount Amiata: Evaluation of the perennial yield and its quality. Mem. Soc. Geol. It., 48, 825-832.

Barazzuoli P., Bianchi S., Mocenni B., Nocchi M., Rigati R. e Salleolini M. (2004) Studio idrogeologico per la valutazione della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero vulcanico del M. Amiata, Arcidosso (Italia). C&P Adver Effigi, 62 pp.

Bowers T.S., Jackson K.J. e Helgeson H.C. (1984) Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures and temperatures to 5 kb and 600°C. Springer-Verlag, New York, 397 pp.

Cabassi J., Cipriani F., Bicocchi G., Nisi B., Capecchiacci F., Tassi F., Vaselli O., Brogi A. and Liotta D. (2011). Geochemistry of water discharges at Mt. Amiata volcanic complex in relation with the regional tectonics. GeoItalia, 8th Italian Forum on Earth Sciences, 19-23 September, 2011, Turin, Italy, epitome, 190.

Cerrina Feroni A., Da Prato S., Doveri M., Ellero A., Lelli M., Marini L., Masetti G., Nisi B. e Raco B. (2009) Caratterizzazione geologica, idrogeologica e idrogeochimica dei Corpi Idrici Sotterranei Significativi della Regione Toscana (CISS) 99MM020 "Acquifero dell'Amiata". Rapporto Regione Toscana, 44 pp.

Chiodini G., Frondini F. e Marini L. (1995) Theoretical geothermometers and $PCO_2$ indicators for aqueous solutions coming from hydrothermal systems of medium-low temperature hosted into carbonate-evaporite rocks. Application to the thermal springs of the Etruscan Swell, Italy. Applied Geochemistry, 10, 337-346.

Chiodini G., Cardellini C., Amato A., Boschi E., Caliro S., Frondini F. and Ventura G. (2004). Carbon dioxide Earth de-gassing and seismogenesis in central and southern Italy. Geophys. Res. Lett., 31, L07615, doi:10.1029/2004GL019480.

Cipriani F., Bicocchi G., Nisi B., Capecchiacci F., Rossato L., Tassi F. and Vaselli O. (2010). Geochemical and isotopic survey of cold and thermal water discharges at Mt. Amiata, International School of F luid Geochemistry, 21-24 September, 2010, Abbadia San Salvatore, Italy, 20-21.

Doveri M., Nisi B., Cerrina Feroni A., Ellero A., Menichini M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S., Principe C. e Raco B. (2012) Geological, hydrodynamic and geochemical features of the volcanic aquifer of Mt. Amiata (Tuscany, Central Italy): an overview. Acta Vulcanologica, 24, 51-72.

Duchi V., Minissale A., Paolieri M., Prati F., Valori A., 1992: Chemical relationship between discharging fluids in the Siena-Radicofani graben and the deep fluids produced by the geothermal fields of Mt. Amiata, Torre Alfina, and Latera (central Italy). Geochemistry, 21: 401 - 413.

Frondini F., Caliro S., Cardellini C., Chiodini G. e Morgantini N. (2009) Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy). Applied Geochemistry, 24, 860-875.

Gambardella B., Marini L. e Baneschi I. (2005) Dissolved potassium in the shallow groundwaters circulating in the volcanic rocks of central-southern Italy. Applied Geochemistry, 20, 875-897.

Garrels R. M. (1967). Genesis of some groundwaters from igneous rocks. In: Ph. H. Abelson (ed.), Researches in Geochemistry 2, New York, Wiley, 406-420

Helgeson H.C. (1968) Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions: I. Thermodynamic relations. Geochimica Cosmochimica Acta, 32, 853-877.

Minissale A., Magro G., Vaselli O., Verrucchi C. e Perticone I. (1997) Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., 79, 223-251.

Pastorelli S., Marini L. e Hunziker J.C. (1999) Water chemistry and isotope composition of the Acquarossa thermal system, Ticino, Switzerland. Geothermics, 28, 75-93.

Regione Toscana (2010) Progetto MAC-GEO. Indagine geochimica ed isotopica delle sorgenti termo- ed oligo-minerali dell'area amiatina. (http://www.regione.toscana.it/documents/10180/726542/RELAZIONE+CONCLUSIVA+GEOCHIMICA-ISOTOPI.pdf/375c6188-421e-44a1-a969-e71318736b06).

Senarum Universitatis (2008) Studio geostrutturale, idrogeologico e geochimico ambientale dell'area amiatina. 368 pp.

Tassi F., Vaselli O., Cuccoli F., Buccianti A., Nisi B., Lognoli E. and Montegrossi G. (2009). A geochemical multi-methodological approach in hazard assessment of $CO_2$-rich gas emissions at Mt. Amiata volcano (Tuscany, central Italy). Water, Air, Soil Poll. Focus, 9, 117-127.

**Scheda di approfondimento 15.1 – Classificazione chimica delle acque e diagrammi classificativi**

In generale lo scopo di qualsiasi tipo di classificazione è la suddivisione in varie famiglie, gruppi o classi aventi ciascuna determinate caratteristiche. La classificazione chimica delle acque prevede di individuare delle affinità in funzione delle specie chimiche disciolte e dovrà permettere di distinguere famiglie di acque significative dal punto di vista dell'interazione acqua-roccia. È pertanto chiaro che la classificazione chimica non rappresenta soltanto un semplice metodo per dare un "nome e un cognome" alle acque, ma permette di ottenere importanti informazioni sull'evoluzione geochimica di un'acqua, a partire dall'istante della sua formazione fino al momento del prelievo del campione.

In passato sono stati proposti numerosi diagrammi per la classificazione chimica delle acque. Per lo più essi sono facili da costruire e permettono un rapido confronto visivo di analisi chimiche individuali, cioè per un solo campione (per esempio i diagrammi di Stiff – fig. 1). Altri diagrammi di semplice costruzione sono rappresentati dai diagrammi di Schoeller (fig. 2) in cui, grazie all'utilizzo dei valori logaritmici, è possibile riportare nello stesso diagramma le analisi di diversi campioni. Tuttavia, la rappresentazione di un elevato numero di acque risulta comunque complessa, considerando per esempio che processi come il miscelamento e l'evaporazione danno lo stesso tipo di effetto sul diagramma classificativo.

Esistono altri tipi di diagrammi, come per esempio i triangolari (fig. 3a e 3b), che permettono di visualizzare le composizioni dei cationi e degli anioni di molti campioni su un unico grafico in cui sono immediatamente distinguibili i principali raggruppamenti e/o possibili trends evolutivi (per esempio i processi di miscelamento sono identificati con delle linee rette). In questo tipo di diagrammi il campione viene rappresentato calcolando il contenuto relativo delle specie anioniche e cationiche secondo le seguenti relazioni:

$\Sigma_{anioni} = C_{Cl} + C_{SO4} + C_{HCO3}$
$\%Cl = 100\ C_{Cl} / \Sigma_{anioni}$
$\%HCO_3 = 100\ C_{HCO3} / \Sigma_{anioni}$
$\%SO_4 = 100\ C_{SO4} / \Sigma_{anioni}$

$\Sigma_{cationi} = C_{Na+K} + C_{Ca} + C_{Mg}$
$\%Na+K = 100\ C_{Na+K} / \Sigma_{cationi}$
$\%Ca = 100\ C_{Ca} / \Sigma_{cationi}$
$\%Mg = 100\ C_{Mg} / \Sigma_{cationi}$

Un'evoluzione di questo tipo di diagrammi è il diagramma di Piper (1944 - fig. 4), in cui i punti rappresentativi dei campioni vengono proiettati in un diagramma a diamante a partire dai 2 ternari adiacenti. Un altro diagramma classificativo molto utilizzato che impiega i contenuti relativi delle 7 specie ioniche principali ($Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^{+}$, $K^{+}$, $Cl^{-}$, $SO_4^{=}$, $HCO_3^{-}$ ($+CO_3^{=}$) è quello di Langelier e Ludwig (1942; LL) in cui è possibile utilizzare sugli assi vari accoppiamenti delle specie anioniche o cationiche, calcolate come segue:

$\Sigma_{anioni} = C_{Cl} + C_{SO4} + C_{HCO3}$
$\%Cl = 50\ C_{Cl} / \Sigma_{anioni}$
$\%HCO_3 = 50\ C_{HCO3} / \Sigma_{anioni}$
$\%SO_4 = 50\ C_{SO4} / \Sigma_{anioni}$

$\Sigma_{cationi} = C_{Na} + C_K + C_{Ca} + C_{Mg}$
$\%Na = 50\ C_{Na} / \Sigma_{cationi}$
$\%K = 50\ C_K / \Sigma_{cationi}$
$\%Ca = 100\ C_{Ca} / \Sigma_{cationi}$
$\%Mg = 100\ C_{Mg} / \Sigma_{cationi}$

Dal punto di vista classificativo i diagrammi ternari, il diagramma di Piper e quello di LL sono più o meno equivalenti e la loro limitazione principale è connessa all'utilizzo di contenuti "relativi" delle specie ioniche disciolte e non di quelle analitiche che invece permetterebbero di mantenere l'informazione sulla salinità ionica totale (SIT - parametro fondamentale per la verifica dell'esistenza di processi di miscelamento tra acque di tipo diverso).

Al fine di mantenere l'informazione sulla SIT, viene affiancato ai due diagrammi di Piper e LL un diagramma binario nel quale gli assi possono rappresentare opportune combinazioni delle 7 specie ioniche principali, le stesse presenti nel diagramma LL (vedi fig. 5) ed in cui le linee con pendenza -1 sono linee di uguale salinità. In pratica, tali diagrammi di salinità rappresentano sezioni passanti per l'asse centrale di una piramide composizionale in cui i digrammi LL

rappresentano le sezioni di base (fig. 5). La piramide di LL può pertanto permettere di individuare mescolamenti tra acque appartenenti a differenti famiglie. In tal caso, se non intervengono fenomeni di precipitazione nel processo di miscelazione (cioè formazione di fasi minerali secondarie), i punti rappresentativi delle acque devono cadere su uno stesso allineamento non solo sul diagramma quadrato (sezione basale della piramide LL, o su un qualsiasi altro simile diagramma classificativo), ma anche nelle sezioni triangolari sopra descritte.

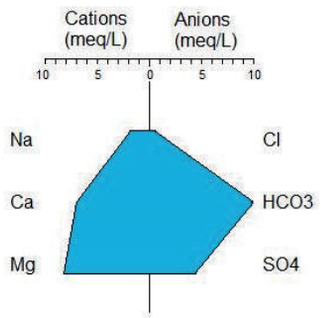



Figura 1: Diagrammi di Stiff (https://www.google.it)

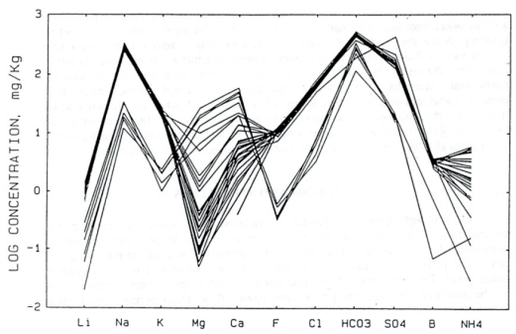



Figura 2: Diagrammi di Schoeller (da Truesdell, 1991b)

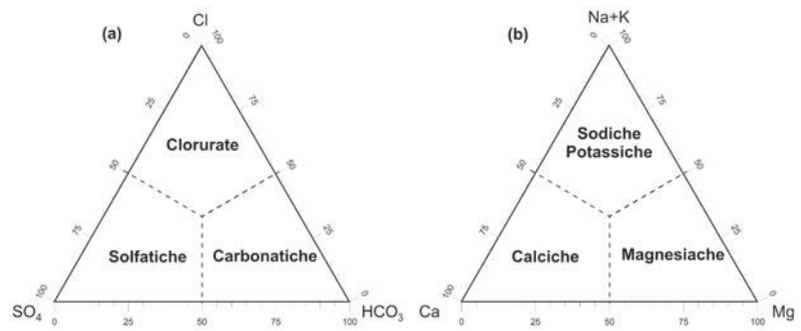



Figura 3: Diagrammi ternari per le specie anioniche (a) e cationiche (b)

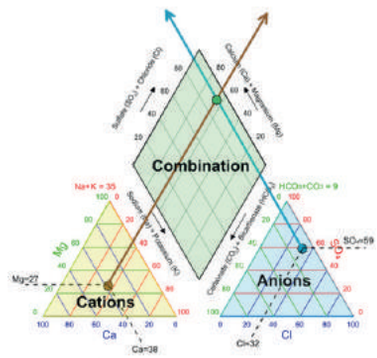



Figura 4: Diagramma di Piper (www.google.it)

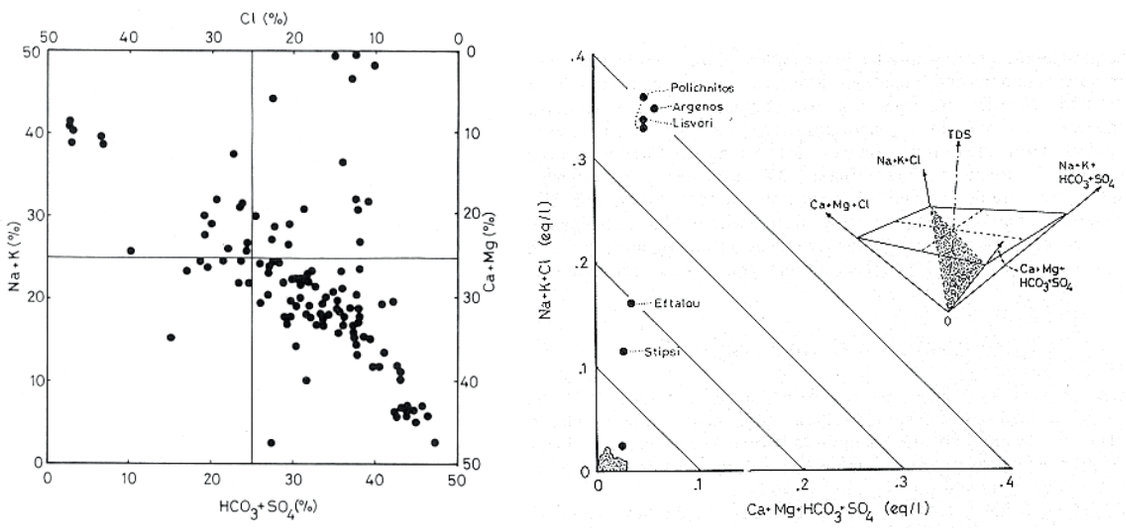



Figura 5: Diagramma quadrangolare di Langelier e Ludwig (da Fitikas, 1989)

# 16. Geochimica delle acque di Galleria Italia (Abbadia San Salvatore, Siena)

*Geochemistry of the waters discharged from Galleria Italia (Abbadia San Salvatore, Siena)*

Orlando Vaselli[1,2], Daniele Rappuoli[3], Barbara Nisi[4], Francesco Bianchi[5], Franco Tassi[1,2], Jacopo Cabassi[2], Luciano Giannini[2], Francesco Magi[1], Francesco Capecchiacci[1,2], Vieri Maddii[1]

*1. Dipartimento di Scienze della Terra, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

*2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

*3. Unione dei Comuni Amiata-Val D'Orcia, Via del Colombaio 98, 53023 Gallina, Castiglion d'Orcia, Siena*

*3.CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*4. S.B.C. Geologi Associati, Via Ragazzi del '99 53, 50141 Firenze*

Corresponding author orlando.vaselli@unifi.it

## *Abstract*

*This paper presents and discusses the geochemical and isotopic data obtained on the waters from Galleria Italia (Abbadia San Salvatore) during a discontinuous monitoring carried out from January 2009 to April 2017. The Galleria Italia waters are characterized by a Ca-$SO_4$ composition, slightly acidic pH (≈6), salinity around 1000 mg/L, high concentrations of Fe, Al and Mn, and they are rich in dissolved $CO_2$. These waters represent the only drainage of the complex system of galleries in the mining area of Abbadia San Salvatore. Therefore, they are of interest for understanding the geochemical processes and mixing between shallow waters with those of probable deep origin. This is due to the fact that after the closure of the mining activity at Abbadia San Salvatore, all accesses to the galleries were shut down for safety reasons. This makes impossible to verify what happens inside the complex water flow system inside the galleries from which the cinnabar was extracted for the production of liquid mercury. In February 2009 and January 2010, large quantities of Al-, Fe- and Mn-rich red-colored waters poured outside Galleria Italia, leaving a reddish-colored deposit characterized by relatively high concentrations of Al, Fe, As and other metals. These flood waves, likely due to intense precipitations event, highlighted the potential hazard of Galleria Italia. The red-colored waters were, indeed, able to reach the Pagliola Creek and then flow into the Paglia River and finally reach the Tiber River, raising particularly important environmental issues. The geochemical data showed that the chemical composition is not only modified in the case of the above events, suggesting that the system is highly dynamic and the geochemical observations only allow to make speculations on what is happening as the meteoric waters enters the various galleries. At present, however, the Galleria Italia waters are the only fluid vehicle that can allow a sort of "mining surveillance" and, in this paper, some geochemical parameters were identified in order to attempt to predict the repetition of events such as those that occurred between 2009 and 2010. As things stand, no interventions inside the galleries can be done and if new flood waves will occur they cannot be controlled.*

## 1 Introduzione

Le miniere a mercurio nell'area amiatina (Figura 16.1) hanno avuto un grande interesse economico, sociale e giacimentologico. La loro chiusura ha comportato una serie di problemi di natura ambientale che ad oggi non sono ancora risolti e che riguardano sia il comparto acque (superficiali e sotterranee), sia il comparto aria ed i terreni annessi, in particolar modo, nell'area dove un tempo sorgevano le zone di produzione di mercurio liquido, e.g. Abbadia San Salvatore e Siele.

Il sito minerario più importante dell'area da dove si estraeva il minerale (cinabro) e si produceva mercurio liquido è sicuramente quello di Abbadia San Salvatore[1] che è stato oggetto di numerosi studi a carattere ambientale sin dagli anni '70 (e.g. Bombace et al., 1973; Bacci et al., 1978, 1994, 1998; Bargagli et al., 1986; Barghigiani e Ristori, 1995; Breder e Flucht, 1984; Edner et al., 1993; Ferrara et al., 1991, 1997, 1998; Bellander et al., 1998; Rimondi et al., 2011, 2014a,b; 2015; Vaselli et al., 2013, 2015, 2017; Gray et al., 2014; Pattelli et al., 2014).

Con Decreto Dirigenziale (Settore Miniere ed Energia) n. 3440 del 31 luglio 2008, la Regione Toscana ha trasferito la titolarità della concessione mineraria denominata "Abbadia San Salvatore" da Eni S.p.A. al Comune di Abbadia San Salvatore, dettando alcune prescrizioni disposte dall'Autorità di Vigilanza sulle attività minerarie (e.g. Vaselli et al., 2013, 2015, 2017) che, nello specifico, riguardano anche le modalità di sorveglianza delle acque che fuoriescono dalle gallerie "Italia" e "Ribasso -200 m", nonché dei gas emessi dai camini di '"Acqua Passante" ed "Ermeta" (Nisi et al., 2014). Dal 2017, grazie ad un accordo fra il Comune di Abbadia San Salvatore e l'Unione dei Comuni Amiata-Val d'Orcia, quest'ultimo è il soggetto attuatore della concessione della bonifica e della relativa gestione e manutenzione.

Le acque della Galleria Italia (4751485 N; 1718499 E, q. 786.50 m s.l.m.) fuoriescono di poco al di sotto dell'abitato di Abbadia San Salvatore ed assumono un particolare significato nella "gestione" delle acque di miniera dell'area *badenga*. Infatti, ad essa si convogliano tutte le acque della miniera di Abbadia San Salvatore (Figura 16.2), la cui attività estrattiva si chiuse ufficialmente, dopo poco più di un secolo, nel 1982. In realtà, esiste un altro circuito alternativo di eduzione che è quello denominato Ribasso -200 m (4751910 N, 1720315 E; q. 511.50 m s.l.m.; Figura 16.2). Tuttavia, sin da quando nel 2009 è iniziato il monitoraggio delle acque di Galleria Italia, oggetto del presente studio, dal Ribasso -200 m non sono mai state riscontrate emergenze di acque che potessero evidenziare come il suddetto circuito fosse effettivamente percorribile dalle acque di miniera. Questo circuito idrologico è stato provato più volte durante l'esercizio della miniera e prevedeva lo scarico di parte delle acque del livello Italia al Ribasso – 200 m, per poi essere convogliate sul Torrente Pagliola. Sulla base della sezione schematica riportata in Figura 16.2, le acque del livello Italia sarebbero dovute essere edotte all'inizio del fornello di fronte al Pozzo Mili per poi proseguire fino al Livello -100 (q. 611.50 m s.l.m.). Successivamente, le acque, mediante un sondaggio, si sarebbero dovute trasferire a -150 (q. 565.50 m s.l.m.) per poi essere dirottate in corrispondenza del Pozzo Garibaldi, per raggiungere infine la quota del Ribasso tramite proprio il Livello denominato -200 m (Figura 16.2). Le acque al Ribasso sono defluite per numerosi anni anche grazie alle operazioni di riempimento del Pozzo Garibaldi durante le operazioni di chiusura della miniera. L'attuale assenza di un rilascio delle acque al Ribasso può essere interpretata come dovuta ad un collasso della galleria a causa, ad esempio, di situazioni di dissesto della muratura della galleria stessa. Pertanto, le acque, ammesso che continuino ad essere convogliate attraverso il livello Mili verso il Ribasso, potrebbero essersi disperse, od avere trovato dei circuiti idrici alternativi. Tuttavia nessuna delle indagini effettuate in tal senso ha permesso di rinvenire fuoriuscite attribuibili a tali acque. Sempre in Figura 16.2, sono anche riportate le portate medie registrate negli ultimi anni dal personale dell'Unità di Bonifica del Comune di Abbadia San Salvatore. Le acque all'interno delle rocce vulcaniche vengono utilizzate per fini domestici attraverso il sondaggio Acqua Gialla che eroga circa 24 L/sec, mentre a livello di

1 Vedi Capitolo 19

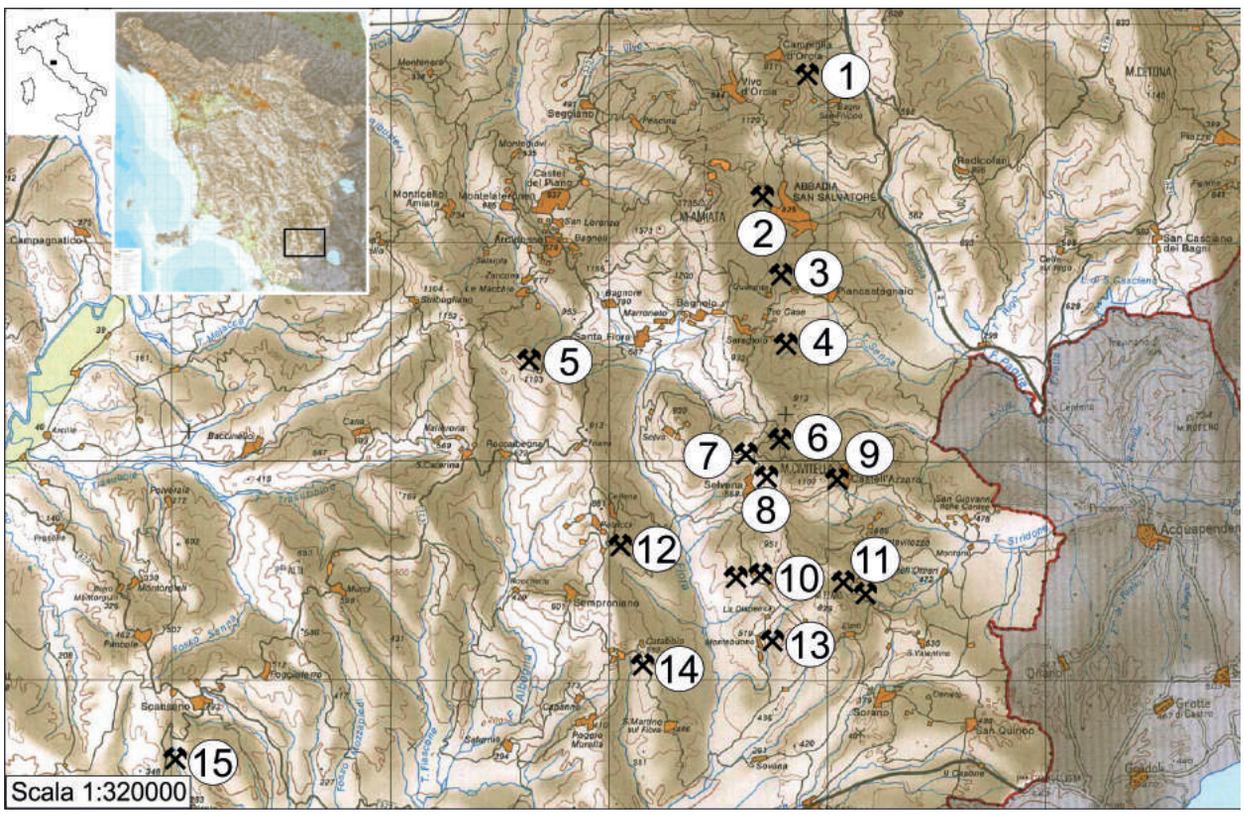



**Figura 16.1** - Ubicazione delle principali aree di estrazione del cinabro nell'area amiatina (modificata da Rimondi et al., 2015): 1. Pietrineri; 2) Abbadia San Salvatore; 3) Cerro del Tasca and Cipriana; 4) Senna; 5) Bagnore and Monte Labbro; 6) Abetina; 7) Siele and Solforate Rosselli; 8) Solforate Schwarzenberg; 9) Castell'Azzara; 10) Morone; 11) Cornacchino; 12) Cortevecchia; 13) Montebuono, 14) Catabbio, e 15) Cerreto Piano – *Location of the main sites where cinnabar was exploited (modified after Rimondi et al., 2015) 1. Pietrineri; 2) Abbadia San Salvatore; 3) Cerro del Tasca and Cipriana; 4) Senna; 5) Bagnore and Monte Labbro; 6) Abetina; 7) Siele and Solforate Rosselli; 8) Solforate Schwarzenberg; 9) Castell'Azzara; 10) Morone; 11) Cornacchino; 12) Cortevecchia; 13) Montebuono, 14) Catabbio, e 15) Cerreto Piano.*

Galleria VIII (q. 986 m s.l.m.) tra 0.8 e 6 L/sec di acqua vengono sempre utilizzati dall'acquedotto comunale. L'alimentazione a livello di Gorone riguarda 6-15 L/sec. Da Galleria Italia fuoriescono in media 67 L/sec e una parte di queste acque viene dirottata ad una centrale idroelettrica (tra 18 e 60 L/sec). Sempre in Figura 16.2, viene riportato un valore di portata esclusivamente indicativo di quanto potrebbe essere erogato dal Ribasso, i.e. circa 2 L/sec.

Il complesso sistema di eduzione delle acque verso Galleria Italia e Ribasso, come illustrato, seppure schematicamente, in Figura 16.2, permette tuttavia di comprendere l'importanza delle acque di Galleria Italia in quanto esse rappresentano, allo stato attuale, l'unico circuito idrico esistente di drenaggio all'interno della miniera di Abbadia San Salvatore. Pertanto, le variazioni di portata e/o di composizione chimica ed isotopica possono essere considerate diagnostiche dei processi fisici e geochimici che avvengono all'interno delle strutture sotterranee minerarie. Insomma, possiamo definire le acque di Galleria Italia come l'unico sistema di "sorveglianza mineraria" oggi esistente, almeno fintanto che non sarà possibile accedere ad una o più gallerie della vecchia miniera di mercurio di Abbadia San Salvatore, che sono oggi chiuse per essere state messe in sicurezza mineraria (Sammarco, 1990). É infine da rilevare che secondo i minatori, lungo la Galleria Italia, erano presenti delle venute di acque con temperature anomale (circa 35-37 °C) che andavano a mescolarsi con il drenaggio principale (M. Niccolini, comunicazione personale).

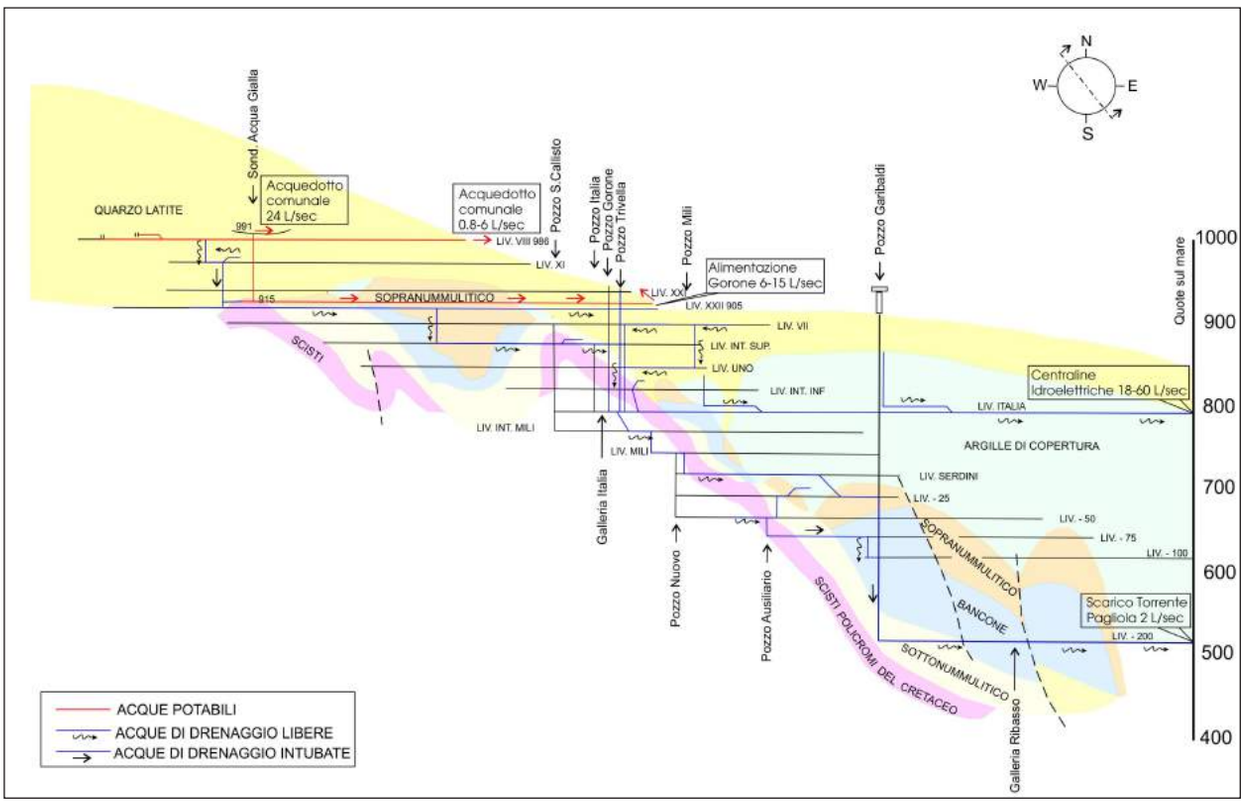



**Figura 16.2** - Sezione geologica schematica e ricostruzione del circuito delle acque nelle gallerie dell'area mineraria di Abbadia San Salvatore in corrispondenza della Galleria Italia e della Galleria Ribasso (Archivio del Museo Minerario di Abbadia San Salvatore, modificata) – *Schematic geological cross-section and reconstruction of the hydrogeological circuit in the mining tunnels of Abbadia San Salvatore at Galleria Italia and Galleria Ribasso (modified from an original copy stored at the Archive of the Museum of Mining of Abbadia San Salvatore).*

Nel presente studio vengono riportate, commentate e discusse le analisi geochimiche ed isotopiche effettuate in modalità discontinua sulle acque di Galleria Italia dal 2009 al 2017. Sulla maggior parte delle acque campionate, è stata anche determinata la concentrazione dei gas disciolti, il rapporto isotopico $^{13}C/^{12}C$ nella $CO_2$ (espresso come $d^{13}C$ ‰ – VPDB) disciolta così come il rapporto isotopico dell'ossigeno (espresso come $d^{18}O$ ‰ – VSMOW) e dell'idrogeno (espresso come $d^{2}H$ ‰ – VSMOW) nella molecola d'acqua.

## 2 Inquadramento geologico ed idrogeologico

Le mineralizzazioni ad Hg nell'area amiatina sono presenti, in consistenti corpi minerari, sia nei terreni delle Unità Liguri e Sub-liguri (Abbadia San Salvatore e Siele) sia in varie formazioni dell'Unità Toscana (Diaspri cretacei del Monte Labbro, calcari liassici al Cornacchino, Calcare Cavernoso a Selvena-Morone) nonché direttamente nelle vulcaniti amiatine (e.g. Tanelli 1983). Secondo Tanelli (1983), Lattanzi et al. (1994), Dini et al. (2001) e Regoli e Berni (2001), la genesi di questi giacimenti è relazionata ad un complesso processo di mobilizzazione del mercurio (e dell'antimonio) dalle filliti paleozoiche tra il tardo Oligocene e il Miocene Inferiore, mentre nel Pliocene-Pleistocene, il mercurio (e l'antimonio) subiscono una seconda mobilizzazione che ha portato alla formazione dei depositi epitermali amiatini. Questo processo di mobilizzazione/deposizione è ancora attivo (Morteani et al., 2010). I fluidi che hanno originato i depositi mercuriferi probabilmente trovarono le vie di risalita attraverso i piani di faglia che agirono come condotti strutturali. Queste faglie normali funzionarono, in pratica, come connettori di due *shear-zone* transtensionali




**Figura 16.3** - Una foto storica della Galleria Italia (Archivio del Museo Minerario di Abbadia San Salvatore) – *Old photo of the Galleria Italia (Archive of the Museum of Mining of Abbadia San Salvatore).*



**Figura 16.4** - Opere di pulizia alla Galleria Italia dopo l'onda di piena del febbraio 2009 – *Cleaning activities at the Galleria Italia after the February 2009 flood wave.*

sinistre pleistoceniche-oloceniche (Brogi et al., 2011).

Le coltivazioni a mercurio iniziarono nel 1897 in località le Lame, inizialmente a cielo aperto, per poi penetrare in profondità lungo il fianco della montagna con le gallerie XXII, XXI, XI, e VIII, intercalate a quote simili dalle gallerie XX e XIX. Con tali gallerie venne intercettata la più grande mineralizzazione dell'intero complesso minerario, mettendo alla luce quello che fu definito il "Giacimento di contatto". I terreni mineralizzati sono ubicati negli orizzonti carbonatico anidritici alterati della Falda Toscana e nelle Unità Liguri e Sub-liguri, privi di una giacitura ben definita (e.g. Figura 2B in Rimondi et al., 2015). Al margine di questo giacimento primario, vi sono altre zone mineralizzate che sono a diretto contatto con le vulcaniti del Monte Amiata[2]. Questo potrebbe costituire una valida spiegazione ai ritrovamenti di fioriture cinabrifere all'interno delle vulcaniti, a suo tempo oggetto di notevoli ma infruttuose ricerche.

Come ricordato in precedenza, Galleria Italia (Figura 16.3) funge da asse di drenaggio delle acque circolanti nel complesso sistema di gallerie della ex-miniera di Abbadia San Salvatore. Qui le acque edotte e convogliate verso l'esterno sono (Figura 16.2):

1) *Acque drenate per effetto delle coltivazioni sul giacimento di contatto*: da un punto di vista idrogeologico, le coltivazioni hanno drenato le acque percolanti dalle vulcaniti e strutturalmente sono state convogliate, per caduta naturale, nei livelli sottostanti fino a "Galleria Italia". Queste acque, provenienti da litotipi quarzo–latitici, passano attraverso i terreni rimaneggiati delle mineralizzazioni di contatto, arricchendosi di elementi solubili. Il totale delle acque drenate da queste condotte dovrebbe aggirarsi intorno agli 8 L/sec in condizioni normali ma suscettibili di profonde variazioni a seguito di precipitazioni consistenti in periodi di forte perturbazione meteorica.

2) *Acque drenate da imbuti trachitici*[3]: tutte le acque edotte ai vari livelli di coltivazione di questi imbuti sono state convogliate al livello di "Galleria Italia" per essere convogliate all'esterno. Queste acque sono caratterizzate da assoluta trasparenza e assenza di deposito anche a lungo termine. La quantità totale dell'acqua drenata si aggira intorno ai 15 L/sec.

3) *Acque drenate da Pozzo Trivella*: rappresentano la parte più importante delle acque convogliate in Galleria Italia. Le origini di queste acque non sono note. Nel suo insieme le acque afferenti a Galleria Italia presentano grande disponibilità al deposito

[2] Vedi Capitolo 19

[3] Rocce vulcaniche e rocce sedimentarie in depressioni imbutiformi, forse di origine alluvionale, talvolta ricche di cinabro.

di ossidi e idrossidi di ferro. Questo rendeva necessaria una "*stivalatura*"[4] di tutta Galleria Italia con frequenza semestrale. Essa veniva effettuata nei mesi invernali e con situazioni meteorologiche idonee, al fine di creare il minimo impatto visivo sui fossi e sui fiumi posti a valle, data la forte colorazione rossa dovuta al ferro. La portata di questo afflusso di acque è stimabile in circa 40 L/sec. A queste acque vanno aggiunte quelle derivanti dalle converse di "Pozzo Garibaldi" (3-4 L/sec) che, tramite tubazioni con convogliamento diretto, si immettono in "Galleria Italia". Queste acque defluiscono al contatto delle vulcaniti e delle argille, rilasciando una buona quantità di ossidi e idrossidi di ferro. Come ricordato, il computo totale delle acque edotte dalla Galleria Italia è di circa 67 L/sec, tale valore può però oscillare in dipendenza della stagione e dell'anno, da 20 fino ad oltre 100 L/sec.

Complessivamente, considerando le acque di captazione interna destinate ad uso potabile e che si riferiscono al Livello VIII (q. 986.0 m s.l.m.), Livello XI (q. 959.5 m s.l.m.), Livello XXII – Acqua Gialla (q. 905 m s.l.m.), il computo totale delle acque edotte dalla miniera risulta essere di poco superiore a 110 L/sec.

Durante il monitoraggio delle acque di Galleria Italia, si sono avuti almeno tre eventi di rilievo: 1) ondata di piena ("sbottata") del 12 febbraio 2009 (un fenomeno già verificatosi nell'aprile del 2006); 2) variazione del colore della sospensione da rosso mattone a bianco-rosato lattiginoso (17 febbraio 2009) e 3) ondata di piena di minor entità della precedente nel gennaio del 2010. L'evento del febbraio 2009 destò non poche preoccupazioni poiché le "acque rosse" di Galleria Italia si riversarono nel Torrente Pagliola per poi essere convogliate nel Fiume Paglia e da qui, giungere al Fiume Tevere. La porzione sommitale ove avvenne la "sbottata" fu ricoperta di un precipitato di color rosso (Figura 16.4). Gli approfondimenti geochimici consentirono di ipotizzare che le onde di piena potevano essere attribuite con ogni probabilità alle intense piogge del periodo che avrebbero convogliato grosse quantità di acqua nei condotti minerari i quali, subendo una sorta di "spurgo", riversarono all'esterno elevate quantità di ossi-idrossidi di Fe. Purtroppo, la messa in sicurezza del sottosuolo minerario non consente, allo stato attuale, interventi di alcun tipo in sotterraneo (e.g. Sammarco, 1990) per evitare e/o mitigare il riverificarsi di eventi analoghi (Vaselli et al., 2009, 2011, 2013).

## 3 Metodi analitici

Data l'impossibilità di accedere all'interno di Galleria Italia, il prelievo delle acque è stato effettuato all'uscita di questa. La fuoriuscita delle acque avviene attraverso 7 bocchette, tre ubicate nella parte sommitale e centrale (Figura 16.5a) dell'arcata della galleria ed una nella parte basale (Figura 16.5b). I prelievi sono sempre stati effettuati dall'emergenza basale anche se negli ultimi due anni l'acqua ha trovato un percorso anche attraverso le bocchette superiori, probabilmente a causa di ostacoli presenti all'interno della miniera, quali piccoli smottamenti o fenomeni franosi.

L'acqua è stata prelevata mediante un contenitore di plastica nel quale sono state effettuate in situ le misure di temperatura (termometro a mercurio), pH e conducibilità elettrica tramite un multimetro portatile Crison. Nella maggior parte dei casi si è provveduto a campionare tre aliquote:

- un campione in bottiglia di polietilene da 125 mL "tale e quale" (TQ). Tale aliquota è stata destinata alla determinazione delle specie anioniche principali, delle specie azotate (nitrato ed ammonio), del floruro e del bromuro;
- un campione in bottiglia di polietilene da 50 mL, acidificato con aggiunta di circa 0.5 mL di HCl Suprapur (Merck®), per la determinazione delle specie cationiche principali;
- un campione in bottiglia di polietilene da 50 mL, acidificato con aggiunta di circa 0.5 mL di HNO3 Suprapur (Merck®).

In altri casi si è provveduto a prelevare anche altre due aliquote:

- un campione in bottiglia di vetro scuro da 125 mL per la determinazione dei rapporti isotopici di ossigeno e idrogeno;
- un campione in ampolla di vetro pre-evacuata, per la determinazione delle specie gassose

[4] Rimozione dei sedimenti e dei precipitati da parte dei minatori mediante i loro stessi stivali... da cui il termine.

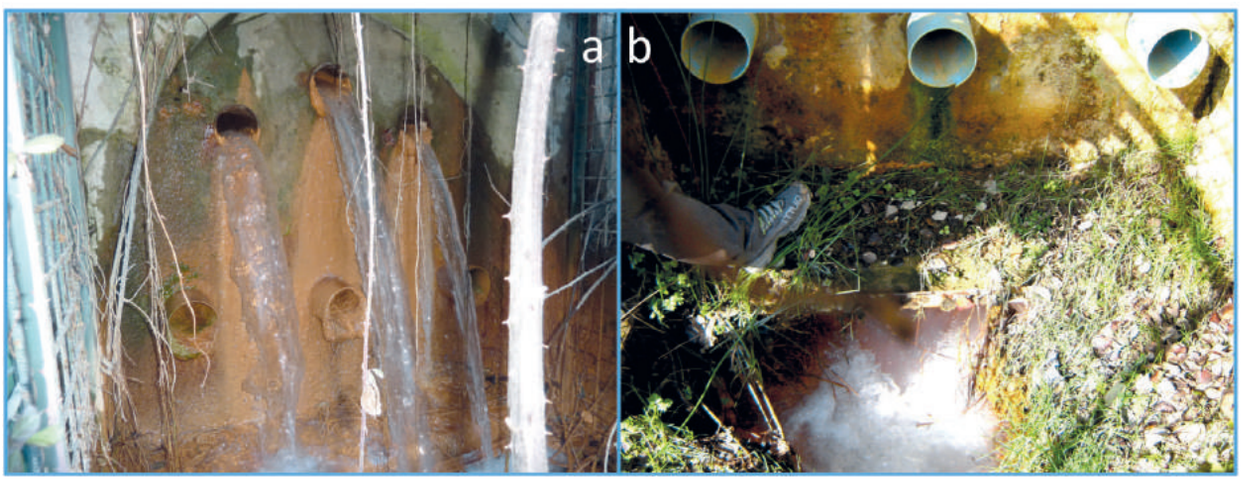



**Figura 16.5** - Le bocchette superiori (a) ed inferiori (b) di fuoriuscita delle acque dalla Galleria Italia. Notare la colorazione bianco-rosata (b) assunta dalle acque dal febbraio 2009 – *The upper (a) and lower (b) vents from where the Galleria Italia waters emerge. To note the pinkish-whitish color (b) of the waters after February 2009.*

disciolte e degli isotopi del carbonio nella CO2 (δ13CCO2).

Le prime tre aliquote sono state previamente filtrate in situ mediante un filtro costituito da una membrana di cellulosa da 0.45 µm (*Sartorius*), applicato ad una siringa di plastica da 60 mL. Le specie labili, quali $HCO_3^-$ e $NH_4^+$, sono state analizzate entro le 18-24 ore successive al prelievo.

I campioni di acqua sono stati analizzati in laboratorio avvalendosi delle seguenti tecniche analitiche: spettrofotometria ad assorbimento atomico; titolazione automatica; spettrofotometria ad assorbimento molecolare; cromatografia anionica e cationica; ICP-MS; spettrometria di massa (Tabella 16.1). L'errore analitico risulta essere <5%.

Gli elementi in traccia sono stati analizzati tramite "*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*" (ICP-MS) con un Perkin-Elmer ELAN 6600 ed un Agilent 7500CE, rispettivamente presso i laboratori dell'Acme di Vancouver (Canada) e quelli del Gruppo C.S.A. di Rimini. L'errore analitico è ≤ 10%.

Le analisi isotopiche di ossigeno ed idrogeno sono state effettuate presso il Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale dell'Università di Parma e presso il *Istituto Andaluz de Ciencias de la Tierra* IACT(CSIC-UGR) di Granada (Spagna).

La composizione dei composti inorganici nella fase gassosa disciolta ($CO_2$, $N_2$, $O_2$, Ar, Ne, $H_2$ e He) è stata determinata tramite gas-cromatografia (Shimadzu 14a e Schimadzu 15a) presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra della Università di Firenze e dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Firenze.

I rapporti $^{13}C/^{12}C$ della $CO_2$ disciolta (espressi come $\delta^{13}C_{CO2\ strip}$ ‰ V-PDB) sono stati determinati con uno spettrometro di massa Finnigan Delta S (CNR-IGG Firenze) ed un Finningan MAT252 (CNR-IGG Pisa), previa separazione e purificazione della miscela gassosa mediante trappole criogeniche (Vaselli et al., 2006). Sono stati usati standard interni (marmi di Carrara e San Vincenzo) e internazionali (NBS18 e NBS19) per stimare la precisione esterna. L'errore analitico e la riproducibilità sono stati, rispettivamente, ±0.05‰ e ±0.1‰.

I campionamenti sono iniziati a gennaio 2009 e l'ultimo campionamento a cui ci si riferisce nel presente lavoro è stato effettuato ad aprile 2017, per un totale di 30 prelievi, oltre a due campionamenti, relativi esclusivamente alle specie principali, effettuati da ARPAT-Siena il 12 febbraio ed il 23 marzo 2009, a seguito dell'onda di piena.

Nel 19 febbraio 2009, 9 settembre 2014, e 3 aprile 2017 è stato raccolto ed analizzato anche il precipitato presente nel canale di scorrimento delle acque della Galleria Italia. Il sedimento è stato prelevato avendo cura di raccogliere, per quanto

| *Metodologia* | *Strumento* | *Analiti* |
|---|---|---|
| Titolazione acidimetrica | Metrohm 794 Basic Titrino | $HCO_3^-$ |
| Cromatografia anionica | Metrohm 761 Compact IC | $F^-$, $Cl^-$, $Br^-$, $NO_3^-$, $SO_4^{2-}$ |
| Cromatografia cationica & Spettrofotometria ad assorbimento atomico | Metrohm 861 Advanced Compact IC & Perkin Elmer AAnalyst 100 | $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^+$, $K^+$ |
| Spettrofotometria ad assorbimento molecolare | Spettrofotometro HACH DR 2010 | $NH_4^+$ |
| ICP-MS | Perkin-Elmer ELAN 6600 – Agilent 7500CE | Analisi acque (Al, As, B, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Hg, Li, Mn, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, $SiO_2$, Sr, Tl, Zn) e sedimento |
| Spettrometria di massa | Finnigan Delta Plus XL e Finningan Mat252 | $\delta^{18}O$, $\delta^2H$, $\square^{13}C$-$CO_2$ |
| Cromatografia gassosa | Shimadzu 14a (FID) e 15a (TCD) | $CO_2$, $N_2$, $O_2$, Ar, $CH_4$, $H_2$, He |

**Tabella 16.1** - Metodologie e strumentazioni utilizzate per la determinazione delle specie chimiche disciolte nei campioni di acqua di Galleria Italia – *Analytical methods and instrumentations used for the determination of the dissolved species in the water samples from Galleria Italia.*

possibile, la porzione superficiale, evitando così eventuali contaminazioni dalle zone più profonde. Le analisi sono state effettuate dopo aver essiccato il sedimento alla temperatura di 35 °C, per poi procedere, con una dissoluzione parziale in acqua regia, all'analisi di alcuni elementi selezionati per ICP e, in febbraio 2009, anche di alcuni elementi maggiori. Grazie ad una video-ispezione all'interno di Galleria Italia condotta nel luglio 2017, è stato osservato un precipitato di colore biancastro che è stato campionato e sottoposto ad analisi diffrattometrica.

## 4 Risultati

### *4.1 I parametri chimico-fisici, le specie principali e gli elementi in traccia*

In Tabella 16.2 sono riportati i valori minimi e massimi e le medie e le mediane dei parametri analizzati sia in fase acquosa sia dei gas disciolti oltre ai costituenti determinati nel sedimento. Le analisi complete possono essere richieste agli autori.

La temperatura ha oscillato fra 11.5 (aprile 2012) e 17.5 (luglio 2009) °C, con un valore medio di 14.9 °C, mentre il pH ha visto il minimo a marzo del 2009 ed il massimo a dicembre 2011, con valori, rispettivamente, di 5.45 e 6.76. Il contenuto di sali disciolti, espresso come TDS (*Total Dissolved Solids*), ha evidenziato una notevole oscillazione, variando da 788 (Maggio 2013) a 1567 (Febbraio 2009, subito dopo l'evento di piena, dato ARPAT) mg/L. Relativamente, alla composizione chimica principale, le acque di Galleria Italia hanno mostrato una composizione Ca-$SO_4$ che si è mantenuta per tutto il periodo di monitoraggio, con

valori minimi e massimi del catione e dell'anione compresi, rispettivamente, fra 191 (maggio 2013) e 342 (febbraio 2009) mg/L e fra 428 (aprile 2017) e 996 (febbraio 2009) mg/L. Le concentrazioni più elevate sono state riscontrate subito dopo l'evento di piena avvenuto a febbraio 2009 (dati ARPAT). Anche lo ione ammonio ha evidenziato tenori particolarmente elevati sia dopo l'evento del 2009 (8.2 mg/L) che quello del 2010 (9.2 mg/L). Di particolare interesse è il comportamento dello ione bicarbonato che ha mostrato un intervallo di variazione compreso fra 21 (marzo 2009) e 213 (marzo 2013) mg/L. Le concentrazioni degli altri costituenti maggiori sono risultati essere in genere <30 mg/L, con i valori più elevati osservati normalmente subito dopo la "sbottata" di febbraio 2009. Per quanto riguarda nitrato e floruro non sono mai stati superati i valori, rispettivamente, di 2.8 e 1.8 mg/L. Infine, è da segnalare che a seguito della seconda ondata di piena di gennaio 2010, è stato osservato un generale incremento delle concentrazioni di molte specie principali anche se non così marcato come quanto avvenuto a febbraio 2009.

La concentrazione di $SiO_2$, analizzata sino a maggio 2013, è stata fra 18 (luglio 2012) e 47 (aprile 2011) mg/L. Gli elementi in traccia sono caratterizzati da concentrazioni relativamente elevate di alluminio, ferro e manganese oscillanti, rispettivamente, fra 93 (novembre 2011) e 1498 (marzo 2009) mg/L, fra 10060 (settembre 2014) e 39521 (marzo 2009) mg/L e fra 345 (aprile 2017) e 768 (gennaio 2009) mg/L. Non sono disponibili i dati di questi due elementi subito dopo l'evento di piena del febbraio 2009, anche se i valori massimi sono stati registrati dopo poco più di un mese dall'evento che ha comportato anche la variazione di colore, precedentemente ricordata, da rosso mattone a biancastra rosata (Figura 16.5b). Un comportamento simile ad alluminio e ferro è stato osservato anche per arsenico (valore massimo a marzo 2009: 23.4 mg/L) e nichel (valore massimo a marzo 2009: 86 mg/L). Le concentrazioni di cadmio, cromo, piombo, antimonio, selenio e tallio (quest'ultimo elemento analizzato solamente da febbraio 2014) sono risultate essere generalmente inferiori o di poco superiori ai limiti di sensibilità strumentale. Boro, bario e berillio (analizzato sino a dicembre 2011) hanno mostrato concentrazioni sino ad un massimo, rispettivamente, di 96.5, 32.4 e 7.4 mg/L. Così come osservato per il nichel, anche il cobalto ha evidenziato concentrazioni relativamente elevate, con valori compresi fra 4.3 e 26.3 mg/L. Cesio, litio e rubidio, elementi normalmente considerati indicatori di acque termali, sono risultati avere delle concentrazioni comprese rispettivamente fra 6 (gennaio ed ottobre 2011, ottobre 2012) e 12 (gennaio e febbraio 2009) mg/L, 16.8 (novembre 2011) e 59.9 (febbraio 2009) mg/L, 48.3 (ottobre 2011) e 79.8 (gennaio 2009) mg/L, con i valori massimi in corrispondenza o prossimi all'evento del febbraio 2009. Le concentrazioni di stronzio (analizzato sino a maggio 2013) sono comprese fra 176 (novembre 2011) e 837 (gennaio 2010, dopo la "sbottata) mg/L mentre quelle di zinco sono variate da 34 (novembre 2011) a 244 (marzo 2009) mg/L. Il rame non ha mai registrato valori superiori a 11 mg/L. Il mercurio ha evidenziato un andamento relativamente peculiare in quanto nella maggior parte delle analisi condotte le concentrazioni sono risultate inferiori al limite di sensibilità strumentale (<0.1 mg/L) mentre in altri casi sono stati osservati tenori ben superiori a 1 mg/L, con un valore massimo d 25.6 mg/L registrato a luglio 2012.

I rapporti isotopici di ossigeno (espressi come $d^{18}O$ ‰ V-SMOW) ed idrogeno (espressi come $d^{2}H$ ‰ V-SMOW) sono stati determinati su 18 campioni di acque di Galleria Italia (Tabella 16.2) con un intervallo di valori compreso, rispettivamente, fra -8.9 e -7.7 ‰ e -55.4 e -48.4 ‰, con i valori più negativi normalmente associati ai periodi più freddi.

## *4.2 I gas disciolti*

Relativamente alle concentrazioni dei gas disciolti (espressi in %; Tabella 16.2), queste sono generalmente dominate da $CO_2$ la cui concentrazione è variata fra 20.9 (gennaio 2009) e 76.5 (marzo 2009) %. Il contenuto maggiore è stato quindi rilevato successivamente all'evento di ondata di piena del febbraio 2009, mentre i valori pre-evento 2010 sono simili a quelli registrati a gennaio 2009 (27.5 %) ed hanno raggiunto valori superiori al 60 % ad aprile 2010. Nei campionamenti successivi, la concentrazione di $CO_2$ si è mantenuta su livelli relativamente

| | N. Oss. | Min | Max | Media | Mediana |
|---|---|---|---|---|---|
| T (°C) | 30 | 11.5 | 17.5 | 14.9 | 15 |
| pH | 31 | 5.45 | 6.76 | 6.0 | 6.06 |
| $Ca^{2+}$ (mg/L) | 32 | 191 | 342 | 217.6 | 212.5 |
| $Mg^{2+}$ (mg/L) | 32 | 16.5 | 48 | 27.4 | 26 |
| $Na^{+}$(mg/L) | 32 | 8.948 | 20 | 13.0 | 13 |
| $K^{+}$(mg/L) | 32 | 7.706 | 37 | 11.5 | 10.55 |
| $NH_4^{+}$(mg/L) | 32 | 0.02 | 9.3 | 1.8 | 0.4 |
| $HCO_3^{-}$ (mg/L) | 32 | 21 | 213 | 114.3 | 120 |
| $SO_4^{2-}$ (mg/L) | 32 | 428 | 996 | 580.2 | 558.5 |
| $Cl^{-}$ (mg/L) | 32 | 4.5 | 26 | 11.2 | 10 |
| $F^{-}$ (mg/L) | 31 | 0.38 | 1.8 | 0.83 | 0.8 |
| $NO_3^{-}$ (mg/L) | 31 | 0.02 | 2.8 | 0.59 | 0.4 |
| TDS (mg/L) | 32 | 787.6 | 1567.2 | 978.4 | 948.6 |
| $\delta^{18}O$‰ V-SMOW | 13 | -8.88 | -7.73 | -8.3 | -8.24 |
| $\delta^{2}H$‰ V-SMOW | 13 | -55.4 | -45.6 | -50.1 | -49.3 |
| $CO_2$ (%) | 26 | 20.92 | 76.46 | 56.55 | 58.42 |
| $N_2$ (%) | 26 | 20.79 | 65.23 | 37.97 | 35.71 |
| Ar (%) | 26 | 0.54 | 1.71 | 0.94 | 0.83 |
| $CH_4$ (%) | 26 | 0.0029 | 0.0123 | 0.0069 | 0.0063 |
| $O_2$ (%) | 26 | 0.606 | 14.13 | 4.53 | 4.15 |
| Ne (%) | 26 | 0.0003 | 0.0009 | 0.0005 | 0.0004 |
| He (%) | 26 | 0.0008 | 0.0109 | 0.0023 | 0.0018 |
| $H_2$ (%) | 26 | 0.0005 | 0.0043 | 0.0021 | 0.0018 |
| δ13C-$CO_2$‰ V-PDB | 26 | -13.54 | -2.98 | -6.10 | -6.09 |

| | N. Oss. | Min | Max | Media | Mediana |
|---|---|---|---|---|---|
| Al (µg/L) | 30 | 93 | 1498 | 486.6 | 346.0 |
| As (µg/L) | 30 | 5.9 | 23.4 | 10.5 | 10.1 |
| B (µg/L) | 30 | 20.5 | 96.5 | 63.4 | 59.0 |
| Ba (µg/L) | 30 | 17.7 | 32.44 | 23.9 | 22.0 |
| Be (µg/L) | 16 | 0.53 | 7.4 | 2.4 | 1.6 |
| Cd (µg/L) | 29 | 0.1 | 1.5 | 0.9 | 0.5 |
| Co (µg/L) | 29 | 4.3 | 26.29 | 14.1 | 13.7 |
| Cr (µg/L) | 29 | 0.1 | 1.4 | 7.3 | 0.2 |
| Cs (µg/L) | 23 | 6 | 11.94 | 31.3 | 8.0 |
| Cu (µg/L) | 29 | 0.1 | 11.1 | 3.7 | 2.6 |
| Fe (µg/L) | 29 | 10060 | 39521 | 18693.1 | 17920.0 |
| Hg (µg/L) | 29 | 0.1 | 25.6 | 4.4 | 1.2 |
| Li (µg/L) | 29 | 16.8 | 59.9 | 76.7 | 50.5 |
| Mn (µg/L) | 29 | 345 | 768 | 503.3 | 486.0 |
| Ni (µg/L) | 29 | 28 | 85.8 | 49.1 | 44.2 |
| Pb (µg/L) | 29 | 0.1 | 19.5 | 1.1 | 0.1 |
| Rb (µg/L) | 28 | 48.3 | 79.76 | 61.1 | 63.9 |
| Sb (µg/L) | 29 | 0.07 | 0.5 | 11.9 | 0.2 |
| Se (µg/L) | 29 | 0.3 | 1 | 0.7 | 0.6 |
| $SiO_2$ (mg/L) | 22 | 18.9 | 47.2 | 36.0 | 40.3 |
| Sr (µg/L) | 22 | 176 | 837 | 528.7 | 523.0 |
| Tl (µg/L) | 7 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Zn (µg/L) | 29 | 33.6 | 244 | 128.6 | 121.0 |

| Sedimento | | 19.02.09 | 09.09.14 | 03.04.17 |
|---|---|---|---|---|
| Al | % | 5.32 | n.d. | 3.52 |
| Ca | % | 0.72 | n.d. | n.d. |
| Mg | % | 0.07 | n.d. | n.d. |
| Fe | % | 32.08 | 31.53 | 47.99 |
| Na | % | 0.02 | n.d. | n.d. |
| K | % | 0.07 | n.d. | n.d. |
| As | mg/kg | 150 | 220 | 206 |
| Cd | mg/kg | <0.50 | 1.82 | 3.41 |
| Cr | mg/kg | 12 | n.d. | n.d. |
| Cu | mg/kg | <1 | 27.4 | n.d. |
| Hg | mg/kg | n.d. | 2.14 | 0.2 |
| Mn | mg/kg | 88 | 637 | 46.3 |
| Ni | mg/kg | 16 | n.d. | n.d. |
| Pb | mg/kg | <3 | 22 | 12 |
| Sb | mg/kg | <3 | 18 | 17 |
| Se | mg/kg | n.d. | <0.1 | <0.1 |
| Zn | mg/kg | 128 | 254 | n.d. |

**Tabella 16.2** - Concentrazioni minime e massime e valori della media e mediana delle acque di Galleria Italia analizzate da gennaio 2009 ad aprile 2017 e concentrazioni di elementi selezionati nei tre sedimenti raccolti nel 2009, 2014 e 2017 – *Minimum and maximum concentrations and mean and median values of the Galleria Italia waters analyzed from January 2009 to April 2014 and concentrations of selected elements in the three sediments sampled in 2009, 2014 and 2017.*

elevati (>50 %) senza mai ritornare <30 % registrati all'inizio del monitoraggio. Il secondo componente principale è risultato essere $N_2$ con concentrazioni sino ad un massimo del 65 %. Il rapporto $N_2$/Ar ha evidenziato valori simili a quelli della *Air Saturated Water* (ASW; Giggenbach et al., 1983) suggerendo per questi due componenti gassosi un'origine prettamente atmosferica, così come per $O_2$ che segue l'andamento dettato da $N_2$ anche se i rapporti $N_2/O_2$ sono superiori a quelli dell'atmosfera e dell'ASW, probabilmente a causa di un consumo di $O_2$ per processi di ossidazione. Le concentrazioni di $CH_4$ ed $H_2$ oscillano, rispettivamente, fra 0.003 (maggio 2013) e 0.012 (gennaio 2010) %, e 0.005 (ottobre 2009) e 0.043 (ottobre 2010) %. Infine, le abbondanze dei gas nobili, He e Ne, sono risultate essere comprese rispettivamente fra 0.0003 (marzo 2009 e fra luglio 2011 ed aprile 2011) e 0.009 (dicembre 2009, gennaio 2010 e ottobre 2016) %, e 0.008 (marzo 2009) e 0.0109 (giugno 2011) %. Eccezion fatta per il campione di luglio 2012, che ha mostrato un valore del rapporto isotopico del carbonio nella $CO_2$ (espresso come $d^{13}C$ ‰ V-PDB) pari a -13.5 ‰, gli altri campioni hanno evidenziato valori compresi fra -8.1 (aprile 2012) e -3.0 (luglio 2009) ‰. È da osservare che le concentrazioni dei gas disciolti, essendo state raccolte, al di fuori della Galleria Italia, sono sicuramente caratterizzate da una componente atmosferica più elevata rispetto a quanto atteso se il prelievo fosse effettuabile in vari punti lungo Galleria Italia.

## *4.3 Il sedimento*

Le concentrazioni degli elementi determinati nel precipitato raccolto all'uscita di Galleria Italia a febbraio 2009, settembre 2014 ed aprile 2017 sono riportate in Tabella 16.2. Il ferro è risultato di gran lunga il metallo più abbondante con tenori superiori al 30 % (peso secco), raggiungendo ad aprile 2017 una concentrazione del 48 %. Di particolare rilievo sono anche le abbondanze di Al che a febbraio 2009 ed aprile 2017 hanno registrato concentrazioni pari, rispettivamente, a 5.3 e 3.2 %. Le abbondanze di Ca, Mg, Na e K, determinate nel solo campione di febbraio 2009, sono risultate essere sempre inferiori a 1 %. Nel campionamento di settembre 2014, sono state riscontrate le concentrazioni più elevate di arsenico (220 mg/kg), rame (27.4 mg/kg), mercurio (2.1 mg/kg), manganese (637 mg/kg), piombo (12 mg/kg), antimonio (18 mg/kg),

e zinco (254 mg/kg). Nichel e cromo, analizzate solamente nel sedimento di febbraio 2009, hanno presentato concentrazioni, rispettivamente, di 16 e 12 mg/kg. Il selenio a settembre 2014 ed aprile 2017 è risultato essere <1 mg/kg. Nel precipitato raccolto all'interno di Galleria Italia non sono state condotte indagini chimiche, tuttavia, lo studio in diffrazione ha evidenziato la presenza di calcite e quarzo, indicando, pertanto, una differente composizione del sedimento esterno in quanto le concentrazioni di calcio sono risultate essere particolarmente basse (0.7 %, Tabella 16.2).

## 5 Discussione

### *5.1 Origine dei soluti delle acque della Galleria Italia*

Le acque della Galleria Italia, campionate da gennaio 2009 ad aprile 2017, sono caratterizzate da una composizione chimica solfato-calcica, come evidenziato dal diagramma $Ca+SO_4$ vs. TDS (in mg/L; Figura 16.6) ove, nella stragrande maggioranza dei casi, la sommatoria dei due ioni è pari o superiore al 76% della salinità (di poco superiore a 1000 mg/L). In queste acque si registrano basse concentrazioni di $HCO_3$, Cl, Na, K e valori di pH oscillanti attorno a 6 (Tabella 16.2). Queste caratteristiche sono molto simili a quelle evidenziate dalle acque sotterranee presenti nell'ex-area mineraria di Abbadia San Salvatore, la cui origine era stata riferita a processi di interazione acqua roccia che vedono coinvolti essenzialmente minerali relativamente solubili quali gesso/anidrite e calcite a cui si sovrappone una componente di natura silicatica (Vaselli et al., 2015). In aggiunta, i rapporti quantitativi tra solfato e calcio tendono ad essere leggermente superiori rispetto al valore stechiometrico. Pertanto, non è possibile escludere che la loro origine debba essere ricercata anche nei processi di ossidazione di fasi a solfuri. Questo appare supportato anche dall'analisi degli isotopi dello zolfo dello ione solfato (espresso come $d^{34}S$ ‰V-CDT) effettuato ad aprile 2014 ed il cui valore è risultato essere di -4.91 ‰ (Vaselli et al., dati non pubblicati). È da rilevare che tale valore è più negativo di quelli misurati nella pirite dei depositi minerari della Toscana meridionale (Cortecci et al., 1983), dei minerali gessoso-anidritici della sequenza evaporitica triassica (Cortecci et al., 1981) e dei relativi solfati disciolti (Tassi et al., 2014). La composizione isotopica dello zolfo del cinabro di Abbadia San Salvatore è piuttosto variabile con valori di $d^{34}S = -1\pm3.2$ ‰ (Saupé e Arnold, 1992) e Spangenberg et al. (2010). Pertanto, anche se i dati isotopici relativi a Galleria Italia sono relativamente scarsi, è possibile speculare sul fatto che il solfato presente nelle acque della Galleria Italia sia da attribuire anche alla presenza di solfuri poli-metallici (anche se rari nei depositi cinabriferi di Abbadia San Salvatore), frammenti evaporitici solfatici e HgS e probabilmente anche un contributo da parte dei materiali di scarto della lavorazione del mercurio drenati dalle acque meteoriche che alimentano quelle delle acque di Galleria Italia (Vaselli et al., 2015). Il processo di ossidazione di minerali originari o di risulta del processo di lavorazione per la produzione di mercurio potrebbe in parte giustificare i valori leggermente acidi delle acque di Galleria Italia. Che le acque di Galleria Italia siano associate ad un'origine meteorica, è possibile notarlo dal diagramma di Figura 16.7, nel quale i campioni tendono a disporsi tra le rette meteoriche globale (Craig, 1961), dell'Italia centrale (Longinelli e Selmo, 2003) e quella mediterranea (Gat e Carmi, 1970).

Sulla base delle indagini svolte da Minissale et al. (1997) e Frondini et al. (2009), le acque circolanti nel distretto amiatino[5] sono riconducibili a 4 tipologie distinte: a) acque a bassa TDS (<250 mg/L) e rapporti (Na+K)/(Ca+Mg) e ($HCO_3$/$Cl+SO_4$) prossimi a 1 e circolanti nelle vulcaniti amiatine; b) acque bicarbonato-calciche con TDS sino a circa 400 mg/L associate a circolazioni nei depositi carbonatici mesozoici e nella Formazione del Macigno di Mt. Labbro e Mt. Civitella; c) acque con TDS >2000 mg/L e temperature relativamente elevate (<40 °C, e.g. Bagni San Filippo) e composizione solfato-calcica con una importante componente bicarbonato-calcica la cui circolazione avviene all'interno delle formazioni evaporitico-carbonatiche della sequenza toscana e d) acque acide ricche in $SO_4$. A queste si possono

[5] Vedi anche Capitolo 15

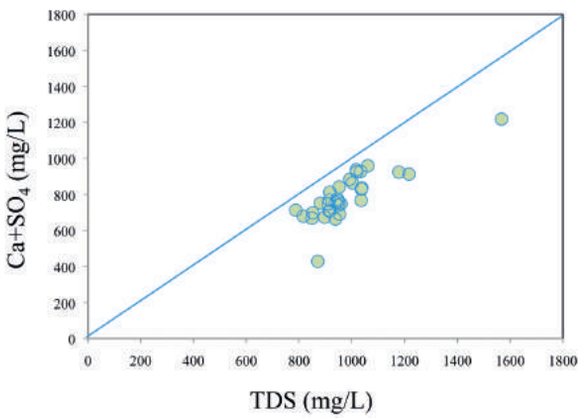



**Figura 16.6** - Diagramma binario della sommatoria $Ca+SO_4$ vs. TDS (in mg/L) per le acque di Galleria Italia, campionate dal gennaio 2009 all'aprile 2017. La linea blu rappresenta il rapporto $(Ca+SO_4)/TDS = 1$ – *$Ca+SO_4$ vs. TDS (in mg/L) binary diagram of the Galleria Italia waters sampled form January 2009 to April 2017. The blue line is the $(Ca+SO_4)/TDS = 1$.*

aggiungere le acque a Na-Cl tipiche del sistema geotermico amiatino e rinvenute nei pozzi di estrazione del fluido per la produzione di energia elettrica a Piancastagnaio e Bagnore (Minissale et al., 1997). Le acque di Galleria Italia, caratterizzate da basse concentrazioni di ione sodio e ione cloruro, evidenziano un carattere intermedio fra le acque di tipologia a, b e c (Frondini et al., 2009), in quanto presentano TDS di poco superiori a 1000 mg/L, una componente Ca-$SO_4$ dominante, una leggera acidità e, come ricordato, sono composizionalmente simili alle acque sotterranee presenti all'interno dell'area mineraria di Abbadia San Salvatore (Vaselli et al., 2015). Questo potrebbe suggerire che, oltre all'interazione con le vulcaniti, i corpi minerari e le formazioni sedimentarie (Figura 16.2), non sia escludibile una componente termale. A supporto di tali ipotesi, alcuni minatori sono stati testimoni di temperature particolarmente elevate all'interno della Galleria Italia, probabilmente a causa della presenza di sorgenti termali che andavano a mescolarsi con le acque del drenaggio principale. Ciò appare consistente con le concentrazioni di Cs, Li e Rb che sono superiori a quelle riscontrate nelle acque fredde superficiali interagenti con le rocce vulcaniche (Progetto MAC-GEO, 2010). Lo stesso discorso può essere esteso anche allo ione ammonio il quale ha registrato concentrazioni anche superiori a 1 mg/L. Tuttavia, visto il punto di prelievo, tale parametro potrebbe essere influenzato da processi ossidativi che avvengono all'interno di Galleria Italia prima della fuoriuscita all'esterno. Anche le concentrazioni di boro, seppur in minor misura, risultano essere leggermente più ricche nelle acque di Galleria Italia rispetto alle acque prettamente superficiali (Progetto MAC-GEO, 2010 e riferimenti bibliografici inclusi).

Come ricordato in precedenza, sono state riscontrate elevate concentrazioni di alluminio, manganese e ferro sia nelle acque che nei sedimenti (Tabella 16.2) di Galleria Italia. Normalmente, tali elementi tendono ad essere relativamente immobili durante i processi di alterazione delle rocce. Tuttavia, gli arricchimenti particolarmente elevati nel precipitato e nelle acque potrebbero indicare come all'interno di Galleria Italia possano essere presenti condizioni particolarmente acide e/o fortemente riducenti e/o la possibilità di formare complessi idrossilati o con lo ione solfato, favorendo così la presenza dei suddetti elementi in soluzione anche per processi diluitivi con acque più superficiali a causa di una cinetica relativamente lenta che non permette di abbattere in maniera completa le concentrazioni di Al, Fe e Mn prima della fuoriuscita delle acque dalla galleria. A supporto di ciò sono le concentrazioni dei tre elementi nel sedimento analizzato (Tabella 16.2). Differente appare invece il comportamento dell'arsenico, il quale tende preferenzialmente a ripartirsi in fase solida con concentrazioni misurate nel sedimento >200 mg/kg mentre in fase acquosa i tenori, seppur di particolare interesse ambientale, pur essendo superiori al limite di legge (D. Lgs. 152/2006) di 10 mg/L, risultano essere relativamente contenuti. Tuttavia, l'impossibilità di poter accedere all'interno di Galleria Italia permette, allo stato attuale, di effettuare esclusivamente delle speculazioni sui processi geochimici che governano la composizione delle acque di drenaggio del complesso minerario di Abbadia San Salvatore. Alluminio, Fe, Mn e As possono comunque ritenersi associati ad un'origine comune (e.g. Bardelli et al., 2011; Giménez-Forcada et al., 2017) come evidenziato dai diagrammi riportati in Figura 16.8, ove sono riportate le correlazioni fra questi quattro elementi i quali tendono ad arricchirsi anche nella fase solida (Tabella 16.2).

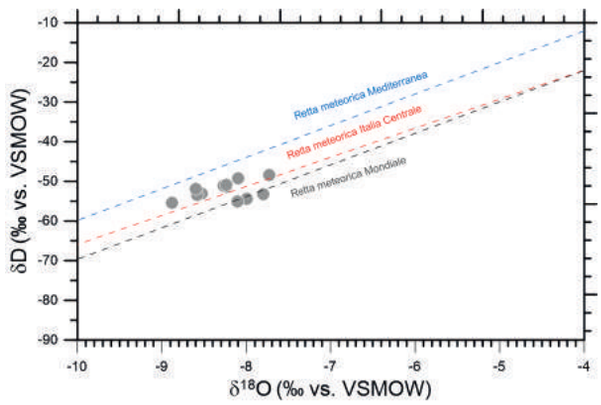



**Figura 16.7** - Diagramma binario di $d^2H$ vs. $d^{18}O$ per le acque della Galleria Italia. Le rette tratteggiate rappresentano la Global Meteoric Water Line (in nero, Craig, 1961), quella dell'Italia centrale (in rosso, Longinelli e Selmo, 2003) e del Mediterraneo (in azzurro, Gat e Carmi, 1970) – *$d^2H$ vs. $d^{18}O$ binary diagram for the Galleria Italia waters. The dashed lines refer to the Global Meteoric Water Line (in black, Craig, 1961), central Italy (in red, Longinelli and Selmo, 2003) e Mediterranean area (in blue, Gat and Carmi, 1970).*

Mentre molti degli elementi analizzati sono al di sotto del limite di sensibilità strumentale, e.g. Cd, Cr, Cu, Sb, Se e Tl, altri soluti metallici, quali Co e Ni, hanno concentrazioni che raggiungono, rispettivamente, 26 e 85 mg/L e evidenziano una buona correlazione (diagramma non riportato), suggerendo un'origine comune. Tali abbondanze possono essere infatti spiegate con la presenza di processi di dissoluzione di solfuri di nichel quali millerite e vaesite (e.g. Rimondi et al., 2015 e riferimenti inclusi) così come quelli derivanti dall'alterazione di sfalerite che potrebbe originare le concentrazioni osservate di Zn. Bario e Sr risultano essere correlati e associati probabilmente ai processi di dissoluzione di gesso/anidrite ove i due elementi tendono a sostituire il Ca. Anche Rb e Cs e Li mostrano delle buone correlazioni suggerendo una loro comune origine e relazionata presumibilmente con acque di natura termale.

## *5.2 I gas disciolti*

Come riportato in Tabella 16.2, i gas disciolti di acque della Galleria Italia sono nella maggior parte dei casi dominati da $CO_2$. In particolare, è necessario ricordare che durante il processo di *stripping* dei gas disciolti il prelievo di tale aliquota è risultato talvolta alquanto complicato poiché dalle bocchette di uscita delle acque (Figura 16.5) era evidente la presenza di $CO_2$ che rendeva difficoltoso il campionamento per difficoltà di respirazione dell'operatore. In pratica, la composizione dei gas disciolti risulta essere una miscela fra una componente profonda ed una superficiale, come evidenziato dalle concentrazioni di $CO_2$ e, in parte, $CH_4$ e dal rapporto $N_2$/Ar. Dubbia è la presenza naturale di $H_2$, in quanto questo costituente può essere dovuto alla presenza di tubazioni in ferro. Infatti, le acque relativamente aggressive interagendo con il ferro possono portare alla produzione di $H_2$, come già evidenziato per i gas dei sondaggi di Acqua Passante ed Ermeta, ubicati a Nord dell'abitato di Abbadia San Salvatore (e.g. Nisi et al., 2014) mentre i gas emergenti, ad esempio, nell'area di Bagni San Filippo sono caratterizzati da concentrazioni di $H_2$ relativamente basse o inferiori ai limiti di sensibilità strumentale (e.g. Frondini et al., 2009; Tassi et al. 2009), eccezion fatta per quelli emergenti a Selvena (Minissale et al., 1997; Frondini et al., 2009). Interessanti sono le variazioni degli isotopi del carbonio nella $CO_2$ che, a parte il valore particolarmente negativo del campione raccolto a luglio del 2012, si assestano attorno ad un intervallo relativamente ampio ($d^{13}C$ compreso fra circa -8 e -3 ‰ V-PDB), suggerendo contributi profondi ai quali si possono aggiungere input di natura superficiale. Tuttavia, come evidenziato da Venturi et al. (2017) i valori ottenuti possono essere interessati da processi di frazionamento secondario a causa di precipitazione di calcite come ad esempio quella osservata e campionata all'interno della Galleria Italia durante la video-ispezione condotta a luglio 2017 (Figura 16.9), anche se i dati di $d^{13}C$-$CaCO_3$ non sono ancora disponibili. Tuttavia, la presenza di travertino in prossimità dello sbocco della Galleria Italia non si accorda con quelle che sono le caratteristiche delle acque campionate le quali sono relativamente poco salate, leggermente acide e con basse concentrazioni di $HCO_3$ e a cui si associano elevate concentrazioni di Al

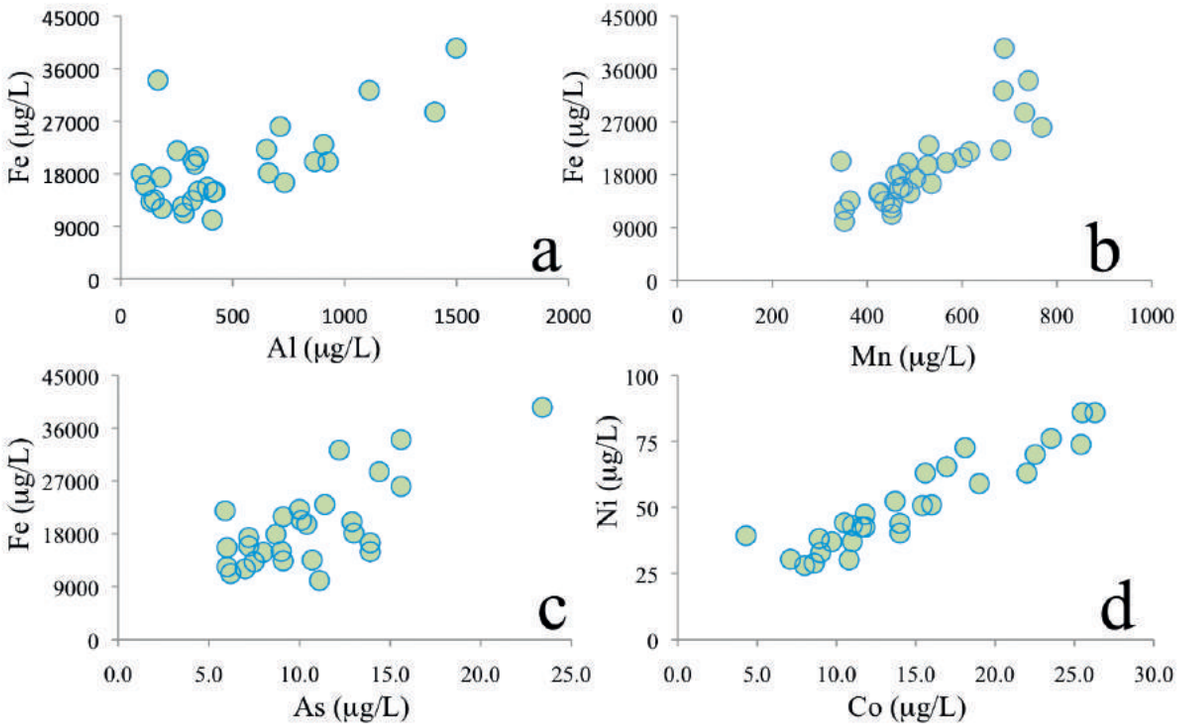



**Figura 16.8** - Diagrammi binari per alcuni elementi in traccia disciolti nelle acque di Galleria Italia: Fe vs. Al (a), Mn (b) e As (c) e Ni vs. Co. I valori sono espressi in mg/L – *Binary diagrams for selected trace elements dissolved in the Galleria Italia waters: Fe vs. Al (a), Mn (b) and As (c) and Ni vs. Co. All values are in mg/L.*

e Fe, che sono poi i maggiori costituenti del sedimento analizzato. Anche la scarsità di Ca nel sedimento (Tabella 16.2) e l'assenza di calcite nel filtro (0.45 mm) analizzato post-campionamento suggeriscono che presumibilmente il travertino sia disaccoppiato con l'acqua che attualmente fuoriesce dalla Galleria Italia e che quindi si tratti di un deposito o di travertino fossile o associato alla presenza di emergenze termali che depositano calcite prima di andare a confluire con quelle del drenaggio principale. Come già ricordato in precedenza, tali speculazioni potrebbero essere circostanziate solo qualora fosse reso possibile l'accesso all'interno di Galleria Italia.

### *5.3 Variazioni temporali*

I dati riportati nella Tabella 16.2 evidenziano come la composizione chimica ed isotopica del carbonio della $CO_2$ e anche quella del sedimento abbiano avuto, nel periodo di osservazione, delle variazioni particolarmente significative, mentre quelle degli isotopi di ossigeno ed idrogeno indicano inequivocabilmente un'origine meteorica delle acque analizzate. Per verificare gli andamenti temporali durante il periodo di osservazione ed evidenziare eventuali cambiamenti di rilievo in corrispondenza o di eventi di natura climatica (vedi eventi del febbraio 2009 e gennaio 2010) o di eventuali mutati rapporti fra la componente profonda e quella superficiale, sono stati utilizzati i rapporti tra analiti rispetto alle concentrazioni assolute. Quest'ultime sono infatti soggette alle variazioni di portata, che non sono state misurate durante i prelievi delle acque di Galleria Italia. Nel diagramma di Figura 16.10 è riportato l'andamento dei rapporti $Ca/SO_4$ e $HCO_3/SO_4$ (in meq/L), ove: 1) il Ca rappresenta essenzialmente il soluto derivante dai processi di dissoluzione di specie solfatiche e carbonatiche; 2) il solfato, oltre la componente di dissoluzione congruente, può derivare da processi di ossidazione di solfuri di $H_2S$, e 3) lo ione bicarbonato è associato sia alla dissoluzione di specie carbonatiche che di $CO_2$. Come si può osservare in base all'andamento

temporale, ove sono indicati anche gli eventi di piena di febbraio 2009 e di gennaio 2010, i valori del rapporto $Ca/SO_4$ successivi alle "sbottate" tendono verso valori decisamente più bassi del rapporto stechiometrico (linea rossa in Figura 16.10a). In particolare, a gennaio 2010, il rapporto $Ca/SO_4$ ha raggiunto il valore di 1 per poi diminuire in maniera relativamente brusca nei campionamenti successivi. Dal campionamento di luglio 2010 (n. 12 in Figura 16.10a), il suddetto rapporto tende poi a risalire sino a marzo 2012 (n. 20 in Figura 16.10a), quando risulta essere di 1.1. Infine, si osserva un progressivo decremento sino a settembre 2014 ed un successivo incremento del rapporto $Ca/SO_4$ che è oscillante attorno ad 1. Un comportamento speculare al precedente si denota nel diagramma di Figura 16.10b, ove vengono riportati le variazioni temporali del rapporto $HCO_3/SO_4$. A seguito delle "sbottate" di febbraio 2009 e gennaio 2010, il rapporto $HCO_3/SO_4$ tende a diminuire sino a raggiungere valori, rispettivamente, pari a 0.023 (marzo 2009) e 0.042 (luglio 2010). Il rapporto poi incrementa fino a marzo 2012 (0.37) e si mantiene alto sino ad aprile 2017 (0.35). La combinazione dei due diagrammi pare indicare che la componente solfatica derivante da ossidazione di solfuri tende a caratterizzare le fasi post-evento, mentre al ristabilirsi delle condizioni normali questa diminuisce sensibilmente e allo stato attuale sembra essere pressoché assente. I rapporti tra $CO_2$ e $N_2$, ovvero i principali costituenti della fase gassosa disciolta di natura, rispettivamente, profonda ed atmosferica (Figura 16.11a), raggiungono i valori massimi (fino a 3.64) a febbraio 2009 e gennaio 2019, per poi diminuire bruscamente. Da luglio 2010, si assiste ad un progressivo decremento dei valori di tale rapporto che perdura sino al campionamento di aprile 2017, suggerendo così una diminuzione dell'apporto profondo, già rilevato dall'andamento del rapporto $Ca/SO_4$ (Figura 16.11a). Le variazioni riscontrate per tale parametro sembrano correlarsi in modo abbastanza soddisfacente con le variazioni isotopiche del carbonio nella $CO_2$ (Figura 16.11b). Infatti, valori relativamente simili a quelli misurati in altre emissioni amiatine (e.g. Tassi et al., 2009; Nisi et al., 2014) sono stati osservati successivamente all'evento del 2009, anche se il primo valore disponibile di $\delta^{13}C\text{-}CO_2$ è di marzo 2009 (-3.3 ‰ V-PDB), pur essendo significativamente più positivo di quello determinato a gennaio 2009 (-6.9 ‰ V-PDB). Di diverso comportamento è invece l'andamento dei rapporti isotopici del carbonio dopo gennaio 2010, in quanto i valori di $\delta^{13}C\text{-}CO_2$ non presentano variazioni particolari rispetto al dato prodotto pochi giorni prima della "sbottata". Da dicembre 2011 si assiste ad un decremento del valore isotopico che raggiunge il minimo mai registrato nel periodo di osservazione a luglio 2012 per poi positivizzarsi sino a -4 ‰ V-PDB a maggio 2013. Questa variazione di rilievo non sembra essere associata ad alcun evento particolare. Successivamente, i valori di $\delta^{13}C\text{-}CO_2$ tendono progressivamente a diminuire e ad aprile 2017 questi sono simili a quelli registrati a gennaio 2009 (Figura 16.11b). Infine, un parametro diagnostico di rilievo degli eventi di piena appare essere il rapporto $CH_4/CO_2$ (moltiplicato *1000; Figura 16.11c), che mostra due picchi in corrispondenza degli eventi di febbraio 2009 e gennaio 2010 per poi diminuire bruscamente e mantenersi relativamente stabile sino ad aprile 2017. In assenza di dati isotopici del carbonio nel metano, possiamo attribuire la sua origine ad una sorgente di natura termogenica per analogia con i dati ottenuti nelle manifestazioni gassose amiatine (Tassi et al., 2012).



**Figura 16.9** - Deposito di travertino prelevato dall'interno di Galleria Italia a seguito di una video-ispezione condotta a luglio 2017 – *Travertine deposit sampled from Galleria Italia during a video-inspection carried out in July 2017.*

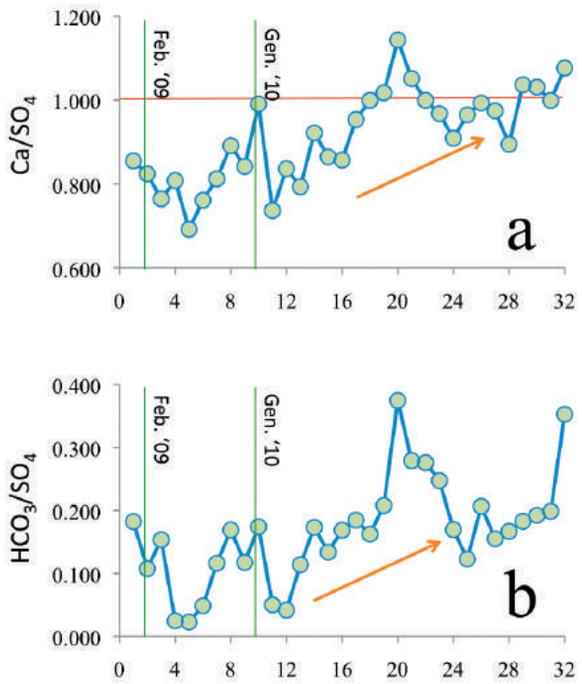



**Figura 16.10** - Andamenti temporali relativi ai rapporti $Ca/SO_4$ (a) e $HCO_3/SO_4$ (b) – *Temporal trends of the $Ca/SO_4$ (a) and $HCO_3/SO_4$ (b) ratios.*

## 6 Conclusioni

La composizione chimica ed i rapporti isotopici registrati in modalità discontinua nelle acque di Galleria Italia da gennaio 2009 ad aprile 2017 hanno evidenziato come il sistema sia soggetto a variazioni che probabilmente dipendono dalle condizioni climatiche (maggior o minori afflussi di acque di pioggia all'interno dell'area mineraria) e dalle interazioni acqua-roccia all'interno dei tunnel minerari. Galleria Italia rappresenta l'asse di drenaggio dell'intera zona mineraria di Abbadia San Salvatore ed offre l'unico punto di osservazione verso l'esterno delle acque della miniera in quanto la chiusura ha determinato l'inaccessibilità a tutte le gallerie da dove veniva estratto il cinabro per la produzione di mercurio liquido. Il sito di campionamento delle acque e dei gas disciolti di Galleria Italia rappresenta pertanto l'ultima stazione di un percorso che le acque meteoriche compiono attraverso le innumerevoli gallerie *badenghe*, raccogliendo verosimilmente anche le eventuali emergenze termali sotterranee. Quindi, è possibile interpretare le acque di Galleria Italia come un insieme di processi geochimici ed apporti di differente natura che impongono alle acque in uscita una composizione solfato-calcica, pH leggermente acido, TDS attorno a 1000 mg/L, arricchimenti in Al, Fe e Mn, ed una fase gassosa dominata da $CO_2$ di origine presumibilmente profonda ed abbinata a gas atmosferici ($N_2$, $O_2$ e Ar). Le variazioni di portata osservate in occasione di due eventi di piena (febbraio 2009 e gennaio 2010) sono state accompagnate da variazioni chimiche (e.g. $Ca/SO_4$ e $HCO_3/SO_4$, $CO_2/N_2$) ed isotopiche significative. Queste variazioni permettono di considerare le acque di Galleria Italia come possibile strumento di "sorveglianza mineraria" sin tanto che non sia accessibile l'interno della galleria per verificare in dettaglio, risalendo il percorso delle acque, le loro variazioni chimiche ed isotopiche. Inoltre, l'accesso a Galleria Italia permetterebbe di studiare i depositi presenti lungo l'asse di drenaggio come, ad esempio, l'anomala presenza di travertino massivo osservata durante una video-ispezione. In tal modo si faciliterebbe la gestione delle acque di miniera per un loro eventuale uso industriale, permettendo inoltre interventi atti ad evitare che si verifichi la colorazione delle acque sino al Tevere come avvenuto durante l'onda di piena del febbraio 2009, con conseguenti problemi di natura ambientale, oltre a eliminare opportunamente il carico disciolto che vede la presenza di grosse quantità di Al, Fe e Mn. Tuttavia, in questo caso, così come per altri elementi in traccia, sarebbe necessario verificare come questi elementi si ripartiscono fra la componente liquida e solida durante il percorso esterno delle acque di Galleria Italia sino alla confluenza col Torrente Pagliola.

È altresì auspicabile un intervento al Ribasso -200 m in quanto dall'inizio del monitoraggio non è stata osservata nessuna emergenza di acqua, come era logico attendersi. Allo stato attuale, è solo ipotizzabile la presenza di ostacoli ubicati in uno o più punti non precisati, tale da occludere la galleria e ostacolare la fuoriuscita delle acque.

## Ringraziamenti

Il presente lavoro è stato svolto nell'ambito di un progetto fra l'Unione dei Comuni Amiata Val d'Orcia e il Dipartimento di Scienze della Terra

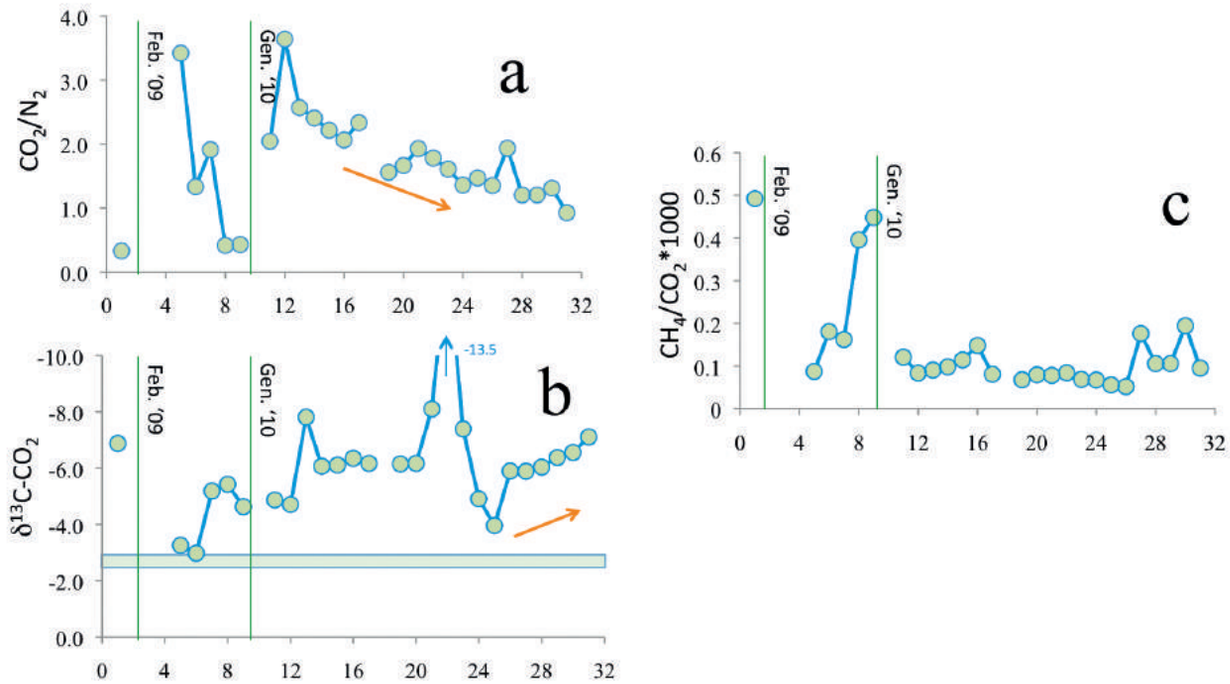



**Figure 16.11** - Andamenti temporali relativi al rapporto $CO_2/N_2$ (a), al valore isotopico del carbonio nella $CO_2$ (b) ed al rapporto ($CH_4/CO_2$) x 1000 nei gas disciolti nelle acque di Galleria Italia. Le linee verdi corrispondono agli eventi di piena di febbraio 2009 e gennaio 2010. La banda di color verde in (b) è l'intervallo isotopico misurato per i gas liberi nell'area di Bagni San Filippo (Tassi et al., 2009) – *Temporal trends of the $CO_2/N_2$ ratio (a), d13C-$CO_2$ (b) and the ($CH_4/CO_2$) x 1000 ratio in the dissolved gases in the Galleria Italia waters. The green lines are positioned where the February 2009 and January 2010 flood waves occurred, respectively. La greenish band in (b) represents the carbon isotopic interval measured for the free-gases from the Bagni San Filippo area (Tassi et al., 2009).*

dell'Università di Firenze. Si ringraziano Marcello Niccolini e Andrea Esposito per il loro supporto durante la fase di campionamento. A Marcello Niccolini va un ringraziamento particolare per avere introdotto il personale del Dipartimento alle problematiche della miniera di Abbadia San Salvatore e per essere stato una fonte inesauribile di informazioni. Si ringraziano anche i cinghiali della zona per aver contribuito a rifocillare i nostri stomaci.

## Opere citate

Bacci E., Leonzio C. e Renzoni A. (1978) Mercury decontamination in a river of Mount Amiata. Bull. Environ. Contam. Toxicol., 20, 577-581.

Bacci E., Gaggi C., Duccini M., Bargagli, R. e Renzoni A. (1994) Mapping mercury vapours in an abandoned cinnabar mining area by azalea (Azalea indica) leaf trapping. Chemosphere, 29, 641-656.

Bacci E., Gaggi C., Lanzillotti E. e Ferrozzi S. (1998) Studio per l'individuazione dei residui di mercurio in forme mobili e della presenza di altri elementi in tracce di interesse ai fini della predisposizione di un progetto di bonifica dell'area di pertinenza della ex-miniera di mercurio di Abbadia San Salvatore (SI). ENI S.p.A. -Divisione AGIP, Mining Italiana S.p.A., Roma, 17.

Bardelli F., Benvenuti M., Costagliola P., Di Benedetto F., Lattanzi P., Meneghini C., Romanelli M. e Valenzano L. (2011) Arsenic uptake by natural calcite: An XAS study. Geochim. Cosmochim. Acta, 75, 3011-3023.

Bargagli R., Barghigiani C. e Maserti B.E. (1986) Mercury in vegetation of the Mt. Amiata area (Italy). Chemosphere, 15, 1035-1042.

Barghigiani C. e Ristori T. (1995) Preliminary study on mercury uptake by Rosmarinus officinalis L.(Rosemary) in a mining area (Mt. Amiata, Italy). Bull. Environ. Contamin. Toxicol., 54, 519-525.

Bellander T., Merler E., Ceccarelli F. e Boffetta P. (1998) Historical Exposure to Inorganic Mercury at the smelter works of Abbadia San Salvatore, Italy. Am. Occup. Hyg., 42, 81–90.

Bombace M.A., Cigna Rossi L., Clemente G.F., Zuccaro Labellarte G., Allegrini M., Lanzola L. e Gatti L. (1973) Ricerca ecologica sulle zone mercurifere del Monte Amiata. Igiene Sanità Pubblica, 29, 191-237.

Breder R. e Flucht R. (1984) Mercury levels in the atmosphere of various regions and locations in Italy. Sci. Total Environ., 40, 231-244.

Brogi A., Fabbrini L. e Liotta D. (2011) Sb–Hg ore deposit distribution controlled by brittle structures: The case of the Selvena mining district (Monte Amiata, Tuscany, Italy). Ore Geol. Rev. 41, 35–48.

Cortecci G., Klemm D.D., Lattanzi P., Tanelli G. e Wagner J. (1983) A sulfur isotope study on pyrite deposits of southern Tuscany, Italy. Mineral. Deposita, 18, 285-297.

Cortecci G., Reyes E., Berti G. e Casati P. (1981) Sulfur and oxygen isotopes in Italian marine sulfates of Permian and Triassic age. Chem. Geol., 34, 65-79.

Craig H. (1963) Isotopic variations in meteoric waters. Science, 123, 1702–1703.

Edner H. Ragnarson P., Svanberg S., Wallinder E., Ferrara R., Maserti B.E. e Bargagli R. (1993) Atmospheric mercury mapping in a cinnabar mining area. Sci. Total Environ., 133, 1-15.

Dini A., Benvenuti M., Costagliola P. e Lattanzi P. (2001) Mercury deposits in metamorphic settings: the example of Levigliani and Ripa mines (Apuane Alps, Tuscany, Italy). Ore Geol. Rev., 18, 149–167.

Ferrara R., Maserti B.E. e Breder R. (1991) Mercury in abiotic and biotic compartments of an area affected by a geochemical anomaly (Mt. Amiata, Italy). Water Air Soil Pollut., 56, 219–233.

Ferrara R., Maserti B.E., Andersson M., Edner H. e Ragnarson P. (1997) Mercury degassing rate from mineralized areas in the Mediterranean Basin. Water Air. Soil Pollut., 93, 59-66.

Ferrara R., Mazzolai U.B., Edner H., Svanberg S. e Wallinder E. (1998) Atmospheric mercury sources in the Mt. Amiata area, Italy. Sci Total Environ., 213, 12–23.

Frondini F., Caliro S., Cardellini C., Chiodini G. e Morgantini N. (2009) Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy). Appl. Geochem., 24, 860-875.

Gat J.R. e Carmi I. (1970) Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J. Geophys. Res., 75, doi: 10.1029/JC075i015p03039.

Giggenbach W.F., Gonfiantini R., Jangi B.L. e Truesdell A.H. (1983) Isotopic and chemical composition of Parbaty Valley geothermal discharges, NW-Himalaya. Geothermics, 12, 199–222.

Giménez-Forcada E., Timón-Sánchez S. e Kohfahl C. (2017) Hydrogeotoxicity from arsenic and uranium in the southern Duero Basin, Spain. J. Geochem. Expl., in press.

Gray J.E., Rimondi V., Costagliola P., Vaselli O. e Lattanzi P. (2014) Long distance transport of Hg, Sb, and As from a mined area, conversion of Hg to methyl-Hg, and uptake of Hg by fish on the Tiber River, west-central Italy. Environmental Geochemistry and Health, doi: 10.1007/s10653-013-9525-z.

Lattanzi P., Benvenuti M., Costagliola P. e Tanelli G. (1994) An overview on recent research on the metallogeny of Tuscany, with special reference to the Apuane Alps. Mem. Soc. Geol. Ital. 48, 613–625.

Longinelli A. e Selmo E. (2003) Isotopic composition of precipitations in Italy: a first overall map. J. Hydrol. 270, 75–88.

Minissale A., Magro G., Vaselli O., Verrucchi C. e Perticone I. (1997) Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., 79, 223-251.

Morteani G., Ruggieri G., Möller P. e Preinfalk C. (2010) Geothermal mineralized scales in the pipe system of the geothermal Piancastagnaio power plant (Monte Amiata geothermal area): a key to understand the stibnite, cinnabarite and gold mineralization of Tuscany (central Italy). Miner. Dep., 46, 197–210.

Nisi B., Vaselli O., Tassi F., de Elio J., Ortega M., Caballero J., Rappuoli D. e Mazadiego L.F. (2014) Origin of the gases released from the Acqua Passante and Ermeta wells (Mt. Amiata, central Italy) and possible environmental implications for their closure. Ann. Geophys., 57, S0438, doi:10.4401/ag-6584.

Pattelli G., Rimondi V., Benvenuti M., Chiarantini L., Colica A., Costagliola P., Di Benedetto F., Lattanzi P., Paolieri M. e Rinaldi M. (2014) Effects of the November 2012 Flood Event on the Mobilization of Hg from the Mount Amiata Mining District to the Sediments of the Paglia River Basin. Minerals, 4, 241-256.

Progetto MAC-GEO (2010) Indagine geochimica ed isotopica delle sorgenti termo- ed oligominerali dell'area amiatina. Regione Toscana – Accordo di Programma Quadro Ricerca e trasferimento tecnologico per il sistema produttivo, III Accordo integrativo, pp. 45.

Regoli R. e Berni S (2001) Ritrovamento di cinabro cristallizzato lungo il Fiume Farma (Siena, Toscana). Atti Museo di Storia Naturale Maremmana, 19, 141–147.

Rimondi V., Bardelli F., Benvenuti M., Costagliola P., Gray J.E. e Lattanzi P. (2014a) Mercury speciation in the Mt. Amiata mining district (Italy): Interplay between urban activities and mercury contamination. Chem. Geol., 380, 110-118.

Rimondi V., Chiarantini L., Lattanzi P., Benvenuti M. Beutel M., Colica A., Costagliola P., Di Benedetto F., Gabbani G., Gray J.E., Pandeli E., Pattelli G., Paolieri M. e Ruggieri G. (2015) Metallogeny, exploitation and environmental impact of the Mt. Amiata mercury ore district (Southern Tuscany, Italy). Ital. J. Geosci., 134, 323-336.

Rimondi, V., Costagliola, P., Gray, J.E., Lattanzi, P., Nannucci, M., Paolieir M., Salvadori, A., 2014b. Mass loads of dissolved and particulate mercury and other trace elements in the Mt. Amiata mining district, Southern Tuscany (Italy). Environ. Sci. Pollut. Res., 21, 5575-5585.

Rimondi V., Gray J.E., Costagliola P., Vaselli O. e Lattanzi P. (2011) Concentration, distribution, and translocation of mercury and methylmercury in mine-waste, sediment, soil, water, and fish collected near the Abbadia San Salvatore mercury mine, Monte Amiata district, Italy. Sci. Tot. Environ., 414, 318-327.

Sammarco O. (1990) Abandoning mines: Hydrodynamic evolution controlled in order to avoid surface damage. Proc. Acid Mine Water in Pyritic Environments, Lisboa, Portugal, 277–289.

Saupé F. e Arnold M. (1992) Sulphur isotope geochemistry of the ores and country rocks at the Almadén mercury deposit, Ciudad Real, Spain. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 3765-3780.

Spangenberg J.E., Lavri J.V., Meisser N. e Serneels V. (2010) Sulfur isotope analysis of cinnabar from Roman wall paintings by elemental analysis/isotope ratio mass spectrometry-tracking the origin of archaeological red pigments and their authenticity. Rapid Communications in Mass Spectrometry, 24, 2812-2816.

Tanelli G. (1983) Mineralizzazioni metallifere e minerogenesi della Toscana.Mem. Soc. Geol. Ital., 25, 91–109.

Tassi F., Bicocchi G., Cabassi J., Capecchiacci F., Vaselli O., Capezzuoli E. e Brogi A. (2014) Hydrogeochemical processes controlling water and dissolved gas chemistry at the Accesa sinkhole (southern Tuscany, central Italy). J. Limnology, doi: 10.4081/jlimnol.2014.961.

Tassi F., Fiebig J., Vaselli O. e Nocentini M. (2012) Origin of methane in fluid discharges from Italian volcanic and hydrothermal systems as inferred by the isotopic features and the chemical composition of light hydrocarbons. Chem. Geol., 310-311, 36-48.

Tassi F., Vaselli O., Cuccoli F., Buccianti A., Nisi B., Lognoli E. e Montegrossi G. (2009) A geochemical multi-methodological approach in hazard assessment of $CO_2$-rich gas emissions at Mt. Amiata volcano (Tuscany, central Italy). Water Air Soil Poll. Focus, 9, 117-127.

Vaselli O., Nisi B., Tassi F. e Giannini L. (2011) Relazione 2010 sulle manifestazioni fluide dei camini dell'Ermeta e dell'Acqua Passante e della Galleria Italia. Dati di Monitoraggio Geochimico nel Periodo gennaio – dicembre 2010. Comunità Montana Amiata-Val d'Orcia, pp. 24.

Vaselli O, Nisi B., Tassi F. e Madii V. (2010) Relazione 2009 sulle manifestazioni fluide dei camini dell'Ermeta e dell'Acqua Passante e della Galleria Italia. Comunità Montana Amiata-Val d'Orcia, pp. 38.

Vaselli O., Higueras P., Nisi B., Esbrì J.M., Cabassi J., Martìnez-Coronado A., Tassi F. e Rappuoli D. (2013) Distribution of gaseous Hg in the Mercury mining district of Mt. Amiata (Central Italy): A geochemical

survey prior the reclamation project. Environmental Research, 125, 179–187.
Vaselli O., Nisi B., Rappuoli D., Bianchi F., Cabassi J., Venturi S. Tassi F. e Raco B. (2015) Geochemical characterization of the ground waters from the former Hg-mining area of Abbadia San Salvatore (Mt. Amiata, central Italy): criticalities and perspectives for the reclamation process. It. J. Geosci., 134, 23-31.
Vaselli O., Nisi B., Rappuoli D., Cabassi J. e Tassi F. (2017) Gaseous Elemental Mercury and Total and Leached Mercury in Building Materials from the Former Hg-Mining Area of Abbadia San Salvatore (Central Italy). Int. J. Environ. Res. Public Health, 14, doi:10.3390/ijerph14040425.
Vaselli O., Tassi F., Giannini L., Nisi B., Capecchiacci F., Cabassi J. e Bicocchi G. (2013) Relazione 2012 sulle manifestazioni fluide dei camini dell'Ermeta e dell'Acqua Passante e della Galleria Italia e sulla presenza di gas all'interno della Galleria VII. Relazione Finale per il Comune di Abbadia San Salvatore, pp. 25.
Venturi S. Tassi F., Bicocchi G., Cabassi J., Capecchiacci F., Capasso G., Vaselli O., Ricci A. e Grassa F. (2017) Fractionation processes affecting the stable carbon isotope signature of thermal waters from hydrothermal/volcanic systems: The examples of Campi Flegrei and Vulcano Island (southern Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., in press.
Vaselli O., Tassi F., Montegrossi G., Capaccioni B. e Giannini L. (2006) Sampling and analysis of fumarolic gases. Acta Vulcanol., 1-2, 65-76.

# 17. Interazione acqua-roccia nell'acquifero superficiale del Monte Amiata

*Water-rock interaction in the Monte Amiata shallow volcanic groundwater reservoir*

Sonia La Felice[1], Domenico Montanari[2], Giovanni Bertini[1], Stefano Battaglia[1]

*1. CNR_IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

*2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse Via G. La Pira 4, 50121 Firenze*

Corresponding author s.lafelice@igg.cnr.it

*Abstract*

*The volcanic rocks of Monte Amiata host a major shallow regional aquifer exploited for the domestic water supply of a wide area of Southern Tuscany. The volcanic aquifer lies over a thick sequence of flysch units (approx. 300 – 600 m), consisting of shale and limestone to the south, and shale and sandstone to the north of the volcanic edifice. An exploration well was drilled in 2010 by the Tuscan regional authority to monitor the water table level and improve the hydrogeological model of the Monte Amiata volcanic aquifer. The well is located close to Poggio Truzzolo at 1086 m a.s.l. It crossed the whole volcanic sequence, found the water table of the volcanic aquifer at 783 m a.s.l. and reached the flysch substratum at 556 m a.s.l. In this chapter, we describe evidences of water-rock interaction in the volcanic rocks, both above and below the present-day water table, in order to study its variations with time. Therefore, we studied the mineralogy and petrology of the rock samples, the location, type and mineralization of the in-hole fractures. The results are interpreted considering the existing geological, geochemical and hydrogeological data. The main outcomes of this well are: 1) the location of the water table level at a depth of 302 m b.g.l. (783 m a.s.l.), in agreement with the results of recent magneto-telluric surveys, and in contrast with previous hydrogeological models; 2) the absence of present or past interaction between volcanic rocks and hydrothermal fluids, the alteration minerals being present only in fractures and indicating fluids of low temperature and low pH due to gas inflow in the volcanic reservoir; 3) the volcanic reservoir is characterized by fracture permeability, as shown by the fracture system found along the well.*

## 1 Introduzione

Le rocce vulcaniche del Monte Amiata ospitano un importante acquifero superficiale regionale sfruttato per l'approvvigionamento idrico domestico di un ampio settore della Toscana meridionale.

Il serbatoio idrico ospitato nelle vulcaniti (Acquifero dell'Amiata - CISS 99MM020; Cerrina Feroni et al., 2009) è un mezzo fratturato a bassa porosità sul quale finora sono stati raccolti pochissimi dati atti alla caratterizzazione dei suoi parametri idraulici. Un recente modello idrogeologico (Doveri et al., 2012), assume la presenza sia di un acquifero sospeso che alimenta le sorgenti presenti nelle parti più elevate dell'edificio vulcanico, sia di un acquifero principale a quote inferiori, tra 680 e 1074 m s.l.m.

Il pozzo piezometrico David Lazzaretti[1] (di seguito denominato pDL) è stato perforato nel 2010 dalla Regione Toscana per monitorare il livello della falda freatica e per raccogliere i dati utili alla definizione di un migliore modello idrogeologico dell'acquifero del Monte Amiata.

[1] Vedi Capitolo 10

Il pozzo ha attraversato la sequenza vulcanica, ha incontrato la falda freatica e ha raggiunto il substrato sedimentario. Il pozzo è stato effettuato a carotaggio continuo e le carote sono state affidate dalla Regione Toscana ad IGG-CNR nell'ambito del progetto da cui questo volume deriva, per la ricostruzione della stratigrafia vulcanica[3], delle caratteristiche di fratturazione del serbatoio (attraverso lo studio del numero ed il tipo di fratture[2]), e per la definizione della profondità e delle variazioni del livello piezometrico nel tempo e della eventuale presenza di circolazione idrotermale. A questo scopo è stata data particolare attenzione allo studio petrografico e mineralogico delle patine di alterazione sulle superfici delle fratture presenti nei campioni di roccia dell'intera sequenza perforata (La Felice et al., 2014).

## 2 Campionamento e tecniche analitiche

Il pDL *è stato realizzato* nella parte meridionale del Monte Amiata, nei pressi di Poggio Trauzzolo ad un'altitudine di 1086 m s.l.m., ha raggiunto una profondità di 545 m dal piano campagna (p.c.) (541 m s.l.m.) ed è stato perforato interamente a carotaggio continuo, tranne i primi 60 m. Il livello delle acque sotterranee è stato incontrato a 302 m di profondità dal p.c. (783 m s.l.m.). La temperatura massima misurata dell'acqua di falda è stata di circa 9.4°C a 420 m di profondità p.c.. Il pDL ha attraversato l'intera sequenza di rocce vulcaniche e a 530 m di profondità ha raggiunto il substrato sedimentario, costituito da argilliti e calcari.

Sono stati prelevati 118 campioni di roccia per eseguire uno studio tessiturale e petrografico della successione vulcanica e caratterizzare sia la mineralogia primaria che quella secondaria, ossia di alterazione. Su tutti i campioni di roccia sono state effettuate le analisi petrografiche di routine, e per alcuni campioni selezionati sono state effettuate le analisi chimiche di roccia totale mediante fluorescenza ai raggi X, per gli elementi maggiori ed in tracce, presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. Le componenti volatili ($H_2O$ e $CO_2$) sono state determinate mediante perdita a fuoco (LOI) a 950°C sulle polveri precedentemente essiccate a 110°C. Su alcuni campioni di roccia selezionati è stata effettuata anche un'analisi chimico-mineralogica, utilizzando il microscopio elettronico a scansione con spettrometria a dispersione di energia (SEM-EDX) e la microsonda elettronica JEOL 8600 Superprobe (presso IGG-CNR di Firenze), con condizioni operative di 15 kV e 10 nA. Gli effetti di matrice sono stati corretti seguendo il metodo Bence e Albee (1968). La caratterizzazione mineralogica qualitativa dei campioni di patine di alterazione è stata effettuata utilizzando la diffrattometria delle polveri a raggi X (XRPD). Gli spettri XRPD sono stati acquisiti utilizzando un diffrattometro automatico Philips PW 1877 (presso IGG-CNR di Pisa) alle seguenti impostazioni: radiazione Cu-KαNi-filtrata; 40kV; 20mA; slitte: 1° *divergen*za e dispersione, ricevimento 0.2 mm; velocità di scansione: 0.5°/2 min; dimensione step di 0.2° e tempo di conteggio di 2 sec per *step*. Le analisi XRPD sono state eseguite su 3 campioni di argillite del substrato sedimentario e su un sottoinsieme di 15 campioni selezionati tra le patine di mineralizzazioni secondarie, che ricoprono le superfici di frattura, al fine di eseguire una caratterizzazione mineralogica delle fasi minerali legate alla storia post-deposizionale delle vulcaniti (Figura 17.1).

Per quanto riguarda i minerali argillosi presenti nei campioni analizzati, non è stato possibile seguire la metodologia standard sui vetrini come spiegato e descritto in Moore e Reynolds (1997) a causa della esigua quantità di polvere disponibile. Tuttavia, procedendo con molta attenzione, è stato possibile identificare, nei campioni esaminati con XRPD, i seguenti minerali argillosi:

1) minerali del gruppo delle miche, tramite i picchi a 10.1 Å, 5.00 Å e 3.38 Å;
2) smectite, dai picchi a 15.0 Å, 4.23 Å e 3.75 *Å*;
3) clorite, dai picchi caratteristici a 14.2 Å, 7.10 Å e 3.55 Å;
4) caolinite, dal picco a 7.16 Å e dalla separazione *(splitting)* del picco 002 dal picco 004 della clorite quando presente. In questo ultimo caso, anche la risoluzione della riflessione della clorite 003 (distanze di circa 4.7-4.75 Å) dalla riflessione 020 del caolino è stata usata come indicatore.

[2] Vedi Capitolo 11




**Figura 17.1** – Le immagini raffigurano i 15 campioni selezionati tra le patine di mineralizzazioni secondarie e i 3 campioni di argillite del substrato sedimentario (TRZ 116, TRA 117, TRZ 118) sui quali sono state effettuati le analisi XRPD riportate in Tabella 17.2 – *The images show the 15 selected mineralized fracture surface samples and 3 sedimentary substratum samples* (TRZ 116, TRA 117, TRZ 118) *which are analysed by XRPD as shown in Table 17.2*

| Campione | TRZ-20 | TRZ-27 | TRZ-51 |
|---|---|---|---|
| **Maggiori ossidi % in peso** - *Major oxides (wt%)* | | | |
| **$SiO_2$** | 67.43 | 65.35 | 67.89 |
| **$TiO_2$** | 0.36 | 0.47 | 0.38 |
| **$Al_2O_3$** | 16.02 | 16.67 | 15.43 |
| **$Fe_2O_3$** | 2.87 | 3.10 | 2.79 |
| **MnO** | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| **MgO** | 0.51 | 0.90 | 0.54 |
| **CaO** | 2.79 | 3.36 | 2.90 |
| **$Na_2O$** | 2.24 | 2.31 | 2.25 |
| **$K_2O$** | 6.24 | 6.39 | 6.40 |
| **$P_2O_5$** | 0.16 | 0.22 | 0.16 |
| **LOI** | 1.34 | 1.20 | 1.25 |
| **TOT** | 100.00 | 100.01 | 100.03 |
| **Elementi in tracce (ppm)** -*Trace elements* | | | |
| **Ce** | 147 | 141 | 141 |
| **Ba** | 514 | 607 | 441 |
| **La** | 77 | 76 | 77 |
| **Ni** | 13 | 11 | 12 |
| **Cr** | 28 | 27 | 24 |
| **V** | 48 | 58 | 49 |
| **Co** | 32 | 15 | 16 |
| **Nb** | 14 | 16 | 15 |
| **Zr** | 202 | 228 | 217 |
| **Y** | 30 | 33 | 31 |

**Tabella 17.1** - Analisi rappresentative delle composizioni di roccia totale dei campioni della carota pDL. Gli elementi maggiori ed in tracce sono stati determinati tramite analisi XRF. LOI=Perdita al fuoco; tutto il ferro è ricalcolato come $Fe_2O_3$ tot – *Representative whole rock compositions of core samples from pDL. Major oxides and trace elements determined by XRF analyses. LOI= loss on ignition; all iron calculated as $Fe_2O_3$ tot.*

Poiché è difficile distinguere tra clorite e vermiculite quando entrambi sono presenti in un insieme di minerali argillosi, nei campioni con clorite, è stata ricercata la possibile presenza di vermiculite tenendo conto delle seguenti caratteristiche distintive. La vermiculite, si distingue dalla clorite per la riflessione basale a circa 14.4 Å che è più intensa rispetto alle riflessioni di basso ordine e per l'assenza, nelle vermiculiti ricche in ferro, del picco a 4.74 Å rispetto alla clorite. D'altra parte, le vermiculiti povere in ferro mostrano un picco a 4.80 Å, molto vicino a quello della clorite, ma anche un picco molto debole nell'intervallo da 7.10 a 7.16 Å. Possono esserci difficoltà per l'identificazione positiva di Mg-Fe-vermiculite a composizioni intermedie rispetto alla clorite. Tuttavia, proprio a causa di questi problemi, in questo studio abbiamo attentamente osservato e confrontato la riflessione basale a circa 14 Å, che dovrebbe essere sempre più intensa rispetto ai picchi successivi di ordini inferiori se il minerale è una vermiculite, ma ciò non è si è mai verificato nei campioni esaminati.

## 3 Cenni di stratigrafia del pDL

La ricostruzione della stratigrafia del pDL viene descritta in dettaglio nel Capitolo 10. La sequenza stratigrafica è costituita da una successione vulcanica fino a una profondità di 530 m dal p.c., dove poggia direttamente sul basamento sedimentario con una superficie di non conformità. La distinzione delle litofacies vulcaniche si è basata su una combinazione di caratteristiche litologiche primarie (es. vescicolarità, fenocristalli, tessitura della pasta di fondo). Nella sequenza vulcanica sono state identificate principalmente due associazioni di litofacies, interpretate come rappresentative di colate di lava e di duomi. Le rocce vulcaniche presenti nelle carote sono principalmente delle rocce porfiriche acide con un contenuto in $SiO_2$ compreso tra 65.3 – 67.9 % in peso mentre il contenuto in MgO è inferiore all'1% in peso. Sono ricche in $K_2O$ con un contenuto maggiore del 6 % in peso ed un rapporto $K_2O/Na_2O>3$. Pertanto, possono essere classificate come trachidaciti (*q* norm >20%) (Tabella 17.1). Il contatto tra le singole unità vulcaniche è generalmente caratterizzato dalla presenza di sottili livelli di breccia autoclastica, mentre nella intera sequenza non ci sono evidenze di paleosuoli né di depositi piroclastici primari.

## 4 Stato di Fratturazione

Le rocce vulcaniche del Monte Amiata sono caratterizzate da una bassa permeabilità per porosità sebbene ospitino un importante acquifero. Quindi, è lecito dedurre che all'interno di queste rocce il flusso e lo stoccaggio delle acque sotterranee si verifichino principalmente attraverso un sistema di

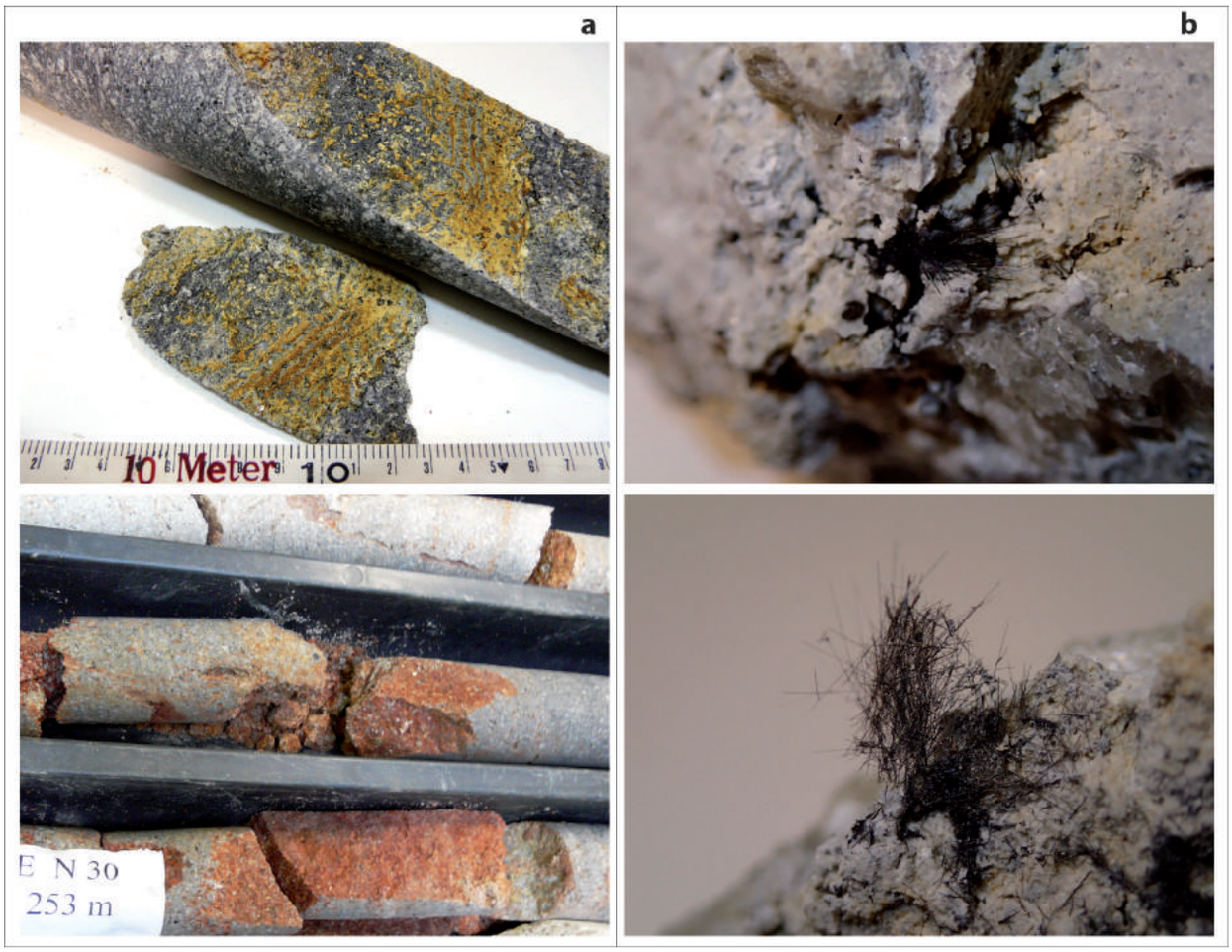



**Figura 17.2** - a) Esempi di mineralizzazioni su frattura b) cristalli aciculari nero lucente di ludwigite trovati all'interno dei vacuoli della roccia ad una profondità di circa 340 m (p.c.). – *a) Examples of mineralized fracture surface. b) ludwigite with acicular shiny black crystals found inside the vesicles at a depth of about 340 m b.g.l..*

fratture, comprendenti sia singole faglie sia le zone di fratturazione ad esse connesse (Norton e Knapp, 1997; Faulkner et al., 2010). In particolare, le zone di intersezione tra differenti fratture sono quelle di maggiore permeabilità e possono facilmente rappresentare i condotti per la circolazione e lo stoccaggio delle acque sotterranee. L'analisi dettagliata della fratturazione del pDL viene trattata nel Capitolo 11 di questo stesso volume, ma è importante qui rimarcare che il carotaggio ha fornito un record pressoché ininterrotto sulla distribuzione in profondità delle fratture. Tipicamente le fratture naturali che interessano le carote della sequenza vulcanica mostrano sulla superficie di fratturazione delle patine di alterazione secondaria e sono caratterizzate da angoli di inclinazione elevati (60-80°). Nella carota che ha tagliato il substrato sedimentario, invece, non vi è alcuna evidenza di tale fratturazione ma è presente una deformazione duttile pervasiva (clivaggio e pieghe) tipica della deformazione regionale che si osserva anche sulle corrispondenti unità affioranti nei dintorni dell'edificio vulcanico del Monte Amiata.

## 5 Minerali di alterazione

Le rocce vulcaniche analizzate mostrano in generale una debole alterazione. La pasta di fondo, sia vetrosa sia microcristallina, mantiene la sua composizione originaria, come dimostrato dalle analisi effettuate sulla roccia totale (XRF) (Tabella 17.1) ed alla microsonda elettronica. I

minerali di neoformazione si rinvengono nelle cavità primarie della roccia oppure come patine sulla superficie delle fratture (Figura 17.2). Nella Tabella 17.2 sono riportate le fasi mineralogiche che sono state rinvenute nelle patine di alterazione delle rocce vulcaniche, a contatto con le superfici di fratturazione e nelle argilliti del substrato sedimentario.

Sono stati individuati due differenti stadi di cristallizzazione di minerali secondari: i) il primo caratterizzato dalla presenza di ludwigite [$Mg_2Fe^{3+}O_2(BO_3)$], identificata mediante analisi XRPD, che forma aggregati aciculari di cristalli di pochi millimetri all'interno di piccoli vacuoli (Figura 17.2b); ii) il secondo caratterizzato dalla presenza di carbonati (principalmente calcite), minerali argillosi, celestina ($SrSO_4$) e goethite [FeO(OH)], nelle patine di alterazione lungo le fratture o distribuite come riportato nella Tabella 17.2. La prima comparsa di una debole alterazione è a circa 70 m di profondità dal p.c.. I minerali argillosi iniziano a comparire a circa 165 m di profondità dal p.c., e subito sotto si registra la comparsa della goethite e della celestina. Quest'ultimo minerale scompare al di sotto di circa 436 m di profondità dal p.c.. La caolinite è presente nella roccia vulcanica a circa 515 m di profondità dal p.c., ed è presente anche nel substrato sedimentario.

## 6 Discussione e conclusioni

Le unità vulcaniche che sono state trovate, al di sotto dei depositi affioranti, nel pozzo David Lazzaretti, sono state interpretate come duomi lavici che poggiano direttamente sul substrato flyschoide[3]. Dal punto di vista idrologico, le rocce vulcaniche del Monte Amiata sono un serbatoio caratterizzato da permeabilità per fratturazione[4]. La chiara evidenza di una matrice vetrosa o microcristallina non alterata indica una porosità molto bassa. Il pDL ha raggiunto la tavola d'acqua a 784 m s.l.m., in accordo con il modello desunto dai dati di magneto-tellurica di Manzella (2008). A fronte di questo dato reale vengono anche destituiti di fondamento i precedenti modelli idrogeologici, che assumevano il livello dell'acqua a circa 950-1000 m s.l.m. (Calamai et al., 1970; Barazzuoli et al., 1994).

La ludwigite non era mai stata trovata nelle rocce vulcaniche del Monte Amiata e il rinvenimento più vicino in Italia di questo minerale si riferisce alle rocce vulcaniche del Lazio (Bachechi et al., 1966). Il ritrovamento di cristalli di ludwigite ha permesso di scoprire per la prima volta l'esistenza di una passata attività pneumatolitica, evidentemente avvenuta immediatamente dopo l'eruzione delle vulcaniti. Infatti, *è ben nota* la formazione di ludwigite a temperature superiori a 450°C, come confermato da recenti studi di laboratorio effettuati a pressioni di 500-1000 bar (Bloise e Barrese, 2009; Bloise et al., 2010).

Non vi è invece alcuna evidenza di minerali di alterazione di alta temperatura. Il tipo di minerali di alterazione presenti nel pDL è generalmente coerente con la circolazione di acque a bassa temperatura. La celestina ($SrSO_4$) ad esempio *è stata* già ritrovata come un raro minerale di ganga nei depositi di mercurio del distretto minerario del Monte Amiata (Klemm e Neumann, 1984). La solubilità del solfato di stronzio ($SrSO_4$) in acque di bassa salinità *è inversamente correlata alla temperatura* (Reardon e Armstrong, 1987) e alle basse temperature incontrate dal pozzo pDL per il serbatoio vulcanico la precipitazione di celestina richiede un processo differente dal raffreddamento o riscaldamento delle acque sotterranee. L'ossidazione della pirite o dell'$H_2S$ gassoso governata dall'ossigeno atmosferico può produrre acido solforico, la cui neutralizzazione per interazione con minerali contenenti stronzio, per esempio carbonati e plagioclasi, può causare successivamente la precipitazione di celestina, anche a temperature dell'ordine di soli 10°C (Dolenec et al., 2005). Il processo è tipicamente accompagnato dall' ossidazione del ferro bivalente ($Fe^{2+}$) contenuto nei minerali della roccia (e/o nella pirite) a ferro trivalente ($Fe^{3+}$) che precipita in forma di ossi-idrossidi, come la goethite. Si tratta di un processo comune, ad esempio, nei drenaggi acidi di miniera a basse temperature. Il ritrovamento di celestina e di goethite nelle rocce dell'acquifero vulcanico del

[3] Vedi Capitolo 10
[4] Vedi Capitolo 11

| **Campione** *Sample* | **Profondità m p.c.** *Depth (m b.g.l.)* | **Colore e descrizione della patina** *Patina color and description* | **Minerali primary** *Primary minerals* | | | | **Mineralizzazioni secondarie** *Secondary mineralizations* | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | **Kfs/Pl** | **Qz** | **Opx/Cpx** | **Mica** | **Chl** | **Kln** | **Sme** | **Gth** | **Clt** | **Cal** |
| **TRZ-12** | **164-165** | gialle, con gradini e puntini neri - *yellow, with steps and black dots* | ✓ | | | | ✓ | | ✓ | | | |
| **TRZ-13** | **165-166** | da gialle a ruggine e rosse - *yellow to rust and red in color* | ✓ | ✓ | ✓ | | | | ✓ | ✓ | ✓ | |
| **TRZ-22** | **211-212** | da giallo a rosso scuro - *yellow to dark red* | ✓ | | | ✓ | | | | ✓ | ✓ | |
| **TRZ-31** | **249-250** | da rosso-mattone a rosso scuro - *brick red to dark red* | ✓ | | | ✓ | | | ✓ | | ✓ | |
| **TRZ-36** | **279-280** | giallo chiaro - *light yellow with steps* | ✓ | ✓ | | ✓ | | | ✓ | | | |
| **TRZ-38** | **289-290** | gialle con macchie marroni - *yellow with brown spots* | ✓ | ✓ | | ✓ | | | ✓ | | ✓ | ✓ |
| **TRZ-40** | **299-300** | da giallo-arancio a marrone violaceo - *yellow-orange to purplish brown* | ✓ | ✓ | | ✓ | | | | ✓ | ✓ | |
| **TRZ-55** | **339-340** | patina arancione in cavità con minerali aghiformi neri (ludwigite) - *orange patina in cavity with black needle (ludwigite)* | ✓ | ✓ | | ✓ | | | | ✓ | ✓ | |
| **TRZ-71** | **377-378** | marrone scuro - *dark brown* | ✓ | ✓ | | ✓ | | | | ✓ | | |
| **TRZ-79** | **400-401** | bruno-verdastre sulle strie della frattura - *greenish brown on slikenside* | ✓ | | | ✓ | | | | | ✓ | ✓ |
| **TRZ-89** | **435-436** | da marrone scuro a nero - *dark brown to black* | ✓ | | | ✓ | | | | | ✓ | |
| **TRZ-104** | **496-497** | da color giallo ocra a ruggine - *yellow ocher to rust* | ✓ | | | ✓ | | | ✓ | ✓ | | |
| **TRZ-109** | **505-506** | bruno-verdastre in banda cataclastica - *greenish brown cataclastic bands* | ✓ | ✓ | | ✓ | | | | ✓ | | |
| **TRZ-110** | **514-515** | bruno-verdastre in banda cataclastica *greenish brown cataclastic bands* | ✓ | | | | | | | ✓ | | |
| **TRZ-111** | **515-516** | marrone scuro - *dark brown* | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | | ✓ | | ✓ | | |
| **TRZ-116** | **532-533** | argilliti verdi e calcari - *greenish shale and limestones* | ✓ | ✓ | | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ | | | ✓ |
| **TRZ-117** | **535-536** | argilliti verdi e calcari - *greenish shale and limestones* | ✓ | ✓ | | ✓ | | ✓ | | | | ✓ |
| **TRZ-118** | **543-544** | argilliti verdi e calcari - *greenish shale and limestones* | ✓ | ✓ | | ✓ | ✓ | ✓ | | | | ✓ |

**Tabella 17.2** - XRPD analisi delle patine di alterazione. Le abbreviazioni dei minerali sono coerenti con Whitney e Evans (2010) – *XRPD analyses of altered patinas. Mineral abbreviations are consistent with Whitney and Evans (2010).*

Monte Amiata suggerisce la presenza di una zona (al di sopra della tavola dell'acqua) di acque meteoriche percolanti in discesa e di una zona inferiore permeata da $CO_2$ e $H_2S$ in condizioni di ossidazione. In questo caso può non essere necessario assumere un abbassamento del livello piezometrico per spiegare la presenza di minerali di alterazione al di sopra del livello odierno della tavola d'acqua.

La presenza della caolinite *è indicativa di condizioni* leggermente acide, che favoriscono la dissoluzione dei minerali primari delle rocce vulcaniche, in particolare il K-feldspato. Questo è in accordo con la geochimica delle acque sorgive del Monte Amiata. Difatti, come suggerito da Gambardella et al. (2005), la chimica di tali acque è coerente con i valori teorici attesi per dissoluzione di K-feldspato, plagioclasio e diopside a temperatura di circa 15°C e per $PCO_2$ da $10^{-3}$ a $10^{-1}$ bar.

Anche la parziale destabilizzazione dei minerali argillosi primari del substrato flyschoide in

| Campione | TRZ 53 | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Analisi #** | 1a | 1 | 2 | 3 | 12 | 14 | 23 |
| **Tipo** | K-fs feno | K-fs feno | K-fs feno | K-fs feno | pl feno | pl m.feno | pl |
| **Posizione** | | bordo | interm. | bordo | bordo | nucleo | |
| **$SiO_2$** | 65.10 | 65.05 | 63.83 | 65.54 | 55.69 | 54.03 | 54.73 |
| **$Al_2O_3$** | 18.31 | 18.50 | 18.11 | 18.41 | 27.47 | 28.84 | 28.17 |
| **$Fe_2O_3$** | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.17 | 0.19 | 0.34 | 0.22 |
| **CaO** | 0.31 | 0.34 | 0.29 | 0.33 | 10.20 | 11.35 | 11.00 |
| **$Na_2O$** | 2.54 | 2.78 | 2.20 | 3.12 | 5.20 | 4.52 | 4.86 |
| **$K_2O$** | 14.00 | 13.68 | 14.73 | 12.89 | 0.68 | 0.46 | 0.56 |
| **TOT** | 100.26 | 100.46 | 99.17 | 100.47 | 99.42 | 99.54 | 99.54 |
| **An** | 1.44 | 1.56 | 1.33 | 1.55 | 49.99 | 56.52 | 53.75 |
| **Ab** | 21.31 | 23.20 | 18.25 | 26.51 | 46.07 | 40.73 | 43.01 |
| **Or** | 77.25 | 75.24 | 80.42 | 71.94 | 3.94 | 2.75 | 3.24 |

**Tabella 17.3** - Microanalisi rappresentative della composizione dei K-feldspati e dei plagioclasi di un campione dell'unità D della carota del pDL (vedi Capitolo 10 per la stratigrafia del pozzo). K-fs=K-feldspato, Pl=Plagioclasio, feno=fenocristallo, m.feno=microfenocristallo, interm=intermedio – *Representative microanalyses of feldspars Kfs=K-feldspar, Pl=Plagioclase, feno=phenocryst, m.feno=microphenocryist, interm.=intermediate*.

caolinite indica una reazione con un fluido ricco in $CO_2$ e $H_2S$, come *è stato dimostrato* da Battaglia et al. (2007, 2013). *È quindi possibile* ipotizzare un passaggio di gas profondi attraverso le fratture che interessano le unità di flysch. I minerali di alterazione indicano che *è* avvenuta un'interazione tra acque meteoriche e rocce vulcaniche al di sopra dell'attuale livello della tavola d'acqua. È impossibile determinare il momento della formazione dei minerali di alterazione. Possiamo solo notare che a temperature fino a 10-15 °C, l'interazione acqua-roccia procede molto lentamente a causa della bassa velocità di dissoluzione dei feldspati (le cui composizioni sono riportate in Tabella 17.3), che sono dell'ordine di $10^{-8.5}$ e $10^{-9.5}$ mol * $m^{-2}$ * $sec^{-1}$ per la labradorite e per il K-feldspato, rispettivamente (Brantley, 2003 e opere citate). Anche assumendo valori elevati di superficie reattiva risulterebbe necessario un lunghissimo periodo di tempo per dissolvere questi minerali. Il ritrovamento quindi di minerali di alterazione di bassa temperatura a livelli superiori a quelli della attuale tavola d'acqua, e con valori chiaramente maggiori della oscillazione stagionale (Caparrini et al., 2013), lascia presupporre una diversa altezza della tavola d'acqua in un passato non recente, che non *è* possibile qui quantificare con esattezza, ma certamente dell'ordine delle centinaia di anni, e che potrebbe essere legata a variazioni delle passate condizioni climatiche (Doveri et al., 2017). Solo attraverso dati di sorveglianza a medio-lungo termine dei livelli nei pozzi piezometrici installati e attualmente in esercizio potrà essere trovata una adeguata risposta a questa domanda.

## Opere citate


Bachechi F., Federico M. e Fornaseri M. (1966) La ludwigite e i minerali che l'accompagnano nelle geodi delle "pozzolane nere" di Corcolle (Tivoli, Colli Albani). Periodico di Mineralogia, 35, 975-1006.

Barazzuoli P., Bosco G., Nante N., Rappuoli D. e Salleolini M. (1994) The aquifer of Mount Amiata (Southern Tuscany): evaluation of the perennial yield and its quality. Mem. Soc. Geol. It., 48, 825-832.

Battaglia S., Gherardi F., Gianelli G., Leoni L. e Origlia F. (2007) Clay mineral reactions in an active geothermal area (Mt. Amiata, southern Tuscany, Italy). Clay Minerals, 42, 353-372.

Battaglia S., Gherardi F., Gianelli G., Leoni L. e Lazzerini M. (2013) Alteration of clay minerals in a sedimentary caprock and its use in geothermal prospecting: an example from Mt. Amiata. Clay minerals, 48, 37-58.

Bence A.E. e Albee A.L. (1968) Empirical correction factors for electron microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates. Anal. Chem., 42, 1408– 1414.

Bloise A., e Barrese E. (2009) Synthesis of isomorphic vonsenite-ludwigite series. N.Jb.Miner.Abh., 186/3, 345-350.

Bloise A., Barrese E., Apollaro. C. e Miriello D. (2010) Synthesis of ludwigite along the $Mg_2FeBO_5$ – $Mg_2AlBO_5$ join. N.Jb.Miner.Abh., 187/2, 217-223.

Brantley S.L. (2003) Reaction kinetics of primary rock-forming minerals under ambient conditions. In: Drever J.I., Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry, vol. 5. Surface and groundwaters, weathering and soils. Elsevier, pp. 73-117.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P. e Taffi L. (1970) Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, special issue 1, 1-9.

Caparrini F., Castelli F. e Ercolani G. (2013) Adattamento e implementazione del modello idrologico MOBIDIC per il bilancio dei bacini idrografici e dell'acquifero del Monte Amiata. Regione Toscana Online report available to the link:www.regione.toscana.it/documents/10180/726542/relazione+finale.pdf/20840d99-5ce2-49fe-81bd-6c2c626bd7ac

Cerrina F.A., Da Prato S., Doveri M., Ellero A., Lelli M., Marini L., Masetti G., Nisi B. e Raco B. (2009) Caratterizzazione geologica, idrogeologica e idrogeochimica dei Corpi Idrici Sotterranei Significativi della Regione Toscana (CISS) 99MM020 "Acquifero dell'Amiata". Report Regione Toscana, pp. 44.

Dolenec T., Recnic A., Daneu N., Dobnikar M. e Dolenec M. (2005) Celestine from the Idrija mercury-ore deposit (Western Slovenia): Its occurrence and origin. RMZ – Materials and Geoenvironment, 52, 429-436.

Doveri M., Nisi B., Cerrina Feroni A., Ellero A., Menichinni M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S., Principe C. e Raco, B. (2012) Geological, hydrodynamic and geochemical features of the volcanic aquifer of Mt. Amiata (Tuscany, central Italy): an overview. Acta Vulcanologica, 23, 51-72.

Doveri M., Menichini M., Provenzale A. e Scozzari A. (2017) Effects of climate change on groundwater: observed and forecasted trends on Italian systems. EGU General Assembly Conference Abstracts, 19, 14440.

Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberly C.A.J. e Withjack M.D. (2010) A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology, 32, 1557-1575.

Gambardella B., Marini L. e Baneschi I. (2005) Dissolved potassium in the shallow groundwaters circulation in the volcanic rocks of central-southern Italy. Applied Geochemistry, 20, 875-897.

Klemm D.D. e Neumann N. (1984) Ore-controlling factors in the Hg-Sb province of southern Tuscany, Italy. In: Wauschkuhn A, Kluth C, Zimmermann RA (Eds) Syngenesis and epigenesis in the formation of mineral deposits. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 482–503.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G. e Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water-rock interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. J. Volcanol. Geoth. Res., 284, 95-105.

Manzella A. (2008) La geotermia in Toscana: luci ed ombre. Atti Simposio su Stato del Territorio e delle Risorse Naturali in Toscana Firenze, 23-25 Oct. 2008, 267-276.

Moore M.D. e Reynolds R.C. (1997) X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford-New–York, pp. 378.

Norton D. e Knapp R. (1997) Transport phenomena in hydrotermal systems: the nature of porosity. American Journal of Science, 277, 913 – 936.

Reardon E.J. e Armstrong D.K. (1987) Celestite ($SrSO_4$) solubility in water, seawater and NaCl solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 63-72.

Whitney D.L. e Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

# 18. Le Terre Coloranti e la Farina Fossile del Monte Amiata. Caratteristiche geologiche, attività estrattiva e significato paleoambientale

*Earth pigments and Diatomaceous earths from Monte Amiata. Geological features, quarrying activity, and paleo-environmental significance*

Luigina Vezzoli[1,2], Sonia La Felice[2], Francesco Norelli[2], Davide Vanossi[1]

*1. Dipartimento di Scienza e Alta Tecnologia, Università dell'Insubria, via Valleggio 11, 22100 Como*

2. *CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author luigina.vezzoli@gmail.com

*Abstract*

*Earth pigments from Monte Amiata comprise the famous "terra di Siena" (raw sienna) and "terra di Siena bruciata" (burnt sienna) that have been ones of the yellow-brown and red pigments most widely used by Italian and European painters from the Renaissance to 19th century. These Earth pigments are lacustrine sediments composed mainly of hydrated iron oxide (limonite/goethite) produced by biochemical precipitation of iron-rich waters. The quarrying localities were at Castel del Piano, Arcidosso, Piancastagnaio, and Abbadia San Salvatore. Diatomaceous earths from Monte Amiata are soft, friable, earthy, very fine-grained, siliceous lacustrine sediments usually light in color (white if pure) composed of diatom's fossilized skeletons. The main quarrying localities were at Castel del Piano and Santa Fiora. Two new coring were performed in the lacustrine deposits of the Bagnolo Diatomaceous earth quarry (Santa Fiora). The age of the lacustrine basins comprising the Earth pigments and Diatomaceous earth ore deposits is following the volcanic activity of the volcano of Monte Amiata. The evolution of these lake basins has been reconstructed in four phases. The first phase is represented by the sedimentation of clay and iron hydroxides in well-developed lacustrine basins, during cold climate conditions that are suggested by the pollen predominance of Pinus, Picea, and Betula. During the second phase, the lake conditions continue, but the sedimentation of iron hydroxides basins become different from those where sedimentation of the Diatomaceous earth begins. In the latter, there are abundant plant, ictiological, and entomological fossils that indicate a warm continental climate with great development of Fagus, Abies, and Castanea. The lithological and paleontological characteristics of the Diatomaceous earth suggest a gradual drying of the lake and the transition to a humid fresh climate. The third phase is characterized by the simultaneous end of the lacustrine deposition in all the basins, and by the alluvial sedimentation of volcaniclastic sands and gravel. This sharp environmental change is interpreted as the effect of a climate change that established cold and rainy conditions. The last stage shows a low colluvial and alluvial sedimentation with a substantial stability of the topographic surface that has favored the development of intense pedogenesis.*

## 1 Introduzione

Alla base dei versanti sud-orientale, meridionale ed occidentale del Monte Amiata affiorano depositi sedimentari di età Quaternaria che si sono formati in piccoli bacini lacustri ormai estinti, localizzati al confine tra le rocce vulcaniche e le unità del substrato sedimentario (Figura 18.1).

Questi bacini lacustri sono stati caratterizzati dalla deposizione di due tipi molto diversi di sedimento. Il primo tipo di sedimento è di origine biogenica, di composizione prevalentemente silicea, costituito dai frustoli fossili di microscopiche alghe unicellulari della famiglia delle Diatomee. Esso è a granulometria ultra-fine, soffice, friabile, terroso, di colore bianco candido quando puro. Questo

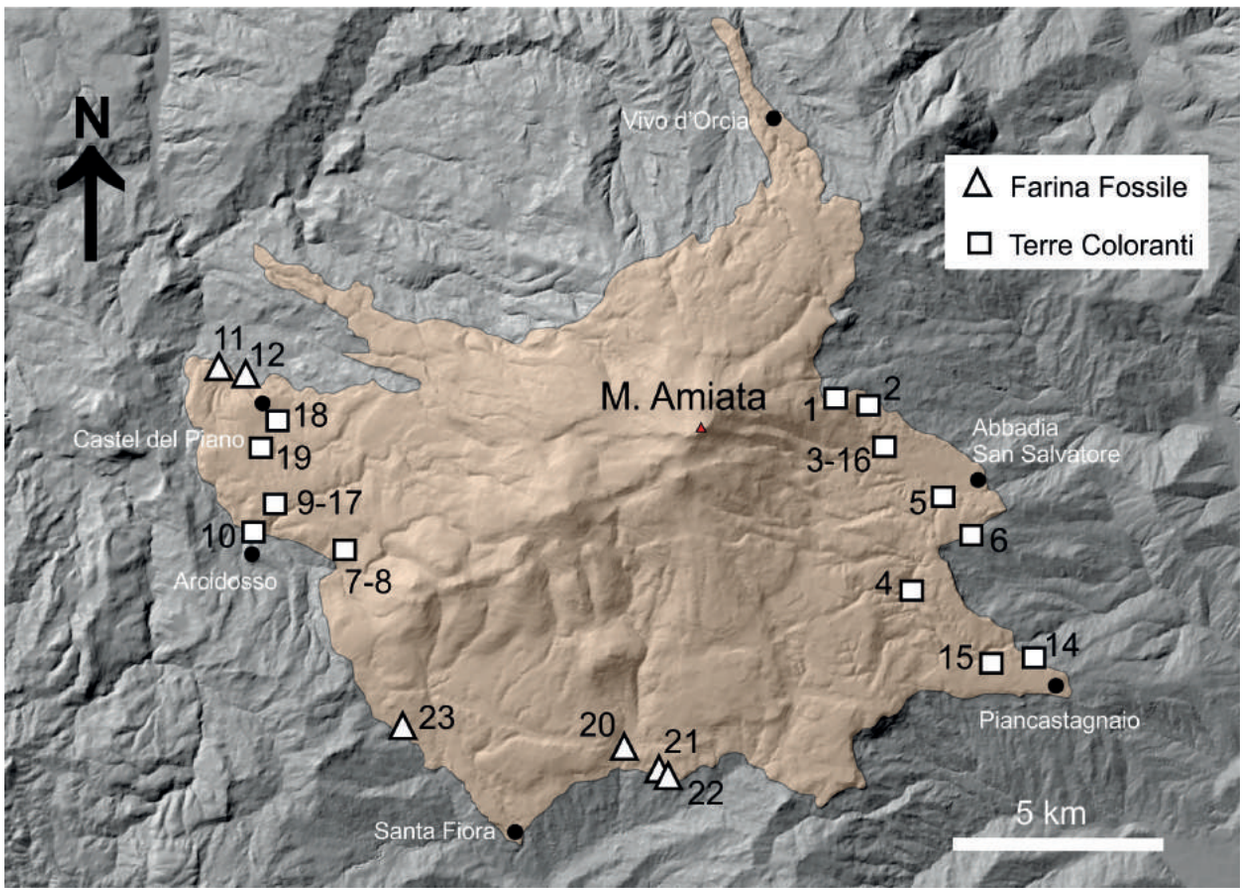



**Figura 18.1** - Mappa con la localizzazione dei giacimenti a Terre Coloranti e Farina Fossile nella regione del Monte Amiata. I numeri corrispondono a quelli attribuiti in Tabella 18.2. – *Map with the location of the Earth pigments and Diatomaceous earth ore deposits in the region of Monte Amiata. Numbers as in Table 18.2.*

sedimento è chiamato Diatomite o Farina Fossile. Il secondo tipo di sedimento è di origine mista chimica e biochimica con scarsi apporti terrigeni, infatti deriva dalla precipitazione di ossidi di ferro da fluidi idrotermali di bassa temperatura ricchi di soluto ferroso, coadiuvata dalla presenza di ferrobatteri. Poiché gli ossidi di ferro fanno assumere al sedimento colori dal giallo chiaro, al rosso, bruno e nero, esso ha le caratteristiche di un pigmento da cui il nome di Terre Coloranti. Differenti condizioni ambientali, chimico-fisiche e biologiche hanno portato a questa deposizione di sedimenti diversi nei vari bacini lacustri del Monte Amiata. In alcuni casi, la sedimentazione nei bacini lacustri è stata di un unico tipo, anche in aree molto vicine fra loro, come a Castel del Piano, e non ci sono evidenze geologiche di relazioni cronologiche e genetiche tra i bacini di Terre Coloranti e i bacini di Farina Fossile. In altri bacini, si possono trovare entrambi i tipi di sedimento sovrapposti o in strati alternati, come ad Abbadia San Salvatore, a indicare cicliche variazioni delle caratteristiche ambientali e genetiche nello stesso bacino.

Sia la Farina Fossile che le Terre Coloranti sono minerali che vengono ampiamente utilizzati dall'uomo per svariati motivi e quindi i sedimenti lacustri del Monte Amiata sono stati oggetto di ampio sfruttamento industriale, soprattutto nel XIX secolo (Fei, 1997). In particolare i depositi lacustri con Terre Coloranti erano a Castel del Piano, Arcidosso, Piancastagnaio e Abbadia San Salvatore; e i principali depositi lacustri con Farina Fossile erano a Castel del Piano e Santa Fiora. L'identificazione degli antichi bacini lacustri e delle relative cave è oggi reso difficile non solo dal fatto che i giacimenti sono stati sfruttati fino all'esaurimento, ma anche dalla loro completa trasformazione nel tessuto residenziale

antropico. Per questi motivi, le evidenze di terreno dell'esistenza dei bacini lacustri amiatini sono attualmente minime, e per il loro studio dobbiamo basarci soprattutto sulle descrizioni e sui dati presenti nei documenti bibliografici (vedi la Scheda di approfondimento 18.1). Durante lo svolgimento delle ricerche sul Monte Amiata nell'ambito del progetto promosso dalla Regione Toscana, al fine di ottenere campioni dei sedimenti di uno dei principali bacini lacustri amiatini, sono stati eseguiti due sondaggi nell'area di Bagnólo (Santa Fiora), dove nel passato erano ubicate alcune cave di Farina Fossile.

## 2 Le Terre Coloranti

Nella letteratura storico-naturalistica, sia antica che contemporanea, alcuni termini riferiti ai pigmenti naturali - quali ocra, terra gialla, terra rossa, terra di Siena, terra d'ombra e terra bolare - sono spesso utilizzati o come sinonimi o per designare categorie di materiali distinti solamente in base a osservazioni empiriche, come il colore. In realtà dal punto di vista tecnico-scientifico, ognuno di questi nomi rappresenta un materiale naturale con una definita composizione e peculiari caratteristiche chimiche e fisiche (vedi la Scheda di approfondimento 18.2). A causa sia della confusione di nomenclatura presente nelle descrizioni dei pigmenti naturali amiatini che della scarsità di determinazioni analitiche, abbiamo preferito utilizzare il nome generale di Terre Coloranti per indicare i pigmenti naturali estratti dalle cave del Monte Amiata.

### *2.1 La documentazione storico-naturalistica e scientifica fino all'inizio del XX secolo*

Il primo resoconto storico-letterario sull'uso di "terre" naturali come pigmenti e delle loro cave nel territorio dell'allora città-stato di Siena si trova nel "Trattato della Pittura" o "Libro dell'Arte" scritto in volgare nella prima metà del XV secolo da Cennino di Andrea Cennini. Notizie di questo pittore toscano, influenzato da Giotto e allievo di Agnolo Gaddi, le cui opere sono scarsamente identificate, sono solo ne' "Le Vite" del Vasari pubblicate nel 1550-1568. Questa è la descrizione del pigmento ocra, che diventerà il più famoso "terra di Siena", che si trova nel manoscritto del Cennini:

*"Cap. XLV. Della natura di un color giallo, ch'è chiamato ocria.*

*Giallo è un color naturale, il quale si chiama ocria. Questo color si trova in terra di montagna, là ove si trovano certe vene, come di zolfore; e là, ov'è queste vene, vi si trova della sinopia, del verde terra, e di altre maniere di colori. Vi trovai questo, essendo guidato un dì per Andrea Cennini mio padre, menandomi per lo terreno di Colle di Valdelsa, presso a' confini di Casole, nel principio della selva del comune di Colle, di sopra a una villa che si chiama Dometara. E pervégnendo in un vallicello, in una grotta molta salvatica, e raschiando la grotta con una zappa, io vidi di più ragioni vene colori: cioè ocria, sinopia scura e chiara, azzurro, e bianco, … Ritornando al colore dell'ocria, andai col coltellino di dietro cercando alla margine di questo colore; e sì t'imprometto che mai non gustai il più bello e perfetto colore di ocria. Rispondeva non tanto chiaro, quanto è giallorino: poco più scuretto; … mai miglior colore trovai di questo colore d'ocria. È di due nature, chiaro e scuro."*

Quest'opera è rimasta ignorata fino al XIX secolo; il Vasari accenna all'esistenza del manoscritto del Cennini, ma probabilmente senza averlo mai letto, in quanto riporta delle notizie errate sul suo contenuto, ad esempio dicendo che *"…Non lascerò già di dire, che non fa menzione, e forse non dovevano essere in uso, di alcuni colori di cave, come terre rosse scure, il cinabrese, e ..."* mentre nell'opera del Cennini ci sono ben due capitoli dedicati alla sinopia o terra rossa ed alla "cinabrese".

Bisogna attendere quasi tre secoli prima di trovare ancora una descrizione delle Terre Coloranti prodotte nel territorio senese, ed in particolare del Monte Amiata. Il botanico Pietro Antonio Micheli (Firenze 1679-1737) nel suo diario del "Viaggio fatto l'Anno 1733 per diversi luoghi dello Stato Senese", pubblicato da Giovanni Targioni Tozzetti solo nel 1776-1777, nota la presenza nei dintorni di Arcidosso di cave, ad uso saltuario e locale, di "terra gialla", che viene anche cotta nella fornace per farla diventare di colore rosso. Nella metà del XVIII secolo, la "terra gialla" amiatina è ormai

oggetto di estrazione sistematica ed è tra i campioni del "Saggio di Produzioni Naturali raccolte fin quì nello Stato Sanese che si ritrovano nel Museo del Nobile Sig. Cav.re Giovanni Venturi Gallerani" compilato da Giuseppe Baldassarri nel 1750:

*"5. TERRA gialla, che a calcinarla diviene rossa, e serve a uso de' Pittori, molto accreditata per tutta Italia. Si trova a Castel del Piano in luogo detto le Mazzarelle.*

*6. TERRA gialla scura, che si trova a Castel del Piano, ed è una specie di Bolo; se ne servono i Pittori, ed anche i Medici nelle Dissenterie.*

*7. BOLO giallo, che si trova in abbondanza fra Castel del Piano, e S. Fiora."*

Il Santi (1795) descrive dettagliatamente la stratigrafia della cava di Castel del Piano, in località le Mazzarelle, e riporta l'analisi chimica della "terra gialla" e della "terra d'ombra" ivi cavate (Capitolo V, pag. 92-94). Inoltre segnala la presenza di una cava di "terra gialla" anche a Piancastagnaio (Capitolo XIV, pag. 242):

Capitolo V, pag. 92-94 – "*In varj luoghi delle vicinanze di Castel del Piano, ma specialmente in quel tratto chiamato le Mazzarelle al ponente del castello nello scendere verso il torrente Lente, se si scava il suolo, sotto la terra vegetabile s'incontra uno strato più, o meno alto di una terra alquanto tenace, quando è fresca, e di un bel color giallo. Proseguendo lo scavo, trovasi sotto a questa una terra bolare anche più tenace di colore epatico brunissimo, finche ella è in zolle, o grumi, ma di color giallo bruno, quando si riduce in polvere. Chiamasi la prima Terra bolare gialla, l'ultima Terra d'Ombra. Ambedue calcinate al fuoco vi acquistano la gialla un color rosso zafferano, la Terra d'Ombra un color rosso mattone assai bello, e permanente.*

*.....*

*La composizione della Terra gialla è la seguente. Ferro 056, Argilla 024, Silice 017, Magnesia 003.*

*I componenti della Terra d'Ombra sono Ferro 050, Argilla 024, Silice 021, Magnesia 005.*

*Si l'una che l'altra sono adoperate dai Pittori, e l'ultima in specie ha assai maggior pregio. Anzi in questi ultimi anni le ricerche di essa sonosi talmente moltiplicate, e specialmente per l'Inghilterra, e per l'Olanda che se n'è cavata a gran milliara di libbre, e si è venduta fino al presso di undici lire il cento in Castel del piano."*

Capitolo XIV, pag. 242 – "*Presso questo torrente* [il torrente Indovina] *al di sotto del Convento dei Minori Conventuali cavasi una terra gialla rugginosa con frequenti venature brune, in glebe alquanto tenaci che nell'asciugarsi all'aria prendono maggior consistenza. La sua struttura pare lamellosa; la sua composizione è simile a quella della terra bolare gialla di Castel del piano, ma il ferro vi è in maggiore copia, ed è disolubile negli acidi senza bisogno di alcuna preparazione preliminare. Se si calcina questa terra al fuoco, di gialla diviene rosso-scura, e tale poi si mantiene, e la calamita, che prima non vi ha azione alcuna, ne attrae allora qualche particella."*

Dalla metà del XIX secolo e fino all'inizio del XX secolo, in concomitanza con l'espansione dello sfruttamento industriale delle cave di Terre Coloranti del Monte Amiata (Fei, 1997), si ha anche la fioritura di numerosi studi e relazioni su questi materiali. Si discute l'origine del deposito (Savi, 1850; Gasperini, 1906; Bargagli-Petrucci, 1914; Manasse, 1915), si fanno le prime analisi chimiche moderne (Rowney, 1865; Giannetti, 1873; Manasse, 1915), si descrivono i depositi e la localizzazione delle cave (Repetti, 1830; D'Achiardi, 1872; Lotti, 1878; 1910; Clerici, 1903a; Verri 1903; De Castro, 1914; Pompei, 1924) e i metodi di sfruttamento dei giacimenti (Campani, 1865; Giannetti, 1873; Tommi, 1890).

In particolare, a questo periodo si devono le raccolte sistematiche di campioni di Terre Coloranti del Monte Amiata, come quella di Giovanni Campani (1860), Antonio Pantanelli (1867), e Cesare Tommi (1890). Queste collezioni sono ora particolarmente preziose perché sono l'unica testimonianza rimasta di questi materiali (vedi la Scheda di approfondimento 18.1).

La più significativa è la collezione di Antonio Pantanelli (1867), conservata al Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici di Siena (MUSNAF), che è dedicata esclusivamente alle "Terre Bolari naturali e manufatte del Monte Amiata" e raccoglie 60 campioni rappresentanti l'intera gamma di colori e tutte le varietà merceologiche estratte dalle cave attive nel XIX secolo (Figura 18.2).

Due sono le collezioni di Terre Coloranti del Monte Amiata presentate dal Tommi (1890) nel suo libro (Tabella 18.1).



Nome: Terra bolare bruna
Provenienza: Santuccio-Castel del Piano-Grosseto
Donatore: Antonio Pantanelli
Dimensioni dell'esemplare (mm): 98x82x59
N° d'inventario: 3475



Nome: Terra bolare bruno castagno
Provenienza: Castel del Piano-Grosseto
Donatore: Antonio Pantanelli
Dimensioni dell'esemplare (mm): 2 campioni: 66x57x5
N° d'inventario: 3471





**Figura 18.2 -** Fotografie di campioni di Terre Coloranti del Monte Amiata nella Collezione Pantanelli (1890) conservata presso il MUSNAF a Siena. *– Pictures of samples of Earth pigments of Monte Amiata in the Pantanelli Collection (1890) preserved at the MUSNAF, Siena.*

## *2.2 Caratteristiche mineralogiche e chimiche*

I sedimenti lacustri pigmentali del Monte Amiata conosciuti come terra di Siena naturale e terra di Siena bruciata sono stati largamente usati dai più importanti artisti toscani del Medioevo e del Rinascimento. In contrasto con le altre Terre Coloranti, la terra di Siena naturale e quella bruciata hanno colori splendenti con un'alta efficienza di rivestimento (Moretti, 1937; Scarzella e Natale, 1989). Queste eccellenti proprietà di ricoprimento e di tinta delle terre di Siena derivano dalla loro composizione ad alto contenuto di ossidi di ferro e dalla loro omogeneità e finezza di grana. Per comparazione, ad esempio, le ocre del Roussillon in Francia hanno un contenuto di ossidi di ferro utilizzabili come pigmento che è solo il 10-20% in un sedimento sabbioso, mentre le "terre" del Monte Amiata hanno un contenuto fino a più dell'80% di ossidi di ferro in un sedimento con la granulometria dell'argilla.

Già Santi (1795), Rowney (1865), e Giannetti (1873) avevano analizzato le "terre" amiatine, evidenziando l'elevata percentuale di ferro presente. Manasse (1915) per primo ha svolto delle analisi chimiche moderne e sistematiche delle Terre Coloranti del Monte Amiata, determinando l'idrossido di ferro come principale componente, accompagnato da idrossidi di alluminio e silice, ed in minor misura da arseniato di ferro, fosfato di ferro, solfato ferrico, carbonato ferroso, manganese, e magnesio. Egli ha inoltre riconosciuto come tutti i componenti siano principalmente in forma colloidale. All'osservazione macroscopica, tutti gli Autori hanno individuato la presenza nei depositi di Terre Coloranti di concrezioni formate da idrossido ferroso (limonite), da carbonato ferroso (siderite) e da silice (opale). Esse formano sia lamine e sottili strati concordanti con la stratificazione del deposito, sia concrezioni mammellonari o ameboidi.

In tempi più recenti, Manasse e Mellini (2006) e Manasse e Viti (2007) hanno caratterizzato i materiali dell'Amiata, su campioni prelevati dalle cave delle Mazzarelle, della Sega, e del Pino, nonchè dalla collezione Pantanelli (1867) conservata al MUSNAF. Le analisi hanno riguardato la mineralogia, attraverso l'analisi di diffrazione a raggi-X su polveri (XRPD), e la geochimica, con spettrometria al microscopio elettronico (SEM-EDS). Sono state inoltre eseguite analisi morfoscopiche, termometriche e colorimetriche sui nanocristalli. Le analisi chimiche hanno confermano la composizione

| | TERRE COLORANTI |
|---|---|
| Numero campione | Tommi (1890) *"Elenco dei minerali delle provincie di Siena e Grosseto dei quali la Camera di Commercio possiede un campione"* |
| 30 | Terra gialla naturale, località Sega, Arcidosso, proprietario Ditta Ceroni e Torracca di Roma |
| 31 | Terra di Siena calcinate, località Sega, Arcidosso, proprietario Ditta Ceroni e Torracca di Roma |
| 200 | Giallone naturale, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Arrighi e C. |
| 201 | Bolo naturale, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Arrighi e C. |
| 201 | Bolo naturale della fascia, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Arrighi e C. |
| 203 | Bolo di 1° qualità calcinato, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Arrighi e C. |
| | Tommi (1890) *"Elenchi dei minerali esistenti nelle Province di Siena e Grosseto,"* |
| 223 | Terre gialle, località Acquasanta, Abbadia San Salvatore |
| 293 | Terre gialle e bolari, località torrente l'Indovina, Piancastagnaio, proprietario Domenico Paradisi |
| 294 | Terre gialle e bolari, località Conserva, Piancastagnaio |
| 365 | Terre gialle, località Sega, Arcidosso, proprietario Ugo Torracca |
| 366 | Terre gialle, località Pino, Arcidosso, proprietario Eredi Lorenzini |
| 367 | Terre gialle, località Quercie di Fico, Arcidosso, proprietario Carlo Notari |
| 368 | Terre gialle, località Mastormola, Arcidosso, proprietario Eredi Becchini |
| 384 | Terre gialle e bolari, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Angiolo Santucci e Comp |
| 385 | Terre gialle e bolari, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Rotellini e Gallorini |
| 386 | Terre gialle e bolari, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Eredi Niccolai |
| 387 | Terre gialle e bolari, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Giannelli e Paganucci |
| 388 | Terra bolare tipo unico, località Mazzarelle, Castel del Piano, proprietario Giacomo Arrighi e C. |
| 389 | Terre gialle (giallone tipo speciale), località Podere Nuovo, Castel del Piano, proprietario D. Rotellini e frat. |
| | FARINA FOSSILE |
| Numero campione | Tommi (1890) *"Elenco dei minerali delle provincie di Siena e Grosseto dei quali la Camera di Commercio possiede un campione"* |
| 35 | Farina fossile, località: Bagnoli, Santa Fiora, proprietario Celio Morelli e Giuseppe Anghilleri |
| 36 | Mattone refrattario di farina fossile, località Bagnólo, Santa Fiora, proprietario C. Morelli e G. Anghilleri |
| | Tommi (1890) *"Elenchi dei minerali esistenti nelle Province di Siena e Grosseto,"* |
| 222 | Farina Fossile, località Acquasanta, Abbadia San Salvatore, proprietario Celso Stasi e Francesco Santioli |
| 383 | Farina Fossile, località Fonte, Castel del Piano, proprietario Ciacci-Pieri |
| 409 | Farina fossile, località: Bagnolo, Santa Fiora, proprietario Celio Morelli e Comp. |

**Tabella 18.1** - Elenco dei campioni di Terre Coloranti e Farina Fossile della collezione Tommi (1890) conservati presso il MUSNAF (Siena). – *List of Earth pigments and Diatomaceous earths samples in the Tommi (1890) collection at MUSNAF (Siena).*

ottenuta da Manasse (1915), in particolare per l'abbondanza di ferro (79-55 wt%), la presenza di silice (25-3 wt%) e l'elevato contenuto di arsenico (massimo 10,9 wt%). L'analisi mineralogica di Manasse e Mellini (2006) mostra una scarsa cristallinità degli idrossidi di ferro, dovuta sia alle ridotte dimensioni che al disordine interno del reticolo cristallino. La terra di Siena naturale è costituita da goethite quasi pura, in fini aggregati di nanocristalli (dimensioni 10-15 nm) con scarsi minerali delle argille (smectite). L'arsenico non è presente con fasi cristalline specifiche ma è disperso nella goethite (Manasse e Viti, 2007). La terra bolare naturale è costituita da ematite in cristalli aciculari e ha minore contenuto di arsenico (5 wt%). Nei depositi è anche presente siderite. Nelle terra di Siena e nelle terre bolari bruciate, l'ematite forma fini aggregati (dimensioni 5-10 nm) di cristalli con la morfologia della goethite. Le analisi termometriche hanno indicato che durante il riscaldamento a 60° le terre perdono l'acqua di imbibizione, mentre a 274° si realizza la trasformazione dalla goethite all'ematite.

## *2.3 Origine delle Terre Coloranti*

L'origine dei depositi lacustri che hanno dato le Terre Coloranti del Monte Amiata è stata ampiamente discussa fin dall'inizio del XIX secolo. Essa rappresenta uno dei primi esempi descritti di processi di bio-mineralizzazione. Molti fattori, come il pH e la temperatura dell'acqua, le condizioni di ossidoriduzione e l'attività biochimica, hanno regolato l'accumulo di questi depositi stratificati ricchi in ferro sul fondo dei bacini lacustri.

Santi (1795) aveva osservato come sorgenti di acque minerali, ferruginose e acide, presso Abbadia San Salvatore (Fonte dell'Acqua Passante e sorgente dell'Acqua Santa) stavano depositando ossido di

ferro giallo, come quello delle Terre Coloranti. Anche Savi (1850) e Meneghini (1865) avevano proposto una origine come deposito chimico da acque ferruginose e di argilla finemente sospesa. Osservazioni dirette di microrganismi come solfo-batteri (*Beggiatoaceae*; Gasperini, 1906) e ferro-batteri (*Bacillus ferrigenus*; Bargagli e Petrucci, 1914) nelle sorgenti ferruginose amiatine, e le prime analisi chimiche moderne (Manasse, 1915), hanno successivamente suggerito che l'ossidazione del ferro presente nelle acque e la sua successiva precipitazione fossero biologicamente controllate.

In particolare, secondo Manasse (1915), i bacini lacustri dovevano ricevere apporti da sorgenti di acque ricche di bicarbonato ferroso. I microrganismi presenti erano ferro-batteri, che si presentano come nastri di sostanza mucillaginosa, associati a diversi tipi di alghe (tra cui anche Diatomee), altri batteri (come le *Beggiatoacee*) e protozoi. Il bicarbonato ferroso, perdendo l'anidride carbonica, depositava carbonato ferroso (siderite), che è stato rinvenuto come concrezioni laminari e mammellonari nei sedimenti. Contemporaneamente, i ferrobatteri utilizzavano il carbonio rilasciato dal bicarbonato ferroso e ricavavano l'energia per il proprio metabolismo dall'ossidazione del ferro dallo stato ferroso ($Fe2^{+}$) allo stato ferrico ($Fe3^{+}$). Questa ossidazione favoriva inizialmente la flocculazione dell'idrossido ferrico come fase amorfa colloidale, poi trasformato in idrossido di ferro cristallino, altamente insolubile, che precipitava in acqua. Nei bacini dovevano affluire, periodicamente o localmente, anche acque ricche di silice idrata colloidale, in quanto ci sono intercalazioni di strati, più o meno spessi, di diatomite e frequentemente c'è la presenza di diatomee disperse.

Questo modello genetico è supportato anche da recenti analisi chimiche (Manasse e Viti, 2007) delle sorgenti presso le cave di Castel del Piano (Mazzarelle) e Arcidosso (Il Pino, Sega e Bagnóli), dove il flocculato presente nelle acque consiste di fini aggregati di sottili fibre ricche di ferro (fino al 67% wt%) a cui sono sempre associati gusci di diatomee. Inoltre, la maggiore abbondanza di $Al_2O_3$ e $SiO_2$ (costituenti dei minerali delle argille) nelle acque presso il bacino di Arcidosso (Il Pino) è coerente con la maggiore presenza in esso di terre bolari.

Legata alla discussione sulla genesi delle Terre Coloranti del Monte Amiata vi è anche quella sull'origine dei colori che esse presentano in modo naturale. Secondo Manasse (1915), le tonalità dal giallo, più o meno chiaro, al bruno sono determinate dalla quantità di arsenico presente. Manasse e Mellini (2006) hanno dimostrato che il colore dipende non solo dalla composizione, cioè dagli elementi minori dispersi come arsenico e manganese, ma anche dallo stato mineralogico dell'idrossido di ferro, cioè dal grado di cristallinità e dalle dimensioni e forma dei suoi cristalli.

## *2.4 La produzione industriale*

Le cave più importanti e più antiche di Terre Coloranti nei territori del Monte Amiata erano quelle di Arcidosso (cava della Sega) e Castel del Piano (cava delle Mazzarelle), segnalate già dal Micheli nel 1733 (in Targioni Tozzetti, 1776-1777) e i cui campioni fanno parte della collezione di Baldassarri (1750). Inoltre Santi (1795) segnala la presenza di una cava di terra gialla anche a Piancastagnaio. Fino all'inizio del XIX secolo però l'estrazione delle Terre Coloranti da queste cave fu fatta sostanzialmente a livello locale e saltuario, secondo le esigenze del mercato. Lo sfruttamento e la produzione industriale hanno avuto il loro massimo sviluppo a partire dal XIX secolo fino all'inizio del XX secolo. Una esauriente descrizione dei metodi e delle produzioni industriali di questo periodo è presente in Fei (1997).

La gradazione naturale dei colori delle Terre Coloranti amiatine andava da giallo chiaro a bruno scuro (Giannetti, 1873; Clerici 1903a). La varietà gialla o ocra, composta quasi esclusivamente da idrossido di ferro (limonite/goethite), veniva chiamata terra gialla o terra di Siena naturale, ed era quella meno pregiata. La varietà bruna, composta da idrossidi di ferro e manganese con una frazione significativa di argilla, era detta terra bolare o bolo o terra d'ombra, e si distinguevano: bolo di 3° qualità giallo bruno poco scuro, bolo di 2° qualità un po' più scuro, bolo di 1° qualità o ombra più scuro di tutti e più pregiato. Anche la dimensione dei pezzi influiva sul loro valore e costo. Nella realtà i giacimenti mostravano numerosissime varietà di terre ocracee e boli irregolarmente associate, alternate e mescolate, con infinite sfumature di

tinte. La giacitura degli strati di limonite/goethite era frequentemente irregolare e serpeggiante, con intercalazioni di argilla, torba e sabbia.

Dopo l'estrazione in cava, la prima operazione era l'asciugatura dall'umidità naturale. La terra di Siena naturale era prodotta semplicemente essiccando il materiale al sole per almeno un anno prima della macinatura e della messa in commercio. L'esposizione al sole delle terre gialle assicurava fissità al colore. I boli bruni erano invece tenuti chiusi in magazzini per un periodo di sei mesi, in modo che la luce non potesse alterarne il colore (Giannetti, 1873). Per ottenere le varietà rosse, sia terra di Siena che boli erano riscaldati in un processo detto calcinazione, che trasformando la goethite in ematite cambiava il giallo chiaro in rosso pallido e il bruno in rosso scuro o bruno rossiccio. Dopo la transizione goethite – ematite, il colore era stabile e non cambiava con ulteriore riscaldamento.

Le aree di produzione industriale delle Terre Coloranti al Monte Amiata erano a Castel del Piano, Arcidosso, Piancastagnaio e Abbadia San Salvatore (Fei, 1997) (Figura 18.1 e Tabella 18.2).

Nel comune di Castel del Piano (Figura 18.3 e Tabella 18.2) era attiva la cava delle Mazzarelle (Baldassari, 1750; Santi, 1795; D'Achiardi, 1872; Lotti, 1878; Tommi, 1890; Clerici, 1903a; Lotti, 1910; Manasse, 1915; Pompei, 1924), lungo la strada per Montegiovi, attualmente trasformata in un'area ricreativa denominata "Terre Gialle" con un laghetto al posto di quella che era la buca di estrazione della cava. Il fabbricato dove avveniva il trattamento del materiale è datato 1787. Poco più a est era la cava Podere Nuovo (a cui si riferisce un campione di terre gialle nella collezione di Tommi, 1890). Non è stato possibile identificare la cava in località Santuccio a cui si riferiscono due campioni (n° inventario 3475 e 3476) di terra bolare bruna nella collezione di Pantanelli (1867).

Nel comune di Arcidosso (Figura 18.4 e Tabella 18.2) erano attive la cava della Sega (Micheli, 1733; Baldassarri, 1750; Lotti, 1878, 1910; Tommi, 1890; Clerici, 1903a, b; De Castro, 1914; Manasse, 1915; Pompei, 1924) e la cava della Mastormola o Mostormola (Tommi, 1890; Clerici, 1903b), entrambe in località Bagnóli, sul pianoro che si estende a NO della Fonte Acqua d'Alto. La cava Il Pino (Lotti, 1910; Manasse, 1915) era all'estremità

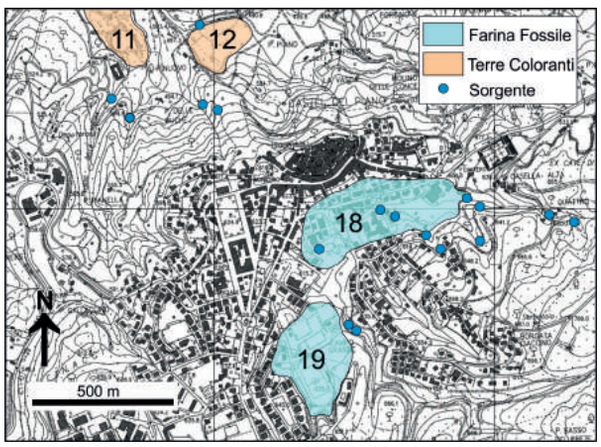



**Figura 18.3 -** Mappa dei giacimenti di Castel del Piano. I numeri corrispondono a quelli attribuiti in Tabella 18.1. – *Map of the Castel del Piano ore deposits. Numbers as in Table 18.1.*

meridionale del rilievo su cui sorge la frazione di San Lorenzo. La cava in località Quercie di Fico è segnalata da Tommi (1890) con un campione di terre gialle, ed è presente nella mappa di Clerici (1903a).

Nel comune di Piancastagnaio (Figura 18.5 e Tabella 18.2) erano attive due cave, una presso il Fosso dell'Indovina sotto il Convento dei Minori conventuali, ora Convento di San Bartolomeo (Santi, 1795; Tommi, 1890; Pompei, 1924), che probabilmente corrisponde all'area ora occupata dal Mobilificio Furzi; l'altra detta La Conserva, tra il Fosso dell'Indovina e la Madonna di San Pietro (Tommi, 1890; Clerici, 1903a; De Castro, 1914; Manasse, 1915; Pompei, 1924), immediatamente a ovest dell'attuale cimitero di Piancastagnaio. Questi giacimenti di terra gialla tenace con venature brune e tessitura laminata erano molto irregolari e completamente contenute in piccole depressioni sul dorso delle colate di lava.

Nel comune di Abbadia San Salvatore (Figura 18.6 e Tabella 18.2) sono segnalati deposti di ocra gialla e bruna, alternati a strati di Farina Fossile e torba, presso la fonte dell'Acqua Passante (Santi, 1795; Clerici, 1903a; Manasse, 1915), alla sorgente dell'Acqua Santa (Santi, 1795; Clerici 1903a), e alle Lame dell'Acquasanta (Clerici 1903a, b; Bertolani Marchettie e Jacopi, 1962), di cui c'è anche un campione di terra gialla nella collezione Tommi (1890). Altre aree di estrazione di Terre Coloranti

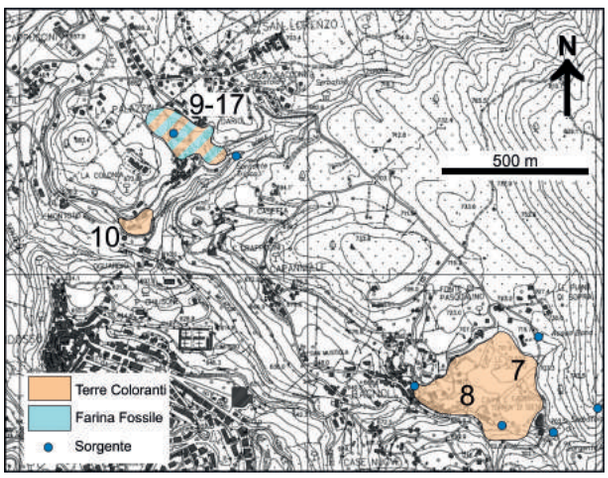



**Figura 18.4** - Mappa dei giacimenti di Arcidosso. I numeri corrispondono a quelli attribuiti in Tabella 18.2 – *Map of the Arcidosso ore deposits. Numbers as in Table 18.2.*

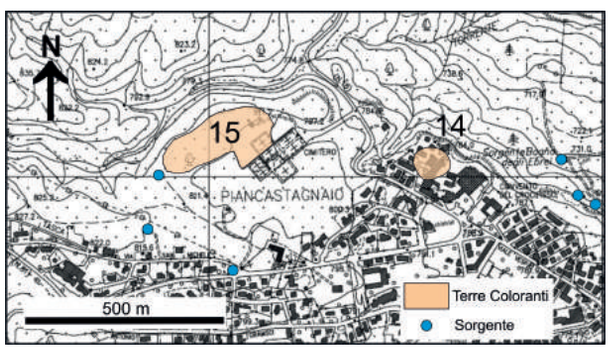



**Figura 18.5** - Mappa dei giacimenti di Piancastagnaio. I numeri corrispondono a quelli attribuiti in Tabella 18.2. – *Map of the Piancastagnaio ore deposits. Numbers as in Table 18.2.*

segnalate in questo comune sono: la cava di terra bolare gialla in località Fiorentino detta anche cava Sant'Andrea (Pantanelli, 1867; Pompei, 1924); la località Fosso Canali o Gualtieri (Pompei, 1924) circa 500 m a SO dalla città di Abbadia allo sbocco del Fosso di Fonte Risola; e la località Vallone (Pantanelli, 1867; Pompei, 1924) lungo la Strada Vecchia di Piancastagnaio, sulla sponda orientale del Fosso dell'Indovina. Anche in questi casi, i giacimenti erano molto piccoli ed irregolari, localizzati nelle depressioni sul dorso delle colate di lava.

Infine, Manasse (1915) cita una cava inattiva a Bágnore (Santa Fiora) che non è stato possibile localizzare.

## 3 La Farina Fossile

Questo materiale bianchissimo, fine e leggero, ha suscitato curiosità negli studiosi fin dai tempi antichi. È stato appellato con nomi di fantasia, come "*Farina minerali*" nel XVII secolo, *Lac Lunae* "latte di Luna" (Micheli, 1733) o "agarico minerale" (Baldassarri, 1750) e descritto soprattutto nei trattati di medicina.

Fu nominato Farina Fossile per la prima volta da Giovanni Fabbroni (1794) e la sua composizione biogenica di scheletri silicei di diatomee fu definita da Ehrenberg nel 1838 (vedi la Scheda di approfondimento 18.3).

### *3.1 La documentazione storico-naturalistica e scientifica fino all'inizio del XX secolo*

Anche per la Farina Fossile del Monte Amiata, la prima descrizione è del botanico Pietro Antonio Micheli (Firenze 1679-1737) nel suo diario del "Viaggio fatto l'Anno 1733 per diversi luoghi dello Stato Senese" (in Targioni Tozzetti, 1776-1777). Egli riferisce di cave nel "latte di Luna" vicino Arcidosso e al Bagnolo (Santa Fiora).

"*In poca distanza dalla suddetta Cava* (vicino Arcidosso)*, vi è quella del Latte di Luna duro cioè "Lac Lunae", detto Agaricum … terra candida, di grana fine e delicata, come farinacea, riunita tenacemente… m'incamminai alla volta del Bagnolo, e giuntovi trovai, giusto passate l'ultime case di sotto, e a confini de' castagneti, la Cava aperta di una Terra candida, finissima, e leggerissima, la quale masticata non stride sotto il dente, detta da Latini Lac Lunae."*

Nella collezione di Baldassarri (1750) la Farina Fossile viene chiamata Agarico minerale:

*"1. AGARICO MINERALE, detto anco Latte di Luna; si trova alle falde della Montagna di S. Fiora presso a Castel del Piano in più luoghi.*

*Chiamasi dal Gesnero Latte di Luna, dall'Agricola Medulla Saxorum, e da Ferrante Imperato Agarico Minerale, per la simiglianza, che ha col Fongo, detto Agaricum, seu Fungus Laricis C. B. Pin. Questa è una terra fongosa, leggiera, rara, candida, e insipida, e si riduce al genere delle Marghe. Si scioglie facilmente nell'acqua, e la tinge di bianco. Hà molto uso nella medicina, e li si attribuisce la facoltà di rinfrescare, astringere, e fermare le perdite di sangue, ed i fluori*

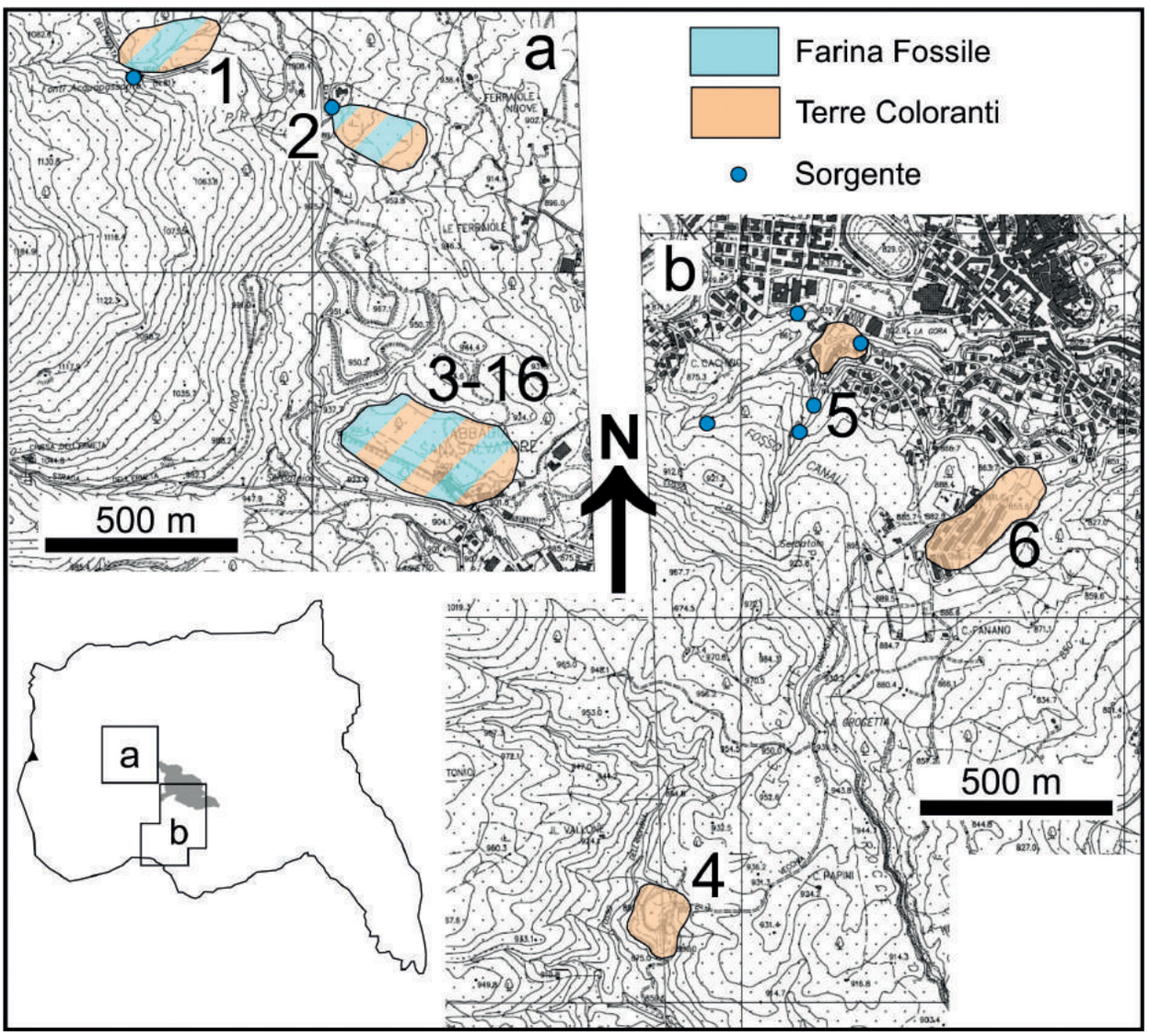



**Figura 18.6** - Mappe dei giacimenti di Abbadia San Salvatore. I numeri corrispondono a quelli attribuiti in Tabella 18.2. All'interno del limite del comune di Abbadia San Salvatore sono ubicate le due mappe (a) e (b). – *Map of the Abbadia San Salvatore ore deposits. Numbers as in Table 18.2. Inside the boundary of the municipality of Abbadia San Salvatore are located the two maps (a) and (b).*

*uterini; si prescrive nel Tenesmo, e nella Disenteria con molto profitto. Polverizzata si asperge sopra le ulcere, e le risecca mirabilmente."*

Descrizioni o brevi accenni alle cave di Farina Fossile del Monte Amiata si trovano in Santi (1795), Repetti (1830), Cocchi (1856), Verri (1872), Giannetti (1873), Lotti (1878), Verri (1903), Clerici (1903a) e De Castro (1914). Soprattutto Lotti (1910) fa una dettagliata descrizione delle cave e della stratigrafia dei sedimenti.

La Farina Fossile è presente anche nelle due collezioni di Tommi (1890) (Tabella 18.1).

## *3.2 Caratteristiche litologiche, chimiche e paleontologiche*

Dal lavoro fondamentale di Ehrenberg (1838) su un campione proveniente dal bacino di Santa Fiora, sappiamo che la Farina Fossile del Monte Amiata è un sedimento chiamato Diatomite, formato quasi esclusivamente dai frustuli silicei di Diatomee. Sono presenti anche minori concentrazioni di opale, e impurità come silicati di alluminio (argille), carbonati di calcio, e materia organica.

La composizione chimica della Farina Fossile è dominata dalla silice. La prima analisi chimica

è quella di Santi (1795). Seguirono le analisi più moderne di Klaproth (1814); Giannetti (1873), Tasselli (1890), e Lotti (1910), tutte concordi su valori altissimi di $SiO_2$ (70-85 wt%); minore presenza di ossidi di ferro, allumina, magnesio (8-12 wt%) e acqua (3-12 wt%).

I depositi di Farina Fossile sono descritti (Clerici, 1903a) come una serie di strati bianchi e bigiastri alternati, paralleli fra loro, alcuni potenti qualche decimetro, altri invece più sottili di un millimetro (Figura 18.7); questi strati si mantengono perfettamente orizzontali nel mezzo del bacino lacustre, e alle estremità assecondano l'andamento il fondo del bacino stesso. Possono essere presenti intercalazioni di strati sottili di argilla o di sabbie fini. Lo spessore del deposito non supera mai i 5-6 metri. I depositi di Farina Fossile contengono anche fossili di pesci e insetti, macro-resti vegetali, pollini, e grossi frammenti legnosi perfettamente conservati.

Le prime analisi biologiche sistematiche furono fatte da Forti (1899) su campioni della cava di Castel del Piano, egli riconobbe 12 generi e 35 specie di diatomee, tutte ancora viventi attualmente.

Altre analisi sulle diatomee furono svolte da Clerici (1903a) nelle Farine Fossili del bacino di Castel del Piano (La Fonte), e da Bradley e Landini (1982) nelle Farine Fossili della cava di Fontespilli (Bagnolo, Santa Fiora), e più recentemente da Crawford et al. (2003) sulla collezione di campioni di Ehrenberg conservata a Berlino.

Analisi polliniche furono fatte da Bertolani Marchetti e Jacopi (1962) sui depositi del bacino lacustre di Abbadia San Salvatore (bacino delle Lame) e da Bertolani Marchetti e Soletti (1972) sulle Farine Fossili del bacino di Fontespilli (Bagnolo, Santa Fiora). I macro-resti vegetali furono studiati da Clerici (1903b), Blanc e Tongiorgi (1937), e Tongiorgi (1938; 1939) e hanno rivelato la presenza di foglie, frutti, semi, e legni rappresentanti i generi *Abies*, *Pinus*, *Quercus*, *Alnus*, *Fagus*, *Populos*, *Picea*, e *Betula* (Figura 18.8).

I pesci fossili della cava di Fontespilli (Figura 18.9) studiati da Bradley e Landini (1982) fanno parte di una collezione, comprendente anche numerosi campioni di diatomiti e filliti, raccolta negli anni 1953-1956 dal Prof. Ezio Tongiorgi ed oggi conservata nel Museo di Scienze Naturali e del Territorio di Calci, presso Pisa. Al suo interno sono state riconosciute essenzialmente due specie: *Salmo trutta* e *Leuciscus cephalus*. L'ittiofauna fossile è contenuta nella parte inferiore del deposito diatomitico, più ricco di argilla e sostanza organica. Gli esemplari si presentano in genere come impronte della struttura scheletrica, le ossa fossilizzate mancano quasi totalmente, e le parti molli sono conservate come patina carboniosa. Questo indica che il seppellimento e la fossilizzazione sono avvenuti in ambiente riducente, povero di ossigeno e privo di organismi necrofagi.

## *3.3 Origine della Farina Fossile*

Le prime ipotesi sulla genesi della Farina Fossile del Monte Amiata formulate nel XVIII secolo suggerivano che essa fosse il risultato dell'alterazione della roccia vulcanica (chiamata dai locali "peperino"), trasportata dalle acque e depositata in piccole depressioni (Targioni Tozzetti, 1776-1777; Santi, 1795). In effetti nell'area amiatina esistevano anche cave di un materiale biancastro sabbioso, sicuramente derivante dall'alterazione del "peperino", chiamato "Terra di purgo" ed utilizzato nelle "gualchiere" per la lavorazione dei tessuti di lana, oppure come materiale da costruzione (Micheli 1733; Santi, 1795; Repetti, 1830). Il problema fu risolto dalle prime analisi chimiche moderne fatte da Klaproth (1814), che ne dimostrò la composizione silicea, e dalla prima analisi microscopica di Ehrenberg (1838), che riconobbe l'origine organica di questo materiale.

La Farina Fossile è un sedimento chiamato diatomite composto dai frustuli delle diatomee morte che si sono accumulati in grande quantità e fossilizzati sul fondo dei bacini lacustri amiatini. Ipotesi sui processi di formazione della diatomite furono avanzate da Santi (1854), D'Achiardi (1899) e Forti (1899). Per la costruzione del loro scheletro siliceo, le diatomee avevano bisogno di acque ricche di silice disciolta, che nel caso del Monte Amiata proveniva dalla dissoluzione delle rocce vulcaniche. Lo spessore abbastanza rilevante in alcuni casi e la purezza del deposito sono dovuti alla situazione ambientale (chimica, fisica e climatica) dei bacini lacustri. Essa è probabilmente rimasta stabile per centinaia o migliaia di anni per

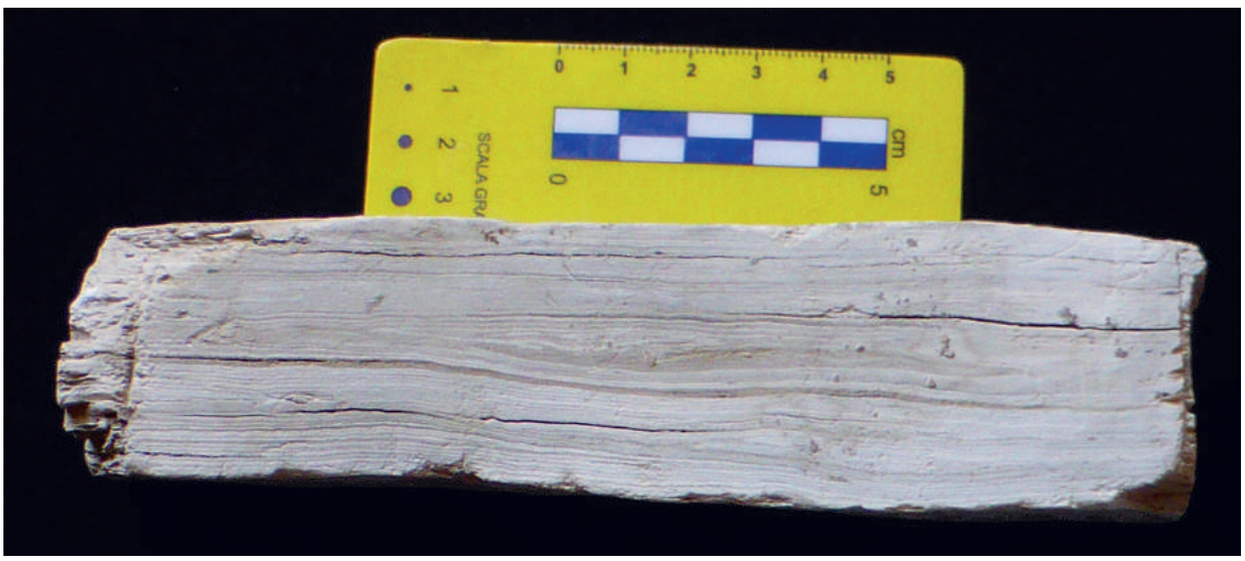



**Figura 18.7** - Fotografia di un campione di Farina Fossile del giacimento di Bagnólo (Santa Fiora) in cui sono evidenti le sottilissime laminazioni piano-parallele (Collezione Tongiorgi, Museo di Storia Naturale e del Territorio di Calci, Pisa). – *Picture of a sample of Diatomaceous earth from the Bagnólo quarry (Santa Fiora), showing well developped laminae of sediment (Tongiorgi Collection, Museum of Natural History, Calci, Pisa).*

consentire alle diatomee di svilupparsi in modo esclusivo, continuativo e senza inquinamenti di sedimenti di tipo terrigeno. In base allo spessore del deposito di diatomite e alla quantità di lamine che lo compongono (Figura 18.7), Fornaca Rinaldi (1962) ha formulato l'ipotesi che la durata delle condizioni ambientali in cui si sono potute formare le Farine Fossili del Monte Amiata sia di circa 20.000 anni.

## *3.4 La produzione industriale*

La Farina Fossile è stata utilizzata almeno dal XVIII secolo come abrasivo per pulire i metalli e come materiale da costruzione, nonché come rimedio medicamentoso (Baldassarri, 1750; Santi, 1795). Successivamente, questo materiale è stato utilizzato per innumerevoli applicazioni industriali. Fabbroni (1794) pensò di ricavarne mattoni galleggianti, e Campani (1865) suggerì di utilizzarlo per la preparazione di silicati solubili alcalini. Ma fu solo dopo la scoperta di Alfred Nobel nel 1865 sull'utilizzo della Farina Fossile nella fabbricazione della dinamite, che ci fu la spinta all'estrazione massiccia di questo materiale dai giacimenti amiatini, come aveva suggerito Verri (1872).

A parte ciò, l'alto potere imbibente della Farina Fossile ne ha permesso e tuttora ne permette anche un larghissimo uso in campo scientifico e tecnico. Importanti esempi di utilizzo sono come filtrante in enologia o per l'acqua potabile, come abrasivo per lucidare metalli teneri, come isolante in edilizia e nella ceramica, e come assorbente nella preparazione di saponi e in particolari analisi cromatografiche.

La coltivazione nelle cave veniva effettuata tagliando il deposito minerale in parallelepipedi su un fronte comprendente tutto il suo spessore, e procedendo per tagli progressivi, in modo che gli scarti andassero a riempire il vuoto lasciato dall'asportazione del materiale nel taglio precedente (De Castro, 1914). La Farina Fossile veniva estratta umida, posta ad essiccare all'aria sotto ripari, disintegrata e setacciata, e infine imballata in sacchi. Il trasporto avveniva per ferrovia dalla stazione di Monte Amiata Scalo, situata sul fondovalle del Fiume Orcia tra Castelnuovo dell'Abate e Seggiano. Venivano distinte due qualità, in base al colore ed alla purezza, una bianchissima di densità 0,08 ed una verdolina di densità 0,30 (Clerici, 1903a). Un miglioramento tecnico riguardò l'utilizzo dei forni per l'essicazione, che permettevano di ridurre il contenuto di acqua residua dal 30% al 5%.

Le aree di produzione industriale delle Farine Fossili al Monte Amiata erano principalmente a




**Figura 18.8 -** Fotografie di resti vegetali fossili rinvenuti nella cava di Farina Fossile di Bagnólo (Santa Fiora). (a) e (b) impronte di foglie; (c) e (d) frammenti legnosi; (e) impronte di ramo; (f) stampo di pigna di conifera (Collezione Tongiorgi, Museo di Storia Naturale e del Territorio di Calci, Pisa). – *Pictures of plant fossils found in the Bagnólo Diatomaceous earth quarry (Santa Fiora). (a) and (b) leave impressions; (c) and (d) wood fragments; (e) branch impression; (f) conifer's cone mould (Tongiorgi Collection, Museum of Natural History, Calci, Pisa).*

Castel del Piano e Santa Fiora (Fei, 1997) (Figura 18.1 e Tabella 18.2).

Nel comune di Castel del Piano (Figura 18.3 e Tabella 18.2) era attiva la cava alla Fonte (Santi, 1795; Lotti, 1878; Tasselli, 1890; Tommi, 1890; Forti, 1899; Clerici, 1903a, Manasse, 1915; Pompei, 1924), detta anche Caselle (Lotti, 1910; De Castro, 1914; Blanc e Tongiorgi, 1937),

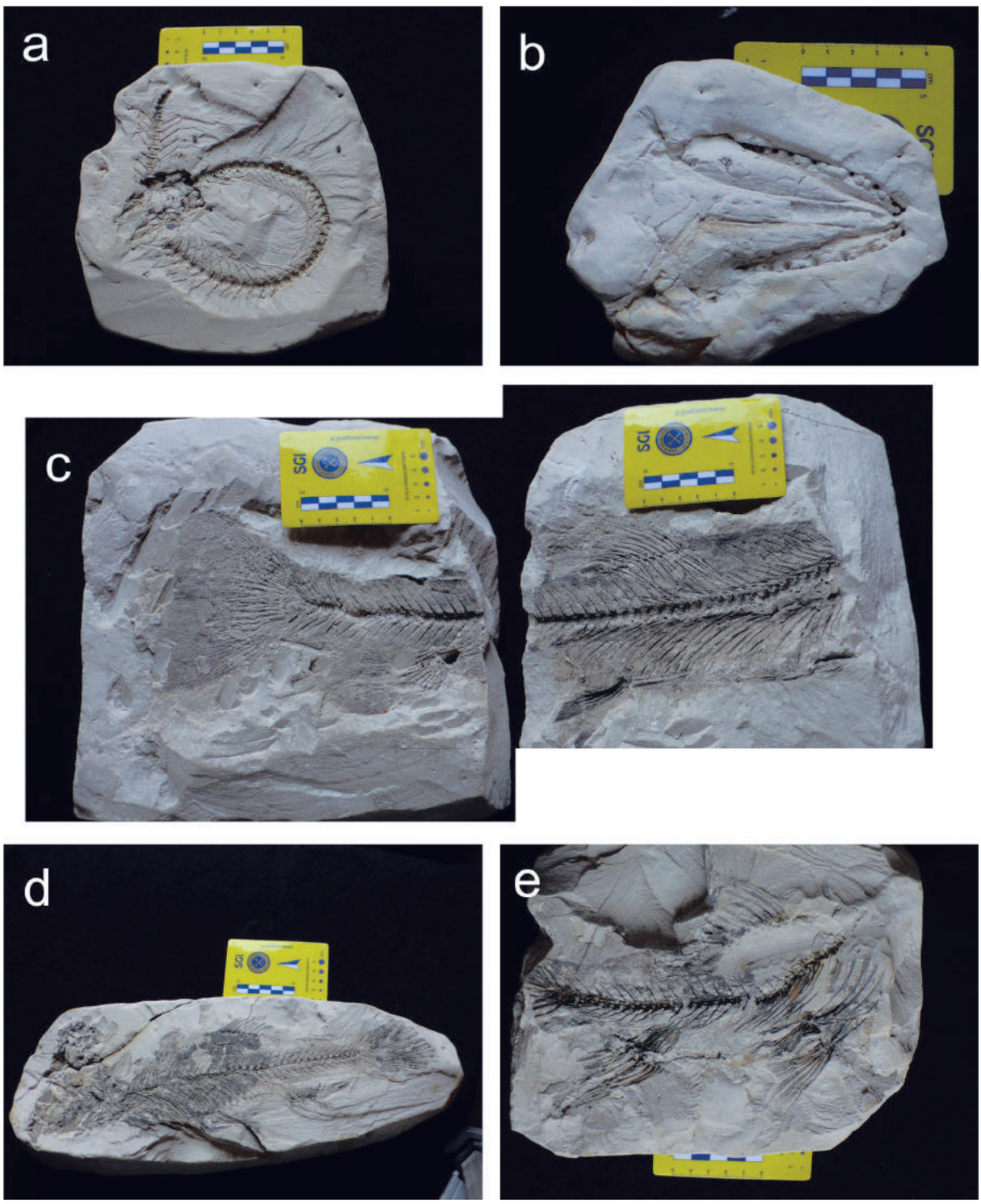



**Figura 18.9 -** Fotografie dell'ittiofauna fossile rinvenuta nella cava di Farina Fossile di Bagnólo (Santa Fiora). *Salmo trutta* L.: (a) esemplare incompleto; (b) impronta dell'apparato boccale; (c) regione addominale e caudale. *Leuciscus chephalus* L.: (d) regione addominale e caudale; (e) esemplare quasi completo. Campioni pubblicati in Bradley e Landini (1982), appartenenti alla Collezione Tongiorgi, e conservati presso il Museo di Scienze Naturali e del Territorio di Calci (Pisa). – *Pictures of the fish fossils found inside the Bagnólo Diatomaceous earth quarry (Santa Fiora). Salmo trutta L.: (a) incomplete specimen; (b) impression of the mouthpiece; (c) abdominal and caudal region. Leuciscus chephalus L.: (d) abdominal and caudal region; (e) almost complete specimen. Samples published in Bradley e Landini (1982), from the Tongiorgi Collection at the Museum of Natural History of Calci (Pisa).*

| N° | Giacimento | Referenza bibliografica | Note |
|---|---|---|---|
| **Terre Coloranti** | | | |
| Abbadia San Salvatore | | | |
| 1 | Fonte Acqua Passante | Santi (1795)*; Clerici (1903a)°; Manasse (1915)^ | *Detta anche Acquaforte o Acqua Puzzola; ° sorgente acidulo-solfurea; depositi con alternanze di argille bianche, ocra gialla e bruna, letti di muschi, e lignite; ^inattiva nel 1915 |
| 2 | Sorgente Acqua Santa | Santi (1795)*; Clerici (1903a)° | *Sorgente ferruginosa con depositi attuali di ossidi di ferro; °argille nere organiche a diatomee, torba gialla a muschi |
| 3 | Lame dell'Acquasanta | Tommi (1890); Clerici (1903a, b)*; Bertolani Marchetti & Jacopi (1962) | *Bacino lacustre con depositi di argilla, sabbie con resti di Castanea, diatomiti, muschi, e torbe con resti di Pinus e Abies |
| 4 | Vallone | Pantanelli (1867); Pompei (1924)* | *sopra massi di trachite, scavate saltuariamente |
| 5 | Fosso Canali o Gualtieri | Pompei (1924)* | *fra detriti trachitici, scavate saltuariamente |
| 6 | Sant'Andrea o Fiorentino | Pantanelli (1867); Pompei (1924)* | *spessore 1 m, alternate ad argilla, sopra massi di trachite, varie buche scavate saltuariamente |
| Arcidosso | | | |
| 7 | Bagnoli, Mostormola | Tommi (1890); Clerici (1903b) | Detta anche Mastormola |
| 8 | Bagnoli, la Sega | Micheli (1733); Baldassarri (1750); Lotti (1878); Tommi (1890); Clerici (1903a, b)*; Lotti (1910); De Castro (1914); Manasse (1915)°; Pompei (1924)^ | *Strati torbosi con resti di Abies e Fagus, al fondo deposito di diatomiti; *°concrezioni di opale, limonite e siderite; °sorgente ferruginosa; ^profondità 10-15 m |
| 9 | Il Pino | Tommi (1890); Clerici (1903a)*; Lotti (1910); Manasse (1915)° | *in Figura 3; °inattiva nel 1915 |
| 10 | Quercie di Fico | Tommi (1890)*; Clerici (1903a)° | *un campione, proprietario della cava Carlo Notari; °solo in Figura 3 |
| Castel del Piano | | | |
| 11 | Mazzarelle | Baldassari (1750); Santi (1795)*; D'Achiardi (1872); Lotti (1878); Tommi (1890); Clerici (1903a); Lotti (1910); Manasse (1915)°; Pompei (1924)^ | *°Con concrezioni di siderite e opale; °al fondo è presente Farina Fossile pura; ^profondità 8 m |
| 12 | Podere Nuovo | Tommi (1890) | Campione |
| 13 | Santuccio | Pantanelli (1867) | 2 campioni di terra bolare bruna, località non individuata |
| Piancastagnaio | | | |
| 14 | Cava del Convento | Santi (1795)*; Pompei (1924)° | *Presso il torrente Indovina sotto il Convento dei Minori conventuali; °Tre buche di estrazione, diametro 6 m, profondità 3-6,5 m |
| 15 | La Conserva | Tommi (1890); Clerici (1903a)*; De Castro (1914)*°; Manasse (1915)$^{+}$ Pompei (1924)^ | *tra il fosso Indovina e la Madonna, °Cave di proprietà Paradisi e Serafini; $^{+}$torbe con resti di Pinus; ^detta anche Cava dell'Indovina, estrazione in trincea; CTR riporta Torrente Indivina |
| **Farina Fossile** | | | |
| Abbadia San Salvatore | | | |
| 16 | Lame o Acquasanta | Tommi (1890); Clerici (1903a, b)*; Bertolani Marchetti & Jacopi (1962) | *Bacino lacustre con depositi di argilla, sabbie con resti di Castanea, diatomiti, muschi, e torbe con resti di Pinus e Abies |
| 17 | Il Pino | Lotti (1910); De Castro (1914) | Cava Bigi |
| Castel del Piano | | | |
| 18 | Caselle o Fonte | Micheli, 1733; Santi (1795); Lotti (1878)*; Tasselli (1890); Tommi (1890); Forti (1899); Clerici (1903a), De Castro (1914); Manasse (1915); Lotti (1910)°; Blanc & Tongiorgi (1937) | Attiva fino al 1970; *presso la pubblica fonte; °con argille e ossidi ferruginosi intercalati |
| 19 | Campogrande | Blanc & Tongiorgi (1937) | Esaurito nel 1956 |
| Santa Fiora | | | |
| 20 | Bagnólo | Micheli (1733); Lotti (1878); Tommi (1890); Clerici (1903a)*; De Castro (1914); Blanc & Tongiorgi (1937); Bertolani Marchetti & Soletti (1972); Bradley & Landini (1982) | Cave di Fontespilli, Pian al Camposanto, Pratuccio; esaurito nel 1970; *al fondo argille e filliti |
| 21 | Bagnólo, Gioco | Blanc & Tongiorgi (1937) | |
| 22 | Bagnólo, Convento | Clerici (1903a)*; Blanc & Tongiorgi (1937) | *In Figura 3 |
| 23 | Bágnore | Clerici (1903a)*; De Castro (1914); Blanc & Tongiorgi (1937)° | *Solo in Figura 3 indicati due giacimenti a monte e a valle della Strada Provinciale; °località Prati |
| ??? | | | |
| 24 | Biagiotti | Blanc & Tongiorgi (1937) | Località non individuata |

**Tabella 18.2** - I giacimenti di Terre Coloranti e Farina Fossile del Monte Amiata. I numeri si riferiscono alla localizzazione dei giacimenti nella mappe delle Figure 18.3, 18.4, 18.5, 18.6, e 18.10. – *The ore deposits of Earth pigments and Diatomaceous earth in the region of Monte Amiata. Numbers as in Figure 18.3, 18.4, 18.5, 18.6, and 18.10.*

ubicata in corrispondenza dell'attuale via Casella alta, circa 50 m a SO del cimitero. La sua attività è segnalata dal 1872 ad opera della "Società anonima terre bolari e gialle del Monte Amiata" (Giannetti, 1873). Successivamente la produzione subì notevoli variazioni e passò nella proprietà di varie società tra cui la "Sociètè du Kieselguhr Toscan Hemmeler" (Clerici, 1903a) e dal 1929 la ditta "Winkelmann & Crida", che nel 1934 aveva il monopolio su tutte le cave di Farina Fossile amiatine (Fei, 1997). Altra località di cava era quella di Campogrande (Blanc e Tongiorgi, 1937), nell'area corrispondente all'attuale campo di calcio, il cui giacimento si esaurì nel 1956.

Nel comune di Santa Fiora (Figura 18.10 e Tabella 18.2) il giacimento di Farina Fossile più conosciuto e documentato è stato quello in località Bagnólo (Micheli, 1733; Lotti, 1878; Tommi, 1890; Clerici, 1903a; De Castro, 1914; Blanc e Tongiorgi, 1937; Bertolani Marchetti e Soletti, 1972; Bradley e Landini, 1982). Nonostante la sua presenza fosse stata individuata già all'inizio del XVIII secolo, il suo sfruttamento industriale fu attivo solo dal 1911 e fino al totale esaurimento nel 1977, in almeno tre cave grandi e due più piccole (Fei, 1997). Tra di esse vanno annoverate le cave nominate Fontespilli (Clerici, 1903a; De Castro, 1914; Blanc e Tongiorgi, 1937; Bertolani Marchetti e Soletti, 1972; Bradley e Landini, 1982), Pratuccio (Fei, 1997) e Piano al Camposanto (Clerici 1903a; Lotti, 1910; De Castro, 1914). A Bagnolo, altre cave più modeste erano in località Gioco e Convento (Blanc e Tongiorgi, 1937). Nel territorio di Santa Fiora è segnalata attività estrattiva di Farina Fossile anche nella frazione di Bágnore in località Prati (Clerici, 1903a; De Castro, 1914).

Ad Abbadia San Salvatore (Figura 18.6 e Tabella 18.2), sono presenti numerosi bacini lacustri a sedimentazione mista, infatti oltre alle Terre Coloranti è segnalata Farina Fossile in località Acquasanta (Santi, 1795; Clerici 1903a, b; Bertolani Marchetti e Jacopi 1962), da cui proviene un campione (n° inventario 222) della collezione di Tommi (1890), e nel bacino del Vallone da cui proviene una cupola di Quercus aegilops L. (Tongiorgi, 1939).

La cava di Terre Coloranti in località Il Pino nel comune di Arcidosso (Figura 18.4 e Tabella 18.2) è citata da De Castro (1914) anche per la produzione di Farina Fossile, ma non è presente nella stratigrafia del deposito descritta da Lotti (1910).

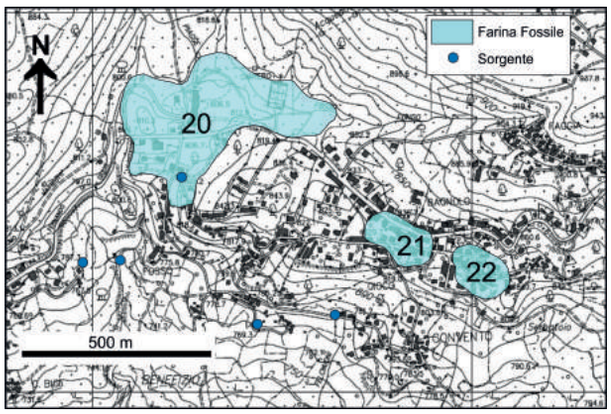



**Figura 18.10** - Mappa dei giacimenti di Bagnólo (Santa Fiora). I numeri corrispondono a quelli attribuiti in Tabella 18.2. – *Map of the Bagnólo (Santa Fiora) ore deposits. Numbers as in Table 18.2.*

## *3.5 I nuovi sondaggi nel bacino di Bagnólo (Santa Fiora)*

I depositi lacustri di Farina Fossile di Bagnólo (Santa Fiora) sono stati quelli maggiormente interessati dai lavori di estrazione e quelli più studiati dal punto di vista geologico, a causa della loro estensione e della ricchezza di minerale. Attualmente, l'area interessata dall'attività estrattiva è occupata da vari insediamenti artigianali e residenziali, ma sono ancora visibili le depressioni delle due principali zone di cava, delimitate verso monte da scarpate di 3-4 m di altezza corrispondenti ai fronti di cava (Figura 18.11). Tutti gli strati di Farina Fossile affioranti in superficie sono stati completamente asportati nel corso della attività estrattiva. Al fine di verificare la sussistenza di depositi lacustri e per eventualmente effettuarne il campionamento, abbiamo eseguito due carotaggi nella parte orientale del bacino, uno all'interno ed uno appena fuori del margine del fronte di cava (Figura 18.11). È stata inoltre misurata e descritta una sezione stratigrafica nei sedimenti affioranti sulla scarpata del fronte di cava (Figure 18.11 e 18.12). La correlazione di questi dati e il confronto con i dati di letteratura ci hanno permesso di migliorare le relazioni stratigrafiche fra i depositi lacustri e le vulcaniti

del Monte Amiata e migliorare le conoscenze sulla ricostruzione dell'evoluzione geologica del bacino lacustre del Bagnolo.

I due carotaggi sono stati eseguiti mediante un carotatore inguainante portatile a carotaggio continuo tipo AF-40 in dotazione all'IGG-CNR di Pisa (Figura 18.12). Le due carote ottenute sono state sezionate, aperte, documentate fotograficamente e analizzate nel Laboratorio di Geologia dell'Università degli Studi dell'Insubria a Como. La descrizione ha compreso litologia, granulometria e colore (*Munsell Soils Color Charts*) dei sedimenti. Il carotaggio "Santa Fiora 1" è stato ubicato su un pianoro con castagneto, a monte della scarpata che delimita il piazzale dell'ex-cava, in corrispondenza della sezione stratigrafica. Il carotaggio Santa Fiora 2 è stato invece effettuato sul piano dell'ex-cava, a valle della scarpata e della sezione stratigrafica. La sezione stratigrafica "Santa Fiora 3" è stata descritta sulla scarpata del fronte di cava. L'ubicazione e le caratteristiche dei tre profili sono riportate nelle Figura 18.11, Figura 18.13, e Tabella 18.3.

L'analisi stratigrafica dei sedimenti così campionati nel bacino lacustre ha permesso di individuare quattro unità lito-stratigrafiche che sono comuni ai tre profili e che sono direttamente a contatto con la base del bacino costituita da lave trachitiche alterate (Figura 18.13). La loro sequenza stratigrafica è costituita, partendo dalla base, da: (1) argille compatte, con resti carboniosi sparsi, a tetto pedogenizzate; (2) ghiaie e sabbie da medie a grossolane, vulcanoclastiche, massive o con gradazione diretta fino a limo sabbioso, in strati con spessore da centimetrico a pluri-decimetrico, chiuse a tetto da argilla sabbiosa pedogenizzata; (3) sabbie da medie a grossolane e limi sabbiosi, vulcanoclastici, con strutture di laminazioni piano-parallele e incrociate a basso angolo, in strati a gradazione diretta localmente con forma di canale e superficie erosiva alla base, frequentemente pedogenizzati a tetto con letti di materia organica nerastra e abbondanti resti vegetali carbonizzati sparsi; (4) sedimenti sabbioso-argillosi sciolti, intensamente pedogenizzati, privi di strutture, con bioturbazioni.

Questa sequenza stratigrafica è comparabile con quella descritta da De Castro (1914), Blanc e Tongiorgi (1937) e Bertolani Marchetti e Soletti (1972) per lo stesso bacino (Figura 18.13). Questi Autori individuarono sui fronti di cava attiva, dal basso verso l'alto, sopra la lava trachitica in posto, un banco di argilla plastica di color

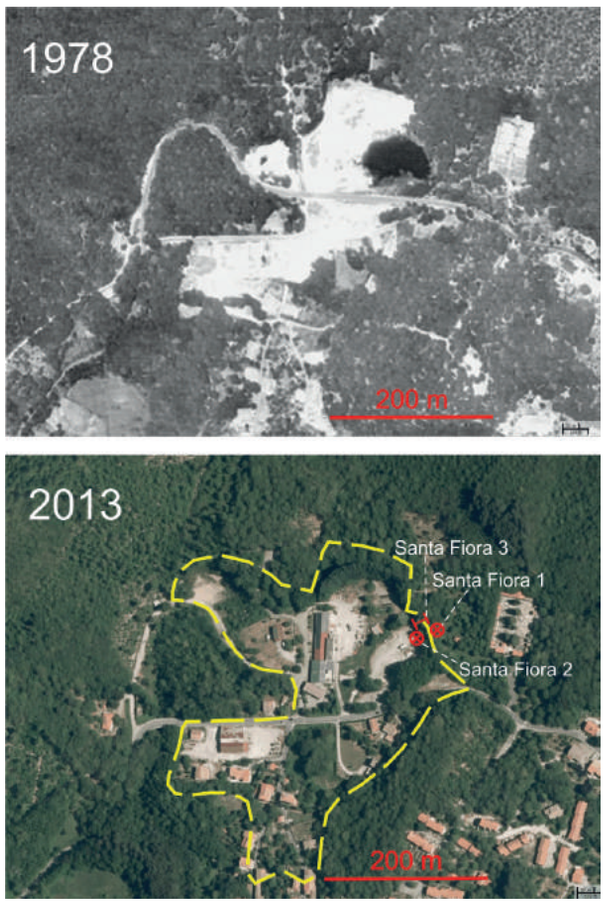



**Figura 18.11 -** L'area del giacimento di Farina Fossile di Bagnólo (Santa Fiora) in una ortofoto ricavata da fotografie aeree del 1978, eseguite immediatamente dopo l'esaurimento del giacimento e la fine dell'attività estrattiva, messa a confronto con una immagine ortofoto del 2013. La linea gialla tratteggiata indica l'area interessata dall'attività estrattiva. Sono indicate le ubicazioni dei due carotaggi (Santa Fiora 1 e 2) e della sezione stratigrafica Santa Fiora 3. Immagini fornite dalla Regione Toscana. – *The area of the Diatomaceous earth deposit of Bagnólo (Santa Fiora) in an orthophoto obtained from aerial photographs that were taken in 1978, immediately after the ore deposit exhaustion and the end of the mining activity, compared with a 2013 orthophoto. Hatched yellow line indicates the area affected by the mining activity. The locations of the Santa Fiora 1 and 2 cores and of the stratigraphic section Santa Fiora 3 are shown. Images provided by the Regione Toscana.*




**Figura 18.12** - Fotografie delle operazioni di carotaggio dei sedimenti lacustri del giacimento di Farina Fossile di Bagnólo (Santa Fiora) eseguiti nell'aprile 2013. (a) L'attrezzatura portatile utilizzata per i carotaggi; (b) operazione di avanzamento nel terreno del carotatore al sito Santa Fiora 1; (c) estrazione della carota al sito Santa Fiora 2; (d) la carota del sito Santa Fiora 1 (contenuta nella guaina verde) distesa nella sua interezza; (e) la sezione stratigrafica Santa Fiora 3 sul fronte di cava; e (f) particolare della parte alta della sezione stratigrafica Santa Fiora 3, l'asta graduata è lunga 70 cm. – *Pictures of the drilling operations in the lake sediments of the Bagnólo Diatomaceous earth deposit (Santa Fiora) carried out in April 2013. (a) Portable equipment used for coring; (b) advancement of the drilling at Santa Fiora 1 site; (c) extraction of the continuous core sample at Santa Fiora 2 site; (d) the core sample of the site Santa Fiora 1 (still contained in the green sheath) extended above the ground in its overall length; (e) the Santa Fiora 3 stratigraphic section on the quarry front; (f) detail of the top portion of the Santa Fiora 3 stratigraphic section, the graduated staff is 70 cm long.*

| Carota/sezione | Coordinate geografiche WGS84 | Quota piano campagna (m s.l.m.) | Lunghezza (m) | Stratigrafia |
|---|---|---|---|---|
| Santa Fiora 1 | N 42° 50′ 38″<br>E 11° 36′ 39.7″ | 827 | 7,43 | Sedimenti pedogenizzati (0,32 m)<br>Sabbie con laminazioni (1,80 m)<br>Ghiaie e sabbie (5,08 m)<br>Argilla (0,23 m) |
| Santa Fiora 2 | N 42° 50′ 36.88″<br>E 11° 36′ 39.45″ | 819 | 3,88 | Sedimenti pedogenizzati (2,08 m)<br>Sabbie con laminazioni (0,19 m)<br>Ghiaie e sabbie (0,15 m)<br>Argilla (1,46 m) |
| Santa Fiora 3 | N 42° 50′ 37.58″<br>E 11° 36′ 38.91″ | 818 | 4,40 | Sedimenti pedogenizzati (1,20 m)<br>Sabbie con laminazioni (2,05 m)<br>Ghiaie e sabbie (1,15 m) |

**Tabella 18.3** - Ubicazione e stratigrafia dei profili litologici nei sedimenti lacustri di Bagnólo (Santa Fiora). – *Location and stratigraphy of the core samples and stratigraphic section in the Bagnólo lacustrine sediments (Santa Fiora).*

grigio scuro, con spessore irregolare da 0,30 m a 1,50 m, seguito dagli strati diatomitici, che sono separabili in due parti, con spessore complessivo variabile da un minimo di 0,30 m ad un massimo di 5 m. La parte diatomitica inferiore è di colore grigio o nocciola, con diffusa sostanza organica nerastra e intercalazioni di sottili letti e uno strato nero di torba con foglie. La parte diatomitica superiore è bianchissima, con intercalazioni di sabbie fini silicee. Seguono verso l'alto sabbie e ghiaie vulcanoclastiche alluvionali stratificate, con abbondanti resti carboniosi e spessore massimo di circa 6 m; il tutto coperto da terreno organogeno e vegetale di potenza variabile da 0,70 m a 3,35 m.

I sedimenti diatomici costituenti la Farina Fossile, che in base ai dati degli Autori precedenti sono stratigraficamente posizionati tra le argille di fondo e l'unità delle ghiaie e sabbie, non sono stati incontrati dai due carotaggi e non sono visibili nella sezione stratigrafica sul fronte di cava, probabilmente per la posizione marginale di questi siti rispetto al bacino lacustre.

## 4 Ambiente ed evoluzione dei bacini lacustri del Monte Amiata

Le osservazioni geologiche effettuate dagli Autori che hanno visitato le cave di Terre Coloranti e di Farina Fossile nel momento della loro attività, insieme alle analisi chimiche e paleontologiche disponibili, possono darci delle indicazioni sulle caratteristiche paleo-ambientali e sull'evoluzione dei bacini lacustri del Monte Amiata.

Anche se dal punto di vista industriale le Terre Coloranti e la Farina Fossile del Monte Amiata rappresentavano due materiali completamente diversi ed indipendenti, essi sono strettamente collegati tra loro per la genesi e per le relazioni geologiche. Già Bargagli Petrucci (1914) aveva notato la coesistenza di colonie di *Baccillus ferrigineus* e di diatomee nelle attuali aree sorgentizie e palustri dell'Amiata. Una simile associazione è in grado di favorire il reciproco sviluppo dei micro-organismi e la deposizione di idrossidi di ferro e diatomiti. Anche in alcuni dei bacini lacustri e palustri estinti, troviamo sovrapposizione o alternanza di idrossidi di ferro (limonite/goethite), argille, e diatomiti, come nei giacimenti di Castel del Piano (Mazzarelle), di Arcidosso (Sega e Il Pino), e di Abbadia San Salvatore (Acqua Passante, Acqua Santa, e Lame) (Tabella 18.2).

Sia nel caso delle Terre Coloranti che della Farina Fossile, la purezza e la granulometria molto fine del minerale indicano che nei bacini lacustri, durante la sedimentazione di questi materiali, era estremamente scarso o del tutto assente l'apporto di "inquinanti" terrigeni derivanti da erosione e ruscellamento di materiali detritici sui versanti del vulcano. Questo fatto, oltre a favorire una permanente limpidezza delle acque, suggerisce indirettamente la concomitanza di un clima relativamente caldo e poco piovoso e dello

sviluppo di una folta vegetazione a protezione del suolo. Infatti, i resti fossili di piante macrofite, che vivevano intorno ai bacini, testimoniano una copertura di vegetazione montana mista di latifoglie e di conifere in un periodo di clima temperato-caldo a carattere decisamente oceanico (Blanc e Tongiorgi, 1937; Tongiorgi, 1938, 1939).

L'alimentazione dei bacini poteva avvenire soprattutto da sorgenti. L'acqua delle sorgenti doveva essere fortemente mineralizzata ad ossidi di ferro o a silice colloidale per fornire rispettivamente la materia prima per la deposizione della limonite/goethite nel caso delle Terre Coloranti, o per lo sviluppo delle diatomee nel caso della Farina Fossile. Se in alcuni casi si può ipotizzare la presenza di veri e propri bacini lacustri, come a Bagnólo (Santa Fiora), in altri si trattava probabilmente di aree paludose o di incrostazioni intorno alle sorgenti mineralizzanti, come alle Lame dell'Acqua Santa (Abbadia San Salvatore), o a pozze di limitata estensione sopra il dorso delle colate di lava, come a Piancastagnaio.

La sequenza stratigrafica dei sedimenti che componevano il riempimento dei principali bacini ci da indicazioni sul succedersi di litologie diverse e quindi di una evoluzione nel tempo delle dinamiche geologiche e dell'ambiente. In particolare, in tutti i bacini è possibile distinguere almeno tre diversi complessi di sedimenti che corrispondono a tre stadi della loro evoluzione (Lotti, 1910; Blanc e Tongiorgi, 1937).

Il complesso inferiore è costituito da sedimenti di tipo chiaramente lacustre, composti da argille, diatomiti, idrossidi di ferro, torbe, e sabbie silicee finissime che, in funzione del bacino, possono essere esclusivi o sovrapporsi in vario ordine o inter-stratificarsi. Abbondanti resti vegetali, ittiologici, e entomologici sono stati trovati sia negli strati torbosi che in quelli diatomitici (Forti, 1899; Blanc e Tongiorgi, 1937; Bertolani Marchetti e Jacopi 1962; Bertolani Marchetti e Soletti, 1972; Bradley e Landini, 1982) e forniscono indicazioni sulle variazioni delle condizioni ecologiche.

I bacini lacustri di Farina Fossile sono quelli più favorevoli allo studio paleo-ambientale. L'evoluzione di questo tipo di bacino lacustre vede una prima fase in cui vi è deposizione di argille e ossidi di ferro, come nei giacimenti di Bagnólo, Caselle e La Sega. L'analisi palinologica indica condizioni iniziali di clima freddo per la presenza preponderante di *Pinus*, con *Picea* e *Betula*. Successivamente, i primi strati diatomitici hanno contaminazione di materiale terrigeno e abbondanza di sostanza organica, con una associazione oligotipica di diatomee planctoniche del genere *Ciclotella* e scarsissime diatomee bentoniche. In questi strati sono esclusivamente presenti i resti ittiologici. L'ambiente lacustre che si può ricostruire è quello di un lago sufficientemente esteso da poter ospitare forme limnetiche tipiche e profondo 15-20 m, con fondo al di sotto della zona fotica e poco ossigenato. L'acqua non era limpida a causa del materiale terrigeno in sospensione e della abbondante produzione di fitoplancton. I pesci vivevano nella zona intermedia-superficiale. Il clima era continentale caldo con grande sviluppo di *Fagus*, *Abies* e *Castanea*. Un picco di condizioni relativamente più fresche e asciutte è stato rilevato in corrispondenza dello strato di torba più spesso, presente sia a Bagnólo che alle Lame (Abbadia San Salvatore), dove ritorna la presenza di *Pinus*, *Betula* e *Carpinus*. In una seconda fase, una variazione climatica induce un aumento di temperatura, ma non un aumento di apporto idrico, in assenza o scarsità di precipitazioni meteoriche. Questo fatto porta a condizioni ambientali inizialmente ottimali per il proliferare delle diatomee all'interno dello specchio d'acqua, a causa delle concentrazioni relativamente elevate di silice disciolta[1] che generano condizioni prossime alla saturazione con l'opale, di cui sono costituiti i gusci delle specie diatomitiche. Tuttavia, la progressiva perdita di acqua causata dall'evaporazione, fa sì che la profondità del lago si riduca a pochi metri, trasformandolo in una pozza di alghe ricoperte di diatomee epifite. L'ambiente non è più favorevole alla comunità dei pesci, che muoiono in massa. Con l'estremizzarsi del processo di evaporazione anche le diatomee muoiono e si depositano sul fondo del bacino pressoché prosciugato, generando gli strati di diatomite pura, bianca e pulverulenta, costituita

[1] Vedi Capitolo 15, dove ancora oggi vengono descritte al bordo dell'edificio vulcanico acque di questo tipo

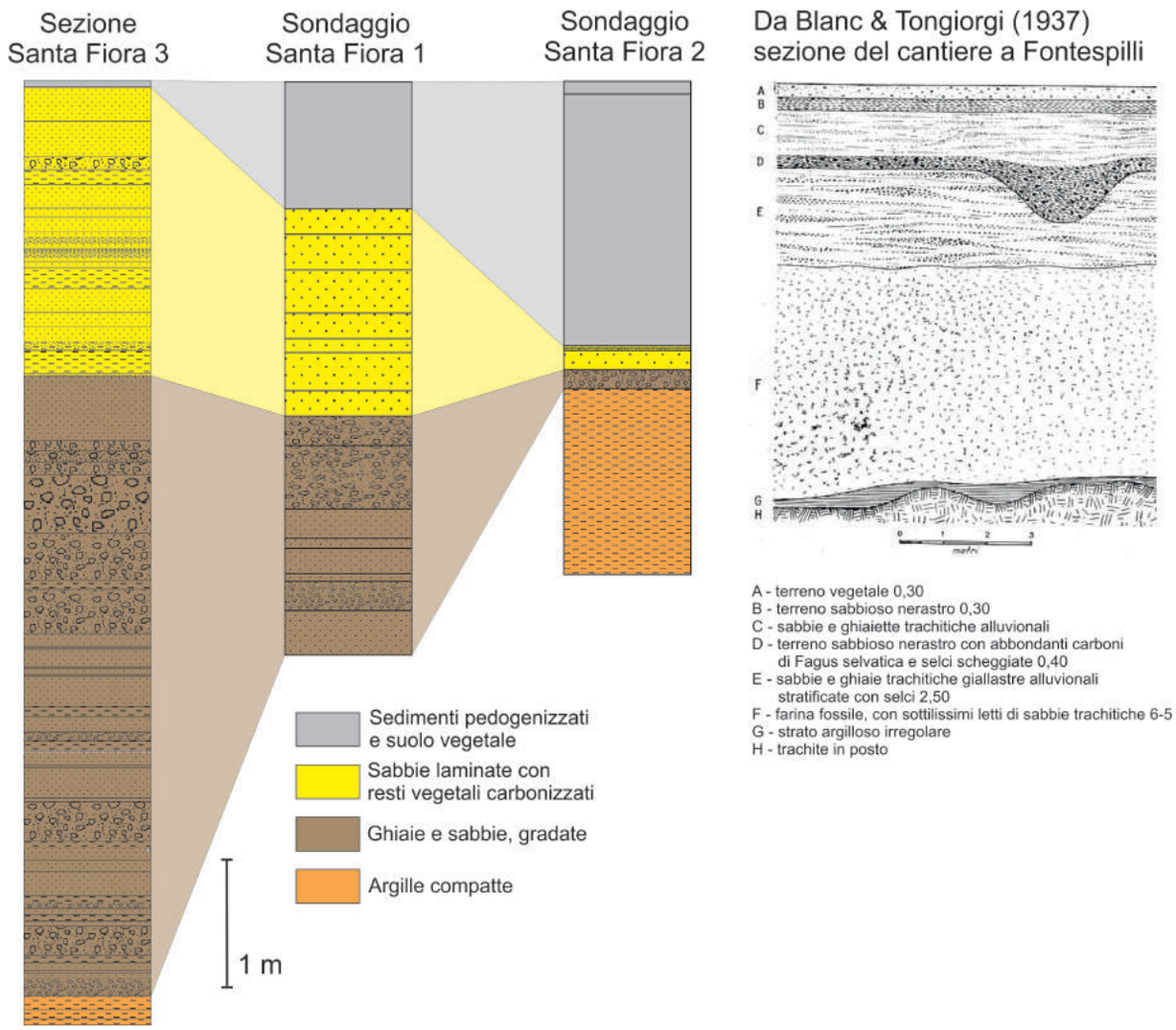



**Figura 18.13** - Le stratigrafie della sezione stratigrafica Santa Fiora 3 e delle carote Santa Fiora 1 e 2 a confronto con la sezione descritta da Blanc e Tongiorgi (1937) sul fronte di cava attiva. Sono evidenziati i quattro complessi sedimentari riconosciuti (vedi testo per una descrizione ed interpretazione dettagliata). – *Stratigraphic logs of the Santa Fiora 3 stratigraphic section and of the Santa Fiora 1 and 2 core samples, compared to the description of the active quarry front by Blanc e Tongiorgi (1937). The four recognized sedimentary complexes are highlighted (see text for a detailed description and interpretation).*

da diatomee prevalentemente bentoniche, come il genere *Frigilaria*.

Nella parte più alta della sequenza diatomitica, i resti pollinici di *Pinus* indicano la transizione ad un clima fresco umido che prelude il picco freddo caratterizzante il complesso sedimentario sovrastante.

La deposizione lacustre è interrotta, simultaneamente in tutti i bacini, da un complesso di sedimenti composto da sabbie e ghiaie vulcanoclastiche, con intercalazioni di argille e torbe, che rappresentano depositi alluvionali. Questi sedimenti sono generalmente sterili di resti fossili. Il cambio improvviso di sedimentazione indica un notevole e generale cambiamento del regime di alimentazione dei bacini, interpretabile come l'effetto di un cambiamento climatico in senso freddo e piovoso (Blanc e Tongiorgi, 1937). Questa variazione climatica ha avuto come conseguenze un diradamento della vegetazione circostante i bacini, temperature più fredde, un più attivo disfacimento termo-clastico delle rocce, un intenso e diffuso ruscellamento sui versanti, e l'intorbidamento delle acque dei laghi.

Il complesso di sedimenti superiore è rappresentato da sabbie e limi più o meno ricchi di sostanza organica e carboni profondamente alterati in suolo, e da terreno vegetale. Esso indica una scarsa sedimentazione colluviale e alluvionale con una sostanziale stabilità della superficie topografica che ha favorito lo sviluppo di intensi processi di pedogenizzazione.

## 5 Età dei depositi lacustri e relazioni con l'attività vulcanica del Monte Amiata

Per poter definire l'età dei depositi lacustri con Terre Coloranti e Farina Fossile del Monte Amiata, e la loro relazione con l'attività vulcanica, possiamo utilizzare numerosi strumenti geologici, paleontologici, paleo-ambientali e archeologici.

Tutti gli Autori precedenti sono concordi nel considerare la formazione dei bacini lacustri una fase completamente successiva all'attività del vulcano di Monte Amiata (304-230 ka; Laurenzi et al., 2015; e questo volume). L'unica datazione assoluta che a tutt'oggi abbiamo a disposizione sui depositi lacustri amiatini è quella effettuata da Fornaca Rinaldi (1968) con il metodo $Th^{230}/U^{238}$ sulla Farina Fossile di Bagnólo (Santa Fiora) che ha fornito un'età di 130.000-140.000 anni dal presente.

Dal punto di vista stratigrafico, i depositi lacustri del Monte Amiata sono sovraimposti alle lave trachi-dacitiche, in molti casi alterate e disgregate, appartenenti alla prima fase di attività del vulcano (vedi Capitolo 4 in questo volume). Non ci sono relazioni geologiche dirette tra i depositi lacustri e i prodotti vulcanici delle fasi di attività più recenti, a causa del diverso areale di distribuzione di queste due tipologie di unità geologiche. Comunque, i depositi lacustri non sono mai ricoperti da unità vulcaniche primarie, ma solo da depositi vulcanoclastici di origine alluvionale o gravitativa, derivanti dal disfacimento esogeno delle rocce vulcaniche.

Dal punto di vista paleontologico, le specie di diatomee, vegetazione e fauna trovati nei sedimenti lacustri sono esattamente identiche a quelle viventi attualmente.

Dal punto di vista paleoambientale e paleoclimatico, la fase di sedimentazione lacustre è riferita ad un periodo di clima temperato-caldo a carattere decisamente oceanico (Blanc e Tongiorgi, 1937; Tongiorgi, 1938, 1939) corrispondente all'ultimo periodo inter-glaciale, sviluppatosi da circa 140.000 a 105.000 anni dal presente. L'interruzione della sedimentazione lacustre e l'inizio della progradazione alluvionale è riferibile ad un raffreddamento del clima e all'inizio dell'ultimo periodo glaciale, durato fino a circa 14.000 anni fa. Mentre durante l'ultima fase di sedimentazione colluviale e di pedogenizzazione, la presenza di carboni di *Fagus* e *Picea* ci danno testimonianza della vegetazione corrispondente all'epoca della ripresa oceanica, con cui ha inizio l'ultimo periodo postglaciale attuale (Tongiorgi, 1938).

Dal punto di vista archeologico, nei sedimenti propriamente lacustri è assente qualsiasi industria litica, mentre negli strati alluvionali soprastanti i ritrovamenti archeologici sono stati significativi. D'Achiardi (1872) riferisce del ritrovamento durante i lavori nella cava delle Mazzarelle a Castel del Piano di manufatti (raschiatoio e frecce) e schegge di selce e diaspro, nella parte inferiore del deposito, e di oggetti in bronzo o rame nella parte superficiale. Nel giacimento di Caselle (Castel del Piano), sulla superficie che separa la diatomite dai successivi detriti vulcanoclastici, furono rinvenuti pali di quercia lavorati, probabilmente di capanne (Blanc e Tongiorgi, 1937). Reperti archeologici preistorici provenienti dal territorio del Monte Amiata sono esposti presso il Museo Archeologico e d'Arte della Maremma a Grosseto. Secondo Grifoni Cremonesi (1971) altri manufatti archeologici del territorio amiatino (come asce in pietra levigata, cuspidi di freccia, accette e pugnaletti in rame, asce in bronzo, ceramiche dell'età del bronzo) sono stati trovati nelle cave di Farina Fossile di Campogrande, Caselle e Bagnólo (Sestini 1934; 1936; Blanc e Tongiorgi, 1937) e sono conservati nei Musei Archeologici di Roma, Siena, Perugia, e all'Università di Pisa. In sintesi, a contatto con la Farina Fossile, negli strati alluvionali più profondi, è presente una tipica industria del Paleolitico medio (musteriana; sviluppata tra 80.000 e 35.000 anni fa). Verso l'alto segue un'industria del Paleolitico superiore. Negli strati superficiali è stata ritrovata un'industria neolitica e eneolitica accompagnata da una rozza ceramica, con abbondantissimi resti di focolari contenenti carboni di *Fagus* e *Abies* (Tongiorgi, 1938).

## Opere citate

Baldassarri G. (1750) Osservazioni sopra il sale della creta, con un Saggio di produzioni naturali dello Stato Sanese. Stamperia del Pubblico per Francesco Rossi stampatore a spese di Vincenzo Pazzini Carli, Siena.

Bargagli Petrucci G. (1914) Sull'origine biologica della Terra di Siena (terre gialle e bolari del Monte Amiata). Mem. R. Acc. dei Lincei, vol. X, Ser. 5, Roma.

Bertolani Marchetti D. e Jacopi Z. (1962) Documenti palinologici del paesaggio forestale al Monte Amiata nei sedimenti del bacino lacustre delle Lame (Abbadia S. Salvatore). Giorn. Bot. Ital., 69, 19-31.

Bertolani Marchetti D. e Soletti G.A. (1972) La vegetazione del M. Amiata nell'ultimo interglaciale. Analisi polliniche nella farina fossile del giacimento di Fontespilli. Studi Trentini Sci. Nat., Sez. B, 49, 1, 159-177.

Blanc A.C. e Tongiorgi E. (1937) Studio dei giacimenti quaternari del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. in Pisa, 56, 113-120.

Bradley F. e Landini V. (1982) I pesci dei bacini di farina fossile del M. Amiata. Boll. Museo Storia Nat. Lunigiana, 2, 35-42.

Campani G. (1860) Collezione Geognostica e Orittognostica del Monte Amiata e sue vicinanze. Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici (MUSNAF), Siena.

Campani G. (1865) Preparazione dei silicati alcalini solubili colla farina fossile del Monte Amiata. Repertorio italiano di Chimica e di Farmacia, anno I, vol. I, n.° 4, pag. 3, Tipografia Galileiana di M. Cellini e C., Firenze.

Cennini Cennino (1437) Trattato della Pittura. Messo in luce per la prima volta con annotazioni dal cavaliere Giuseppe Tambroni. Pubblicato nel 1821, Co' Torchi di Paolo Salviucci, Roma, pp. 238.

Clerici E. (1903a) Resoconto sommario delle escursioni fatte nei dintorni di Siena e al Monte Amiata nel settembre 1903. Boll. Soc. Geol. It., 22, 129-158.

Clerici E. (1903b) Sui resti di Conifere del Monte Amiata. Boll. Soc. Geol. It., 22, 523-534.

Cocchi I. (1865) Relazione sulle mappe, carte, combustibili fossili, Sali, solfo, marmi e altri oggetti consimili esposti nella pubblica mostra, che ebbe luogo in Torino nel 1862. Torino.

Crawford R.M., Likhoshway Y.V. e Jahn R. (2003) Morphology and identity of Aulacoseira italica and typification of Aulacoseira (Bacillariophyta). Diatom. Research, 18, 1-19.

D'Achiardi A. (1872) Sulla probabile esistenza di antichissime industrie umane nella cosiddetta Terra gialla di Siena. Boll. Regio Com. Geol. It., 3, 325-326.

D'Achiardi A. (1899) Studio di alcune varietà di opale della Toscana. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat. in Pisa, 11.

De Castro C. (1914) Le Miniere di mercurio del Monte Amiata. Mem. Descr. Carta Geol. It., XVI, Roma, pp. 203.

Ehrenberg F. (1838) Uber das Massenverhaltnifs der jetzt lebenden Kiesel-Infusorien und ubere in neues Infusorien-Conglomerat als Polirschiefer von Jastraba in Ungarn. Physikal. Abhandl. K. Akademie der Wissenschaften zu Berlin, vol. 1836, 109-135.

Fabbroni G. (1794) Di una singolarissima specie di mattoni. Memoria letta nella R. Accademia dei Georgofili nell'anno 1791 e inserita nel Giornale Letterario di Napoli nel numero di febbraio 1794.

Fei A. (1997) Le preziose "terre" di Arcidosso e Castel del Piano (Grosseto). Atti Museo Storia Nat. Grosseto, 16, 141-162.

Fornaca Rinaldi G. (1968) Età Th230/U238 delle farine fossili del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. in Pisa, 79, 654-661.

Forti A. (1899) Contribuzioni diatomologiche (I-III) – Diatomee della farina fossile di Castel del Piano. Atti del R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, 63, 460-471.

Gasperini G. (1906) La fitogenesi delle terre rosse, gialle e bolari e la importanza delle Beggiatoaceae per la circolazione e deposizione del ferro. Atti R. Acc. Georgofili in Firenze, Ser. 5, 3, 503-572.

Giannetti C. (1873) Sulle Terre Gialle e Bolari del Monte Amiata (Dette comunemente Terre di Siena). Notizie chimico industriali. con Appendice relativa alla Farina Fossile del Monte Amiata. Tipografia Sordo-Muti di

L. Lazzeri, Siena, pp. 27.
Grifoni Cremonesi R. (1971) Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.. in Pisa Mem., serie A, 78, 170-300.
Klaproth M. H. (1814) Chemische Untersuchung des Bergmehls von Santa Fiora. Journal fur Chemie und Physik, 10, 91-95, Nurnberg.
Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Ital. J. Geosci., 134, 255-265.
Lotti B. (1878) Il Monte Amiata, Boll. Regio Comit. Geol. It., 9, n.7-8, 251-261, e n. 9-10, 363-384.
Lotti B. (1910) Geologia della Toscana. Mem. Descr. Carta Geol. It., XIII, Roma, pp. 482.
Manasse A. e Mellini M. (2006) Iron (hydr)oxide nanocrystals in raw and burnt sienna pigments. Eur. J. Mineral., 18, 845-853.
Manasse A. e Viti C. (2007) Arsenic adsorption on nanocrystalline goethite: the natural example of bolar earths from Mt Amiata (Central Italy). Environmental Geology, 52, 1365-1374.
Manasse E. (1915) Sulla composizione chimica delle terre gialle e bolari del Monte Amiata. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. in Pisa Mem., 30, 101–119.
Meneghini (1865) Saggio della costituzione geologica della provincia di Grosseto. Firenze (vedi pp. 397-417).
Moretti A. (1937) Le terre coloranti italiane. L'Industria Mineraria d'Italia e d'Oltremare, anno 11, n. 5, 155-168.
Pantanelli A. (1867) Collezione delle Terre Bolari naturali e manufatte del Monte Amiata. Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici (MUSNAF), Siena.
Pompei A. (1924) Terre coloranti. Relazione sul Servizio Minerario, 132-133.
Repetti E. (1830) Relazione di una escursione geologica al Monte Amiata. Antologia, Tomo XXXX, n° 119, novembre 1830, 1-38, Firenze.
Santi C. (1854) Della farina fossile Amiatense e suoi usi. Tipografia Becheri, Montalcino.
Santi G. (1795) Viaggio al Montamiata. Ranieri Prosperi Stamperia, Pisa, pp. 356.
Savi P. (1850) Rapporto sui minerali presentati all'Esposizione dei prodotti greggi e lavorati, fatta in Firenze nel 1850 nel palazzo della Crocetta. Firenze, pp. 27.
Sestini A. (1934) Indizi di stazioni preistoriche nei giacimenti di farina fossile del M. Amiata. Studi Etruschi, 8, 315-317.
Sestini A. (1936) Relazione di un sopraluogo ai giacimenti di farina fossile del Monte Amiata. Pubbl. I.I.P.U., 9-11.
Scarzella P. e Natale P. (1989) Terre coloranti naturali e tinte murali a base di terre. Monografie e catalogo delle collezioni di terre coloranti e di campioni di coloriture a base di terre allestite al Politecnico di Torino. Stamperia Artistica Nazionale, Torino.
Targioni Tozzetti G. (1776-1777) Relazione del viaggio fatto l'Anno 1733, dal dì 23. Maggio, fino a' 21. Giugno, per diversi luoghi dello Stato Senese, dal celebre Bottanico Pier'Antonio Micheli e dal Signor Dottore. Gio. Battista Mannaioni, distesa dal medesimo Micheli, con alcune annotazioni di Giovanni Targioni Tozzetti suo scolare. In: Relazioni d'alcuni Viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali e gli antichi monumenti di essa. 2°edizione, in XII tomi, Gaetano Cambiagi Stampatore Granducale, Firenze.
Tasselli E. (1890) Sulla composizione chimica della farina fossile del Monte Amiata. Proc. verb. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. in Pisa, 16, 114-120.
Tommi C. (1890) I minerali delle province di Siena e Grosseto. Tipografia Nava, Siena, pp. 58.
Tongiorgi E. (1938) Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria marittima: la vegetazione del Monte Amiata durante l'ultima glaciazione. Nuovo Giorn. Bot. Ital., 45, 388-390.
Tongiorgi E. (1939) Presentazione di una cupola di Quercus aegilops L. rinvenuta nei giacimenti quaternari di farina fossile del Monte Amiata. Nuovo Giorn. Bot. Ital., 46, 651-652.
Verri A. (1903) Il Monte Amiata. Boll. Soc. Geol. It., 22, 9-39.

**Scheda di approfondimento 18.1 – Bibliografia storica**


Cennini Cennino (1437) Trattato della Pittura. Messo in luce per la prima volta con annotazioni dal cavaliere Giuseppe Tambroni. Co' Torchi di Paolo Salviucci, 1821, Roma.

*Cennino di Andrea Cennini (Colle di Val d'Elsa, 1370? – Firenze, 1440?) terminò la stesura del Trattato della Pittura il 31 luglio 1437, come indicato dalll'Autore stesso in calce al libro. Il manoscritto originale dovrebbe essere conservato nella Biblioteca Mediceo-Laurenziana di Firenze, un sua copia settecentesca fu trovata da Giuseppe Tambroni tra i codici Vaticani dell'Ottoboniana e pubblicata nel 1821.*

Baldassarri G. (1750) Osservazioni sopra il sale della creta, con un Saggio di produzioni naturali dello Stato Sanese. Stamperia del Pubblico per Francesco Rossi stampatore a spese di Vincenzo Pazzini Carli, Siena.

*L'opera comprende: "Lettera all'Eccellentissimo Sig. Dott. Saverio Manetti", pag. 1-36; e "Saggio di Produzioni Naturali dello Stato Sanese che si ritrovano nel Museo del Nobile Sig. Cav.re Giovanni Venturi Gallerani", pag. 1-32. Di quest'ultimo fa parte il "Catalogo delle Produzioni Naturali raccolte fin qui nello Stato Sanese", in cui sono descritti 130 campioni di minerali e rocce e 37 campioni di "testacei" fossili. I campioni, tra cui un esemplare di Farina Fossile e tre di Terre Coloranti provenienti dal Monte Amiata, sono conservati presso il Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici (MUSNAF), a Siena, e l'opera è consultabile nel sito: www.museofisiocritici.it.*

Targioni Tozzetti G. (1776-1777) Relazione del viaggio fatto l'Anno 1733, dal dì 23. Maggio, fino a' 21. Giugno, per diversi luoghi dello Stato Senese, dal celebre Bottanico Pier'Antonio Micheli e dal Signor Dottore. Gio. Battista Mannaioni, distesa dal medesimo Micheli, con alcune annotazioni di Giovanni Targioni Tozzetti suo scolare. In: Relazioni d'alcuni Viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali e gli antichi monumenti di essa. 2°edizione, in XII tomi, Gaetano Cambiagi Stampatore Granducale, Firenze.

*Il testo del diario di Micheli è nel tomo IX, pag. 333-399, stampato nel 1776; le annotazioni di Targioni Tozzetti sono nel tomo IX, pag. 399-456, e nel tomo X, pag. 1–118, stampato nel 1777. Giovanni Targioni Tozzetti compilò anche un "Catalogo manoscritto della collezione di produzioni naturali" che si trovava nel suo Museo privato. Questo manoscritto è stato raccolto in 12 volumi per un totale di circa 5000 fogli descriventi circa 9000 campioni di fossili, rocce e minerali. Molti campioni della suddetta collezione sono stati raffigurati in splendidi disegni fatti dal figlio Ottaviano Targioni Tozzetti, raccolti in un volume. Sia il Catalogo manoscritto che il volume di disegni, insieme a gran parte dei campioni che vi sono descritti, sono depositati presso la Sezione di Mineralogia del Museo di Storia Naturale dell'Università di Firenze. La collezione di minerali è stata descritta in: Cipriani C. & Scarpellini A. (2007) Un contributo alla mineralogia settecentesca. La Collezione di Giovanni Targioni Tozzetti., Olschki, Firenze. E' disponibile un'acquisizione digitale sia delle Relazioni dei Viaggi che del Catalogo manoscritto a cura del Museo Galileo - Istituto e Museo di Storia della Scienza di Firenze, nel sito: http://www.museogalileo.it/istituto/biblioteca-digitale-tematica/targionitozzetti/catalogo.html*

Fabbroni G. (1794) Di una singolarissima specie di mattoni.

*Memoria letta nella R. Accademia dei Georgofili nell'anno 1791 e inserita nel Giornale Letterario di Napoli nel numero di febbraio 1794.*

Catasto Generale di Terraferma del Granducato di Toscana (1817-1835)

*Istituito da Ferdinando III Lorena per i territori del Granducato di Toscana il 7 ottobre 1817 entrò in piena attuazione nel 1835. Questo Catasto geometrico particellare fu la prima mappatura moderna della Toscana continentale, e della regione del Monte Amiata in particolare. Le mappe originali sono state riprodotte in formato digitale e georeferenziate grazie al progetto CASTORE - Catasto Storico della Regione Toscana in collaborazione con gli Archivi di Stato toscani (MBAC), e sono consultabili nel sito: http://www502.regione.toscana.it/geoscopio/castore.html*

*I toponimi presenti nel Catasto Generale della Toscana (1817-1835), insieme ai toponimi delle carte topografiche IGM a scala 1:25.000, della cartografia tecnica regionale (CTR), e del catasto attuale dell'Agenzia delle Entrate, sono stati inseriti in un archivio informatizzato della Regione Toscana denominato RETORE - Repertorio Toponomastico Regionale, consultabile nel sito: http://www502.regione.toscana.it/searcherlite/retore_start.html*

*Questi archivi digitali sono stati utilizzati per localizzare molti dei toponimi non più presenti nella cartografia contemporanea, ma citati dagli Autori del XVIII e XIX secolo per identificare le cave di Terre Coloranti e Farina Fossile del Monte Amiata.*

Ehrenberg F. (1838) Uber das Massenverhaltnifs der jetzt lebenden Kiesel-Infusorien und ubere in neues Infusorien-Conglomerat als Polirschiefer von Jastraba in Ungarn. Physikal. Abhandl. K. Akad. d. Wissensch. zu Berlin, vol. 1836, pag. 109-135.

*Con 1 Tabella e 2 Tavole di disegni fuori testo. La tabella è intitolata: "Ubersicht der bis 1837 bekannten microscopischen fossilen Organismen", riporta la lista delle specie di Diatomee riconosciute in un campione di bergmehl (farina fossile) da Santa Fiora. Nella Tavola I la figura XXIV raffigura la Synedra capitata, identificata in un campione di Kieselschaale (diatomite) da Santa Fiora.*

Campani G. (1860) Collezione Geognostica e Orittognostica del Monte Amiata e sue vicinanze. Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici (MUSNAF), Siena.

*La Collezione era composta di 124 campioni di rocce e minerali, che sono oggi 116 esemplari, dei quali 109 sono esposti nel Museo. Tale raccolta è stata donata in data 30 dicembre 1860 al Museo dell'Accademia dei Fisiocritici da Giovanni Campani, docente di Chimica generale presso l'Università di Siena, che al tempo era il Direttore del Museo stesso. Tutti gli esemplari di rocce vulcaniche sono stati riclassificati secondo la moderna nomenclatura scientifica. Il Catalogo della Collezione con le immagini e la descrizione dei 109 campioni sono disponibili nel sito www.museofisiocritici.it a cura del MUSNAF – Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici, Siena.*

*Oltre ad un campione di Farina fossile proveniente da Castel del Piano (N° d'inventario: 3581), ci sono alcuni campioni di Terra bolare gialla e di Terra d'ombra provenienti da Castel del Piano (N° d'inventario: 3547, 3608, 3609, 3610, 3611, 3612, 3613, 3615), e numerosi campioni di lave sia del Monte Amiata che di Radicofani.*

Pantanelli A. (1867) Collezione delle Terre Bolari naturali e manufatte del Monte Amiata. Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici (MUSNAF), Siena.

*La collezione, composta da 60 esemplari, illustra l'intera gamma di colori, dal giallo al rosso al bruno scuro, prodotti dalle cave dell'Amiata nel XIX secolo. Essa è stata raccolta e donata nel 1867 dal Prof. Antonio Pantanelli, Direttore del Museo Mineralogico e Geologico. La maggior parte degli esemplari sono contenuti in coppe di vetro di manifattura ottocentesca. Dal punto di vista della tipologia si distinguono terre bolari naturali, calcinate, in pani e in polvere. La nomenclatura dei campioni segue un linguaggio più tecnico-commerciale che scientifico. Il Catalogo della collezione con le immagini e la descrizione dei campioni sono disponibili nel sito www.museofisiocritici.it a cura del MUSNAF – Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici, Siena.*

Tommi C. (1890) I minerali delle province di Siena e Grosseto. Tipografia Nava, Siena.

*Nel libro di Cesare Tommi, alle pagine VIII-XV, c'è una Tabella denominata: "Elenco dei minerali delle provincie di Siena e Grosseto dei quali la Camera di Commercio possiede un campione" redatta dall'Autore in qualità di segretario relatore della Camera di Commercio di Siena e Grosseto, in cui sono descritti 203 campioni. Oltre a due campioni di "peperino" provenienti dalle cave di Castel del Piano, sono presenti 6 campioni di Terra gialla e Bolo provenienti dalle cave di Arcidosso e Castel del Piano e 2 campioni di Farina Fossile provenienti dalla cava di Santa Fiora (Bagnoli).*

*Allegata al libro è anche una grande tabella denominata "Elenchi dei minerali esistenti nelle Province di Siena e Grosseto," composta da 8 fogli (86 x 64 cm.), i cui sono descritti 528 campioni. Tra essi vi sono 8 campioni di terre gialle e bolari provenienti dalle cave di Abbadia San Salvatore, Piancastagnaio, Arcidosso e Castel del Piano e 3 campioni di Farina Fossile provenienti dalle cave di Abbadia San Salvatore, Castel del Piano e Santa Fiora.*

*Entrambi i Cataloghi sono stati parzialmente informatizzati a cura del MUSNAF - Museo di Storia Naturale dell'Accademia dei Fisiocritici, Siena, e sono reperibili sul sito: www.museofisiocritici.it..*

Tongiorgi E. (1953-1956) Collezione di fossili provenienti dalla cava di Farina Fossile di Fontespilli (Bagnolo, Santa Fiora). Università di Pisa, Museo di Storia Naturale e del Territorio, Calci (Pisa).

*La collezione è composta da numerosi esemplari di pesci, insetti, foglie, frutti, semi, legni, é campioni di diatomite e sedimenti lacustri, raccolti da Ezio Tongiorgi (1912-1987), Professore di Geologia all'Univeristà di Pisa, dalla cava di Farina Fossile di Fontespilli. Alcuni dei reperti sono stati studiati e pubblicati in Bradley e Landini (1982). Altri esemplari di frutti, semi e legni raccolti in varie cave di Farina Fossile del Monte Amiata, sono ora al Museo di Storia Naturale e del Territorio di Calci (Pisa). Enrico Clerici (1903b) riferisce di fossili vegetali provenienti dal territorio di Arcidosso conservati a Roma nel collegio San Giuseppe de Merode dei Fratelli delle Scuole Cristiane. Essi fanno parte di un collezione campionario di Terre Coloranti di Arcidosso donata da G. Cero,i proprietario della cava.*

**Scheda di approfondimento 18.2 - Terre Coloranti e Terre Bolari**

Il **colore** è la percezione visiva delle radiazioni elettromagnetiche che compongono la luce, le quali sono caratterizzate da diverse lunghezze d'onda. Un qualunque materiale ci appare colorato perché è formato da molecole in grado di assorbire selettivamente le radiazioni della luce incidente con determinate lunghezze d'onda, riflettendo le altre. Nel caso del bianco tutte le lunghezze d'onda vengono riflesse, mentre nel nero tutte le lunghezze d'onda vengono assorbite.

Un **pigmento** è una sostanza utilizzata per modificare il colore di un materiale su cui è applicato o in cui è disperso. Ciò che distingue un pigmento da un colorante è la sua insolubilità, cioè l'incapacità del pigmento di sciogliersi sia nei comuni solventi (come l'acqua) sia nel materiale da colorare. La classificazione dei pigmenti si basa sulla loro natura ed origine, per cui possono essere suddivisi in: inorganici e organici; naturali e sintetici. Le caratteristiche principali di un pigmento sono: la stabilità fisica (ad esempio resistenza alla luce o al calore), l'inerzia chimica nei confronti delle sostanze con cui è mescolato, la dimensione delle particelle o degli aggregati, e il potere coprente.

Le **Terre Coloranti** sono pigmenti naturali di origine minerale, contenenti ossidi di metalli, utilizzati come pigmenti bruni, gialli e rossi fin dalla preistoria, da popoli diversi e per espressioni artistiche anche lontane tra loro. Le testimonianze più antiche del loro uso sono negli arredi funebri e nelle pitture rupestri paleolitici, come ad esempio nella sepoltura detta della "Dama Rossa di Paviland" nel Galles (UK) datata a 33,000 anni dal presente e le pitture murali del sito di Pech Merle in Francia datate a 25,000 anni dal presente. A partire dal Rinascimento, sono state tra i pigmenti più ampiamente usati da famosi artisti italiani ed europei nell'affresco, nella tempera e nella pittura a olio. In questo periodo, le Terre Coloranti naturali più utilizzate sono state le "terre gialle" e le "terre rosse". "Terra gialla" è molto spesso sinonimo di "terra di Siena naturale". Tra le "terre rosse" naturali ricordiamo la "sinopia", di colore rosso scuro, che derivava il suo nome dalla città di Sinope in Turchia da cui era commerciata in Europa, e il rosso "amatisto" o "amatito", da cui deriva la parola matita, costituito dal minerale ematite, che a sua volta significa sanguigno, dal greco *aima, aimatos* sangue. Le Terre Coloranti naturali hanno avuto significative applicazioni industriali durante il XIX secolo, ma sono state in gran parte soppiantate da pigmenti di sintesi, sia nelle Belle Arti che nell'Industria.

I principali pigmenti delle Terre Coloranti sono l'ocra, la terra di Siena e la terra d'ombra. Il processo di riscaldamento, detto calcinazione, porta al viraggio del loro colore da giallo a rosso, per deidratazione degli ossidi di ferro presenti che si trasformano da limonite/goethite in ematite. La limonite è un ossi-idrossido di ferro, definito dalla formula chimica $FeO(OH) \cdot nH_2O$, che non forma cristalli, ma si trova in aggregati amorfi. Il minerale goethite è un ossi-idrossido di ferro con formula FeO(OH). Il minerale ematite è un ossido ferrico con formula chimica $Fe_2O_3$.

L'**ocra** (fig. 1) è un pigmento giallo, con tonalità che variano dal giallo-oro al marrone chiaro, infatti la parola ocra deriva dal greco *ōchrós* che significa "giallo". È composto da particelle argillose e calcaree con presenza di limonite/goethite.

L'**ocra rossa** (fig. 2) è un pigmento derivato direttamente dalla macinazione dell'ematite, che sotto forma di cristallo è di colore grigio scuro con lucentezza metallica iridescente, mentre una volta polverizzata diviene di colore rosso bruno.

La **terra di Siena** (fig. 3) è un pigmento che allo stato naturale è di colore giallo - marrone chiaro ed è composto da limonite/goethite con l'aggiunta di <5% di ossido di manganese, che produce un colore più scuro di quello dell'ocra. La prima citazione della "terra di Siena" come nome di un pigmento è stata in Inghilterra nel 1760, prima era conosciuto come "terra gialla".

La **terra di Siena bruciata** (fig. 4) è di colore marrone rossiccio e si ottiene riscaldando il prodotto naturale.

La **terra d'ombra** (fig. 5) è un pigmento bruno composto da limonite/goethite con il 5-20% di ossido di manganese. Esso era molto ricercato per le sue proprietà di facilitare l'asciugatura delle pitture ad olio e di amalgamarsi con qualsiasi colore che, mescolato, viene trasformato in una tonalità più scura della tinta d'origine, appunto nella sua tonalità d'ombra, senza venirne sopraffatto.

La **terra d'ombra bruciata** (fig. 6) è un pigmento bruno rossiccio ottenuto dalla calcinazione della terra d'ombra naturale. Esso è invece un colore che tende ad alterare la vibrazione cromatica di base del colore con cui viene mescolato.

Le **Terre bolari** o "bolo" sono pigmenti naturali di origine minerale con una composizione diversa sia da quella delle Terre Coloranti, in quanto costituiti principalmente di argilla caolinifera con aggiunta di ossidi di metalli, sia da quella dell'ocra, perché non contengono carbonati. La colorazione varia dal giallo al rosso più o meno intenso in funzione della quantità e tipo di ossidi che partecipano alla loro composizione. Sono pigmenti tipicamente untuosi al tatto perché sono principalmente allo stato colloidale, sono ricchi di allumina, e hanno proprietà astringenti, infatti sono allappanti alle labbra. Le Terre bolari erano utilizzate nell'antichità in pratiche mediche. Nelle Belle Arti il bolo è adatto alla preparazione di mordenti per le dorature.



Figura 1: Ocra



Figura 2: Ocra rossa



Figura 3: Terra di Siena



Figura 4: Terra di Siena bruciata



Figura 5: terra d'ombra

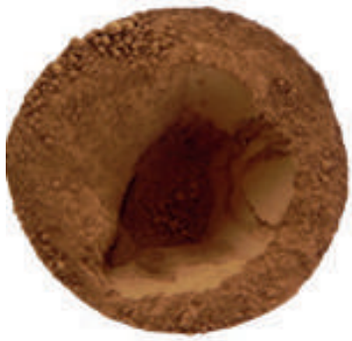


Figura 6: terra d'ombra bruciata

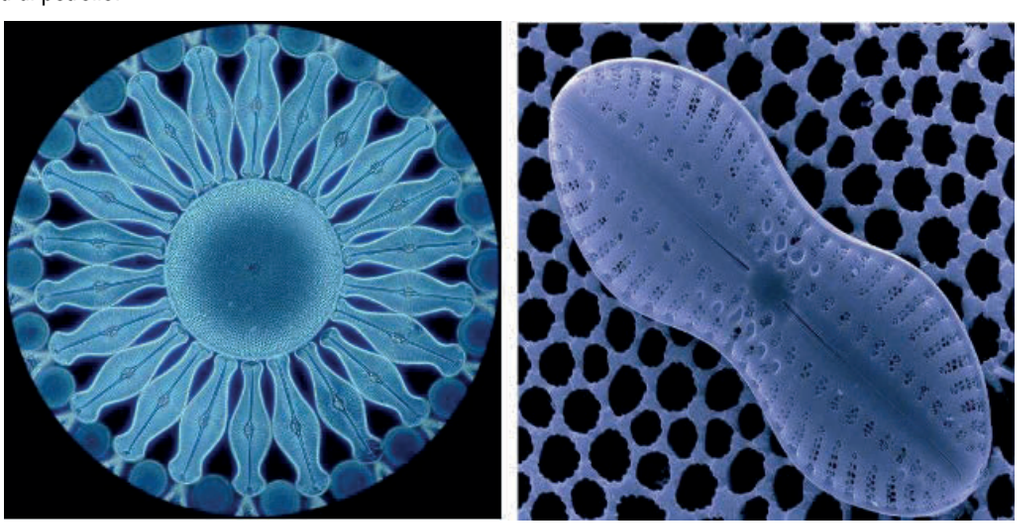


Figura 7: blocco di una terra bolare

**Scheda di approfondimento 18.3 - Le Diatomee e la Farina Fossile**

Le Diatomee sono alghe brune, microscopiche e unicellulari, con uno scheletro interno costituito da silice idrata amorfa (opale, $SiO_2 \cdot nH_2O$). Le dimensioni medie sono comprese tra 10 e 200 µm. Per svilupparsi hanno bisogno di luce (per la fotosintesi, perché contengono clorofilla) e umidità. Popolano tutti gli ambienti acquatici sia delle acque dolci che salmastre e salate. Si trovano anche nei suoli, nel ghiaccio, e sulle rocce costiere bagnate da spruzzi. In base al modo di vita che conducono, le Diatomee si dividono in planctoniche, che vivono e nuotano libere, e bentoniche, che vivono ancorate a un substrato litico o a altri organismi vegetali. In questo caso possono anche formare estese colonie di pellicole gelatinose. In un metro cubo d'acqua di mare sono state contate fino a otto milioni di Diatomee. Esse producono almeno un quarto dell'ossigeno che tutti respiriamo. Inoltre, le Diatomee costituiscono una parte importantissima della catena alimentare perché offrono nutrimento a molti animali acquatici, dai protozoi alle balene.
Sono state descritte più di 10mila specie di Diatomee, sia fossili che viventi. Sono eccellenti indicatori biologici in quanto molto sensibili alle variazioni dei parametri fisici come intensità luminosa, temperatura, pH, salinità, e velocità della corrente, e dei parametri chimici come nutrienti (nitrati e fosfati), ossigeno disciolto, e abbondanza di sostanza organica e di silice.
Lo scheletro siliceo è detto frustulo, formato da due metà chiamate valve, che si sovrappongono chiudendosi l'una nell'altra come in una piccola scatola con coperchio. La forma e la disposizione delle ornamentazioni delle valve consentono di riconoscere due grandi gruppi di Diatomee:
- Diatomee Centriche (Ordine Centrales): hanno valve circolari, triangolari, quadrate o poligonali, con ornamentazioni a simmetria centrale disposte come i raggi di una ruota, oppure in cerchi concentrici; sono tipicamente planctoniche.
- Diatomee Pennate (Ordine Pennales): hanno valve allungate, lanceolate od ellittiche, con ornamentazione a simmetria bilaterale rispetto all'asse longitudinale; sono tipicamente bentoniche.

In un bacino lacustre o marino, in funzione delle condizioni ambientali, si può sviluppare, diverse volte in un anno, un *bloom* di diatomee (fioritura algale) con la produzione di miliardi di individui, che però hanno un ciclo vitale molto breve. Dopo ogni fioritura, i frustuli delle Diatomee morte si accumulano in grande quantità sul fondo del bacino, dove si conservano inalterati e fossilizzano. Se la situazione ambientale del bacino resta stabile per centinaia o migliaia di anni, l'accumulo continuo al fondo di strati di Diatomee forma i depositi conosciuti con il nome di Diatomite o Farina Fossile. I fossili più antichi di Diatomee hanno 138 milioni di anni (Cretaceo). I fossili di Diatomee sono utili sia dal punto di vista stratigrafico, perché in base alla loro sequenza evolutiva è possibile datare il sedimento in cui sono contenuti, sia dal punto di vista paleoecologico, perché ci danno indicazioni sulle condizioni degli *habitat* del passato.
La Farina Fossile ha anche una grande importanza economica a causa delle sue caratteristiche fisiche: è microporosa (può assorbire fino a 3 volte il suo peso in acqua), ha densità molto bassa (0,32-0,64 kg/L contro 1,00 kg/L dell'acqua), è chimicamente inerte in molti liquidi e gas, ha una composizione molto omogenea (contiene l'80-95% di silice, $SiO_2$), ha bassa conduttività termica e alto punto di fusione (1000-1750°C). Essa serve per fabbricare materiali abrasivi, filtranti, assorbenti e isolanti. Infine, il grande accumulo sul fondo dei bacini di materiale organico derivante dalle Diatomee (la parte non-scheletrica formante il citoplasma) ha contribuito, nel corso delle ere geologiche, alla formazione dei giacimenti di petrolio.



Immagini al Microscopio Elettronico di Diatomee viventi: centrica a sinistra e pennata a destra. Da: http://scienceray.com

# 19. Miniere e minerali del Distretto mercurifero del Monte Amiata

*Mines and minerals in the Mining district of Monte Amiata*

Andrea Dini

*CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via Moruzzi 1, 56124 Pisa*

Corresponding author a.dini@igg.cnr.it

## *Abstract*

*The Monte Amiata area (Tuscany) was the third mining district in the world for the production of mercury (total 104473 t). Among the several mines of the district, the Abbadia San Salvatore mine takes a prominent position for having provided about 50% of the total production. The Abbadia San Salvatore mercury deposit is one of the largest in the world (after Almaden in Spain and Idrija in Slovenia) and it is the only Tuscan metalliferous deposit that can be included in the category of the "World-Class Ore Deposits". Despite the remarkable economic importance and the huge amount of mining data produced, Abbadia San Salvatore and the other smaller ore deposits of the Amiata District (Solforate, Morone-Selvena, Siele, Cornacchino, Cortevecchia, Monte Labbro, Cerreto Piano) still wait for a detailed scientific characterization. The most deficient aspect is the description of geometry, texture, and type of hydrothermal alteration of the ore bodies. On the occasion of the preparation of this volume, a thorough study of the scientific-mining literature and part of the mining documentation has been performed. The result is the definition of more accurate descriptive models of the Monte Amiata mercury deposits and the formulation of a general interpretive model that fits coherently in the framework of mercury deposits worldwide and, more generally, in the conceptual model of epithermal systems. Most of the Hg ore (mainly cinnabar with traces of meta-cinnabar and native mercury) that made the fortune of this district was made of masses of cinnabar-rich clay, the so-called "biocca" in the miner's jargon. The "biocca" constituted small replacement bodies (mantos, Hg up to 8%) in marly limestone lenses or, as an alternative, the matrix of breccia bodies both with a sub-vertical (hydrothermal breccia pipes, Hg content up to 3%), and a sub-horizontal (conformable hydrothermal breccia bodies, Hg content ≤ 1%) attitude. The few available analyses of the clay minerals are consistent with a kaolinite ± montmorillonite assemblage, typical of argillic and advanced argillic hydrothermal alteration. The detailed study of mining maps/sections of the three main deposits (Abbadia San Salvatore, Solforate-Siele and Morone-Selvena) allowed the definition of the following general interpretive model. The Hg deposits show a sub-horizontal, basal mineralised zone (conformable hydrothermal breccia bodies, stock-works, disseminations; low-medium Hg grade), from which sub-vertical breccia chimneys (hydrothermal breccia pipes, medium-high Hg grade) rise for 100-150 m up to, or near to the paleo-surface. In favourable case - presence of reactive lenses of marly limestone – the hydrothermal breccia pipes can be surrounded by manto-type replacement bodies (high Hg grade). The extraordinarily high mercury concentrations of this district transformed through time from a great economic-social opportunity to an environmental problem. Today, the awareness of the environmental remediation costs should not hide the great scientific and cultural potential of this mining region. The Monte Amiata World-Class Ore Deposits still deserve to be studied to help the understanding of hydrothermal processes in volcanic settings, and to provide new knowledge to Mining Parks that are currently trying to turn a "problem" into an "opportunity" for territorial development.*

## 1 Introduzione

Il mercurio (simbolo Hg, numero atomico 80, peso atomico 200,59) è uno dei pochi metalli della tavola periodica ad essere liquido a temperatura ambiente, passando allo stato solido solo se raffreddato a -38.83 °C. In natura il mercurio allo stato nativo (liquido) è molto raro trovandosi normalmente sotto forma di solfuro (HgS, cinabro). Il cinabro è un minerale di colore rosso vermiglio abbastanza comune come accessorio disperso in molti giacimenti metalliferi (Pb-Zn, Cu, Fe, Au, etc.) ma, a differenza di altri minerali metallici (es. galena, sfalerite, calcopirite, pirite, etc.), costituisce raramente giacimenti di grandi dimensioni e rare sono anche le concentrazioni medie e/o sub-economiche. Quando i processi geologici riescono a formare un giacimento di cinabro, esso costituisce generalmente corpi minerari molto poveri di altri metalli. Lo troviamo sistematicamente associato a quantità sub-economiche di solfuri di ferro (marcasite, pirite); talvolta a piccole quantità di solfuro di antimonio (stibnite) e di solfuri di arsenico (orpimento, realgar). Il più grande giacimento di Hg del nostro Pianeta, un vero e proprio "gigante" geologico, è quello di Almaden (Spagna) seguito dai giacimenti di Idrija (Slovenia) e da quelli del Distretto del Monte Amiata, oggetto di questo contributo (Figura 19.1).

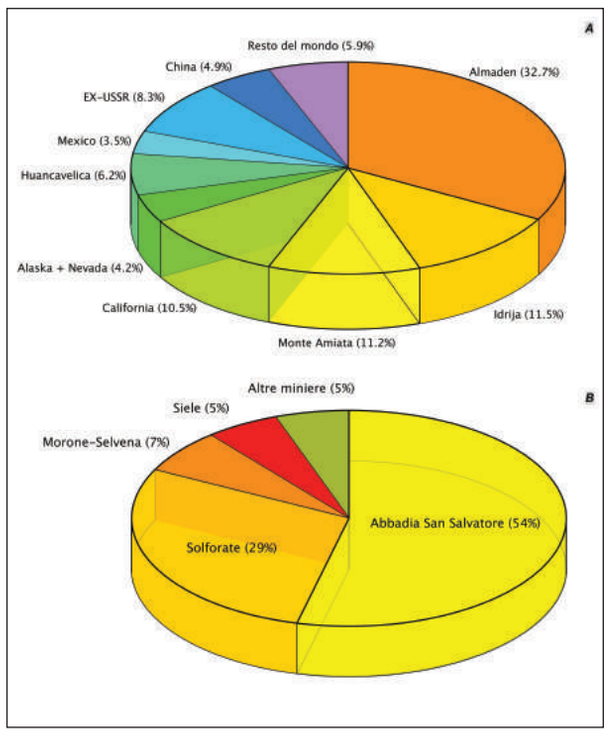



**Figura 19.1** - (a) Produzione globale di mercurio nel mondo ripartita tra i vari distretti; (b) Produzione globale di mercurio del Distretto del Monte Amiata ripartita tra le varie miniere. – (*a) Global production of mercury in the world distributed among the various districts. (b) Global production of mercury in the Monte Amiata District distributed among the various mines.*

Prima di trattare la storia e la geologia del Distretto Amiatino è interessante fornire alcuni dati che ci permettono di comprendere la rilevanza industriale, nel secolo scorso, di questi giacimenti. In circa 130 anni di attività industriale il Distretto mercurifero del Monte Amiata ha prodotto 104473 tonnellate di mercurio liquido attraverso il trattamento di circa 13 milioni di tonnellate di roccia cinabrifera. Le gallerie, i pozzi e i vuoti di coltivazione sotterranei scavati per estrarre il minerale mercurifero corrispondono ad un volume totale di più di 5 milioni di $m^3$: circa 60 volte il volume del Pantheon (Roma). Il mercurio prodotto nella zona amiatina riempirebbe una piscina larga 25 metri, lunga 100 metri e profonda 3 metri. Un impianto sportivo completamente inutile visto che, a causa dell'altissima densità del mercurio (13,579 g/$cm^3$), un nuotatore non riuscirebbe ad affondavi per più di qualche centimetro! Circa il 10 % di tutto il mercurio prodotto nel mondo prima della crisi degli anni '70 del secolo scorso proviene da quest'area posizionando l'Amiata dopo Almaden (304366 t) e Idrija (107311 t), ma prima di giacimenti altrettanto famosi come quelli californiani (New Almaden, New Idrija; 98000 t) e peruviani (Huancavelica; 57968 t). Quello di Abbadia San Salvatore è l'unico giacimento metallifero toscano a presentare dimensioni, tenori e redditività tali da rientrare nella categoria dei "*World Class Ore Deposits*" o "*Giant Metallic Deposits*" (Laznicka, 2006). Malgrado la sua importanza geologica ed economica è stato oggetto di pochissimi studi moderni e nella letteratura scientifica internazionale è molto meno noto di altri giacimenti toscani di gran lunga inferiori (giacimenti di ossidi di ferro dell'Isola d'Elba, giacimenti di pirite della Maremma, etc.).

Aggiungiamo ancora qualche numero, questa volta per capire come il mercurio è distribuito nel nostro pianeta e come i processi geologici possono produrre un giacimento di cinabro. Il mercurio è un elemento in traccia nella crosta continentale terrestre (in una tonnellata di roccia ci sono mediamente 50 mg di Hg; i.e. 50 ng/g). Il sottostante mantello terrestre ne contiene ancora meno (6 ng/g) mentre invece per il nucleo del pianeta è stata stimata una concentrazione di mercurio simile a quella della crosta continentale (50 ng/g). Le uniche rocce della crosta continentale che contengono molto mercurio (10-100 volte la media crostale; 100-4000 ng/g) sono dei fanghi argillosi ricchi di materia organica che si depositano nei bacini oceanici, i cosiddetti *black shales*. Durante il progressivo seppellimento e la diagenesi si trasformano in rocce argillitiche di colore nero o grigio scuro a causa della grande quantità di materiale carbonioso. Il mercurio si concentra in queste rocce grazie all'accumulo di resti organici (animali e/o vegetali marini) che come è ben noto agiscono da filtri di accumulo, metabolizzando il mercurio presente nell'ecosistema marino.

In passato, per sfruttare economicamente un giacimento di cinabro esso doveva avere un tenore di mercurio pari ad almeno 5000-10000 grammi per tonnellata (0.5-1 % in peso), cioè una concentrazione centomila volte superiore a quella delle normali rocce della crosta terrestre. Da questi pochi dati si capisce che per formare un giacimento di cinabro c'è bisogno di un processo naturale di arricchimento molto efficiente visto che gli "ingredienti" a disposizione (le rocce e i magmi di origine crostale e/o di mantello) sono estremamente poveri in mercurio. Il processo in questione è ben conosciuto in ambito scientifico ed è definito come minerogenesi idrotermale. I fluidi idrotermali rilasciati dalle intrusioni magmatiche o le acque meteoriche riscaldate dalle stesse intrusioni hanno un'elevata capacità di trasportare i metalli estratti dai fusi silicatici residuali o dalle rocce attraversate nella crosta terrestre, per poi precipitarli sotto forma di solfuri una volta che le condizioni fisico chimiche del sistema lo permettono (diminuzione di temperatura o pressione, variazioni delle condizioni di *p*H e eH, etc.). Nel caso del mercurio le cose si complicano a causa della sua estrema mobilità in fase gassosa (es. Varekamp e Busek, 1984). Questa peculiarità geochimica può spiegare come mai i giacimenti mercuriferi non contengono mai concentrazioni importanti di altri metalli come oro, antimonio, piombo, etc. Un ruolo molto importante nella formazione di un giacimento di mercurio, oltre al processo idrotermale di arricchimento, può essere giocato dalla disponibilità di rocce con concentrazioni molto alte di mercurio. Le uniche rocce con tale caratteristica sono i *black shales* e, secondo molti autori, è proprio da tali rocce che i fluidi idrotermali estraggono il mercurio necessario alla formazione dei giacimenti mercuriferi (Barnes e Seward, 1997; White, 1981).

Come già accennato, a partire dalla chiusura delle miniere (fine anni '70), i giacimenti di mercurio del Monte Amiata sono stati poco studiati e manca ancora una caratterizzazione moderna ed esaustiva dei loro caratteri geologici, mineralogici e geochimici. Molti articoli e monografie sono stati pubblicati prima della Seconda Guerra Mondiale e poi riassunti assieme ai dati dell'esplorazione mineraria nella monografia su "La Toscana Meridionale" (Arisi Rota et al., 1971) e nell'articolo di Klemm e Neumann (1984). La recente pubblicazione di Rimondi et al. (2015), oltre a fornire dati originali ed estremamente interessanti sulle ricadute ambientali delle attività minerarie passate, riassume i pochi dati isotopici disponibili fornendo una esaustiva discussione delle possibili ipotesi genetiche. La pubblicazione di Brogi et al. (2011) invece definisce la relazione fra strutture deformative post-orogeniche e zone di più intensa mineralizzazione nella miniera Morone-Selvena.

Per una descrizione generale dell'assetto geologico-strutturale della regione amiatina (Figura 19.2) rimandiamo il lettore agli altri capitoli di questo volume[1] e ad alcuni articoli apparsi recentemente su varie riviste scientifiche (es. Marroni et al., 2015; Brogi et al., 2010; Pandeli et al., 2005). Per grandi linee l'area del Monte Amiata è costituita da una sequenza tettonica che comprende dal basso: 1) rocce paleozoiche metamorfiche, non affioranti, incontrate dai sondaggi minerari e geotermici; 2) la sequenza carbonatica-silicoclastica della Falda Toscana sottoforma di lenti pluri-chilometriche

[1] Vedi particolarmente Capitoli 1 e 2

discontinue; 3) la sequenza argillitica-carbonatica-arenitica, con masse di rocce ofiolitiche, appartenente alle Unità Liguri (Unità della Pietraforte, Unità di Santa Fiora). Questa sequenza tettonica è localmente nascosta dai sedimenti terziari (Miocene-Pliocene) e dal complesso vulcanico del Monte Amiata (304-230 ka; Laurenzi et al. 2015). I giacimenti mercuriferi sono ospitati principalmente dalle formazioni della Falda Toscana e delle Unità Liguri, ma non mancano mineralizzazioni minori nelle vulcaniti e nei sedimenti pliocenici. A differenza della geologia di superficie, alcuni problemi rimangono per quanto riguarda la geologia di sottosuolo nelle zone di miniera. Tutti i documenti minerari consultati fanno riferimento a conoscenze ormai datate e mentre non sembrano sussistere problemi nell'attribuzione delle sequenze argillitiche-carbonato-marnose-arenitiche alle varie formazioni delle Unità Liguri (es. Pietraforte, Santa Fiora; Marroni et al., 2015), il problema rimane aperto riguardo il collocamento della classica sequenza argilliti varicolori – sottonummulitico – nummulitico - sopranummulitico. Facendo riferimento alla cartografia geologica di superficie più recente (Regione Toscana), e ai caratteri generali delle formazioni, in questo contributo tale sequenza (miniere di Abbadia San Salvatore e Morone-Selvena) viene attribuita genericamente alla Scaglia Toscana (Falda Toscana).

Nell'ambito delle ricerche sui meccanismi di formazione dei giacimenti idrotermali in contesti magmatici post-collisionali, in corso presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse (CNR, Pisa), è stata riesaminata la documentazione scientifica e mineraria disponibile sui giacimenti mercuriferi amiatini. La rilettura in chiave moderna delle geometrie, giaciture e tessiture dei corpi minerari permette di formulare un nuovo modello descrittivo e genetico e offre interessanti spunti di lavoro per il futuro.

## 2 "Storie" del Distretto Mercurifero del Monte Amiata

*"Un uomo a cavallo avanza lentamente tra colline argillose e desolate mentre una pioggia sottile unisce terra e cielo. Gli occhi dell'uomo, socchiusi, scrutano ogni piccola variazione di colore e tessitura del terreno alla ricerca di qualcosa di apparentemente molto importante. Il cavallo scivola sul pendio e gli zoccoli lasciano delle lunghe strisciate rosso vermiglio nell'argilla grigia. L'uomo scende da cavallo in preda a un'evidente eccitazione e, con uno strano martello a punta, raccoglie pezzi di argilla macchiata di rosso in un sacchetto di tela."*

Sembra l'incipit di un romanzo western ma è invece un'ipotetica ricostruzione della scoperta del giacimento cinabrifero di Cerreto Piano (Scansano) da parte dell'Ing. E. Jasinski nel 1898. Nell'arco di pochi anni la miniera di Cerreto Piano diventerà un importante centro di produzione di mercurio del Distretto amiatino.

Il periodo della riscoperta dei giacimenti mercuriferi amiatini (1840-1910; Figura 19.3) è ricco di storie e personaggi (Strappa, 1977). Alcune scoperte furono casuali, altre risultarono da approcci esplorativi artigianali (prospezione con batea), altre ancora furono il risultato di strategie esplorative moderne che integrarono modelli interpretativi geologici, sondaggi e gallerie/pozzi di ricerca. Parliamo di riscoperta perché le mineralizzazioni cinabrifere erano ben note fin dall'antichità anche se non avevano mai dato luogo ad attività minerarie rilevanti. In questo capitolo sono raccolte alcune "storie" riguardanti i giacimenti di mercurio amiatini; per una descrizione accurata della storia mineraria del Distretto il lettore può fare riferimento alle pubblicazioni di Strappa (1977), De Castro (1914) e De Ferrari (1890).

### *2.1 Miniera di Morone-Selvena*

La miniera di Morone-Selvena (Castell'Azzara) è forse la miniera amiatina dove si è lavorato con maggiore continuità dall'antichità fino in epoca moderna. Tracce di antiche escavazioni come pure reperti archeologici di problematica attribuzione (picconi, cunei e mazze in pietra, utensili in corna di cervo, punte di freccia in selce) furono trovati e descritti in questa miniera come pure nelle miniere del Siele, Cornacchino, Cortevecchia, Solforate e Abbadia San Salvatore durante i primi anni dell'attività ottocentesca (Strappa, 1977).

Il primo documento scritto che parla delle miniere di "argento vivo" di "Selvana" è un atto di divisione

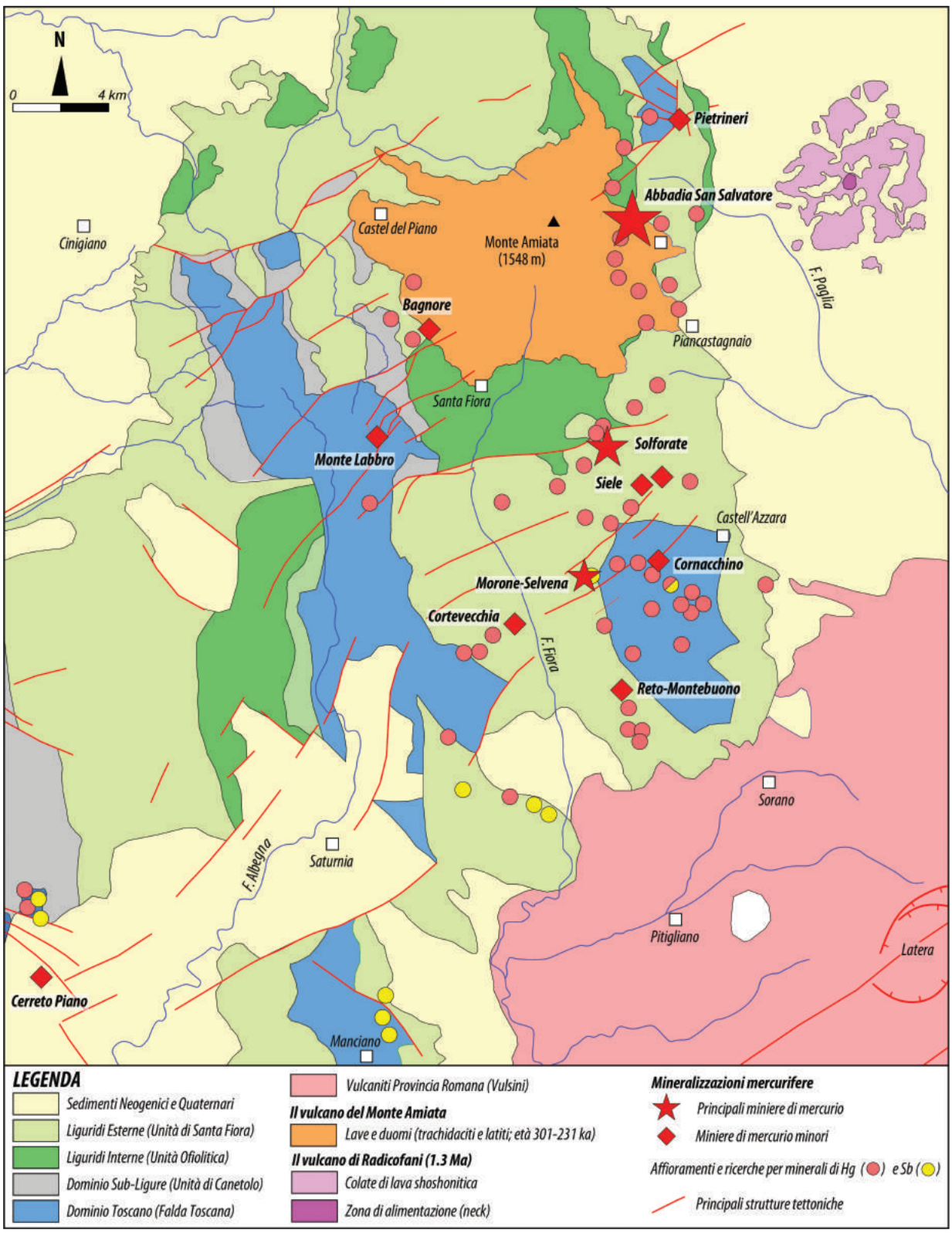



**Figura 19.2** - Carta geologica semplificata del Distretto Mercurifero del Monte Amiata con indicata la posizione delle miniere e degli affioramenti minori di minerali di mercurio e antimonio – *Schematic geological map of the Monte Amiata mercury District. The location of mines and minor outcrops of mercury and antimony minerals is highlighted.*

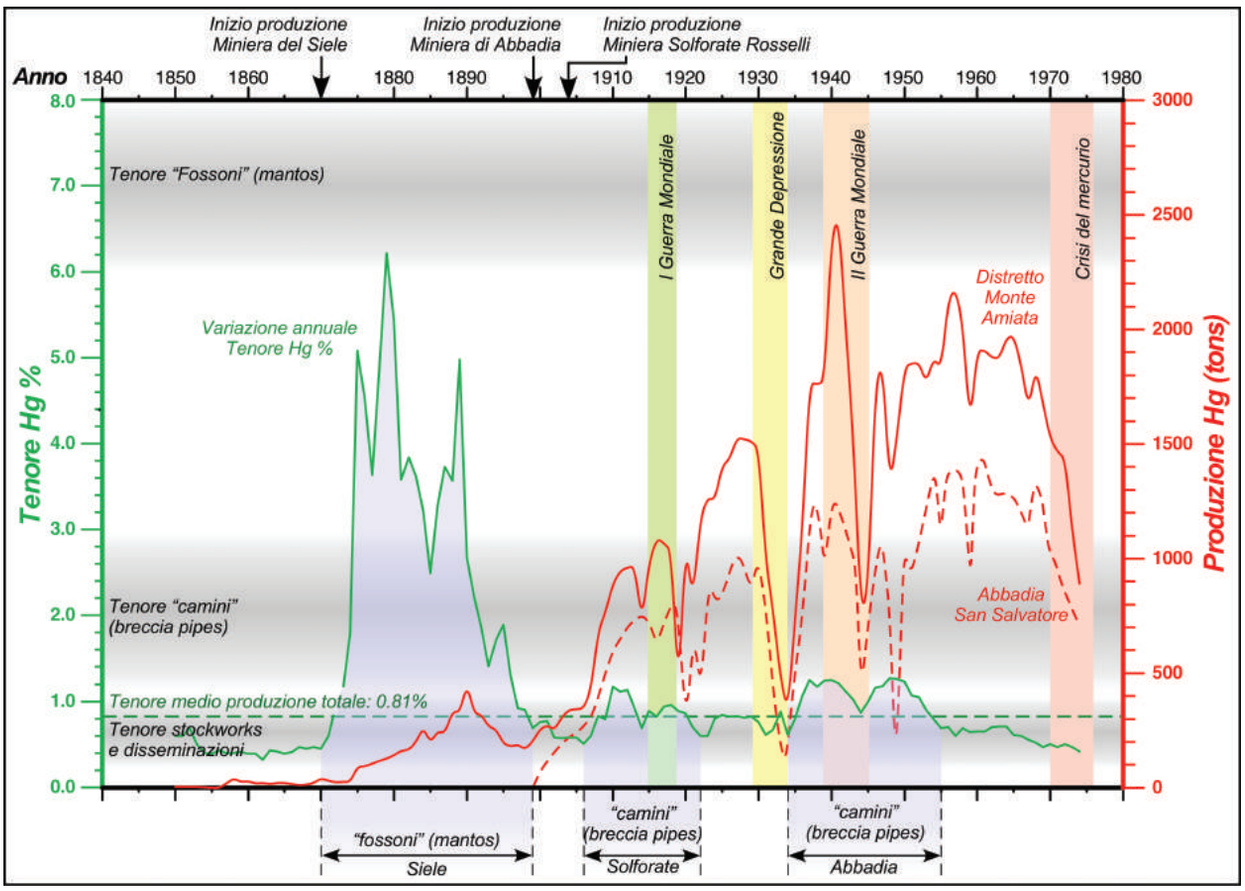



**Figura 19.3** - Variazione temporale (1850-1974) della produzione annua (in rosso) e del tenore medio annuo (in verde) di mercurio nel Distretto Mercurifero del Monte Amiata. Le bande orizzontali grigie indicano i tenori tipici dei vari tipi di corpi minerari descritti nel testo. Le bande verticali colorate evidenziano alcuni eventi storici che ebbero grande impatto sull'attività mineraria – *Temporal variation (1850-1974) of the annual production (in red), and the average grade (in green) of mercury for the Monte Amiata District. Horizontal grey bands indicate the typical grades of the various orebodies described in the text. Vertical coloured bands highlight main hystorical events that impacted on the mining activity.*

della famiglia Aldobrandeschi risalente al 1217. Questa famiglia di origine longobarda dominò la zona del Monte Amiata e le sue miniere fino alla prima metà del 1300, quando l'espansione della Repubblica di Siena e la grande crisi economica-demografica seguita alla peste produssero una progressiva decadenza della Contea di Santa Fiora e della sua produzione mineraria. Nel 1439 la Contea di Santa Fiora passò alla famiglia Sforza che mantenne sempre una certa indipendenza rispetto sia alla Repubblica di Siena prima, che al Granducato di Toscana poi, al quale fu formalmente annessa nel 1624-33. La posizione geografica (fra gli stati toscani e lo Stato della Chiesa) e l'instabilità politica generale della penisola italiana non favorirono certo l'attività mineraria nel Distretto amiatino che si limitava probabilmente a occasionali scavi di tipo artigianale. Non mancano però le storie, come quella (fine 1500) di un mulo carico di fiaschi pieni di mercurio che imbizzarrendo nel tragitto fra Selvena e Talamone distrusse il prezioso carico destinato allo Stato Pontificio. Fino alla fine del 1700 gli Sforza fecero lavorare le miniere di cinabro (in particolare Selvena) ma le produzioni furono molto limitate. Alcuni documenti parlano di circa 1000 chilogrammi per anno, corrispondenti a un volume di circa 0,1 $m^3$/anno: una quantità irrisoria (Strappa, 1977).

Nella prima metà del 1800 il Granduca di Toscana, Leopoldo II, tentò di razionalizzare lo sfruttamento

delle risorse naturali della regione. Il Granduca amava chiamare la Toscana la "*Sassonia del Sud*" e sognava di farne un grande paese industriale, sul modello inglese (Corsi, 2009). Per fare questo potenziò lo studio della Geologia e della Mineralogia nell'Università di Pisa nominando nel 1823 Paolo Savi professore di Storia Naturale e di Mineralogia, e Direttore del Museo dell'Università. Nel 1841, il Granduca chiamò a Pisa anche Leopoldo Pilla come professore di Geologia e Mineralogia e da lì a pochi anni (1844) anche l'ingegnere minerario Theodor Haupt come Consultore Minerario del Governo Granducale. Leopoldo II voleva conoscere in dettaglio la ricchezza mineraria del sottosuolo toscano e riformare la legge mineraria che ancora lasciava ai proprietari terrieri il diritto di esplorazione e escavazione, bloccando di fatto la nascita di un'industria mineraria moderna. I contenziosi per i diritti di sottosuolo dominarono tutta la prima parte della storia mineraria moderna del Distretto Mercurifero del Monte Amiata (fino alla legge mineraria del 1927).

È questo il periodo storico in cui, sul Monte Amiata, fioriscono buona parte delle storie minerarie più interessanti che coinvolgono pastori, ingegneri minerari, contadini, geologi, farmacisti e affaristi senza scrupoli.

## *2.2 La riscoperta: le miniere Siele e Solforate*

La tradizione vuole che l'attività mineraria moderna inizi con un pastore di nome "Mecone" che, dopo le piogge autunnali del 1841, raccolse alcuni chilogrammi di cinabro lungo il greto del Fiume Siele vendendoli poi al farmacista di Pitigliano come pigmento. Il farmacista mostrò il cinabro a Cesare Sadun, un commerciante della comunità ebraica di Pitigliano imparentato con degli affaristi di Livorno, il quale intuito il potenziale economico costituì rapidamente una società mineraria. La zona del Siele fu indagata per circa 20 anni ma la mineralizzazione cinabrifera risultava povera e discontinua. Nel 1864 il Sadun (socio di maggioranza) dichiarò il fallimento e i diritti di coltivazione furono acquisiti da Emmanuele Rosselli, un socio minore della società (appartenente alla nota famiglia Rosselli di Livorno, di origine ebraica che ebbe un ruolo rilevante sia nella storia risorgimentale sia in quella fascista e anti-fascista del XX secolo). Stranamente pochi anni dopo (1870) fu scoperto il vero giacimento del Siele, con tenori in mercurio talmente alti da rendere questa miniera una delle più remunerative dell'epoca (Figura 19.3). La ricchezza del nuovo giacimento condusse il Sadun ai limiti della pazzia perché correva voce che il sorvegliante della miniera avesse trovato il minerale ricco prima del fallimento ed avesse taciuto perché pagato dal Rosselli. La storia mineraria del Siele è stata letta e narrata in passato (es. Strappa, 1977) in chiave velatamente anti-ebraica ma la rilettura dei documenti dell'epoca (vedi Ciuffoletti et al., 2012) ha messo in evidenza i limiti imprenditoriali del Sadun e le notevoli capacità imprenditoriali e finanziarie del Rosselli. Va ricordato che a seguito delle Leggi Razziali Fasciste del 1938 la famiglia Rosselli fu costretta a cedere tutti i diritti minerari sul Siele (e Solforate) e i nomi di gallerie e pozzi furono "normalizzati" al gergo di regime (Dux, Autarchia, Littorio, etc.). Nel 1907 il giacimento del Siele era già considerato esaurito e, anche se alcune nuove zone mineralizzate furono individuate e coltivate nelle limitrofe zone del Carpine e Cesari, questa miniera non raggiunse più i picchi di produttività della seconda metà del XIX secolo. Malgrado la limitata dimensione dei corpi minerari, il giacimento del Siele è stato quello a più alto tenore di mercurio dell'intero Distretto (circa l'8% Hg).

Il secondo giacimento amiatino in termini di produzione di mercurio (dopo quello di Abbadia San Salvatore) è quello delle Solforate, posto immediatamente a nord del Siele. Qui i lavori iniziarono nel 1852, a sud dell'omonimo Fosso (zona Solforate Schwarzenberg), seguendo delle tracce di lavori antichi. Le vene di cinabro e le lenti di argilla con cinabro disseminato erano distribuite lungo una fascia di lenti di calcari marnosi immersi in argilliti (direzione SE-NW) che si dirigeva, approfondendosi, verso il Fosso delle Solforate. Durante il periodo di massima attività e produzione (1873-1879) la miniera fu diretta da Theodor Haupt, l'ex *Consultore Minerario* del Granduca di Toscana nell'Italia pre-unitaria. Malgrado gli ottimi risultati, è interessante notare che anche in questo caso i migliori guadagni furono ottenuti dalle società guidate dal solito

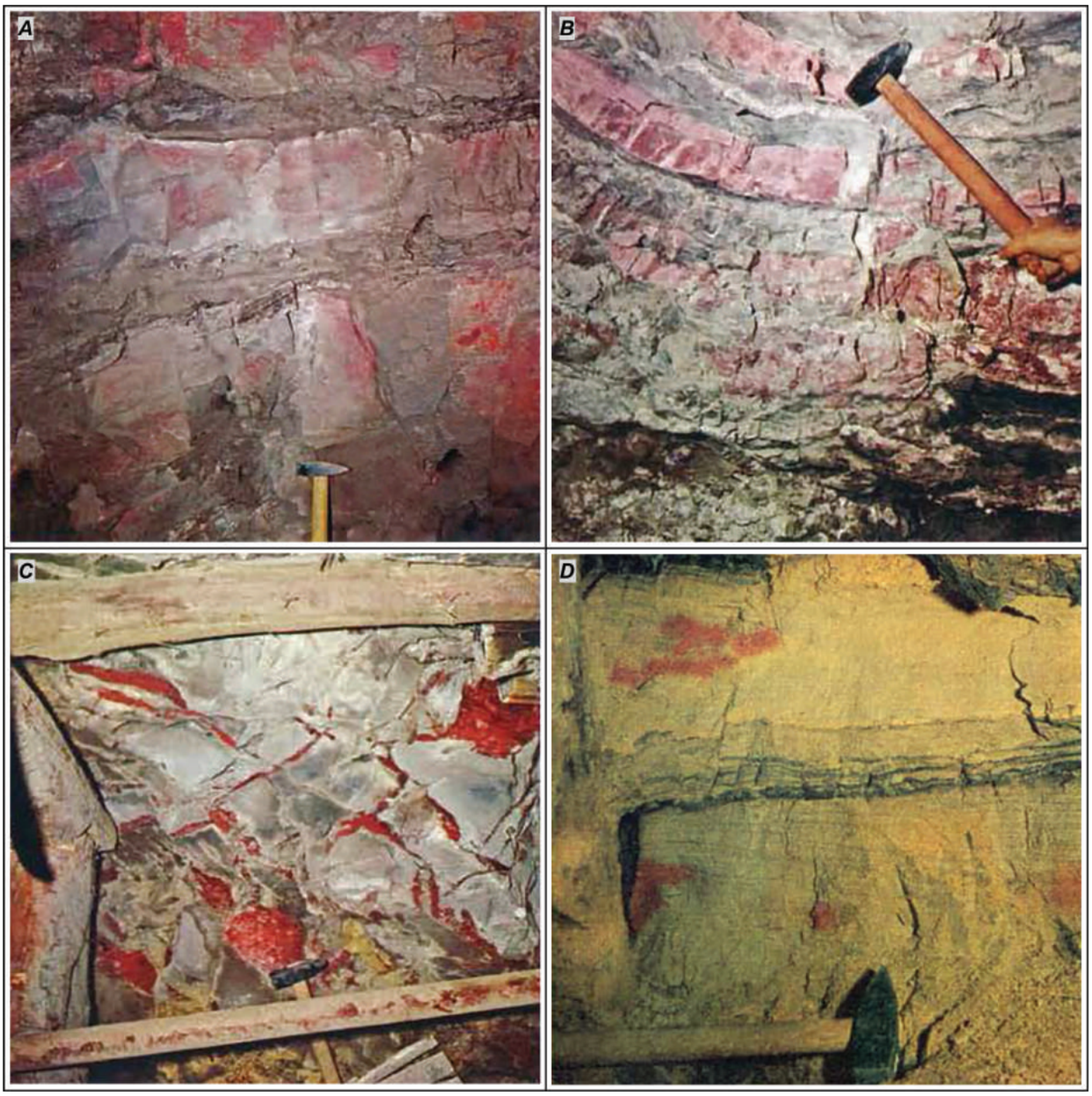



**Figura 19.4** - Alcune rare immagini dei fronti di galleria mineralizzati a cinabro (zone a basso tenore) riprese dai lavori di Zucchetti (1964, 1965). (a) Disseminazioni e piccole venette di cinabro nei banchi arenitici, intercalati ad argilliti, della Formazione della Pietraforte; Miniera Solforate, zona 8° livello; (b) *joints* con spalmature di cinabro nei livelli calcarenitici del *sopranummulitico*; miniera di Abbadia San Salvatore, livello -50; (c) *Stockwork* di vene di cinabro in un banco arenitico della Formazione della Pietraforte; Miniera Le Bagnore, livello 724; (d) Impregnazioni nodulari di cinabro nelle sabbie plioceniche; Miniera di Cerreto Piano, galleria 203 – *Some rare pictures of underground adit walls showing low-grade cinnabar ore (after Zucchetti, 1964, 1965). (a) Dissemination and veinlets of cinnabar hosted by arenitic layers alternated with argillites (Pietraforte Formation); Solforate mine, level 8; (b) Joints coated by cinnabar in calcarenitic layers from the "sopranummulitico"; Abbadia San Salvatore mine, level -50; (c) Stockwork of cinnabar veins hosted by an arenitic layer (Pietraforte Formation); Bagnore mine, level 724; (d) Nodular impregnation of cinnabar in the Pliocene sands; Cerreto Piano mine, adit 203.*

Emmanuele Rosselli che, intuita la prosecuzione in profondità del giacimento a nord del Fosso delle Solforate, sviluppò un importante programma di esplorazione mediante gallerie e pozzi (1883). Per molti anni i risultati furono deludenti ma con l'arrivo dell'ing. Vincenzo Spirek alla direzione

della miniera (zona Solforate Rosselli) le cose cambiarono e nel 1898 la galleria Modigliani intercettò la ricca zona argillosa dei "*fossoni*". In pochi anni la produzione della miniera aumentò vertiginosamente soprattutto con la scoperta di una struttura sub-verticale a pianta sub-circolare irregolare che dagli antichi scavi di superficie (*Anticaie*) scendeva per circa 80 metri fino a intercettare il contatto con le sottostanti arenarie (Pietraforte). Sotto la Direzione dell'ing. A. Magnani (dal 1907) diventò una delle miniere più importanti del distretto. Grazie alla galleria Emilia, il minerale delle Solforate veniva portato agli impianti di trattamento del Siele. Nel 1923 i lavori raggiunsero la mineralizzazione cinabrifera al tetto delle formazioni arenacee profonde (Figura 19.4a) e, nel 1940, la miniera raggiunse il massimo di produzione.

Quella del Siele è la storia "simbolo" della ripresa mineraria nella regione amiatina ma altre storie minori si intrecciano nel tempo e nello spazio. Un contadino, sempre dopo le piogge autunnali, notò della polvere di cinabro concentrata dal ruscellamento delle acque lungo la strada fra Montebuono e Poggio Bronzino (Sorano, GR). Era il 1885 e nell'arco di quattro anni il piccolo giacimento Reto-Montebuono era stato scoperto ed il primo forno Cermak-Spirek della regione amiatina era entrato in funzione (fino ad allora venivano usati i rudimentali forni a storte). Simili storie esistono per le miniere di Cerreto Piano, Morone, Cortevecchia, Cornacchino, Capita, etc.

## *2.3 Il grande salto produttivo: la miniera di Abbadia San Salvatore*

La "Febbre del Mercurio" era esplosa e a questi esploratori più o meno casuali si unì una folta schiera di prospettori minerari improvvisati che, armati di batea, iniziarono a saggiare i sedimenti di fiumi e torrenti in cerca della polvere rossa. Il più famoso fu un certo Enrico Serdini, uno stagnino di Montepulciano che esplorava il Monte Amiata munito di una rudimentale catinella. La tradizione gli attribuisce la scoperta, nel 1897, del giacimento di Abbadia San Salvatore. Con la sua catinella individuò considerevoli concentrazioni di cinabro in un piccolo bacino lacustre (Le Lame) ospitato nelle vulcaniti, poco a monte dell'abitato[2]. I pozzetti esplorativi scavati dall'ingegnere minerario Friederich Ammann individuarono dei notevoli volumi mineralizzati all'interno delle rocce vulcaniche, e con le successive gallerie esplorative fu finalmente individuato il giacimento incassato nelle rocce sedimentarie: il più grande del Distretto (54% della produzione amiatina) e uno dei più grandi al mondo. In pochi decenni il giacimento venne completamente delineato e gli enormi guadagni portarono alla fondazione della più grande compagnia mineraria del distretto amiatino, la Società Mercurifera Monte Amiata che resisterà, accorpando progressivamente le altre piccole società e cambiando assetto societario, fino alla chiusura definitiva del distretto minerario nel 1982.

A proposito di questo giacimento è importante notare il ruolo del famoso geologo toscano Bernardino Lotti. All'epoca della scoperta, Lotti era già considerato uno dei massimi esperti minerari in Toscana e fu subito interpellato per fornire una consulenza sul giacimento delle Lame. Lotti aveva già rilevato e studiato il Monte Amiata (Lotti, 1878) e sembra che la sua interpretazione del giacimento, pubblicata nel 1901, fosse stata condotta senza un accurato studio di terreno. Il Lotti interpretò i sedimenti cinabriferi alternati a letti di lignite e diatomiti, e gli ammassi di brecce caotiche con argilla cinabrifera sottostanti, come il risultato di un grande frana suggerendo di cercare il giacimento primario a monte delle Lame. L'ing. Amman fece scavare numerose gallerie sul fianco della montagna ma le vulcaniti risultarono sterili o poverissime. Come le gallerie penetrarono invece nel substrato sedimentario sottostante trovarono un grandissimo giacimento di cinabro al contatto (gallerie XXI, XXII, etc.) posizionato 200-300 m a ovest del bacino delle Lame e a una quota di poche decine di metri superiore. Il giacimento di contatto presentava delle radici sub-verticali, controllate da strutture tettoniche SW-NE, che si spingevano verso il basso all'interno della sequenza sedimentaria. Malgrado i tenori medi in mercurio generalmente inferiori a 1%, le enormi dimensioni di questo corpo minerario fecero fare un salto di qualità produttivo al Distretto Mercurifero del Monte Amiata. La posizione del

[2] Vedi Capitolo 18

giacimento di contatto non era conciliabile con l'ipotesi della frana di Lotti ma l'interpretazione del grande geologo influenzò per molto tempo ancora la strategia esplorativa: si cercava il cinabro a monte delle Lame senza puntare l'esplorazione in profondità sotto la cava delle Lame. Tuttavia, la giacitura del giacimento di contatto, immergente verso est, guidò successivamente l'esplorazione a ritroso fin sotto il corpo minerario delle Lame (galleria VII, Livelli intermedio superiore e uno): negli anni '20 del XX secolo era ormai chiaro che l'ipotesi di Lotti era errata e che la mineralizzazione superficiale delle Lame aveva una radice che, perforando la copertura vulcanica, si approfondiva fino al substrato sedimentario a circa 100 metri sotto la superficie esterna. La zona profonda del corpo minerario delle Lame (livello Mili, ex. Livello Mezzena), ricchissima e con frequenti concentrazioni di cinabro puro, permise le straordinarie produzioni del periodo 1935-1954 con tenore medio in mercurio sempre superiore ad 1%. Possiamo considerare questo come il maggiore errore interpretativo nella carriera scientifica e mineraria di Bernardino Lotti. Il Lotti continuò a sostenere la sua ipotesi anche dopo le incongruenze evidenziate dall'esplorazione mineraria (Lotti, 1928). Egli scrisse, fino alla sua morte nel 1933, numerose pubblicazioni su tutti i giacimenti toscani ma non pubblicò mai uno studio esaustivo del più importante giacimento metallifero toscano, quello di Abbadia San Salvatore. L'ipotesi di Lotti fu ripresa e sviluppata successivamente da Zucchetti (1964) a sostegno della sua idea sull'origine detritica di alcuni giacimenti amiatini (il corpo delle Lame ad Abbadia, il giacimento di Cerreto Piano, Saturnia). Questo autore presentò una sezione geologica del corpo delle Lame totalmente errata e non corrispondente alla geologia di miniera e di superficie. L'intera ipotesi detritica venne successivamente demolita dallo studio di Dessau e De Stefanis (1969) su Cerreto Piano. A onor del vero va però detto che esistono evidenze di rimobilizzazione meccanica post-idrotermale nel giacimento di Abbadia San Salvatore e riportate in molti documenti minerari. Il problema di Zucchetti fu di generalizzare queste situazioni locali, minori, alla scala di porzioni rilevanti del giacimento, utilizzandole erroneamente nell'interpretazione del corpo delle Lame, ed estendendole addirittura all'intero giacimento di Cerreto Piano.

Con gli anni '50 del XX secolo si entra nella fase calante della parabola mineraria del giacimento di Abbadia San Salvatore (e dell'intero Distretto). I maggiori corpi minerari del giacimento erano stati scoperti e in buona parte coltivati. Le ultime porzioni scoperte a est del Pozzo Garibaldi (fra il Livello Serdini e il Livello -200; Figura 19.4b) non erano paragonabili per dimensioni e tenore di Hg con quelle coltivate fino ad allora. La crisi mondiale del mercurio negli anni '70 del XX secolo darà la botta finale e, malgrado alcune innovazioni tecniche nel processo estrattivo e metallurgico, le attività andranno progressivamente a chiudersi.

## 3 Mineralogia dei giacimenti

La cristallochimica dei minerali di mercurio è molto complessa in quanto il mercurio si lega all'ossigeno ma anche agli elementi calcofili (S, As, Sb, Se, and Te) e agli alogeni (Cl, Br, and I). Il mercurio si presenta normalmente in tre stati di valenza (0, 1+ e 2+) e molteplici numeri di coordinazione (II, IV, VI e VIII) che si ripercuotono sulla notevole variazione del raggio ionico effettivo (da 0,83 a 1,33 Å). Tutto questo si riflette in un numero elevato di specie minerali, ufficialmente accettate dalla International Mineralogical Association, che contengono mercurio come elemento fondamentale: circa 100 (vedi https://www.mindat.org; Hazen et al., 2013). L'unica specie comune è il cinabro, tutte le altre specie sono rare e molte addirittura rarissime essendo state identificate in pochissime località nel mondo. In gran parte dei giacimenti idrotermali primari il minerale "economico" era il cinabro ma esistono alcuni giacimenti insoliti dove il minerale prodotto era costituito da rarissimi minerali di mercurio. Ad esempio il giacimento di Huitzuco (Messico) è noto per aver prodotto essenzialmente livingstonite: un raro solfosale di mercurio e antimonio ($HgSb_4S_6(S_2)$). Alcuni giacimenti ubicati nelle zone desertiche degli Stati Uniti presentavano una forte ossidazione della parte più superficiale dei corpi minerari a cinabro (Terlingua, Texas; McDermitt,

Nevada; Clear Creek, California). In questa zone di alterazione supergenica furono estratte molte tonnellate di rarissimi alogenuri-solfati-ossidi di mercurio come la terlinguaite ($(Hg_2^{2+})Hg_2^{2+}Cl_2O_2$), la kleinite ($(Hg_2N)(Cl,SO_4)\cdot nH_2O$), l'eglestonite ($(Hg_2^{2+})_3OCl_3(OH)$) e la montroydite (HgO).

La mineralogia dei giacimenti mercuriferi amiatini è, come nella maggioranza dei giacimenti di mercurio nel mondo, molto semplice sia per numero di specie minerali presenti, sia per il numero di elementi chimici coinvolti, come pure dal punto di vista della cristallochimica del mercurio (Figura 19.5; Figura 19.6). Tuttavia manca ancora uno studio esaustivo moderno della mineralogia di questo Distretto Minerario. È ovvio che località ricche di specie mercurifere supergeniche (oxy-alogenuri, solfati, carbonati) come i giacimenti statunitensi sono estremamente rare nel mondo, ma una maggiore attenzione alla mineralogia degli affioramenti cinabriferi amiatini potrebbe fornire importanti informazioni sui processi naturali di mobilizzazione e dispersione ambientale del mercurio durante l'ossidazione e la lisciviazione dei solfuri e dei minerali di ganga. Informazioni di notevole interesse da affiancare a quelle relative ai materiali rimaneggiati dall'attività mineraria e metallurgica (discariche, suoli contaminati intorno ai forni, etc.; Rimondi et al., 2014).

L'unico minerale di mercurio sfruttato in tutto il Distretto era il cinabro (HgS) in disseminazioni nell'argilla idrotermale o nei calcari, nelle vulcaniti (Figura 19.5a) e nella Pietraforte, in masse compatte microgranulari (*tozzi, massello*, Figura 19.5b), in masse compatte bandate di cristalli fibroso-raggiati (*testaceo*, Figura 19.5c) e in masse-venette-patine dall'aspetto terroso-pulverulento (Figura 19.5d). Nella miniera di Cerreto Piano il cinabro sostituiva la matrice di un livello di sabbie plioceniche (Figura 19.4d) costituendo begli aggregati di forma coralloide o botrioidale e sostituendo talvolta resti vegetali carbonizzati. Sempre in questa miniera sono stati descritti cristalli aciculari di cinabro cresciuti all'interno di fossili di bivalvi pliocenici (De Castro, 1914). Più raramente sono stati osservati piccoli cristalli euedrali nelle cavità delle masse di cinabro microcristallino (ben noti quelli dei livelli -50 e -75 ad Abbadia San Salvatore) o in alcune fratture parzialmente riempite di cristalli di calcite e dolomite nelle arenarie della Pietraforte (es. Solforate).

Da queste ultime fratture provenivano gli esemplari di cinabro amiatino più famosi dal punto di vista museologico e collezionistico: le *fragole* (Figura 19.6a). Le *fragole* sono aggregati di microcristalli di cinabro, a forma sferoidale o di cavolfiore, cresciuti in modo casuale sulle pareti delle fratture nella Pietraforte. Il colore, in genere rosso vermiglio, può essere parzialmente o totalmente mascherato da croste biancastre di micro-cristalli di calcite e dolomite. Le dimensioni variano da pochi millimetri fino a diversi centimetri. Gli esemplari più spettacolari sono quelli dove le *fragole* emergono decisamente dalla matrice. In alcuni casi gli aggregati microgranulari di cinabro tendono a tappezzare la superficie della frattura producendo croste dall'aspetto botrioidale. Secondo Eckel (1948), le *fragole* contengono talvolta del mercurio nativo al nucleo. Gli esemplari più belli di *fragole* furono trovati ai livelli inferiori (fra i livelli 8 e 14) nella zona sud del giacimento delle Solforate, in corrispondenza dei Pozzi 2 e 9. Altri esemplari furono trovati alla terminazione settentrionale del giacimento, nella zona della ex miniera Argus-Abetina e anche all'inizio delle escavazioni nella Sezione Carpine della miniera del Siele (in questo caso in fratture del calcare). Il termine *fragole* è probabile che facesse parte del gergo di miniera e viene riportato per la prima volta nella monografia di De Castro (1914) a proposito di alcuni campioni estratti al Carpine, visto che all'epoca la miniera delle Solforate non aveva ancora raggiunto la mineralizzazione nella Pietraforte. Infine, al livello 14 della zona sud delle Solforate fu trovata una frattura con degli straordinari aggregati di cristalli aghiformi di cinabro centimetrici, così fragili che bastava un soffio per frantumarli (testimonianza del minatore Ilario Ronca; http://www.archiviovideodistoriaorale.it). In alcuni casi le fragole a tessitura microgranulare sono ricoperte da una sottile e delicata incrostazione di cinabro in cristalli aciculari.

Altri minerali di mercurio presenti erano il meta-cinabro, il mercurio nativo, e in modo dubitativo la montroydite. Il metacinabro (HgS) è il polimorfo a

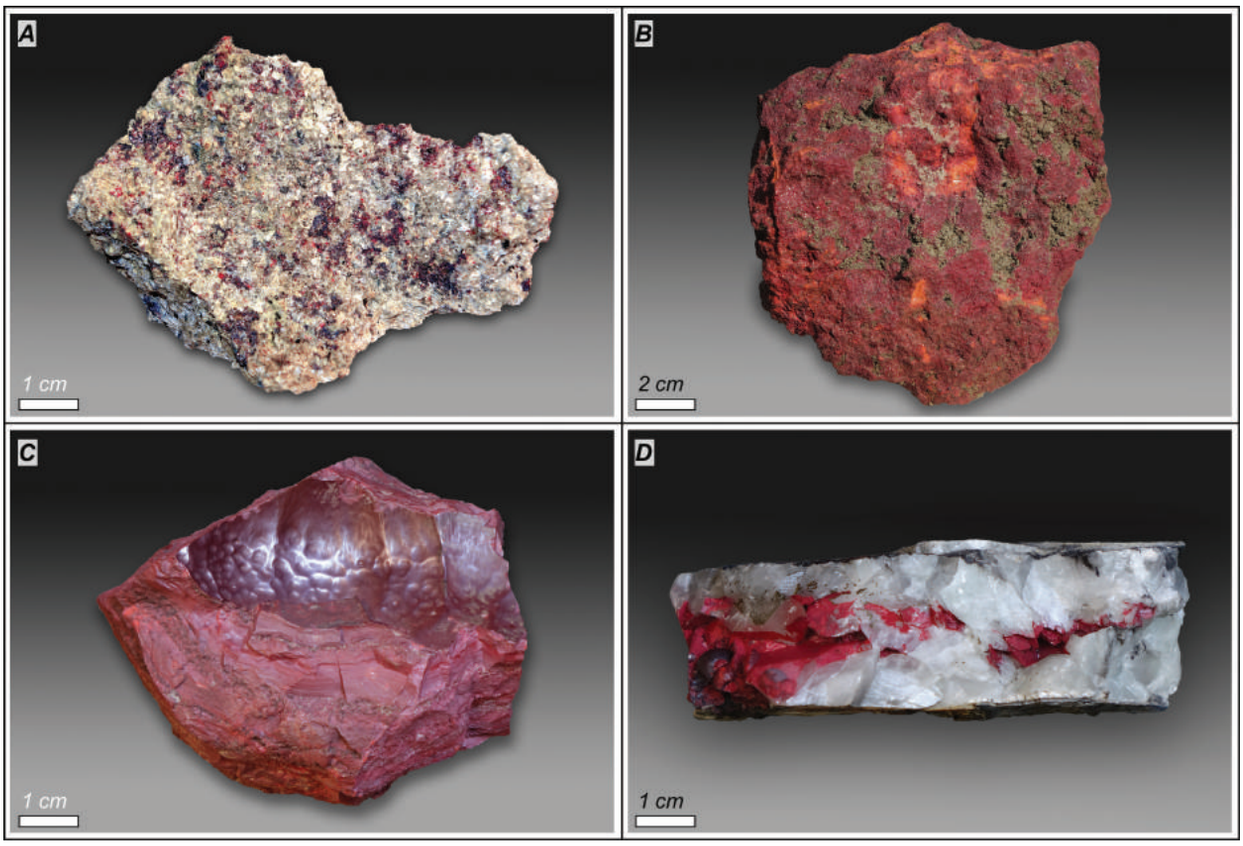



**Figura 19.5** - Campioni di alcuni tipi tessiturali di mineralizzazione cinabrifera, miniera di Abbadia San Salvatore (Collezione del Museo Civico di Storia Naturale di Milano). (a) Disseminazioni di cinabro in roccia vulcanica caolinizzata; (b) Massa di cinabro microgranulare con piccole cavità parzialmente riempite di minerali del gruppo delle argille; (c) Massa bandata di cinabro a tessitura fibroso raggiata con il tipico aspetto *testaceo*; (d) Vena di calcite con cavità assiali parzialmente incrostate di cinabro – *Samples of some textural types of the cinnabar ore from the Abbadia San Salvatore mine (collection of the Museo Civico di Storia Naturale di Milano). (a) Cinnabar disseminations in kaolinized volcanic rock; (b) Microgranular mass of cinnabar with small cavities partially filled by clay minerals; (c) Banded mass of cinnabar with fibrous-radiating texture (testaceo); (d) Calcite vein with axial cavities partially filled by cinnabar.*

simmetria cubica del solfuro di mercurio ed è stato trovato nelle miniere Bagnore, Pietrineri e Abbadia San Salvatore. Alla miniera Bagnore si trovava in cristalli tetraedrici millimetrici di colore nero pece e lucentezza metallica impiantati in fratture della Pietraforte insieme a calcite, solfuri di arsenico, marcasite, cinabro e sfalerite (Figura 19.6b; Biagioni et al., in stampa). Alla miniera Pietrineri è stato trovato in una breccia idrotermale in cristalli triacistetraedrici associati a cinabro. Ad Abbadia San Salvatore è stato identificato in luce riflessa e mediante analisi minerochimiche in piccoli granuli irregolari nel cinabro microgranulare (Rimondi et al., 2015; Dini, dati non pubblicati). Il mercurio nativo (Hg) in piccole goccioline fu trovato raramente nelle zone superficiali di alcuni giacimenti (Siele, Abbadia, Solforate, etc.), mentre invece la montroydite (HgO) in cristallini di colore rosso è segnalata alla miniera Morone-Selvena.

Lo studio dei residui di lavorazione metallurgica e dei suoli ha evidenziato la presenza di varie fasi contenenti mercurio quali la mosesite ($(Hg_2N)(Cl,SO_4)\cdot H_2O$), e il calomelano ($Hg_2Cl_2$) oltre a cinabro, metacinabro e mercurio nativo (Rimondi et al., 2014).

Marcasite e talvolta pirite ($FeS_2$) sono ubiquitarie e spesso abbondanti come disseminazioni di piccoli cristalli intimamente associati a tutte le mineralizzazioni cinabrifere. Talvolta si osservano piccoli cristalli euedrali nelle fratture di calcari e Pietraforte associati a fragole di cinabro (Solforate) o a meta-cinabro (Bagnore). Molto comuni,

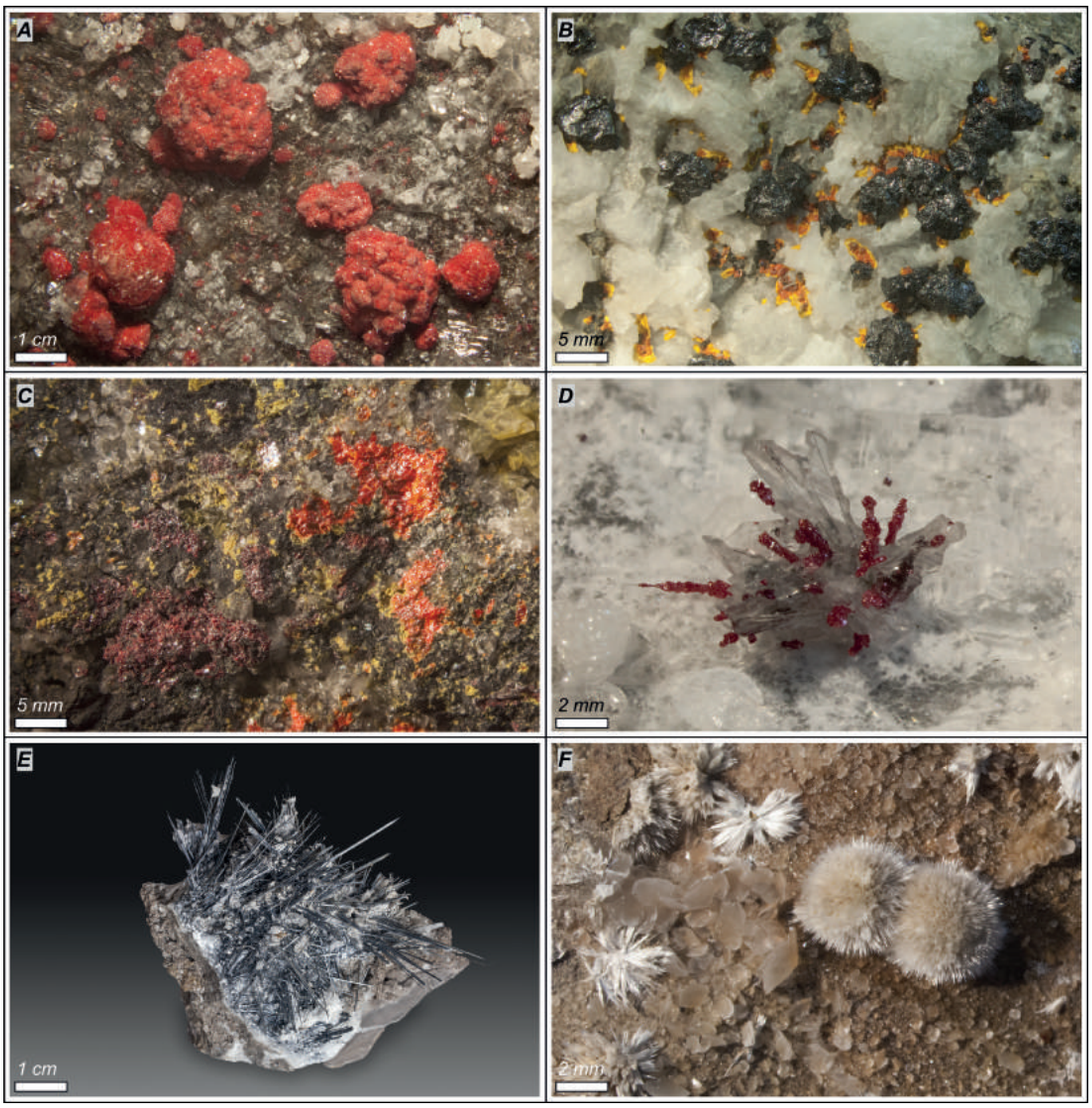



**Figura 19.6** - Fotografie macro di alcuni dei minerali del Distretto del Monte Amiata. (a) *Fragole* di cinabro incrostate da microscopici cristalli di calcite, impiantate su un tappeto di cristalli trasparenti di calcite e cristalli bianchi di dolomite. Da una fessura nella Pietraforte, miniera delle Solforate (collezione Dini); (b) Cristalli irregolari di metacinabro (nero) associati a solfuri di arsenico (arancio-giallo) in una vena di calcite incassata nella Pietraforte, miniera Le Bagnore (collezione Dini); (c) Aggregati microgranulari rosso-arancio di realgar associati a orpimento giallo pulverulento e ad aggregati microgranulari rosso scuro di cinabro. Da una breccia idrotermale della miniera di Pietrineri (collezione Coen); (d) Ciuffo di sottilissimi cristalli aghiformi di millerite parzialmente incrostati da cinabro microgranulare e da calcite in cristalli tabulari; miniera delle Solforate (collezione Coen); (e) Gruppo di cristalli prismatici e aghiformi di stibnite parzialmente incrostati da cristalli scalenoedrici di calcite e da cristalli di quarzo. La matrice è il calcare-dolomitico grigio della Miniera Morone-Selvena (collezione Pistolesi); (f) Aggregati fibroso-raggiati di dawsonite con cristalli di calcite in una frattura del calcare, Formazione di Santa Fiora (Miniera delle Solforate; collezione Dini) – *Macro-photos of some minerals from the Monte Amiata District. (a) "Fragole" (strawberries) of cinnabar encrusted by calcite microcrystals. They grew in a fracture of arenitic rock (Pietraforte) covered by crystals of colourless calcite and white dolomite (Solforate mine; Dini collection); (b) Irregular crystals of metacinnabar (black) associated with arsenic sulphides (yellow-orange) in a calcite vein hosted by the Pietraforte formation (Bagnore mine; Dini collection); (c) Microgranular aggregates of realgar (red-orange) associated with earthy orpiment (yellow) and dark-red microgranular cinnabar. From a hydrothermal breccia, Pietrineri mine (Coen collection); (d) Small tuft of tiny acicular crystals of millerite partially encrusted by microgranular cinnabar and platy calcite (Solforate mine; Coen collection); (e) Cluster of prismatic and acicular crystals of stibnite, partially covered by small scalenohedral crystals of calcite and quartz crystals, on dolomitic limestone (Morone mine; Pistolesi collection; (f) Fibrous-radiating aggregates of dawsonite associated with calcite crystals from a fracture in a limestone bed, Santa Fiora Formation (Solforate mine; Dini collection).*

anche se sempre in piccole quantità, sono i due polimorfi del solfuro di arsenico (Figura 19.6c): realgar e orpimento ($As_2S_3$). Disseminazioni e masse compatte o concrezionate sono state trovate in quasi tutte le miniere, ma meritano di essere ricordate la miniera di Pietrineri e la ricerca di Case Testi dove sono stati raccolti piccoli, ma perfetti, cristalli euedrali rossi di realgar. Alla miniera delle Solforate, nello stesso tipo di fratture dove si trovano le *fragole* di cinabro, sono stati trovati gruppi divergenti millimetrici di cristalli aciculari del solfuro di nickel, millerite (NiS) spesso incrostati da microscopici cristalli rossi di cinabro (Figura 19.6d). La miniera Morone-Selvena è l'unica a mostrare significative concentrazioni di stibnite ($Sb_2S_3$) che, soprattutto nella parte profonda del giacimento cinabrifero (Livello -120) raggiungevano tenori medi intorno a 1,5% Sb. Le concentrazioni antimonifere localmente presentavano delle cavità con bei cristalli prismatici grigi metallici di stibnite lunghi fino a 9 cm in associazione con cristalli di calcite (scalenoedrici), quarzo e fluorite (Figura 19.6e). Secondo Arisi Rota et al. (1971) la mineralizzazione a stibnite era successiva alla formazione del giacimento mercurifero. Sempre in associazione spaziale con i giacimenti mercuriferi, la stibnite è stata trovata anche alla miniera del Cornacchino (Sezione Poggiali), a Capita, a San Martino sul Fiora, a Zolfiere-Pereta e nella ricerca di Pozza al Lino. In quest'ultima località la stibnite costituisce cristalli prismatici incrostati di cinabro e immersi in un banco di gesso saccaroide (Dessau et al., 1972). Infine, come curiosità, è stata segnalata la presenza di calcopirite ($CuFeS_2$) alle Solforate e a Bagnore.

Fra i minerali di ganga dei corpi minerari, specialmente di quelli a più alto tenore di mercurio, i più comuni erano i minerali del gruppo delle argille. Queste masse di minerali argillosi con cinabro disseminato, dalla consistenza plastica, costituivano la cosiddetta *biocca* (gergo di miniera). Il colore delle argille mineralizzate variava da grigio a nero a causa di disseminazioni diffuse di solfuro di ferro. Le disseminazioni di cinabro spesso non erano visibili a occhio nudo e si palesavano solo lavando il minerale con la batea o incidendolo con una punta metallica. Purtroppo non esistono studi diffrattometrici e minero-chimici specifici e le uniche informazioni disponibili sono le analisi chimiche effettuate da Mattirolo (in De Ferrari, 1890) su campioni della miniera del Siele. Da queste analisi, e tenendo conto dei limiti analitici dell'epoca, è ipotizzabile che la *biocca* fosse costituita da caolinite ($Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$) e da montmorillonite ($(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O$) coerentemente con il contesto epitermale di questi giacimenti. L'alterazione idrotermale sembra avere interessato anche le rocce incassanti a notevole distanza dai corpi minerari principali. Secondo Battaglia et al. (2007, 2013), l'originaria paragenesi a illite-chlorite delle rocce argillitiche incassanti è stata trasformata in una associazione a caolinite + vermiculite/smectite ($Mg_{0.7}(Mg,Fe,Al)_6(Si,Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot 8H_2O$). È interessante notare come tutti gli articoli scientifici precedenti al 1960 considerino i minerali argillosi come la ganga più abbondante delle mineralizzazioni (es. Eckel, 1948 e letteratura citata). A partire da questa data, con l'esaurimento delle zone più ricche dei giacimenti e la coltivazione degli *stockworks*-disseminazioni a basso tenore, le descrizioni scientifiche "perdono" la memoria mineralogica, le mineralizzazioni nella *biocca* vengono descritte sommariamente (Arisi Rota et al., 1971) e la calcite diventa l'unica fase di ganga abbondante (Klemm e Neumann, 1984; Rimondi et al., 2015).

I giacimenti mercuriferi del Monte Amiata, a differenza di altri giacimenti di questo metallo nel resto del mondo, sono caratterizzati dalla quasi totale mancanza di fasi della silice ($SiO_2$) e dall'abbondanza di carbonati e solfati di calcio. Il quarzo ($SiO_2$) è stato trovato in associazione con stibnite alla miniera Morone-Selvena, e come rare concentrazioni calcedoniose in alcuni dei corpi di argilla cinabrifera del Distretto. Il minerale di ganga più comune dopo le argille è la calcite ($CaCO_3$) in disseminazioni e concentrazioni irregolari nelle masse di argilla cinabrifera, oppure come riempimento totale o parziale di fratture all'interno dei calcari e della Pietraforte. In quest'ultimo caso (Figura 19.6a) si osservano spesso cristalli euedrali romboedrici incolori o bianchi spesso associati ad aggregati selliformi di cristalli bianchi di dolomite ($CaMg(CO_3)_2$). Un altro carbonato abbastanza

diffuso nell'area, specialmente nella zona Siele-Solforate, è la dawsonite ($NaAlCO_3(OH)_2$) in gruppi divergenti di cristalli aciculari bianchi o in aggregati sferoidali fibroso raggiati (fino a 1 cm) che ricoprono le fratture dei livelli carbonatici (Figura 19.6f). Malgrado siano stati descritti esemplari in associazione con il cinabro, la dawsonite in genere è stata trovata in campioni privi di minerali mercuriferi. In un campione della miniera del Siele (De Castro, 1914) il cinabro era sicuramente posteriore alla dawsonite in quanto ne incrostava i cristalli aciculari. I rapporti paragenetici fra dawsonite, cinabro e calcite non sono chiari e meritano ulteriori studi.

Altro minerale di ganga abbondante era il gesso ($CaSO_4$) in masse compatte, disseminazioni o in venette che spesso inglobavano cinabro microgranulare. Era molto comune sia nei corpi minerari di argilla cinabrifera sia nella parte profonda del giacimento del Morone. In passato sono stati descritti cristalli pluricentimetrici euedrali di gesso con inclusioni e incrostazioni di cinabro nelle miniere di Morone-Selvena e di Cortevecchia (De Castro, 1914). Alla miniera di Pietrineri oltre al gesso era molto comune anche la celestina ($SrSO_4$) in cristalli prismatici a sezione quadrata o rettangolare di colore grigio-azzurrino. La celestina costituiva masse compatte ricche di cavità associate a solfuri di mercurio, ferro e arsenico. In alcune miniere sono state trovate masse e cristalli di fluorite ($CaF_2$). Gli esemplari più belli, in cristalli cubici centimetrici bianchi associati a cristalli prismatici grigi di stibnite, sono quelli trovati nella miniera Morone-Selvena.

Infine la presenza di solfo nativo (S) in cristalli euedrali e in masse granulari è stata notata in molte località, specialmente in zone fratturate della mineralizzazione attraversate da fluidi e gas geotermici (es. Bagnore, Solforate).

## 4 I corpi minerari: dal gergo di miniera ad un modello descrittivo moderno

Fin dall'inizio delle attività minerarie moderne le conoscenze tecniche e scientifiche di ingegneri minerari e geologi si scontrarono con la complessità e varietà di geometrie, tessiture e rocce incassanti dei giacimenti mercuriferi del Distretto Mercurifero del Monte Amiata e con il loro problematico legame con le rocce magmatiche affioranti (ofioliti, "selagiti", complesso vulcanico del Monte Amiata). Nel XIX secolo la tendenza era di interpretare tutti i giacimenti toscani come idrotermali (ipotesi sostanzialmente corretta ancora oggi) e in particolare come manifestazioni filoniane, cioè come riempimento di fratture beanti, mediante la precipitazione di minerali (solfuri e/o ossidi di metalli + silicati e carbonati di ganga) a partire da un fluido acquoso caldo che risaliva attraverso la frattura stessa. Poiché la fratturazione della crosta terrestre produce fratture e faglie sostanzialmente planari, la geometria "normale" di un giacimento idrotermale filoniano doveva essere appunto planare e come pure abbastanza netto doveva essere il passaggio fra il filone (riempimento della frattura/faglia) e la roccia incassante più o meno alterata.

I giacimenti mercuriferi del Monte Amiata non presentavano questi caratteri "semplici" (Figura 19.7; Figura 19.8; Figura 19.9), non c'erano filoni da seguire, e ingegneri e minatori dovettero variare nel tempo le strategie di coltivazione. Anche gli scienziati ebbero notevoli problemi, soprattutto nella fase iniziale (fine XIX - inizio XX secolo), sia per la descrizione dei corpi minerari sia per l'interpretazione dei meccanismi genetici. Purtroppo una piena comprensione scientifica generale dei sistemi epitermali è stata raggiunta solo a partire dagli anni '70 del secolo scorso, esattamente nel periodo in cui le miniere dell'Amiata chiudevano. Questo ha precluso lo svolgimento di studi scientifici moderni. L'aspetto più enigmatico per gli autori delle pubblicazioni più recenti (es. Klemm e Neumann, 1984) era l'apparente assenza di alterazione idrotermale tipica dei sistemi epitermali. Il presente studio ha chiarito in parte questo problema: i corpi minerari più grandi e ricchi di cinabro erano costituiti da minerali del gruppo delle argille (probabilmente caolinite e montmorillonite; la *biocca*) derivati da un'intensa alterazione idrotermale delle rocce incassanti (alterazione argillica e/o argillica avanzata).

La rilettura di una parte dei documenti geologico-minerari svolta in occasione della scrittura di questo

articolo ha permesso di reinterpretare in chiave moderna i caratteri geo-mineralogici dei diversi corpi minerari. Si tratta di una prima indagine che permette di formulare alcune ipotesi di lavoro che sarebbe interessante verificare e modificare studiando l'ampia documentazione disponibile negli archivi minerari e conducendo indagini sia di terreno (agli affioramenti e nei sotterranei ancora agibili) sia petrografico-geochimico-isotopiche su campioni delle mineralizzazioni (da collezioni pubbliche e private e da nuovi campionamenti). Una volta conseguiti questi risultati sarebbe importante definire il contesto deformativo regionale e locale che ha controllato la localizzazione dei vari giacimenti, seguendo l'approccio geologico strutturale di Brogi et al. (2011).

Durante lo sfruttamento minerario nacque una ricca terminologia per indicare i vari tipi di corpi minerari e di rocce incassanti. Termini come *fossone*, *caotico*, *biocca*, *tromba*, *testaceo*, *venta*, *camino*, *coltellino*, *tozzo*, *massello, liscione,* erano di uso comune in miniera e ampiamente usati nella letteratura scientifica e mineraria dell'epoca. Sulla base della documentazione studiata si possono definire quattro tipi principali di corpi minerari e tentare una comparazione della vecchia terminologia di miniera con la moderna terminologia scientifica internazionale relativa ai giacimenti idrotermali (Figura 19.7; Figura 19.8; Figura 19.9):

1) i *fossoni e le trombe*, ad altissimo tenore di mercurio, sono attribuibili a giacimenti di sostituzione tipo *Mantos*;

2) i *caotici* ospitati in *camini* sub-verticali, ad alto tenore, presentano caratteri riconducibili a corpi tipo *hydrothermal breccia pipes*;

3) i *caotici* ospitati lungo contatti sub-orizzontali a tenore medio-basso, mostrano le caratteristiche dei *conformable hydrothermal breccia bodies*;

4) le *vente* ± disseminazioni, generalmente a basso tenore sono riferibili a vene e *stockworks* che, a seconda della reattività della roccia incassante, sono associate a disseminazioni.

Dallo studio della limitata documentazione utilizzata per questo articolo, sembra che le quattro tipologie non sempre si trovino associate nello stesso giacimento. Si può ipotizzare un modello descrittivo preliminare in cui gli *stockwork* + disseminazioni e i *caotici* sub-orizzontali rappresentano generalmente la parte inferiore del sistema mineralizzato mentre i *caotici* nei *camini* sub-verticali e i *fossoni/trombe* ne rappresentano la parte superiore.

## *4.1 Il giacimento del Siele: i fossoni e le trombe di Vincenzo Spirek*

I corpi minerari a più alto tenore di mercurio (6-8 % Hg) erano i cosiddetti *fossoni* (miniere Siele, Solforate zona superiore, Morone-Selvena zona miniera vecchia, Cortevecchia, alcune porzioni di Abbadia San Salvatore): dei corpi tubulari o a forma di lente molto allungata ospitati al contatto fra calcari marnosi e rocce argillitiche. I *fossoni* erano localizzati al contatto, ma in buona parte incassati nella porzione carbonatica. Le *trombe* erano un tipo speciale di *fossone* totalmente incassato nelle rocce carbonatiche. Questi corpi di sostituzione si sviluppavano preferenzialmente nella parte più marnosa dei banchi calcarei, conosciuta fra i minatori come *coltellino* (per la loro intensa fratturazione concoidale e a forma di lame di coltello). Il contatto con l'incassante carbonatico variava da netto a sfumato con disseminazioni e venette di cinabro e calcite che si propagavano, dalla massa principale mineralizzata, nella roccia incassante.

*Fossoni* e *trombe* erano costituiti da un ammasso plastico di minerali argillosi (probabilmente caolinite e montmorillonite) a grana finissima contenente disseminazioni di piccolissimi cristalli euedrali, irregolari e lamellari di cinabro sempre associati a marcasite, pirite, calcite, gesso, solfo e talvolta solfuri di arsenico. Frequentemente venivano incontrati arnioni di cinabro puro, a tessitura microgranulare grandi fino ad alcuni metri cubi. Questi corpi ad alto tenore erano generalmente di piccole dimensioni (al massimo 300 m di lunghezza e fino a 10 metri di diametro) e pur avendo alimentato la fase industriale della riscoperta non hanno contribuito sostanzialmente alla produzione totale del Distretto. Ad esempio la produzione della miniera del Siele ne rappresenta solo il 5 % (Figura 19.1b). Proprio fra i minatori del Siele sembrano essere nati i termini *fossone* e *tromba* che poi vennero diffusi anche in ambito scientifico italiano grazie agli articoli di Vincenzo

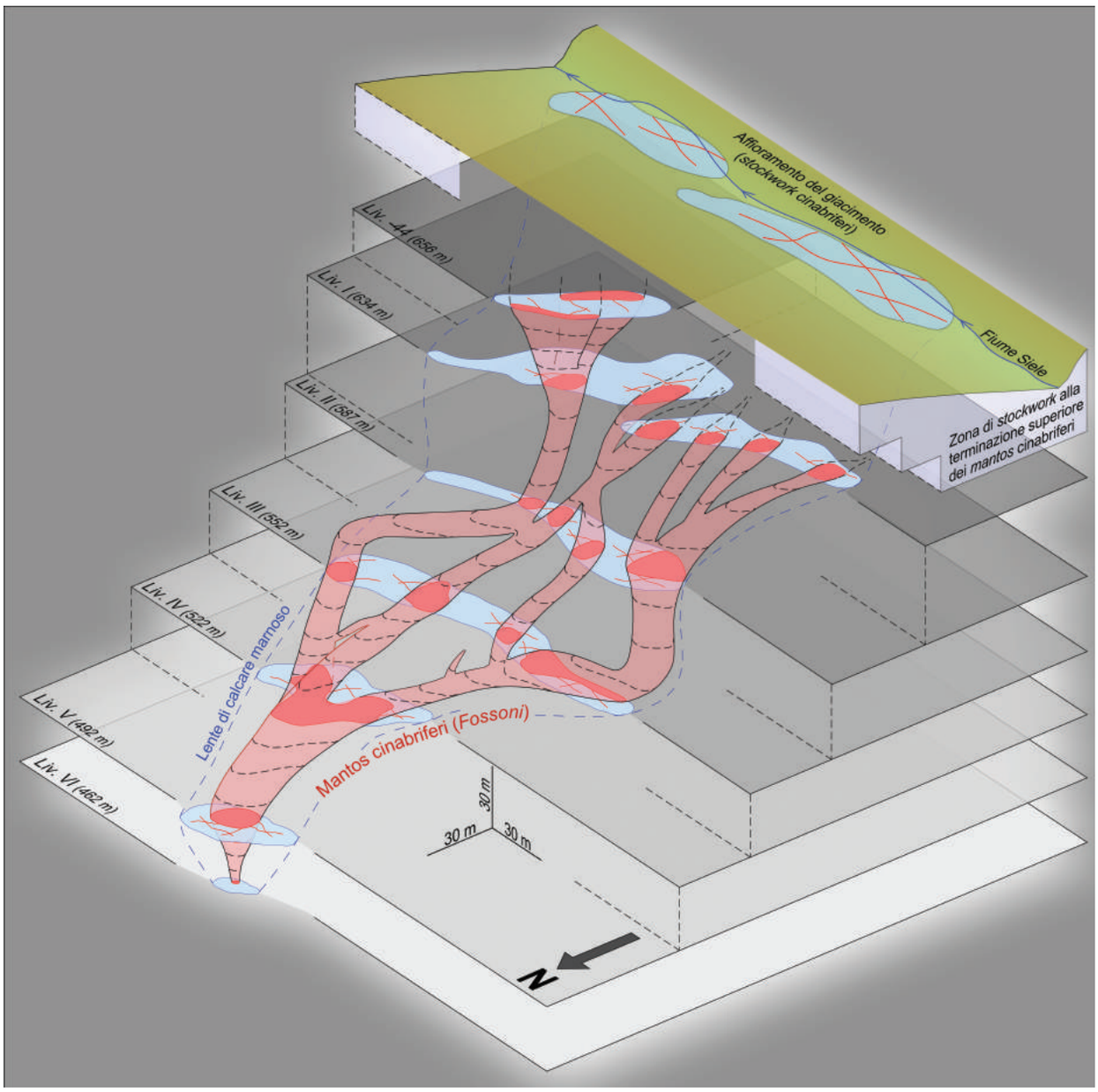



**Figura 19.7** - Blocco-diagramma del giacimento del Siele ricostruito sulla base delle cartografie minerarie e degli schemi interpretativi di Vincenzo Spirek (riportati in De Castro, 1914). Questo *manto* iniziava al livello VI e si propagava verso la superficie ramificandosi sempre più, fino a diventare uno *stockwork* diffuso nelle lenti di calcare marnoso – *Block-diagram of the Siele orebody. It was reconstructed using old mining documents and the interpretive model of Vincenzo Spirek (reported in De Castro, 1914). The manto started at level VI and spread to the surface increasingly branching, becoming a diffuse stockwork hosted by the marly limestone lenses.*

Spirek, direttore della miniera fra il 1897 e il 1907.

I maggiori corpi minerari di questo tipo, incassati nella Formazione di Santa Fiora, furono coltivati nelle miniere del Siele (sezioni Siele e Carpine), Solforate (Schwarzenberg, zona superiore delle sezioni Rosselli e Argus-Abetina). Altri corpi di sostituzione simili furono trovati e coltivati anche nei livelli di calcareniti a nummuliti della Scaglia toscana (Falda Toscana), come ad esempio nella parte superiore del giacimento di Morone-Selvena e nel piccolo giacimento di Cortevecchia. Infine anche i corpi di sostituzione nella Formazione della Maiolica (Falda Toscana) nella parte alta del giacimento del Cornacchino possono essere

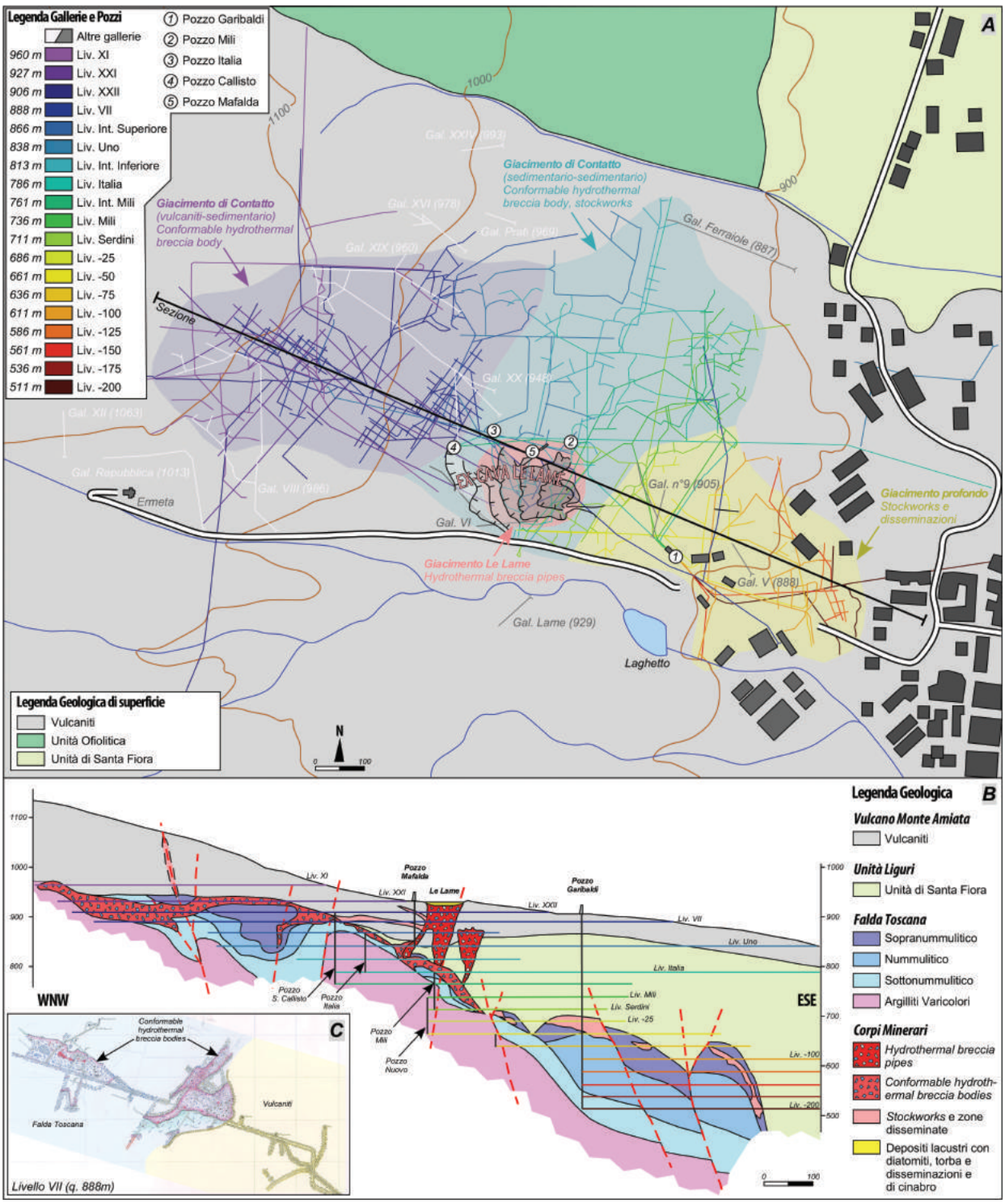



**Figura 19.8** - Carta geologica di superficie della miniera di Abbadia San Salvatore (a) sovrapposta alla proiezione dei lavori sotterranei e degli scavi a cielo aperto de Le Lame dove iniziarono le coltivazioni nel 1898. Nella sezione interpretativa (b) sono evidenziati i diversi tipi di corpi minerari. Nell'inserto (c) è mostrato il dettaglio del giacimento di contatto fra vulcaniti e rocce sedimentarie (Livello VII, mappa di inizio XX secolo). – *Surface geological map of Abbadia San Salvatore mine (a) reporting the projection of the underground works as well as the "Le Lame" open pit where the exploitation began in 1898. The interpretive cross section (b) highlight the various type of orebodies. The inset (c) shows details of the orebody at the contact between volcanites and sedimentary rocks (Level VII, early XX century map).*

ricondotti a questa tipologia mineraria. In quest'ultimo caso i corpi di sostituzione riempiti di argilla presentavano tenori di Hg variabili da ricchissimi a praticamente sterili.

I *fossoni* più famosi sono quelli del Siele. In Figura 19.7 è riportata una ricostruzione 3D basata sulle cartografie minerarie dell'epoca. All'affioramento (q. 700 m s.l.m.) il giacimento era costituito da uno *stockwork* di vene centimetriche di cinabro e calcite incassate in lenti di calcari marnosi completamente avvolti da argilliti. Approfondendosi, le vene si riunivano in poche vene di maggiore spessore (fino a 40 cm) per poi costituire, sotto quota 650 m s.l.m., dei *mantos* (*fossoni*) ricchissimi a struttura anastomosata. Tale struttura tendeva a semplificarsi mano a mano che le coltivazioni si spingevano in profondità. Al di sotto del Livello IV (q. 522 m s.l.m.) esisteva un unico *manto* che improvvisamente si interrompeva, insieme alla lente di calcare marnoso incassante, in corrispondenza del Livello VI (q. 462 m s.l.m.). L'improvvisa terminazione del giacimento non ha ancora trovato una risposta, ma la presenza di faglie NE-SW a forte immersione NW (*liscioni*) che rigettavano la mineralizzazione, e la scoperta di una mineralizzazione cinabrifera nella Pietraforte posta 300 m ad est del vecchio giacimento (ad una quota di circa 20-40 metri inferiore al Livello VI), possono far ipotizzare un'attività tettonica posteriore all'evento metallogenico.

La sostituzione preferenziale dei livelli marnosi più fratturati, la giacitura para-concordante, la geometria tubulare e la ganga prevalentemente argillosa sono caratteri comuni ad altri *mantos* mercuriferi ospitati in rocce carbonatiche come ad esempio quelli coltivati in alcune miniere di Huancavelica in Perù e di Terlingua in Texas (Yates et al., 1951; Yates e Thompson, 1959).

## *4.2 Il giacimento di Abbadia San Salvatore: i caotici dei camini e del giacimento di contatto*

È assolutamente incomprensibile che un *World Class Deposit* come quello di Abbadia San Salvatore non sia mai stato studiato in dettaglio e che non esistano pubblicazioni scientifiche internazionali che ne illustrano geometrie e assetto strutturale. Una sola sezione geologica interpretativa, quella pubblicata nel 1971 dalla Società Mineraria Monte Amiata (Arisi Rota et al., 1971), è nota in letteratura e a questa fanno riferimento tutti gli autori successivi (es. Klemm e Neumann, 1984). Questa è una sezione che integra tutti i corpi minerari del giacimento e che soprattutto non riporta in dettaglio i caratteri geologici delle porzioni più ricche coltivate, prima del 1960, a ovest del Pozzo Garibaldi. Il personale tecnico di miniera e i minatori conoscevano esattamente la geometria e il diverso tenore di mercurio dei vari tipi di corpi minerari. Questo si evince dallo studio di alcuni documenti minerari (es. SMMA, 1951; Ardigò, 1964), e dalle testimonianze degli ex-minatori (http://www.archiviovideodistoriaorale.it) che attestano l'abitudine comune di miscelare il minerale a basso tenore (< 1 % Hg) dei cantieri dei livelli profondi con del minerale *ricco* (> 1 % Hg) scavato in cantieri *segreti* ormai abbandonati alle quote più alte.

Come già accennato in precedenza, la vera geometria del giacimento delle Lame fu compresa solo negli anni '20 del secolo scorso. In Figura 19.8 sono riportate la pianta ed una sezione interpretativa del giacimento ottenute integrando la sezione del 1971 con una parte della cartografia mineraria prodotta a partire dall'apertura della miniera. In sezione sono stati evidenziati in particolare i due tipi principali di mineralizzazione che hanno permesso le eccezionali produzioni di questa miniera: 1) il minerale *caotico* dei *camini* e 2) il minerale *caotico* del giacimento di contatto. La mineralizzazione disseminata e gli *stockwork* a basso tenore presenti soprattutto nella parte più bassa della miniera sono stati ripresi dalla sezione del 1971. Gli *stockwork* nelle vulcaniti sono stati desunti da sezioni geologiche dell'inizio del 1900.

Il principale *camino* mineralizzato era quello delle Lame, ma altre strutture simili sono deducibili dalla cartografia mineraria e dalle descrizioni di Elter (1955). Queste strutture sub-verticali, a pianta sub-circolare o ellittica e a forma generalmente svasata verso l'alto (max. 30-40 m di diametro) erano concentrate nella parte centrale del giacimento (Figura 19.8). Secondo Elter (1955), in quest'area erano presenti molti camini organizzati in allineamenti con andamento circa N-S ma non tutti raggiungevano la superficie. I

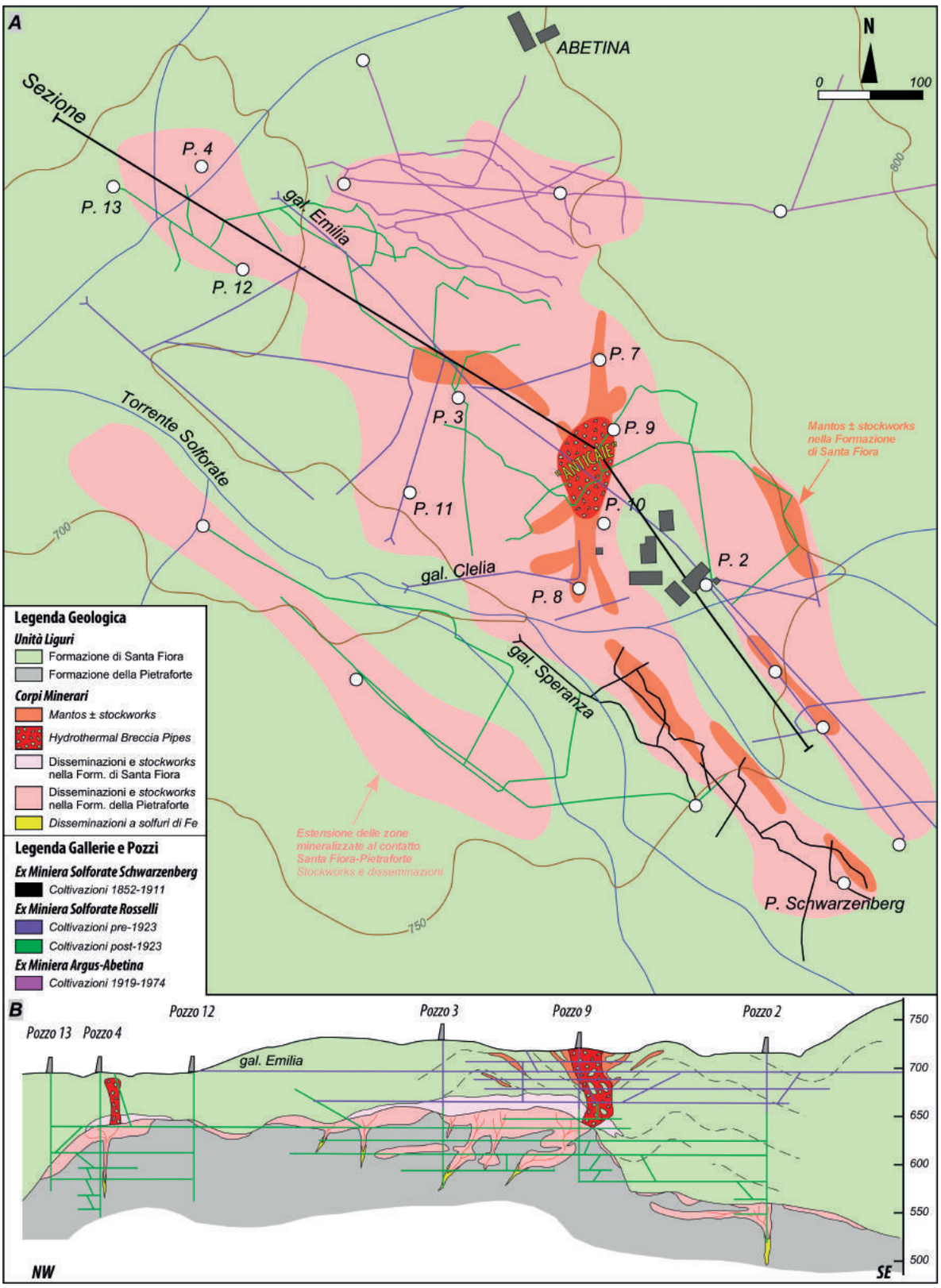



**Figura 19.9** - Carta geologica di superficie della miniera delle Solforate (a) sovrapposta alla proiezione dei lavori sotterranei delle tre concessioni minerarie: Solforate Schwarzenberg, Solforate Rosselli e Abetina-Argus. Nella sezione interpretativa (b) sono evidenziati i diversi tipi di corpi minerari – *Surface geological map of Solforate mine (a) reporting the projection of the underground works for the three distinct mining permits: Solforate Schwarzenberg, Solforate Rosselli e Abetina-Argus. The interpretive cross section (b) highlight the various type of orebodies.*

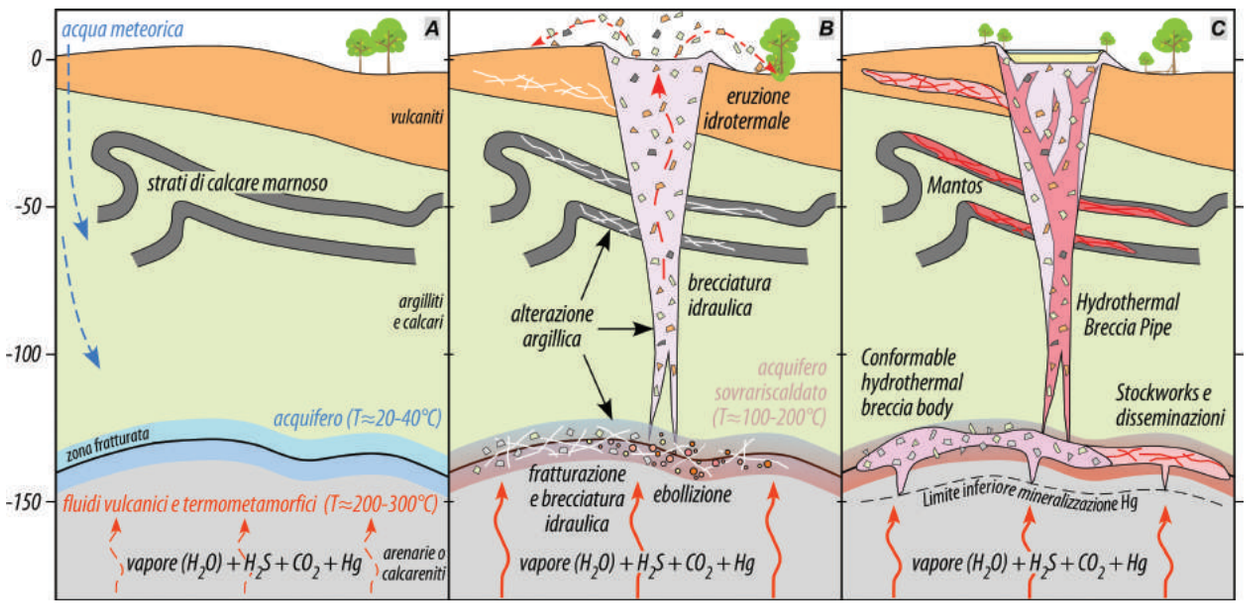



**Figura 19.10** - Modello interpretativo generale dei giacimenti mercuriferi del Monte Amiata. Per la spiegazione vedi il testo – *General conceptual model for the Monte Amiata mercury deposits. For details see the text.*

*camini* iniziavano dalla zona mineralizzata posta nel *sopranummulitico* o nel *nummulitico* (fra q. 760 m e 810 m s.l.m.) e si propagavano verso l'alto perforando prima la sequenza sedimentaria e poi quella vulcanica di copertura. Nel caso delle Lame il *camino* probabilmente raggiungeva la paleo-superficie (circa q. 920 m s.l.m.). L'esplorazione mineraria condotta alle quote inferiori (gallerie, sondaggi), nelle zone sottostanti ai *camini*, esclude il radicamento di queste strutture nelle Argilliti varicolori.

Facendo riferimento al *camino* delle Lame, possiamo tentare una descrizione del materiale di riempimento (De Castro, 1914; Elter, 1955). La zona più superficiale, plausibilmente prossima alla paleo-superficie, era costituita da una depressione acquitrinosa riempita da 8 metri di sabbie di origine vulcanica alternate a livelli di argilla nera, idrossidi di ferro, caolinite, torba e diatomiti (farina fossile)[3]. I livelli di argilla e anche le sabbie contenevano molto cinabro disseminato. Sotto questa zona eterogena iniziava il *caotico* mineralizzato (tenore tipico di Hg ≥ 1%; spesso fino al 3 %), costituito da blocchi e clasti di vulcaniti e rocce sedimentarie (*nummulitico*, *sopranummulitico*, scisti policromi, etc.) avvolti da argilla scura (30-80 % in volume) contenente disseminazioni cinabrifere e localmente masse di cinabro puro (*tozzi, massello*). La presenza dei clasti di rocce sedimentarie, descritta da tutti i vecchi autori, rappresenta un dato di primaria importanza in quanto il camino era completamente incassato nelle vulcaniti, dalla superficie (q. 920 m s.l.m.) fino al Livello Uno (q. 838 m s.l.m.) e i pezzi di rocce carbonatiche possono essere stati trasportati solo in risalita dal basso dopo essere stati strappati dalle formazioni sedimentarie sottostanti. A questa semplice osservazione di terreno non è mai stata data la dovuta importanza e da qui la difficoltà di interpretare i *caotici* della miniera di Abbadia e, come vedremo, anche delle Solforate. Sotto la quota del Livello Uno, il camino continuava incassato nelle rocce sedimentarie dividendosi in due strutture più piccole sempre mineralizzate che si collegavano ai corpi minerari immergenti a est incassati nel *sopranummulitico* e al tetto del *nummulitico* (Livello Italia, q. 786 m). I clasti di rocce sedimentarie all'interno del *caotico* aumentavano con la profondità ma blocchi e clasti di rocce vulcaniche sono stati incontrati fino al Livello Intermedio Inferiore, circa 30 metri sotto il contatto vulcaniti-sedimentario (Figura 19.8),

[3] Vedi Capitolo 18

sempre avvolti da *biocca* cinabrifera. Il *camino* delle Lame era quindi rappresentato da un corpo di breccia con matrice costituita da minerali del gruppo delle argille (*biocca*; caolinite?, montmorillonite?), a sviluppo verticale (circa 130-140 metri) e sezione sub-circolare (da 30 m di diametro in superficie a pochi metri di diametro in profondità), con un doppia terminazione radicata nella mineralizzazione incassata nel *sopranummulitico* e nel *nummulitico* ma senza una radice profonda. I blocchi e i clasti di vulcaniti mostravano un'intensa caolinizzazione e una forma più o meno arrotondata. Quelli di calcare *nummulitico* mostravano una forma poliedrica ma con spigoli arrotondati mentre i clasti di calcari marnosi (*sopranummulitico*) erano in genere ridotti a forma di ciottolo. Infine, il ritrovamento di grandi masse di cinabro puro a tessitura bandata e fibroso-raggiata (*testaceo*) tipica di cristallizzazione *open space*, ci dice che il *caotico* dei camini presentava un certo numero di cavità aperte.

La forma generalmente arrotondata dei clasti (vulcanici e sedimentari), la loro alterazione idrotermale, il trasporto verticale fino alla superficie di clasti dell'incassante sedimentario, lo sprofondamento di clasti vulcanici fino alla radice del corpo, l'alto rapporto matrice/clasti e la focalizzazione della mineralizzazione cinabrifera nella matrice argillosa, sono tutti caratteri tipici degli *hydrothermal breccia pipes* (es. Baker et al., 1986), cioè corpi colonnari di brecce prodotti da eruzioni innescate dalla repentina ebollizione di fluidi idrotermali a bassa profondità (es. Browne e Lawless, 2001; Sillitoe, 1985). Questo tipo di processo idrotermale esplosivo è tipico di molti sistemi geotermici e epitermali.

Alla base dei camini e lungo tutto il contatto fra rocce sedimentarie e vulcaniti, si trovava il secondo tipo di *caotico*, il cosiddetto giacimento di contatto (Figura 19.8). La zona mineralizzata era ospitata quasi interamente nelle rocce sedimentarie mentre le rocce vulcaniche di tetto si mostravano caolinizzate, con solo piccoli volumi mineralizzati a cinabro disseminato. La parte compresa alle quote più alte (fra il Livello XI e il Livello Uno), a giacitura sub-orizzontale, aveva una dimensione in pianta di circa 550 x 250 metri con spessori fino a 20 metri. Questo *caotico* era costituito dalla solita *biocca* cinabrifera che inglobava masse decametriche scompaginate delle formazioni sedimentarie come pure blocchi e clasti di rocce carbonatiche ma mai blocchi e clasti di rocce vulcaniche. In corrispondenza di alcune strutture tettoniche NE-SW il letto del caotico si approfondiva nelle formazioni sedimentarie per chiudersi intorno alla quota del Livello Uno. Queste strutture tettoniche hanno creato rigetti molto importanti nelle formazioni sedimentarie mentre il contatto con le vulcaniti è stato poco disturbato. Tuttavia sono state osservate zone di frattura nelle vulcaniti, che giungono fino alla superficie, interessate da deboli mineralizzazioni cinabrifere (Decine, Cipriana, Sasseta).

Per le analogie con i caratteri mineralogici e tessiturali dei *camini*, Il *caotico* del giacimento di contatto può essere interpretato come un *conformable hydrothermal breccia body* prodotto dalla brecciatura idraulica + alterazione idrotermale delle rocce sedimentarie al contatto con le vulcaniti. La diversa permeabilità secondaria delle rocce vulcaniche di tetto, il maggiore spessore della copertura vulcanica o l'insufficiente energia del sistema idrotermale in ebollizione possono spiegare la mancanza di *hydrothermal breccia pipes* (*camini*) in questo settore del giacimento.

Nella parte più profonda del giacimento i caotici diventavano più rari e la mineralizzazione era costituita prevalentemente da *stockworks* di piccole vene e disseminazioni in genere a basso tenore (Hg < 1 %; Figura 19.8). Il cinabro spesso riempiva fratture di poche decine-centinaia di micrometri nei livelli più competenti. La roccia incassante era preferenzialmente il *sopranummulitico* tuttavia, localmente, anche il *nummulitico* si presentava mineralizzato. Gli *stockwork*s si sviluppavano soprattutto al tetto di livelli calcarenitici, subito sotto a dei livelli impermeabili argillitici. Gli *stockworks* avevano una geometria a ombrello o cono rovescio con la parte più ampia a diretto contatto con le argilliti (Zucchetti, 1965). Questo autore spiegò tale conformazione con un processo di *impounding* cioè un processo di confinamento dei fluidi idrotermali controllato non solo dalla fratturazione disponibile ma anche dalla presenza di livelli impermeabili sub-orizzontali. Infine alcuni *stockwork* cinabriferi (Hg < 1 %) furono

scoperti anche nelle vulcaniti, come corpi tabulari a basso angolo che si propagavano dalle pareti del camino delle Lame.

Per concludere questo paragrafo è interessante riassumere le ipotesi genetiche sviluppate in passato per spiegare i *caotici*. L'origine dei *caotici* fu affrontata mettendo l'accento soprattutto sui processi chimici (es. Arisi Rota et al., 1971). I fluidi idrotermali permeavano le fratture della roccia innescando un progressivo processo di dissoluzione della componente carbonatico-marnosa lasciando un residuo argilloso e creando lo spazio necessario a far collassare i blocchi relitti. Questo modello non può però spiegare la presenza di blocchi e clasti carbonatici nella parte più alta del *camino* delle Lame. Questi elementi carbonatici possono provenire solo dalla parte inferiore del sistema di Abbadia San Salvatore e tale risalita verticale è consistente soltanto ipotizzando un processo tipo *hydrothermal breccia pipe*. La presenza di *hydrothermal breccia pipe* è un carattere ricorrente in altri giacimenti epitermali mercuriferi incassati in sequenze vulcano-sedimentarie come ad esempio quelli del Distretto di Terlingua in Texas (Yates e Thompson, 1959).

### *4.3 Il giacimento delle Solforate: l'anello di congiunzione fra Abbadia e Siele*

Il giacimento delle Solforate oltre a essere stato il secondo produttore del Distretto Amiatino è di grande interesse geologico perché presenta diversi tipi di corpi minerari che richiamano quelli appena descritti nelle miniere del Siele e di Abbadia San Salvatore.

Il giacimento fu riscoperto nel 1852 grazie al ritrovamento di alcuni *fossoni*, affioranti sul versante sud del torrente Solforate (Miniera Solforate Schwarzenberg), molto simili a quelli della miniera del Siele (Figura 19.9). Essi erano incassati nell'Unità di Santa Fiora, in corpi di calcari marnosi avvolti nelle argilliti. I *mantos* erano costituiti dalla solita *biocca* cinabrifera che sostituiva le zone più marnose dei livelli carbonatici. Poco dopo i Rosselli iniziarono lo sfruttamento del giacimento sul versante nord del torrente (Miniera Solforate Rosselli). Dopo l'iniziale sfruttamento di alcuni *fossoni*, l'attenzione si concentrò su del minerale *caotico*, molto ricco, localizzato nella zona dei pozzi 9 e 10 in corrispondenza di alcuni scavi antichi (le *Anticaie*). Questo *caotico* fu ritrovato in profondità da alcune gallerie di esplorazione e successivamente riconosciuto fino al contatto con le arenarie della Formazione della Pietraforte (Figura 19.9). I documenti minerari ci permettono di ricostruire un *hydrothermal breccia pipe* simile a quello delle Lame ad Abbadia San Salvatore, alto circa 80 metri e con un diametro di 20-30 metri. Unica differenza era l'assenza dei blocchi di rocce vulcaniche, non presenti alle Solforate. Anche qui, come ad Abbadia, il *camino* non proseguiva in profondità e si univa ai corpi minerari al contatto con la Pietraforte. Localmente il *caotico* del *camino* si spingeva con delle protuberanze sub-orizzontali nelle rocce sedimentarie circostanti dando luogo a dei piccoli *conformable hydrothermal breccia bodies* (abortiti?). I vari *fossoni* coltivati nella parte più superficiale convergevano in direzione ed immersione verso questo *camino* mineralizzato (Figura 19.9). Un altro ipotetico *hydrothermal breccia pipe* fu coltivato alla terminazione settentrionale del giacimento (zona Abetina). In questo caso è meglio attendere lo studio di altra documentazione ma è probabile che questo *camino* non raggiungesse la superficie esterna.

Nel 1923 fu raggiunta la parte profonda del giacimento, quella a contatto con le sottostanti arenarie della Pietraforte. Buona parte del minerale era ospitato nella Pietraforte sotto forma di *stockworks* controllati da fratture NNW-SSE che tendevano a ramificarsi verso l'alto, al contatto con le argilliti della Formazione di Santa Fiora (Figura 19.9). Nei volumi di roccia compresi tra le venette cinabrifere, il cemento carbonatico della Pietraforte era spesso sostituito da disseminazioni di cinabro (Zucchetti, 1964). È interessante notare che nelle zone più profonde della Pietraforte (fra i Livelli 8 e 14), sottostanti al camino delle *Anticaie* e ai massimi spessori dei corpi mineralizzati di contatto, era presente una diffusa fratturazione della roccia spesso con cavità beanti dove venivano trovate le belle *fragole* e i cristalli aghiformi di cinabro. La Formazione di Santa Fiora, all'immediato contatto con la Pietraforte, era mineralizzata su uno spessore di circa 5 metri, specialmente con *stockworks* concentrati nei livelli più competenti calcarei e arenacei.

## 5 Un possibile modello interpretativo integrato

Lo studio, anche se parziale, della documentazione mineraria offre la possibilità di implementare i modelli descrittivi dei giacimenti mercuriferi del Distretto del Monte Amiata e di definire un modello interpretativo integrato che si inserisce in modo coerente nel quadro conoscitivo delle altre mineralizzazioni mercurifere mondiali e più in generale dei sistemi epitermali.

I risultati più rilevanti di questo studio sono uno di carattere geologico e l'altro di carattere mineralogico (Figura 19.10). Il primo concerne l'individuazione di numerosi *hydrothermal breccia pipes* (Abbadia San Salvatore e Solforate tra quelli presentati in questo lavoro, ma anche Pietrineri e Morone-Selvena) che si generano ad una profondità di 100-150 metri e perforano verticalmente la sequenza sedimentaria-vulcanica (tenore alto 1-3 % Hg) fino a raggiungere, in alcuni casi, la superficie. Tutti i *camini* individuati si propagano a partire da un livello mineralizzato sub-orizzontale di base caratterizzato da *stockworks* + disseminazioni (tenore basso, < 1% Hg) e, in alcuni casi, da *conformable hydrothermal breccia bodies* (tenore medio, ≈ 1% Hg). Il livello di base mineralizzato in genere è localizzato al tetto di strutture a duomo, all'interno di formazioni fratturate sormontate da formazioni predominantemente argillitiche. In presenza di formazioni favorevoli, dagli *hydrothermal breccia pipes* si possono propagare dei corpi metasomatici tipo *mantos* (i *fossoni*) che sostituiscono selettivamente le parti più marnose di alcuni banchi carbonatici avvolti nelle argilliti (tenore altissimo fino a 8 % Hg).

Il secondo risultato riguarda la mineralogia dei corpi minerari e in particolare il tipo di alterazione idrotermale associata alla mineralizzazione mercurifera. Il carattere epitermale di queste mineralizzazione (superficiali, bassa temperatura) evidenziato da tutti gli autori precedenti si scontrava con l'apparente assenza di paragenesi mineralogiche tipiche di questo ambiente minerogenetico (es. Rimondi et al., 2015). La rilettura della documentazione mineraria ci dice che gran parte del minerale che ha fatto la fortuna di questo distretto era costituito dalla *biocca* cinabrifera. I minerali del gruppo delle argille erano quindi i minerali di ganga più abbondanti soprattutto nelle zone più ricche dei giacimenti. I pochi dati disponibili suggeriscono che questi minerali fossero rappresentati principalmente da caolinite e montmorillonite: i tipici minerali di alterazione idrotermale (*facies* argillica e argillica avanzata) che caratterizzano molti sistemi epitermali conosciuti nel mondo. Questo risultato necessita di essere confermato con studi mineralogici da eseguire su campioni museali o su nuovi campioni da raccogliere in zone ancora accessibili dei giacimenti amiatini, ma sembra essere in accordo con i recenti studi effettuati nelle zone esterne ai giacimenti (Battaglia et al., 2013, 2007).

Il processo genetico può essere riassunto in tre fasi come riportato nello schema di Figura 19.10:

A) *Stato iniziale* – Successivamente agli eventi eruttivi, ma ancora in presenza di una camera magmatica calda in profondità, le acque meteoriche si infiltrano dalla superficie creando un acquifero a bassa profondità (100-150 m) localizzato in corrispondenza di contatti tettonici/litologici sub-orizzontali fratturati. Questo acquifero di bassa temperatura viene progressivamente riscaldato e arricchito in $CO_2$, $H_2S$ e Hg dalla risalita di fluidi vulcanici e termometamorfici.

B) *Fase pre-mineralizzazione* – Il carattere ossidante delle acque meteoriche trasforma $H_2S$ in $H_2SO_4$ abbassando il *p*H dei fluidi e innescando l'alterazione idrotermale argillica. L'acquifero raggiunge temperature prossime a 200°C e entra in ebollizione facendo espandere il sistema. La copertura impermeabile (argilliti e/o vulcaniti argillificate) permette al sistema di entrare in sovra-pressione e di generare processi di eruzione idrotermale e di fratturazione/brecciatura idraulica associati ad alterazione argillica.

C) *Fase sin-mineralizzazione* – Il degassamento di $CO_2$ e $SO_2$ e la reazione con le rocce carbonatiche riportano il *p*H dei fluidi in condizioni neutre/alcaline permettendo la precipitazione di cinabro, solfuri di ferro e carbonati. I volumi di roccia pre-condizionati dalla fratturazione/brecciatura + alterazione idrotermale vengono mineralizzati a cinabro producendo i diversi tipi di corpi minerari.

Il modello descrittivo presentato solleva numerose domande riguardo al significato del livello di base

mineralizzato, al modo di propagazione dei camini verso la superficie, ai tipi di fluidi responsabili della mineralizzazione, alla sequenza temporale alterazione idrotermale-brecciatura idrotermale-mineralizzazione, ai rapporti fra magmatismo e sistema epitermale, come pure riguardo all'origine dell'enorme quantità di mercurio concentrata nel Distretto del Monte Amiata. Per dare delle risposte convincenti è auspicabile uno studio più approfondito della documentazione mineraria e una ripresa delle indagini scientifiche su questi *World Class Deposits*. A proposito dell'ultimo punto è bene ricordare l'ipotesi di Klemm e Neumann (1984) circa la possibile mobilizzazione del mercurio dalle formazioni tipo *black shales* presenti nel basamento Paleozoico sotto il Monte Amiata. Queste rocce sono state trovate in molti sondaggi esplorativi geotermici e soprattutto sono presenti come xenoliti in molti degli affioramenti vulcanici. Anche se l'attività mineraria è ormai conclusa, lo studio dei giacimenti mercuriferi ci permetterebbe di capire meglio le interazioni avvenute fra la zona di radice del vulcano e la crosta continentale adiacente, come pure i motivi per cui uno dei più grandi giacimenti di mercurio del mondo si è formato proprio qua e non vicino ai grandi vulcani laziali o ai plutoni granitici toscani, ma soprattutto ci permetterebbe di raccontare "storie" geologiche e minerarie appassionanti ai visitatori dei parchi minerari della regione amiatina.

## Opere citate


Ardigò G. (1964) Studio geologico-minerario della parte nuova della miniera di Abbadia San Salvatore (Livelli -25, -50, -75). Rapporto interno SMMA corredato da planimetrie e sezioni. Archivio Pistolesi.

Arisi Rota F., Brondi A., Dessau G., Franzini M., SMMA, SMS, Stea B. e Vighi L. (1971) I giacimenti minerari – Giacimenti dell'area del M. Amiata. In: La Toscana Meridionale – Fondamenti geologico-minerari per una prospettiva di valorizzazione delle risorse naturali, Fascicolo speciale dei Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Vol. 27, 442-501.

Baker E.M., Kirwin D.J. e Taylor R.G. (1986) Hydrothermal Breccia Pipes. Contributions of the Economic Geology Research Unit n° 12 – Geology Department James Cook University (North Queensland), 45 pp.

Barnes H. e Seward T. (1997) Geothermal Systems and Mercury Deposits. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd Edition, Ed. H. Barnes, J. Wiley & Sons, New York, 699-736.

Battaglia S., Gherardi F., Gianelli G., Leoni L. e Origlia F. (2007) Clay mineral reactions in an active geothermal area (Mt. Amiata, southern Tuscany, Italy). Clay Minerals, 42, 353-372.

Battaglia S., Gherardi F., Gianelli G., Leoni L. e Origlia F. (2007) Alteration of clay minerals in a sedimentary caprock and its use in geothermal prospecting: an example from Mt. Amiata. Clay Minerals, 48, 37-58.

Brogi A., Liotta D., Meccheri M. e Fabbrini L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). Terra Nova, 22, 137-146.

Brogi A., Fabbrini L. e Liotta D. (2011) Sb–Hg ore deposit distribution controlled by brittle structures: The case of the Selvena mining district (Monte Amiata, Tuscany, Italy). Ore Geology Reviews, 41, 35-48.

Browne P.R.L. e Lawless J.V. (2001) Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. Earth-Science Reviews, 52, 299-331.

Ciuffoletti Z., Mambrini M. e Niccolai L. (2012) Sara Levi Nathan - I Rosselli e le miniere del Monte Amiata. Ed. C&P Adver Effigi, Arcidosso, 200 pp.

Corsi P. (2009) La Scuola Geologica Pisana e i suoi rapporti con Pilla e Scarabelli. In: Il diamante e Scarabelli, a cura di G.B. Vai, Comitato promotore per le celebrazioni scarabelliane, Imola, 109-115.

De Castro C. (1914) Le miniere di mercurio del Monte Amiata. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Reale Ufficio Geologico, Roma, Vol. 16, 203 pp.

De Ferrari P.E. (1890) Le miniere di mercurio del Monte Amiata. Appendice alla Rivista Mineraria del 1889, Ministero di Agricoltura, Industria e Commercio, Ed. Barbera, Firenze, 173 pp.

Dessau G. e De Stefanis A. (1969) Geologia e depositi minerari della zona Monti Romani - Monteti - comuni di Manciano e Capalbio (Grosseto) ed Ischia di Castro (Viterbo). Memorie della Società Geologica Italiana, 11, 217-260.

Dessau G., Duchi G. e Stea B. (1972) Studio geologico-minerario della zona mercurifera di Cerreto Piano (Scansano, Provincia di Grosseto). Memorie della Società Geologica Italiana, 8, 289-323.

Eckel E.B. (1948) Mercury industry in Italy. American Institute of Mining Engineers Technical Publication n° 2292, 21 pp.

Elter F. (1955) Note sulla localizzazione e la genesi dei giacimenti cinabriferi del Monte Amiata. L'Industria Mineraria, 6, 65-70.

Hazen R.M., Golden J., Downs R.T., Hystad G., Grew E.S., Azzolini D. e Sverjensky D.A. (2013) Mercury (Hg) mineral evolution: A mineralogical record of supercontinent assembly, changing ocean geochemistry, and the emerging terrestrial biosphere. American Mineralogist, 97, 1013-1042.

Klemm D.D. e Neumann N. (1984) Ore-controlling factors in the Hg-Sb Province of Southern Tuscany, Italy. In: Syngenesis and epigenesis in the formation of mineral deposits, Ed. A. Wauschkuhn, C. Kluth and C. Zimmermann, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 482-503.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S (2015) New 40Ar-39Ar dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. Italian Journal of Geosciences, 134, 255-267.

Laznicka P. (2006) Giant Metallic Deposits. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 732 pp.

Lotti B. (1878) Il Monte Amiata. Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia, 9, 251-261, 363-384.

Lotti B. (1901) Sulla probabile esistenza di un giacimento cinabrifero nei calcari liasici presso Abbadia S. Salvatore (Monte Amiata). Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia, Serie II, 2, 206-215.

Lotti B. (1928) I depositi dei minerali metalliferi – Guida allo studio e alla ricerca dei giacimenti metalliferi con speciali esemplificazioni di giacimenti italiani. Ed. L'Industria Mineraria; Stab. Tipografico Porcile, Genova, 237 pp.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015) Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. Italian Journal of Geosciences, 134, 171-199.

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P., Morelli M. e Monechi S. (2005) The sub-ligurian and ligurian units of the Monte Amiata geothermal region (south-eastern Tuscany): new stratigraphic and tectonic data and insights into their relationships with the Tuscan Nappe. Bollettino Società Geologica Italiana, Special Issue, 3, 55-71.

Rimondi V., Bardelli F., Benvenuti M., Costagliola P., Gray J.E. e Lattanzi P. (2014) Mercury speciation in the Mt. Amiata mining district (Italy): Interplay between urban activities and mercury contamination. Chemical Geology, 380, 110-118.

Rimondi V., Chiarantini L., Lattanzi P., Benvenuti M., Beutel M., Colica A., Costagliola P., Di Benedetto F., Gabbani G., Gray J.E., Pandeli E., Paolieri M. e Ruggieri G. (2015) Metallogeny, exploitation and environmental impact of the Mt. Amiata mercury ore district (Southern Tuscany, Italy). Italian Journal of Geosciences, 134, 323-336.

Sillitoe R.H. (1985) Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. Economic Geology, 80, 1467-1514.

SMMA (1951) Programma di lavoro per l'anno 1951 – Abbadia San Salvatore. Rapporto interno SMMA corredato da planimetrie e sezioni. Archivio Pistolesi.

Strappa O. (1977) Storia delle miniere di mercurio del Monte Amiata. L'Industria Mineraria, 28, 252-259, 336-348, 433-439.

Varekamp, J.C. e Buseck, P.R. (1984) The speciation of mercury in hydrothermal systems, with application for ore deposition. Geochimica et Cosmochemica Acta, 48, 177–185.

White D.E. (1981) Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 392-423.

Yates R.G. e Thompson (1959) Geology and quicksilver deposits of the Terlingua District. USGS Professional Paper, 312, 114 pp.

Yates R.G., Kent D.F. e Concha J.F. (1951) Geology of the Huancavelica quicksilver district, Peru. USGS Bulletin, 975, 1-45.

Zucchetti S. (1964) I giacimenti cinabriferi detritici e residuali del distretto amiatino. L'Industria Mineraria, 15, 495-507.

Zucchetti S. (1965) Confronto fra i giacimenti mercuriferi primari dell'Amiata e della Spagna. Bollettino dell'Associazione Mineraria Subalpina, 2, 1-26.

**Scheda di approfondimento 19.1 - Breve storia e metallurgia del mercurio**

Il mercurio (simbolo Hg) è un metallo che in condizioni standard si presenta come un liquido di colore grigio argenteo, molto pesante (densità 13,579 g/cm$^3$) e ad alta tensione superficiale. Da quest'ultima proprietà fisica deriva l'incapacità del mercurio di "bagnare" una superficie suddividendosi invece in piccole sferette liquide che si riuniscono facilmente se poste in contatto tra loro. In natura il mercurio allo stato nativo (liquido) è molto raro trovandosi normalmente sotto forma di solfuro (HgS, cinabro). Il cinabro (fig 1) è un minerale di colore rosso vermiglio che si trova in giacimenti come quelli del Monte Amiata oppure come minerale accessorio in giacimenti di altri metalli.

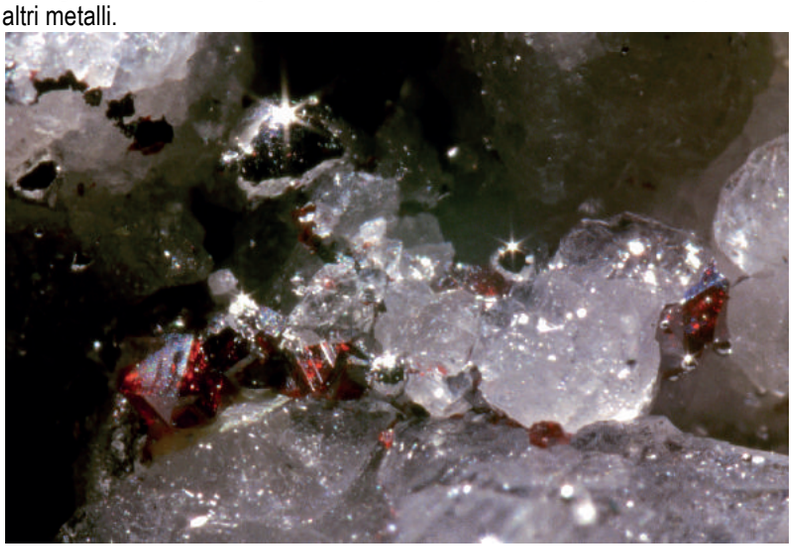


Figura 1 cristalli di quarzo (bianchi) e di cinabro (rossi). Levigliani, Lucca

Le strane proprietà del mercurio sono conosciute da tempi antichissimi e sono state di basilare importanza per l'evoluzione di quelle "sperimentazioni" pre-scientifiche (alchimia, metallurgia pre-industriale) che hanno portato alla nascita della chimica moderna. Ogni civiltà ha la propria leggenda legata al mercurio e gli usi nell'antichità sono stati molteplici: dalla medicina, alla metallurgia, fino all'uso come talismano. La capacità del mercurio di legarsi ai metalli preziosi (amalgamazione) è stata sfruttata fino da epoche remote per l'estrazione di oro e argento, e per la produzione di gioielli. Con la Rivoluzione Scientifica e Industriale il mercurio diventò un metallo fondamentale nella produzione di esplosivi, conservanti, prodotti cloro-derivati, lampade, strumenti di misura, e anche cappelli di feltro! A quest'ultima attività è legato il personaggio del Cappellaio Matto in "Le avventure di Alice nel paese delle meraviglie". La preparazione del feltro di lana comportava l'uso del nitrato di mercurio, e la continua esposizione ai vapori di mercurio creava disturbi neurologici ai poveri cappellai. Proprio per la sua estrema tossicità, il mercurio è stato progressivamente sostituito in quasi tutti i processi industriali e, a partire dalla fine degli anni 1970, quasi tutte le miniere mercurifere sono state chiuse.

Il mercurio liquido è raramente osservabile in natura ma l'uomo ha imparato molto presto ad estrarlo dal cinabro. Se riscaldato sopra 300°C, il solfuro di mercurio reagisce con l'ossigeno dell'aria producendo anidride solforosa ($SO_2$) e vapori di mercurio. Il mercurio condensando già ad alta temperatura (T di ebollizione 357°C) può essere separato facilmente, allo stato liquido, dalla più volatile anidride solforosa. Esistono evidenze archeologiche che la distillazione del mercurio fosse già utilizzata in Turchia e in Messico alcuni millenni prima di Cristo per servire all'estrazione dell'oro dai giacimenti alluvionali. Vasetti contenenti mercurio sono stati trovati in tombe egiziane (1500 a.C.), etrusche (VII-V sec. a.C.) e Maya (X sec.); nel mausoleo del primo imperatore cinese Qin Shi Huang (III sec. a.C.) scorrevano addirittura "fiumi" di mercurio. Nell'area mediterranea, il primo a descrivere il processo di estrazione del mercurio dal cinabro è stato Teofrasto di Ereso (*De Lapidibus*, IV sec. a.C.) che proponeva di polverizzare il cinabro insieme all'aceto in un mortaio di rame. Successivamente, Vitruvio (*De Architectura*, I sec. a.C.), Plinio il Vecchio (*Naturalis Historia*, I sec. d.C.), e Dioscoride (*Materia Medica*, I sec. d.C.) descrivono l'estrazione del mercurio tramite riscaldamento del cinabro in vasi di terracotta all'interno di piccoli forni. A partire dal Medioevo si assiste ad un continuo miglioramento dei forni di distillazione. L'innovazione avviene nei centri di maggiore produzione come Almaden (Spagna), Huancavelica (Perù) e Idrija (Slovenia).

Il primo miglioramento metallurgico si deve agli arabi, durante l'occupazione della penisola iberica (VIII sec. d.C.). Nella miniera di Almaden fu introdotto il *hornos de xabecas*: un grande forno a legna munito di buchi nella calotta semicilidrica superiore dove venivano inserite numerose olle di terracotta (*xabecas*) riempite di cinabro. Il cinabro nella parte inferiore delle olle si decomponeva termicamente e i vapori di mercurio si condensavano nella parte superiore delle olle, più fredda perché esterna al forno. Questo tipo di forno fu utilizzato fino al XVII secolo quando fu soppiantato da un nuovo tipo di forno inventato nella miniera di Huancavelica in Perù: il *horno de aludeles* (l'aludel è un tubo di terracotta a forma di pera, modulabile per incastro a formare lunghe tubazioni). Questo forno, modificato ad Almaden (*horno de Bustamante*) per ottimizzare produzione e consumo di combustibile, consisteva ancora di un forno a legna ma i tubi di condensazione (*aludeles*) erano molto più estesi. Nei secoli successivi la tecnologia resta più o meno la stessa anche se i sistemi di condensazione vengono sempre più migliorati (Forno a Storte).



Figura 2: beker contenenti cinabro estratto. Museo minerario di Abbadia San Salvatore, SI

Per assistere ad un nuovo salto tecnologico bisogna arrivare al XIX secolo ma questa volta l'innovazione avviene nelle miniere del Monte Amiata e di Idrija ad opera degli ingegneri minerari Vincenzo Spirek e Joseph Cermak. Vengono ideati due tipi diversi di forni: il forno *Cermak-Spirek* per trattare il minerale a grana fine (<35 mm) e il forno a torre/tino *Spirek* per il minerale a grana più grossa (tra 35 e 110 mm). Questi forni permisero per la prima volta il trattamento di minerale a basso tenore di mercurio (tra 0.5 e 1 % Hg) e resero possibile la coltivazione degli enormi corpi minerari presenti nelle due miniere. I forni progettati da Spirek e Cermak rappresentano l'invenzione più importante mai fatta nel campo della metallurgia del mercurio. Entrambi i forni venivano caricati dall'alto (minerale + carbone) e la carica scendeva verso il basso mano a mano che la reazione progrediva. I forni Cermak-Spirek, con alcune modifiche soprattutto nel sistema di riscaldamento, rimasero in funzione fino agli anni '1950 quando furono progressivamente sostituiti dai forni rotativi (sull'Amiata i Forni Gould) e dai forni Pacific e Herreshof. Questi forni permettevano di trattare ancora più minerale in minor tempo, con minore mano d'opera. Fu l'ultimo tentativo di contrastare la crisi del mercurio. Il progressivo esaurimento dei giacimenti, e le crescenti preoccupazioni per la tossicità del mercurio portarono rapidamente (fine anni '1970) alla chiusura di buona parte dei distretti mercuriferi in tutto il mondo.


Figura 3: Panoramica di una galleria della miniera di Abbadia San Salvatore. Museo Minerario di Abbadia San Salvatore, SI



# Appendici

## "Il Vulcano di Monte Amiata"

# APPENDICE I - Siti Geo-turistici

Quando il geologo dice che il Monte Amiata è un vulcano, può essere difficile credergli perché a questa montagna – non a caso si chiama "Monte" Amiata – mancano tutte le caratteristiche che generalmente sono associate a un vulcano: non è a forma di cono, non ha un cratere in cima, non fa fumo, non è brulla e ricoperta di lapilli, come siamo abituati a vedere su tanti altri vulcani, anche italiani, come il Vesuvio e l'Etna. Eppure è un vulcano, ed anche relativamente recente.

Anche per questo questa monografia di chiama "Il vulcano di Monte Amiata". Si tratta di uno sforzo editoriale che rappresenta la conclusione di diversi anni di studi sulle caratteristiche di questo vulcano quaternario oggi quiescente, e ne descrive le caratteristiche vulcanologiche. Ma per chi non è geologo, o per chi semplicemente vuole percorrere e conoscere questi luoghi affiancando all'aspetto geologico gli altri aspetti (storici, archeologici, paesaggistici) che rendono questo territorio così bello ed intrigante, è stata scritta questa Appendice.

Quando si pensa alla Geologia, con la "G" maiuscola, vengono subito in mente cataclismi ed eruzioni, violenti terremoti, fiumi in piena, frane, oppure paleontologi accaldati nel deserto che scavano alla ricerca delle gigantesche ossa dei dinosauri. Seppur bellissimo, questo è tuttavia solamente il lato più scenografico di questa scienza. Un geologo difatti normalmente osserva la terra che calpestiamo tutti i giorni, le montagne su cui passeggiamo, la sabbia del mare che ci scorre fra le dita, alla ricerca dei tanti piccoli e grandi indizi che userà per ricostruire il complesso puzzle della storia geologica di un territorio. Tutte queste attività possono sembrare a prima vista molto meno emozionanti della spettacolarità degli eventi cataclismatici, ma sono la base vera del nostro lavoro ed hanno per il geologo un fascino che cercheremo in qualche misura di trasmettere al lettore attraverso il percorso disegnato dalle schede di questa Appendice.

Sono stati a questo scopo selezionati, fra i molti luoghi possibili che descrivono la vulcanologia del Monte Amiata, una decina di siti particolarmente significativi dal punto di vista vulcanologico, sia per la chiarezza delle situazioni geologiche esposte, che per la bellezza degli affioramenti e la loro facilità di accesso. Questi siti sono stati poi organizzati in un itinerario storico-naturalistico-geologico attorno al vulcano (Figura AI.1), in modo tale da ottenerne una panoramica atta a dare un'idea della complessità e della varietà di contesti in cui il Monte Amiata si è formato e delle interazioni che sono poi intercorse fra l'uomo e questo particolare territorio.

Le schede al loro interno sono suddivise in riquadri che riportano le varie tipologie di informazione, in un linguaggio volutamente divulgativo. Se l'operazione avrà funzionato ed il lettore si sarà incuriosito, nelle schede sono riportati i rimandi ai vari capitoli della monografia dove i vari argomenti accennati vengono trattati per esteso nel contesto della storia vulcanica del Monte Amiata. I riquadri di cui le schede sono composte contengono:

- informazioni sulla natura geologica;
- notizie storiche;
- descrizioni naturalistiche;

- informazioni generali;
- immagini particolari;
- riferimenti ai principali siti istituzionali e rimandi ai vari capitoli della monografia.

Ogni scheda è inoltre corredata delle indicazioni stradali di massima per raggiungere i vari luoghi e delle relative coordinate GPS.

In un momento storico in cui sono tornati a suscitare grande interesse turistico gli antichi itinerari dei pellegrini medievali, abbiamo scelto come primo sito geo-turistico significativo una visita un po' particolare all'Abbazia di San Salvatore, che dà il nome al paese di Abbadia, ed è posizionata lungo l'antica Via Francigena. Abbadia è anche uno dei centri più importanti dell'area amiatina, che ebbe il suo periodo di massima espansione negli anni '60 del secolo scorso, a fronte dello sviluppo dell'attività di estrazione del cinabro per la produzione di mercurio. Ma, al di là dei minerali presenti nelle rocce che la compongono, talvolta preziosi, come nel caso del cinabro, l'Amiata rappresenta da sempre una ricchezza per l'uomo, sia per la fertilità del suolo vulcanico, che la ricopre di boschi, che per l'abbondanza delle acque che scorrono all'interno delle sue lave porose e fratturate.

Il nome del vulcano ha difatti un significato che la dice lunga su quale era in realtà la risorsa principale di questo luogo per i nostri antenati. Amiata difatti viene dal latino "ad meata" che significa "alle sorgenti". Ed infatti la base del vulcano è costellata di sorgenti, dalle sorgenti del Fiora, note già in epoca romana, all'area attorno a Vivo d'Orcia, tanto famosa per le sue acque che è stata recentemente organizzata una sentieristica a queste dedicata (la Via delle Acque). In questo contesto, alcuni dei luoghi descritti sono stati scelti per mostrare le ragioni geologiche di questa grande ricchezza di acqua e l'impatto antropologico che questa ha avuto. L'itinerario proposto quindi porta alla Peschiera di Santa Fiora, allo scenico insediamento di Palazzo Cervini, costruito sui resti di un antico eremo, sulla punta della colata lavica che si estende più a nord di tutto l'edificio vulcanico, presso le sorgenti del Vivo. Infine, nella carta di Figura AI.1, dove sono stati riportati questi e gli altri siti descritti dalle schede che compongono questa appendice, è stato inserito anche un certo numero di siti "minori" (Tabella AI.1), questi a uso soprattutto del geologo che per la prima volta viene all'Amiata e vuole avere una visione più diretta dei vari aspetti vulcanologici descritti nel volume.

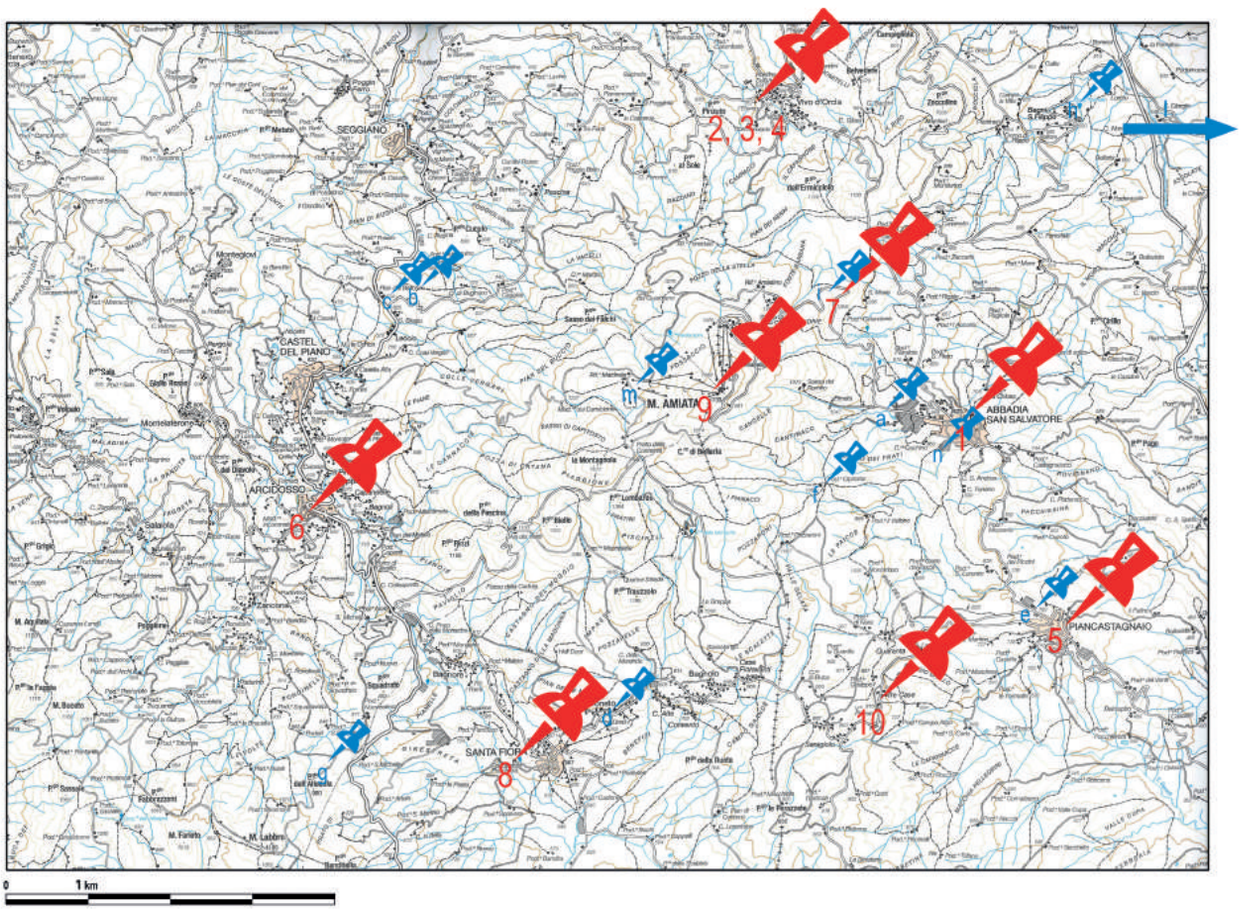



**Figura AI.1 – Carta di ubicazione dei siti descritti nelle schede (pin rossi) e dei siti di interesse minore elencati nella Tabella AI.1 (pin blu).**

| | Localitá | Coordinate geografiche | Breve descrizione |
|---|---|---|---|
| **a** | Parco del Museo Minerario, Abbadia San Salvatore | 42.883086, 11.664891 | Parco del Museo Minerario di Abbadia San Salvatore. Sono possibili visite guidate ad alcune porzioni del vecchio impianto minerario per l'estrazione del cinabro da cui si estraeva il mercurio. http://www.comune.abbadia.siena.it/on-line/Home/Strutturecomunali/MuseoMinerario.html |
| **b** | Punta della lava del Leccio | 42.905956, 11.559133 | Strutture di rampa sulla punta della colata principale colata del Leccio, a Tepolini (Sentiero 3.2 della Castagna da Pian di Ballo). |
| **c** | Lava del Leccio, Pian di Ballo | 42,905013, 11,555567 | Fianco della lava del Leccio, alla fabbrica di conserve "Il Fungo Amiata" a Pian di Ballo. |
| **d** | Colate laviche al Marroneto | 42.845999, 11.622450 | Colate di lava sovrapposte. Le varie unità di flusso sono separate da orizzonti di breccia autoclastica, e riempiono piccole paleovalli. In un punto è conservata una struttura di rampa. L'affioramento è nella vecchia cava del Marroneto che oggi fa parte di una proprietà privata. Strutture di mescolamento fra porzioni di fuso che presentano diverse caratteristiche di colore, vescicolazione e cristallinità. |
| **e** | Cimitero di Piancastagnaio | 42.853967, 11.683049 | Sovrapposizione fra le due colate. Lungo la strada che porta dal cimitero ad Abbadia è possibile seguire l'affioramento in frana di queste due colate. |
| **f** | Podere Cipriana | 42.872879, 11.646116 | Lava vescicolata (*foamed lava*) con grandi fenocristalli di sanidino e moltissimi inclusi magmatici mafici. |
| **g** | Sorgente d'acqua d'Alto | 42.831975, 11.535203 | A valle della sorgente, una vecchia fabbrica per il trattamento della Terra di Siena, che si estraeva, assieme alla farina Fossile (Diatomite) da uno dei tanti piccoli bacini lacustri oggi scomparsi, disseminati al margine delle vulcaniti. |
| **h** | Bagni San Filippo | 42.929510, 11.702045 | Vasche di acqua termale e incrostazioni di carbonato di calcio presso le sorgenti termali ai Bagni di San Filippo. |
| **i** | Grotta dell'Arciere, Pigellato | 42.901736, 11.649959 | Presso al "Sasso di Dante", lungo la strada asfaltata, dall'altro lato della strada, in corrispondenza di una piazzola di sosta, si apre il profilo della Grotta dell'Arciere o Grotta del Tesoro. La grotta è in realtà un sistema di fratturazione all'interno della colata del Pigellato Al suo interno si trova una pittura rupestre (alta circa 30 cm.) che si dice raffiguri un arciere. |
| **l** | Centro di Radicofani | 42.952290, 11.763920 | Neck e colata di lava (basalto a olivina) del centro monogenetico di Radicofani. |
| **m** | Piano delle Macinaie | 42.891013, 11.606329 | Con la roccia mafica (e quindi più resistente delle comuni trachidaciti amiatine) della piccola colata delle Macinaie, si facevano un tempo le macine che venivano poi distribuite nel territorio circostante. |
| **n** | Museo Minerario, Abbadia San Salvatore | 42.878345, 11.667919 | Museo Minerario di Abbadia San Salvatore. |
| **o** | Museo delle miniere di Mercurio, Santa Fiora | 42.832287, 11.585515 | Museo delle miniere di mercurio del Monte Amiata, https://www.minieredimercurio.it/ |

**Tabella AI.1 - Altri siti di interesse geo-turistico (vedi Figura AI-1 per la loro ubicazione)**

# 1. Abbazia di San Salvatore



**COME RAGGIUNGERLA**

Basta seguire le indicazioni per l'edificio presenti in tutto il paese di Abbadia.
Le sue coordinate sono: 42.8823559 11.6739929,17

Si tratta dell'edificio sacro che dà il nome al centro più importante del Monte Amiata. Quest'abbazia è stata scelta come punto di partenza tra i siti di interesse dell'area amiatina in base alla sua importanza storica, alla sua immediata fruibilità e perché presenta certe caratteristiche attraverso cui è possibile entrare subito in contatto con alcune delle peculiaritá del vulcano dalle cui colate sono state tratte le pietre che la costruiscono.
La facciata a cassetta è alta e stretta ed è racchiusa da due torri campanarie di cui una, la destra, è incompiuta.
La pianta, a una sola navata è a croce latina, nel cui braccio sinistro la Cappella della Madonna della Pieve; nel destro si trova la cappella del SS Salvatore al cui interno è custodita una copia del *Codex Amiatinus*, una delle più antiche versioni latine della Bibbia. L'originale si trova oggi nella Biblioteca Laurenziana a Firenze.
Il presbiterio è rialzato per fare posto alla sottostante cripta longobarda con 32 colonne.

**BIBLIOGRAFIA**

http://www.comune.abbadia.siena.it/on-line/Home/Turismoemultimedia/Luoghidiinteresse/articolo8006064.html

## UN PO' DI STORIA

Fondata nell'VIII secolo - il documento più antico è datato settembre 760 A.D. - la leggenda vuole che sia stata costruita dal duca longobardo *Rachis* quando, durante una battuta di caccia, vide il Cristo sopra un abete nel luogo dove adesso sorge l'edificio. Viene consacrata il 13 novembre del 1035 e grazie alla sua posizione strategica sulla Via Francigena, cresce come importanza e diventa presto abbazia regia. Il 17 aprile 1228 Papa Gregorio IX decreta la sostituzione dei benedettini, che avevano fino allora gestito il complesso sacro, con i cistercensi, provenienti direttamente da *Cîteaux* in Borgogna. È in questo periodo l'inizio della influenza dei Templari in quest'area, di cui si trovano tracce sia nella chiesa che nel borgo medioevale. La soppressione dell'abbazia da parte di Pietro Leopoldo del 1783 condanna il monastero a una oscura fine. Nel 1788 il complesso sacro è smembrato e venduto a privati, l'adattamento a strutture abitative avviene senza alcun riguardo per le strutture architettoniche e le decorazioni, sia del chiostro che della chiesa, che viene data in custodia ai membri della Confraternita di San Marco papa, che ne adibiscono la cripta ad ossario. Nel 1925 si fanno i primi interventi per porre fine al degrado ormai secolare dell'intero complesso monastico con generici lavori di restauro che durano fino al 1930. Nel 1939 la chiesa abbaziale e parte del monastero vengono concessi di nuovo ai cistercensi della Congregazione di San Bernardo in Italia, e trasformati in parrocchia. Dal 1960, i monaci cistercensi gradualmente hanno riacquistato quasi tutto l'antico complesso abbaziale, restaurandolo con la necessaria demolizione delle infrastrutture ottocentesche. Lo Stato invece ha provveduto alla ristrutturazione della chiesa abbaziale e della stupenda cripta (fig. **1.1**).

## GEOLOGIA

Costruita con blocchi di pietra proveniente dalla colata lavica su cui sono state costruite sia la Chiesa sia parte degli edifici circostanti, la facciata mostra una evidente variazione di colore nei conci di pietra lavica che la compongono. Tale caratteristica è particolarmente evidente nei piedritti del portale (fig. **1.2**) e nelle colonne della cripta. Il mescolamento fisico (in inglese *mingling*) di diverse porzioni di magma nel fuso originario, dà alla roccia il tipico aspetto a bande e striature chiare e scure, dovuto alle diverse caratteristiche fisico-chimiche (viscosità, vescicolazione, contenuto in cristalli, composizione del vetro, etc...) delle porzioni di magma che la compongono (v. **capitolo 7)**. Un magma è un insieme di roccia fusa e gas che, raffreddandosi progressivamente, cristallizza formando vari tipi di minerali in funzione della sua composizione chimica iniziale. La velocità di raffreddamento determina la dimensione dei cristalli della roccia che il magma forma: più è lungo il processo di raffreddamento, maggiori ne sono le dimensioni.

Il paese di Abbadia San Salvatore si appoggia su due colate laviche, emesse nel periodo più vecchio di attività del vulcano di Monte Amiata (unità "Subsintema di Bagnólo", v **capitolo 4**). Da queste colate è stato preso il materiale per la costruzione sia dell'Abbazia che delle case del paese vecchio. Sotto la colata inferiore (su cui poggia il paese vecchio), al contatto fra la lava permeabile e le sottostanti argille della formazione delle Argille a Palombini (v. **capitolo 1**), sono posizionate delle sorgenti. Al di sopra della colata superiore (su cui poggia il paese nuovo) è presente una superficie di alterazione della lava in un sabbione saprolitico giallastro (v. **capitolo 4**) che testimonia di una fase climatica diversa dall'attuale, avvenuta circa 300.000 anni fa.



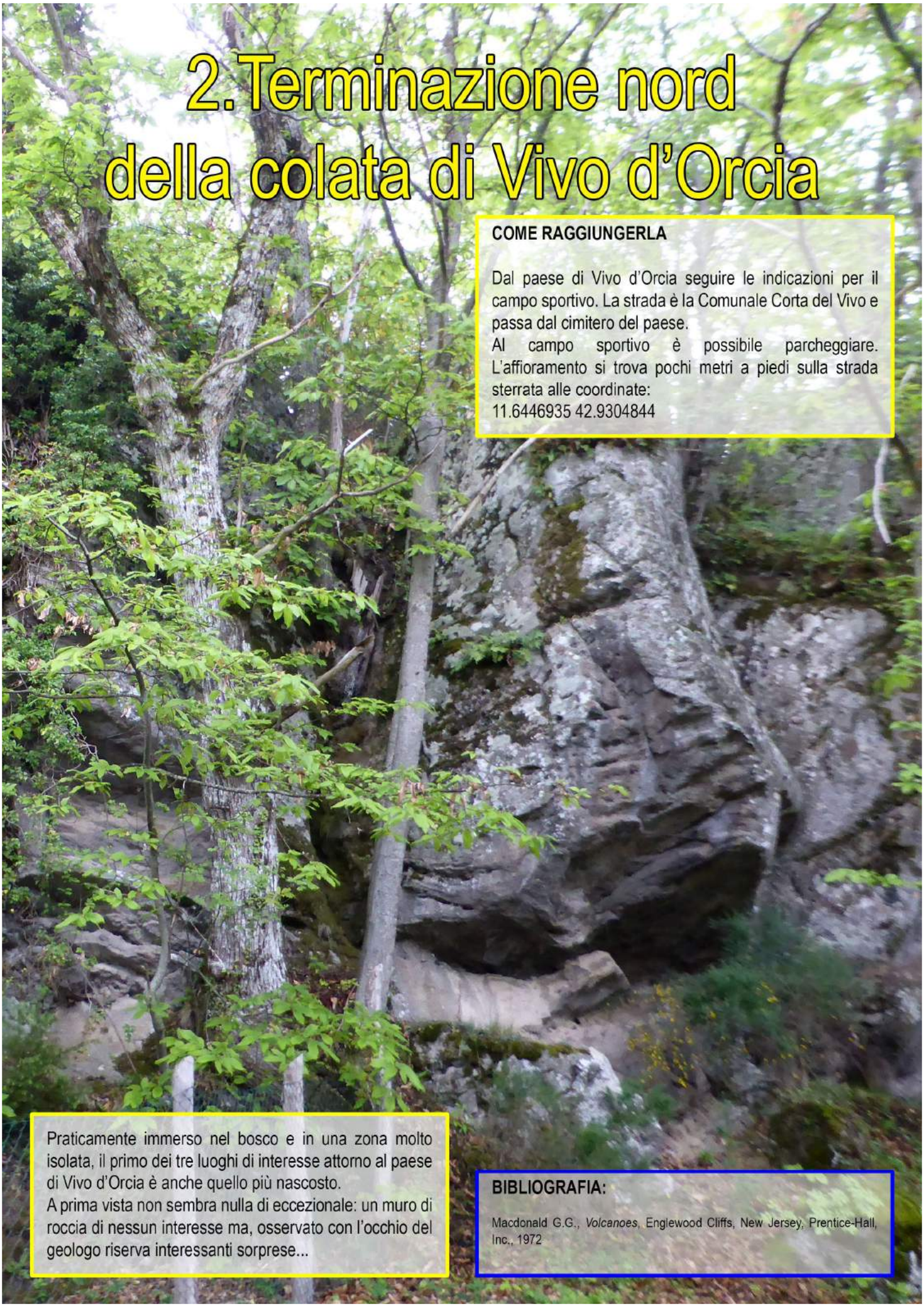
**Figura 1.1**
Nelle colonne trachidacitiche della cripta sono evidenti bande di diverso colore e inclusi di rocce sedimentarie strappate dal magma durante la sua risalita.



**Figura 1.2**

Immagine del portale dell'abbazia. I diversi colori delle pietre con cui è costruito sono dovuti al mescolamento di magmi.

# 2. Terminazione nord della colata di Vivo d'Orcia



**COME RAGGIUNGERLA**

Dal paese di Vivo d'Orcia seguire le indicazioni per il campo sportivo. La strada è la Comunale Corta del Vivo e passa dal cimitero del paese.
Al campo sportivo è possibile parcheggiare. L'affioramento si trova pochi metri a piedi sulla strada sterrata alle coordinate:
11.6446935 42.9304844

Praticamente immerso nel bosco e in una zona molto isolata, il primo dei tre luoghi di interesse attorno al paese di Vivo d'Orcia è anche quello più nascosto.
A prima vista non sembra nulla di eccezionale: un muro di roccia di nessun interesse ma, osservato con l'occhio del geologo riserva interessanti sorprese...

**BIBLIOGRAFIA:**

Macdonald G.G., *Volcanoes*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 1972

## DESCRIZIONE

L'intera parete (fig. **2.1**) è formata da un'unica colata di lava dello spessore di circa 8 metri. Anche in questo caso, come nel precedente sito, il mescolamento fisico (in inglese *mingling*) di diverse porzioni di magma nel fuso originario, dà alla roccia il tipico aspetto a bande e striature chiare e scure, dovuto alle diverse caratteristiche fisico-chimiche (viscosità, vescicolazione, contenuto in cristalli, composizione del vetro, etc...) delle porzioni di magma che la compongono (v. **capitolo 7**). Le bancate di roccia che costituiscono la colata hanno spessore diverso e assumono una forma arcuata verso l'alto che in vulcanologia si chiama rampa. Essa é causata dallo scorrimento differenziale di una bancata sull'altra, che caratterizza le terminazioni delle colate acide, cioè con molta silice, che per questo fluiscono in modo molto viscoso (v. **capitolo 9**).

## GEOLOGIA

La morfologia così ondulata e sollevata (fig. **2.2**) si forma quando una colata si trova lontano dal suo luogo di origine e non possiede più un sufficiente apporto sia di massa che di energia sotto forma di calore per impedire al progressivo raffredamento della lava di alterare il suo scorrimento. Questo tipo di morfologia è detto "rampa" proprio a intendere che la lava sembra risalire un pendio.
Il movimento basale del flusso è rallentato dalla frizione col substrato sottostante e, inoltre, a contatto col terreno la lava si raffredda e aumenta così la sua viscosità: scorre perciò più lentamente.
La porzione superiore tuttavia rimane più liquida e più fluida quindi in grado di scorrere meglio.
Questo fa sì che la colata tenda a separarsi in una serie di lamine di diversa temperatura (e fluidità) separate da giunti di scorrimento che scivolano una sull'altra come le carte quando il mazzo viene piegato.

**Figura 2.1**

Panoramica dell'affioramento in cui si nota l'andamento ondulato e fluidale.

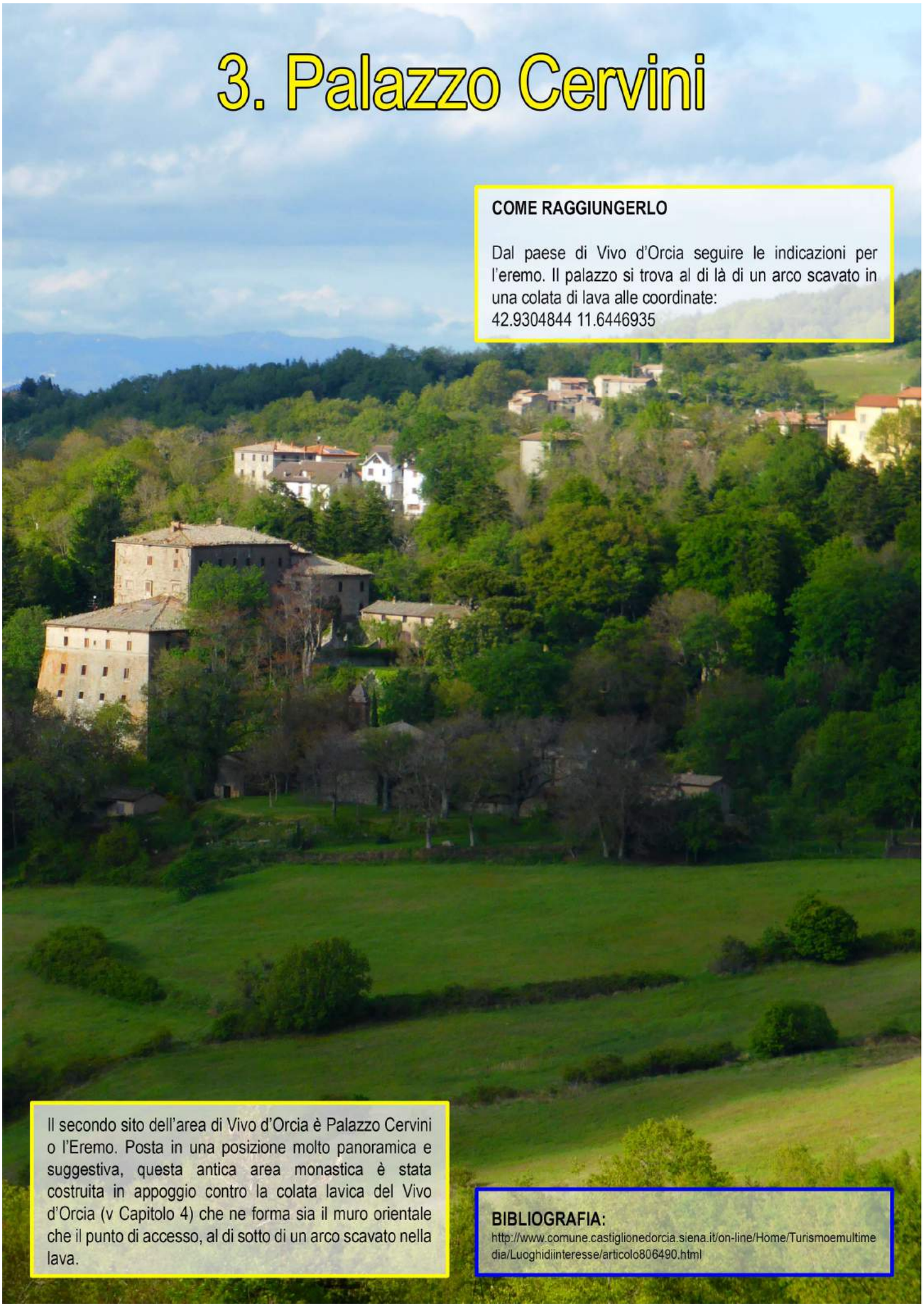




**Figura 2.2**

Particolare della struttura arcuata verso l'alto della colata di Vivo d'Orcia.
Questo tipo di morfologia è molto ben evidente su tutto l'affioramento.

# 3. Palazzo Cervini



**COME RAGGIUNGERLO**

Dal paese di Vivo d'Orcia seguire le indicazioni per l'eremo. Il palazzo si trova al di là di un arco scavato in una colata di lava alle coordinate:
42.9304844 11.6446935

Il secondo sito dell'area di Vivo d'Orcia è Palazzo Cervini o l'Eremo. Posta in una posizione molto panoramica e suggestiva, questa antica area monastica è stata costruita in appoggio contro la colata lavica del Vivo d'Orcia (v Capitolo 4) che ne forma sia il muro orientale che il punto di accesso, al di sotto di un arco scavato nella lava.

**BIBLIOGRAFIA:**

http://www.comune.castiglionedorcia.siena.it/on-line/Home/Turismoemultimedia/Luoghidiinteresse/articolo806490.html

## UN PO' DI STORIA

Questa località ha il nome evocativo di Contea, a ricordo della dominazione dei Conti Cervini. Nel 1004 San Romualdo monaco, in ottemperanza alla regola camaldolese, aveva fondato in questa zona il suo Eremo, da cui il toponimo di questo sito. Sulle rovine dell'antico monastero fortificato, nel XVI secolo Antonio da Sangallo il Giovane costruì l'attuale Palazzo, che nel 1538 fu ceduto da papa Paolo III Farnese alla famiglia dei conti Cervini. Un Conte Cervini salirà nel 1555 al soglio pontificio col nome di Marcello II, ma il suo papato di 21 giorni fu destinato ad essere ricordato come uno dei più brevi della storia. Durante il XVII e XVIII secolo, grazie alla forza del torrente Vivo che scorre di fianco al monastero, attorno al palazzo sorsero una serie di opifici e cascine. Traccia della prosperità di quegli anni rimane negli edifici di Borgo di Sotto e Borgo Principale, sorti nelle adiacenze del Palazzo (fig. 3.2) . Tutt'oggi il palazzo è di proprietà, ed è saltuariamente abitato, dagli eredi dei Conti Cervini. Ne sono visitabili il grandioso giardino all'italiana, della fine del XVIII secolo, il Borgo e l'esterno della Chiesa di San Marcello, chiusa per restauri del campanile pericolante

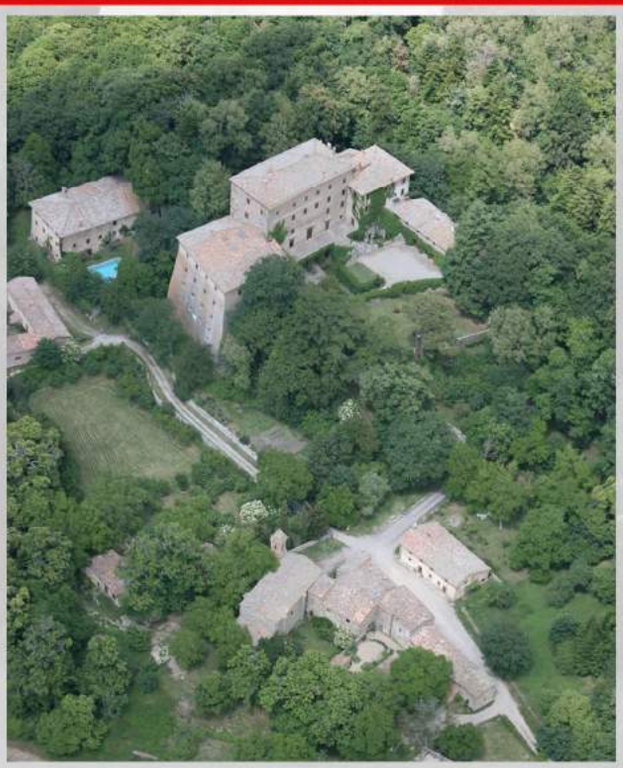


**Figura 3.2**

Veduta aerea dell'Eremo. Il gruppo di edifici in basso sono quelli che fanno parte del Borgo. Si nota il campanile della chiesa di San Marcello.




**Figura 3.1**

Particolare della via di accesso all'eremo, che oltrepassa un piccolo ponte (numero 1) sul torrente Vivo, parzialmente visibile sulla sinistra. L'ombra del muro in secondo piano (numero 3) è la colata del Vivo d'Orcia cui, oltrepassato un piccolo arco scavato nella lava (numero 2), si appoggia il lato meridionale dell'antico eremo fortificato, oggi Palazzo Cervini (numero 4).

## GEOLOGIA

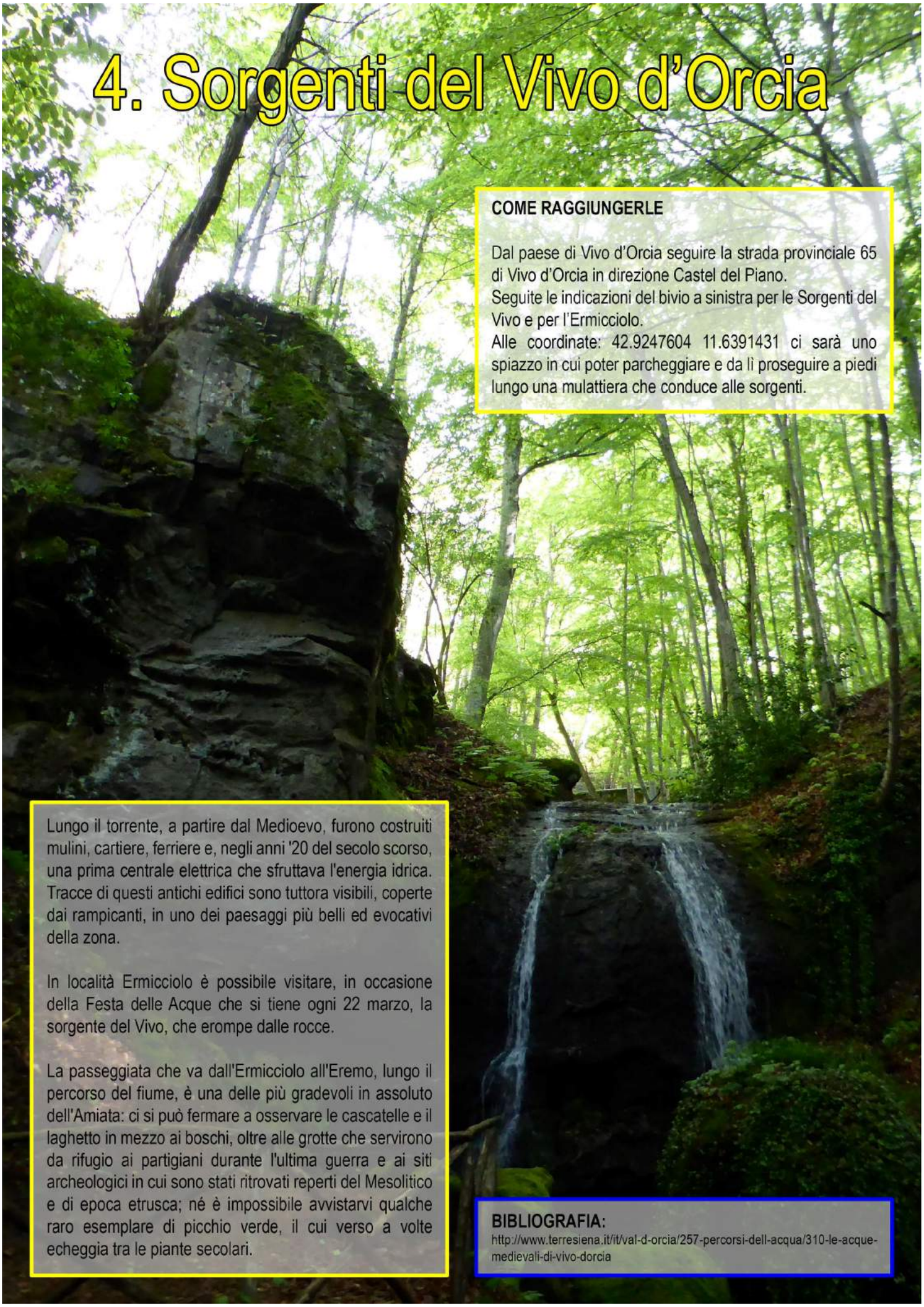
Il muro perimetrale orientale dell'eremo, lo stesso attraverso cui si passa per accedervi (fig. 3.1), fa parte della colata trachidacitica (v. Capitolo 7) del Vivo d'Orcia (v. Capitolo 4). La maggiore consistenza della roccia lavica rispetto alle argille del substrato sedimentario su cui la lava è originariamente scorsa, ha fatto sì che, durante i circa 300.000 anni di tempo passati dal momento di messa in posto della lava, l'erosione sia stata molto più efficace sulle argille, scavando dei profondi solchi al contatto fra le due rocce e portando la lava ad assumere una posizione morfologicamente rilevata, con un meccanismo che è chiamato "inversione del rilievo" (v. Capitolo 6). La sinergia fra l'attività del vulcano, le caratteristiche fisiche dei terreni e l'azione dell'erosione, ha creato, in decine di migliaia di anni, un sito alto, isolato e facilmente difendibile, che l'uomo ha sfruttato al momento del suo insediamento sul territorio.



Figura 3.3

Veduta dell'arco di accesso all'eremo. Sulla destra dell'immagine si nota che la muratura è appoggiata alla colata lavica.

# 4. Sorgenti del Vivo d'Orcia



**COME RAGGIUNGERLE**

Dal paese di Vivo d'Orcia seguire la strada provinciale 65 di Vivo d'Orcia in direzione Castel del Piano.
Seguite le indicazioni del bivio a sinistra per le Sorgenti del Vivo e per l'Ermicciolo.
Alle coordinate: 42.9247604 11.6391431 ci sarà uno spiazzo in cui poter parcheggiare e da lì proseguire a piedi lungo una mulattiera che conduce alle sorgenti.

Lungo il torrente, a partire dal Medioevo, furono costruiti mulini, cartiere, ferriere e, negli anni '20 del secolo scorso, una prima centrale elettrica che sfruttava l'energia idrica. Tracce di questi antichi edifici sono tuttora visibili, coperte dai rampicanti, in uno dei paesaggi più belli ed evocativi della zona.

In località Ermicciolo è possibile visitare, in occasione della Festa delle Acque che si tiene ogni 22 marzo, la sorgente del Vivo, che erompe dalle rocce.

La passeggiata che va dall'Ermicciolo all'Eremo, lungo il percorso del fiume, è una delle più gradevoli in assoluto dell'Amiata: ci si può fermare a osservare le cascatelle e il laghetto in mezzo ai boschi, oltre alle grotte che servirono da rifugio ai partigiani durante l'ultima guerra e ai siti archeologici in cui sono stati ritrovati reperti del Mesolitico e di epoca etrusca; né è impossibile avvistarvi qualche raro esemplare di picchio verde, il cui verso a volte echeggia tra le piante secolari.

**BIBLIOGRAFIA:**

http://www.terresiena.it/it/val-d-orcia/257-percorsi-dell-acqua/310-le-acque-medievali-di-vivo-dorcia

## UN PO' DI STORIA

La sorgente Ermicciolo, che scaturisce sul versante nord del Monte Amiata nei pressi de paese di Vivo d'Orcia nel comune di Castiglione d'Orcia a poco più di mille metri su livello del mare, nel 1890 venne per la prima volta indicata dagli ingegneri della "Società Italiana di condotte d'acqua di Roma", come la sola capace di risolvere il problema del rifornimento idrico di Siena. L'8 settembre 1897, il sindaco Enrico Falaschi e i conti Cervini stabilirono di aumentare l'emungimento a 60 litri al secondo, che corrispondevano ai 3/7 della sorgente, per il prezzo di £ 51.428 (cioè i 3/7 dello stesso valore di £ 120.000 stabilito nel 1895). Il compromesso venne approvato dal Consiglio Comunale il 17 settembre 1897 ma, a causa dell'inconcludenza del Comune di Siena e del ritardo con cui i Cervini liberarono il fondo da ipoteche impegnate per il culto, si dovette aspettare ancora un anno per definire l'acquisto definitivo delle sorgenti. Nel dicembre 1898 il Prefetto autorizzò l'operazione e il 4 gennaio 1899 Carlo Cervini e i suoi figli Leopoldo e Alessandro, firmarono presso il notaio Alfredo Ricci il contratto di vendita al sindaco di Siena Enrico Falaschi per Lire 51.428, da saldare entro il 1902.
Nel 1928 cominciarono i lavori che si conclusero nel 1931 con uno sviluppo complessivo di condotte di 142.615 metri. Ancora oggi la sorgente dell'Ermicciolo disseta larga parte della provincia di Siena e delle zone circostanti.



**Figura 4.1**

Le acque del Torrente Vivo scorrono sopra la lava della colata del Vivo d'Orcia, creando un ambiente silvestre e suggestivo. Vari percorsi a piedi fiancheggiano la colata permettendo di osservarne da vicino le varie caratteristiche.

## GEOLOGIA

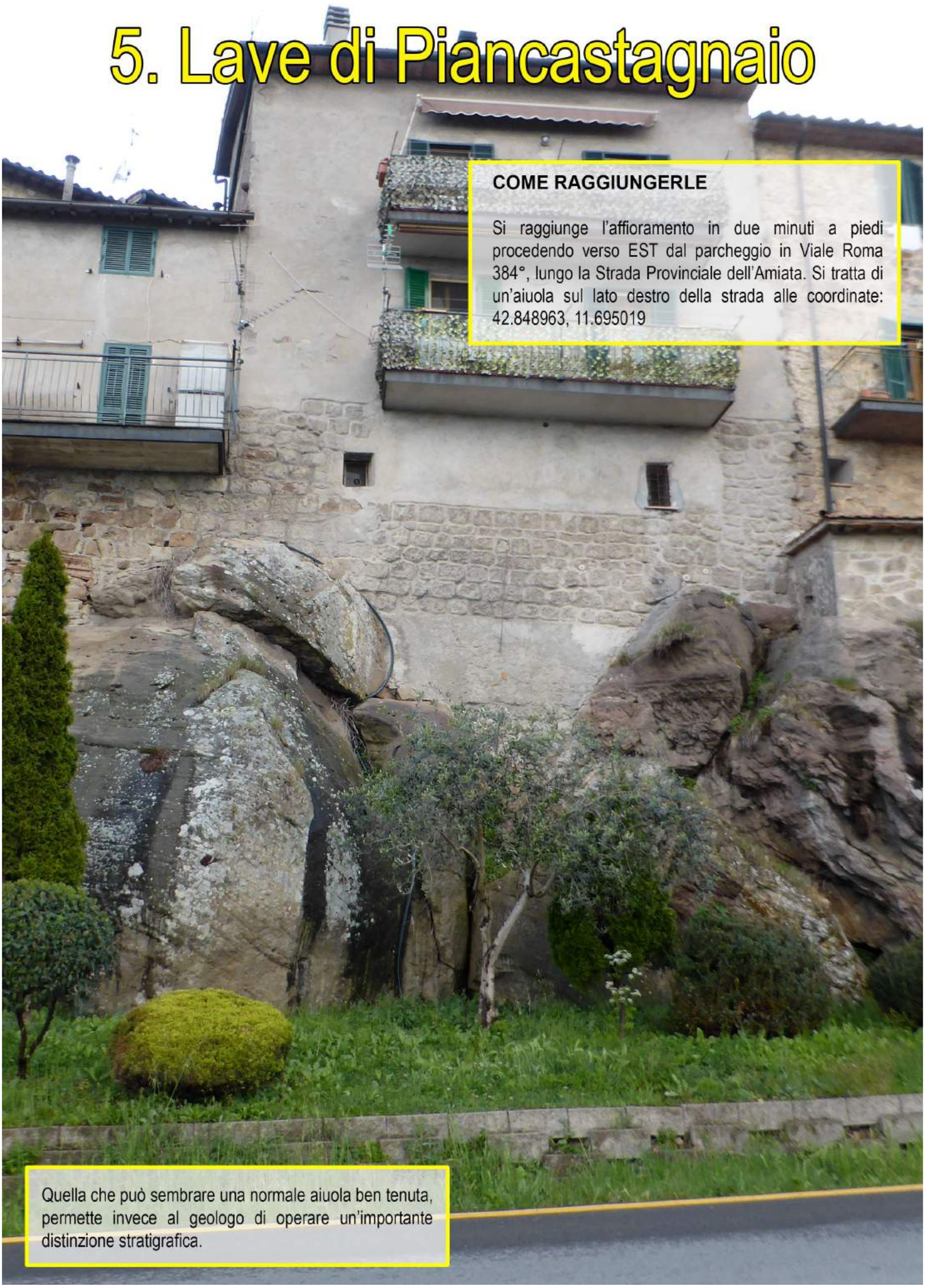
Le acque che, dalla sorgente di contatto (v. **Capitolo 14** e **15**) posta poco a monte scorrono sulla colata formando delle cascatelle (fig. **4.2**), permettono di osservare in questo sito la morfologia e le strutture interne di flusso di questa lava. La superficie pulita della roccia permette di osservare le strutture interne della lava, come i numerosi cristalli, o i vacuoli creati dalla espansione e dalla fuoriuscita dei gas magmatici. Nella porzione più interna la lava si presenta massiva mentre nella sua porzione superiore e inferiore sono ben evidenti (fig. **4.1**) le strutture di laminazione derivanti dallo scorrimento differenziale l'uno sull'altro dei vari banchi che compongono queste porzioni della colata, causato dalle piccole variazioni di temperatura e quindi di viscosità all'interno del flusso (v. **Capitolo 8**).



**Figura 4.2**

Il laghetto si è potuto formare grazie all'orizzonte di argille impermeabili sopra cui si è accumulata l'acqua.

# 5. Lave di Piancastagnaio



**COME RAGGIUNGERLE**

Si raggiunge l'affioramento in due minuti a piedi procedendo verso EST dal parcheggio in Viale Roma 384°, lungo la Strada Provinciale dell'Amiata. Si tratta di un'aiuola sul lato destro della strada alle coordinate: 42.848963, 11.695019

Quella che può sembrare una normale aiuola ben tenuta, permette invece al geologo di operare un'importante distinzione stratigrafica.

## DESCRIZIONE

Piancastagnaio sorge su due colate laviche sovrapposte (v. **Capitolo 4**) che in questo affioramento sono visibili una sull'altra (fig. **5.1**).



**Figura 5.1**

Panoramica dell'affioramento in cui si vede che le rocce sulla sinistra hanno forma e colore diversi da quelle a destra.

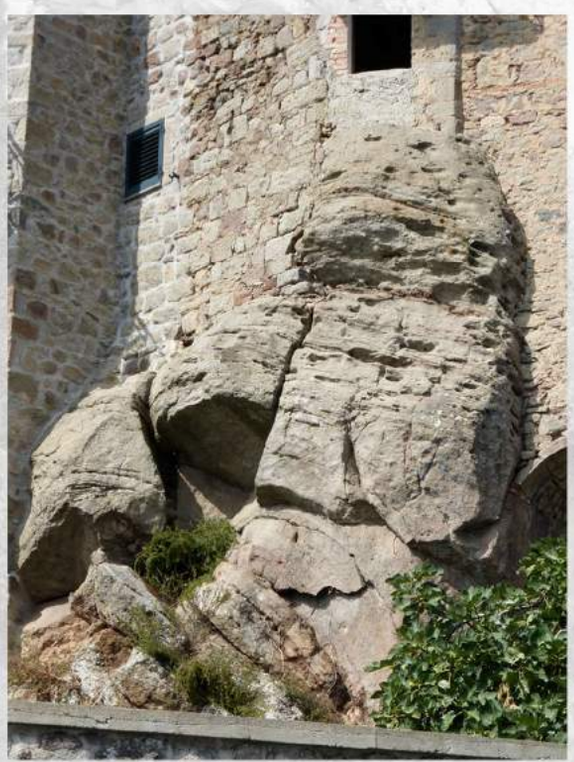


**Figura 5.2**

Particolare della colata più massiva osservata sulla quale sono state poste le fondazioni degli edifici. Notare la presenza di una parte più massiva centrale e le strutture di flusso invece presenti anche in questa lava nelle sue porzioni più alta e più bassa.

## GEOLOGIA

Si tratta di due colate, e non di una sola, perché hanno caratteristiche diverse e perché in questo punto se ne vede il contatto. Una (fig. **5.2**) è più massiva mentre la seconda (fig. **5.3**) presenta al suo interno fitte e caratteristiche strutture di flusso. Il contatto fra le due colate è evidenziato dalla presenza di scorie e frammenti autobrecciati, cioè frammenti di lava provenienti dal tetto di una colata e dalla base dell'altra, che si sono rotti a causa dello scorrimento della colata superiore sulla superficie di quella inferiore (fig. **5.4**).



**Figura 5.3**

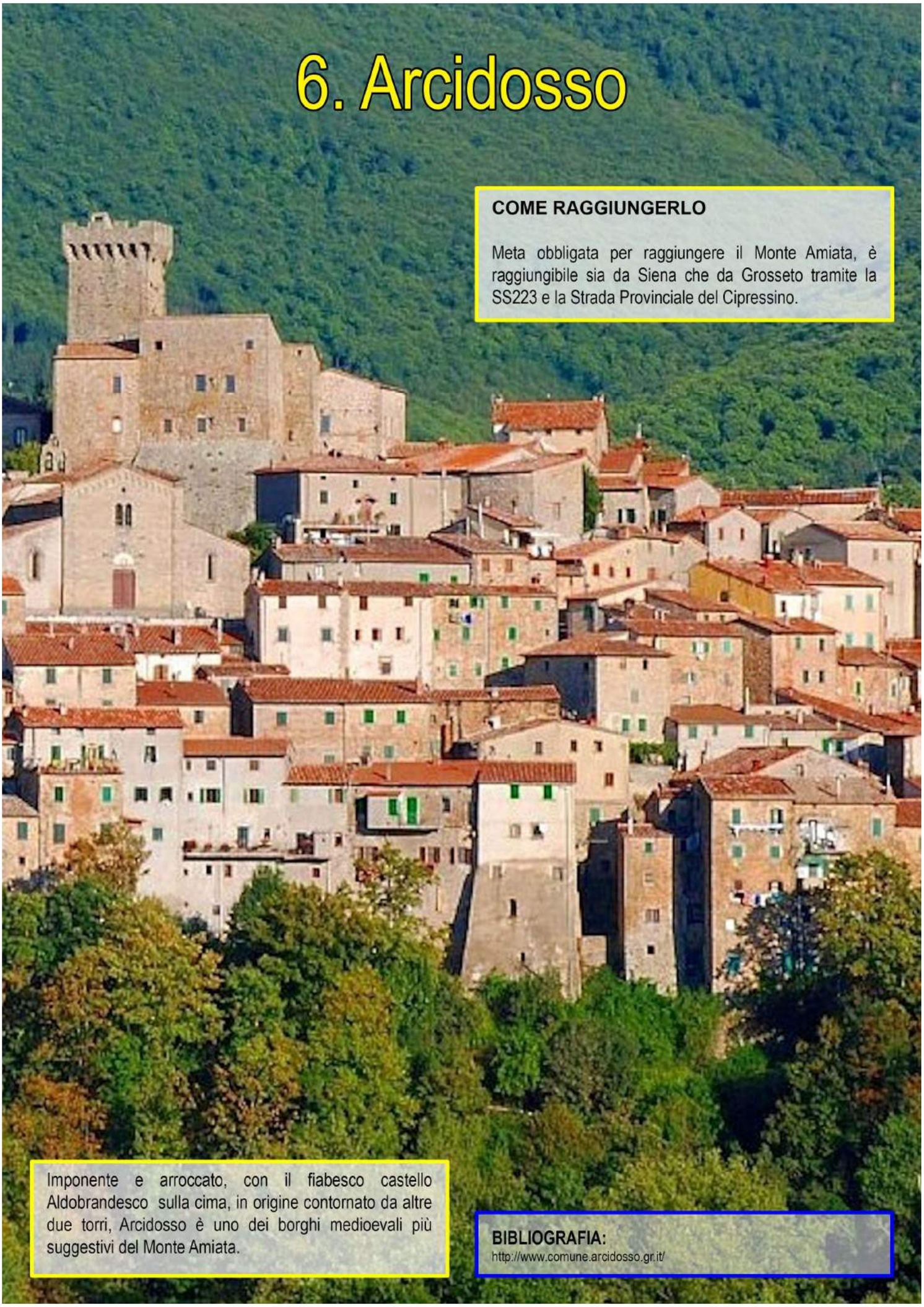
Particolare della base della colata superiore con strie e altre strutture autobrecciate che ne evidenziano il sovrascorrimento sulla lava sottostante.



**Figura 5.4**

Particolare del contatto fra le due colate. La superficie di separazione è quella su cui cresce l'erba.

# 6. Arcidosso



**COME RAGGIUNGERLO**

Meta obbligata per raggiungere il Monte Amiata, è raggiungibile sia da Siena che da Grosseto tramite la SS223 e la Strada Provinciale del Cipressino.

Imponente e arroccato, con il fiabesco castello Aldobrandesco sulla cima, in origine contornato da altre due torri, Arcidosso è uno dei borghi medioevali più suggestivi del Monte Amiata.

**BIBLIOGRAFIA:**
http://www.comune.arcidosso.gr.it/

## UN PO' DI STORIA

Il toponimo Arcidosso viene menzionato per la prima volta in un documento del 4 marzo 860. Il nome deriva probabilmente dai sostantivi latini *arx* e *dossum*, che significano "fortezza" e "dosso" a indicare la caratteristiche più evidenti di questo abitato (fig. **6.3**). A partire dal XII secolo entrò a far parte dei beni della famiglia degli Aldobrandeschi della Contea di Santa Fiora, che iniziarono la costruzione del castello fortificato (fig. **6.1**) e della torre maestra, con l'aiuto degli abitanti degli antichi insediamenti oggi scomparsi di Casal Roveta, Talassa e Montoto. A quel periodo (1144) è attribuita anche la costruzione della chiesa di San Niccolò (fig. **6.4**). Intorno al 1200 Arcidosso passa sotto la repubblica di Siena. Nel 1331 la Rocca fu assediata dai Senesi comandati dal famoso condottiero Guidoriccio da Fogliano. Nel 1559 Arcidosso passa sotto il controllo dei Medici e viene elevata al rango di prefettura.

## GEOLOGIA

Anche se geograficamente fa parte dell'Amiata, Arcidosso non è stata costruita sulla roccia vulcanica, ma su di una roccia di origine sedimentaria. L'alto morfologico isolato sul quale si trova è difatti costituito da un tipo di roccia sedimentaria che si chiama Arenaria, una roccia granulare (arenaria vuol dire letteralmente "fatta di sabbia") del Cretaceo superiore (ovverosia fra 108 e 88 milioni di anni fa), quando in questi luoghi c'era il mare, e il cui colore dorato caratterizza gli edifici del borgo, a differenza del grigiore degli altri centri del territorio amiatino costruiti con le lave grigie del vulcano. Talvolta accade che questa pietra, fatta di granuli di quarzo cementati da carbonato di calcio, venga commercializzata come pietra di origine vulcanica, per via del nome commerciale di Pietra di Santa Fiora (fig. **6.2**), che le è stato dato per via della ubicazione delle cave principali da cui viene estratta e che oggi ricadono all'interno del comune di Santa Fiora. I geologi invece chiamano questa pietra Formazione della Pietraforte. La storia geologica di questa roccia ne vede prima la sedimentazione come sabbia marina, poi la compattazione a causa del peso dei sedimenti e la cementazione operata da acque sature di carbonato di calcio, che va a formare una matrice calcarea attorno ai granuli di quarzo. Nelle ere geologiche forze tettoniche ed erosione l'hanno poi sollevata ed erosa a formare dei piccoli rilievi di roccia dura (la "Pietraforte").



**Figura 6.1**
Rocca Aldobrandesca.



**Figura 6.2**
Lastra levigata, di arenaria di Pietraforte commercializzata col nome di Pietra di Santa Fiora. Sono evidenti i letti di sedimentazione dei grani.



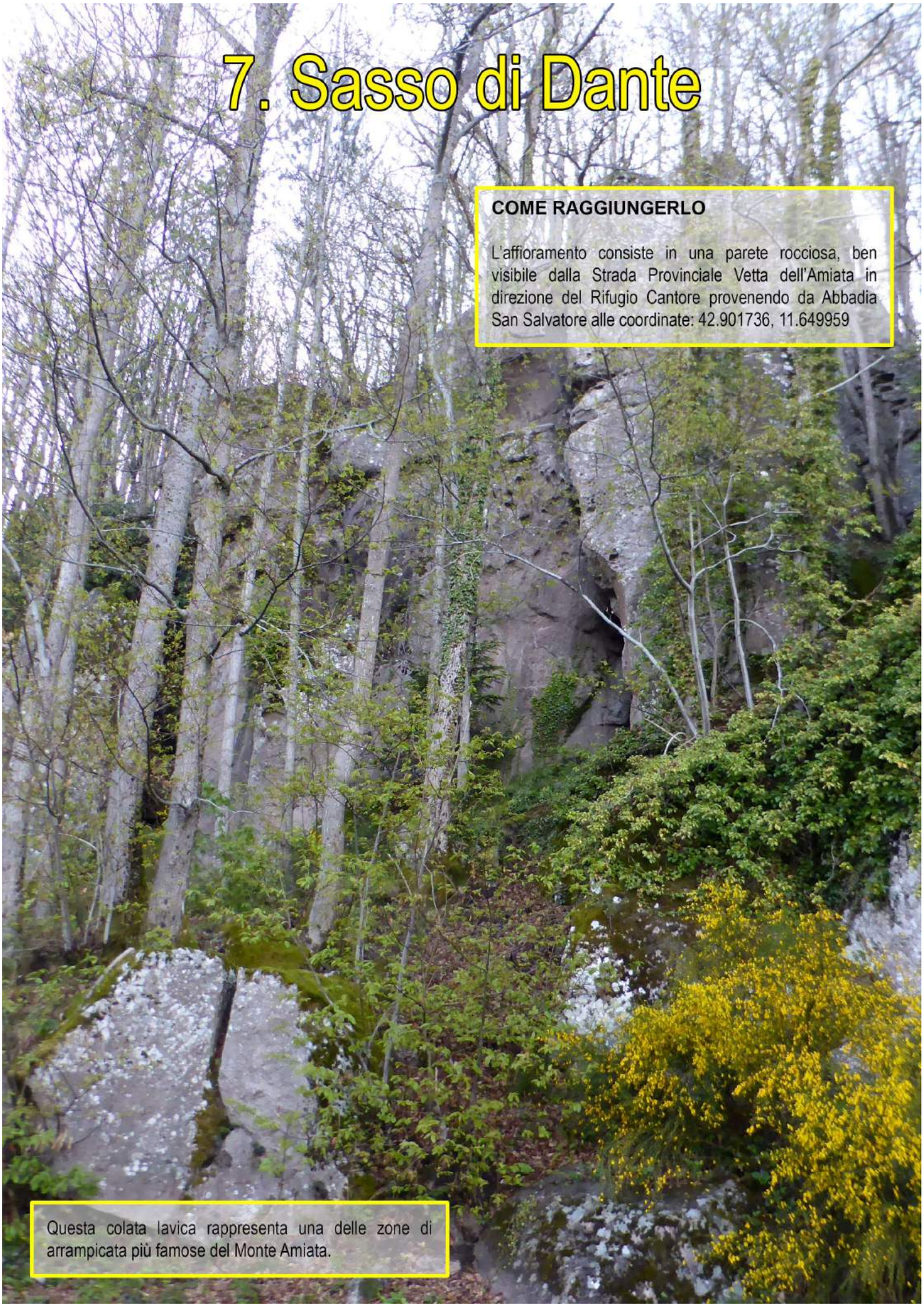
**Figura 6.3**
Panorama di Arcidosso che mostra la sua posizione arroccata dovuta all'alto morfologico su cui sorge.



**Figura 6.4**

Facciata della chiesa di San Niccolò.
L'aspetto neoromanico è dovuto ai restauri eseguiti tra il 1934 e il 1943.

# 7. Sasso di Dante



**COME RAGGIUNGERLO**

L'affioramento consiste in una parete rocciosa, ben visibile dalla Strada Provinciale Vetta dell'Amiata in direzione del Rifugio Cantore provenendo da Abbadia San Salvatore alle coordinate: 42.901736, 11.649959

Questa colata lavica rappresenta una delle zone di arrampicata più famose del Monte Amiata.

## DESCRIZIONE

La più frequentata delle falesie del Monte Amiata, consta di varie pareti immerse nel bosco. A 1000 m di altitudine, esposta a Est e ben ombreggiata nel verde dei boschi, è una palestra di arrampicata ideale per l'estate, con vie spesso discontinue, che presentano singoli passaggi di blocco. Il fatto di avere una base piana, lungo la strada dove è anche possibile parcheggiare, rende questa falesia una palestra di roccia adatta anche ai principianti e per questo molto frequentata. La lava trachidacitica (la "trachite" per la gente del posto) è adatta all'arrampicata (fig. 7.1) perché presenta molte fessure e cavità, che in realtà non erano nate per questo scopo, ma sono le tracce geologiche da un lato dei movimenti franosi che caratterizzano il bordo delle lave dell'Amiata al contatto con il substrato sedimentario (v. **Capitolo 9**), e dall'altro della presenza di gas nel magma fuso, che si è espanso a creare queste cavità durante il raffreddamento della lava.



**Figura 7.1**
Un *climber* sul Sasso di Dante.
© http://arrampicataamiata.blogspot.it/2012/07/

## GEOLOGIA

Il Sasso di Dante deve il suo nome al profilo della roccia che ricorda quello del poeta fiorentino (fig. 7.3) . Esso e più in generale tutte le falesie che si vedono lungo questo tratto di strada, fa parte, nella stratigrafia del Monte Amiata, di una formazione chiamata Pigellato (v. **Capitolo 4**). Si tratta di una trachite , dal greco τραχύς "dalla superficie scabra, ruvida", una roccia magmatica effusiva con medio tenore di silice e di alcali. Una delle caratteristiche delle rocce di questa colata sono i glomerofiri, (fig. 7.2), che sono accumuli di cristalli (in questo caso di plagioclasi) che si sono progressivamente ammassati l'uno sull'altro, mentre il fuso magmatico risaliva nel condotto vulcanico e fluiva a formare la colata che oggi vediamo pietrificata. I glomerofiri sono ora visibili come piccoli ammassi di colore diverso dalla roccia che li circonda.



**Figura 7.2**

Particolare della roccia lavica che forma la colata del Pigellato, di cui il Sasso di Dante fa parte, in cui si vedono i glomerofiri di plagioclasi. Sono i cristalli bianchi più grandi che, se osservati con una lente, si vede essere formati da un insieme di tanti cristalli più piccoli ammassati uno contro l'altro.

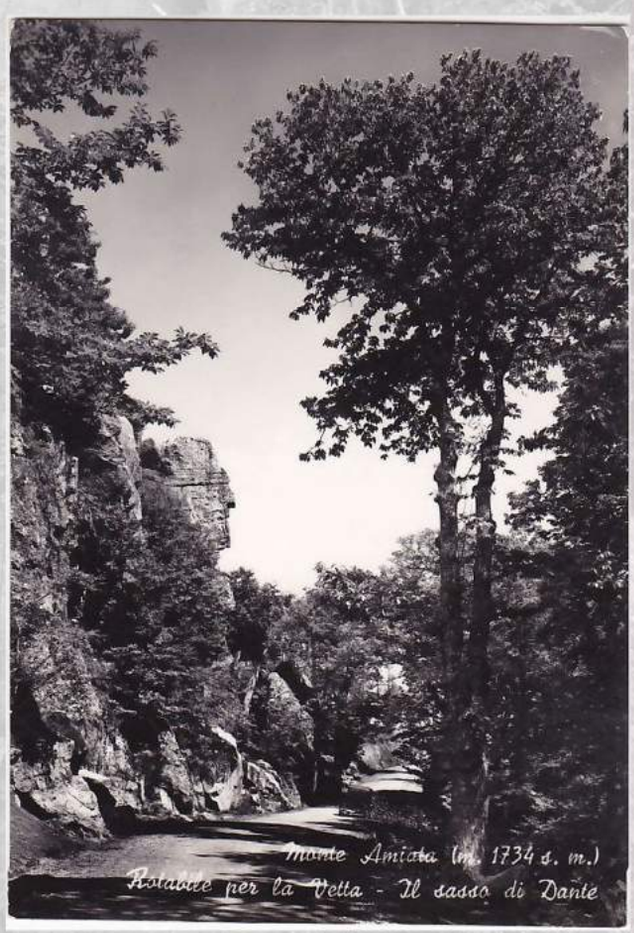
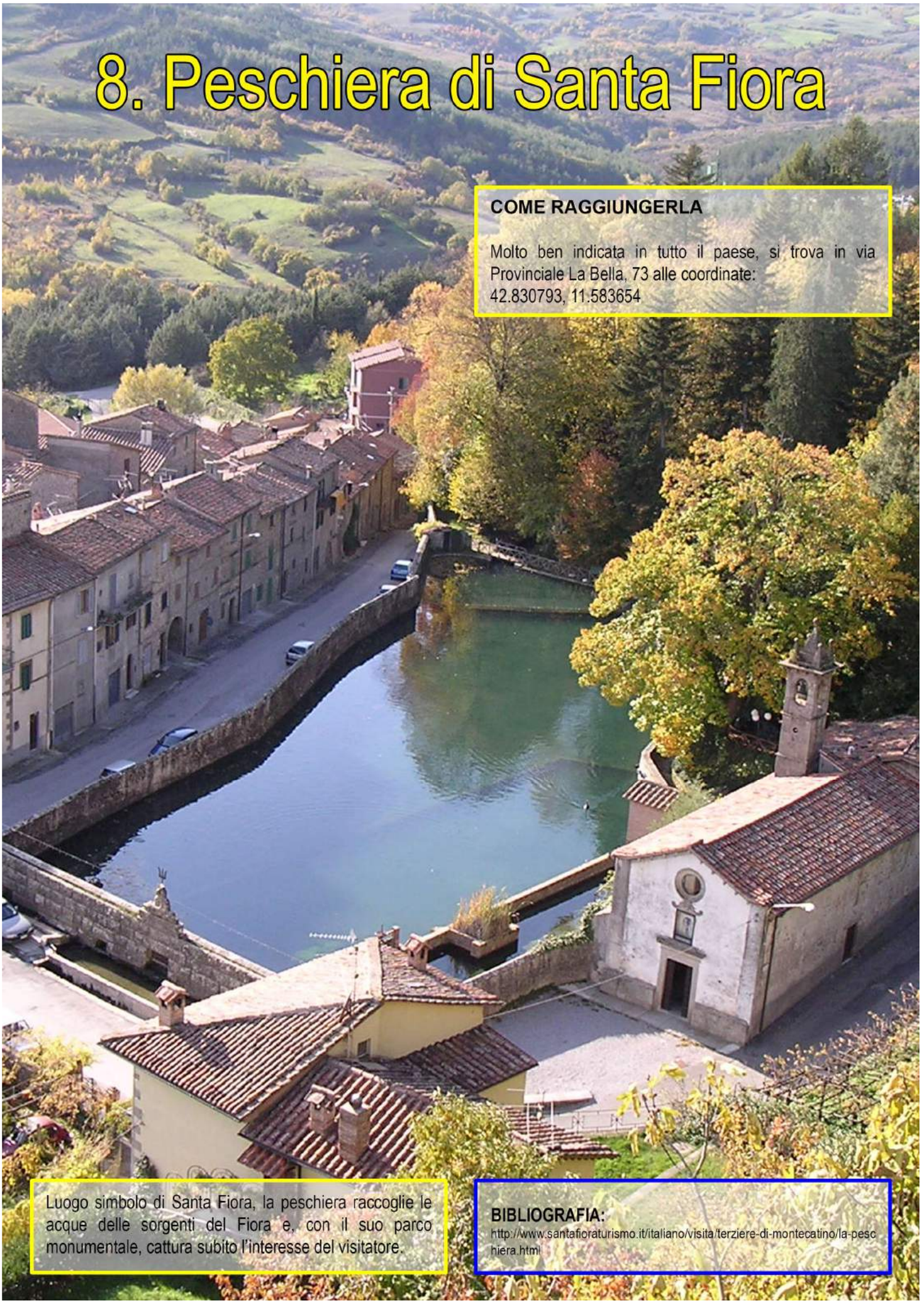



**Figura 7.3**

Una vecchia cartolina del Sasso di Dante da cui si capisce l'origine del toponimo.

# 8. Peschiera di Santa Fiora



**COME RAGGIUNGERLA**

Molto ben indicata in tutto il paese, si trova in via Provinciale La Bella, 73 alle coordinate:
42.830793, 11.583654

Luogo simbolo di Santa Fiora, la peschiera raccoglie le acque delle sorgenti del Fiora e, con il suo parco monumentale, cattura subito l'interesse del visitatore.

**BIBLIOGRAFIA:**
http://www.santafioraturismo.it/italiano/visita/terziere-di-montecatino/la-peschiera.html

## UN PO' DI STORIA

La sorgente era già nota ai Romani (fig. **8.2**). La Peschiera fu fatta costruire dagli Aldrobandeschi (gli stessi che edificarono la rocca di Arcidosso) come vivaio per le trote di una specie particolare (la *Salmo trutta macrostigma*, diffusa anche in Sardegna) ed endemica all'Amiata. Le trote sono pesci che richiedono acque particolarmente pulite e limpide per vivere. Come sono le acque delle sorgenti del Fiume Fiora, che alimentano la Peschiera.

Dalla Peschiera le acque defluiscono attraverso griglie metalliche (fig **8.2**) in una vasca, sormontata da una scultura in peperino - rocca vulcanica laziale - raffigurante due delfini con il tridente (simbolo pagano dell'acqua), che serviva in origine come abbeveratoio per gli animali e che fino a poco tempo fa era usata come lavatoio.

Dopo gli Aldobrandeschi Santa Fiora passò sotto il dominio degli Sforza, che crearono attorno alla Peschiera un giardino rinascimentale, di cui rimane traccia nel piccolo parco monumentale che circonda le vasche. L'ultima ristrutturazione – realizzata nel 1851 da Lorenzo Sforza-Cesarini – ha dato alla Peschiera l'aspetto che ancora oggi possiamo vedere. Nel 1998 l'intero parco, dopo un restauro avvenuto nella seconda metà degli anni '90 con il contributo dell'amministrazione comunale, è diventato patrimonio del paese (fig. **8.1**).

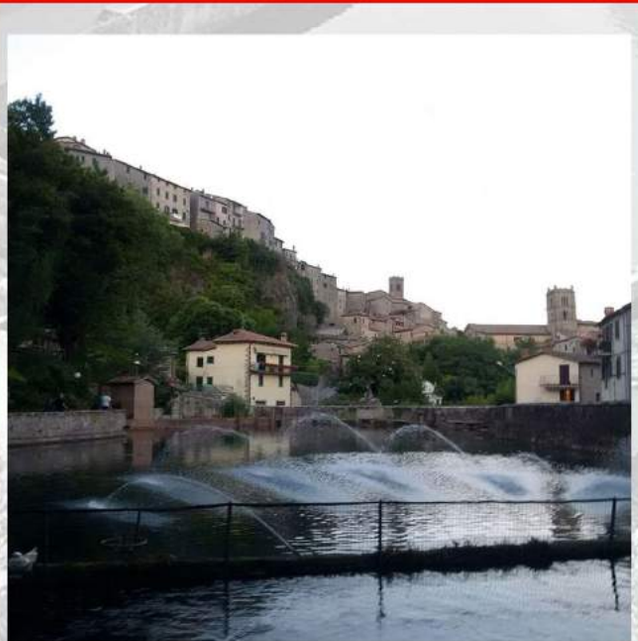


**Figura 8.1**

La Peschiera di Santa Fiora con il paese sullo sfondo.



**Figura 8.2**

Griglia metallica da cui l'acqua scorre dalla peschiera al lavatoio pubblico.



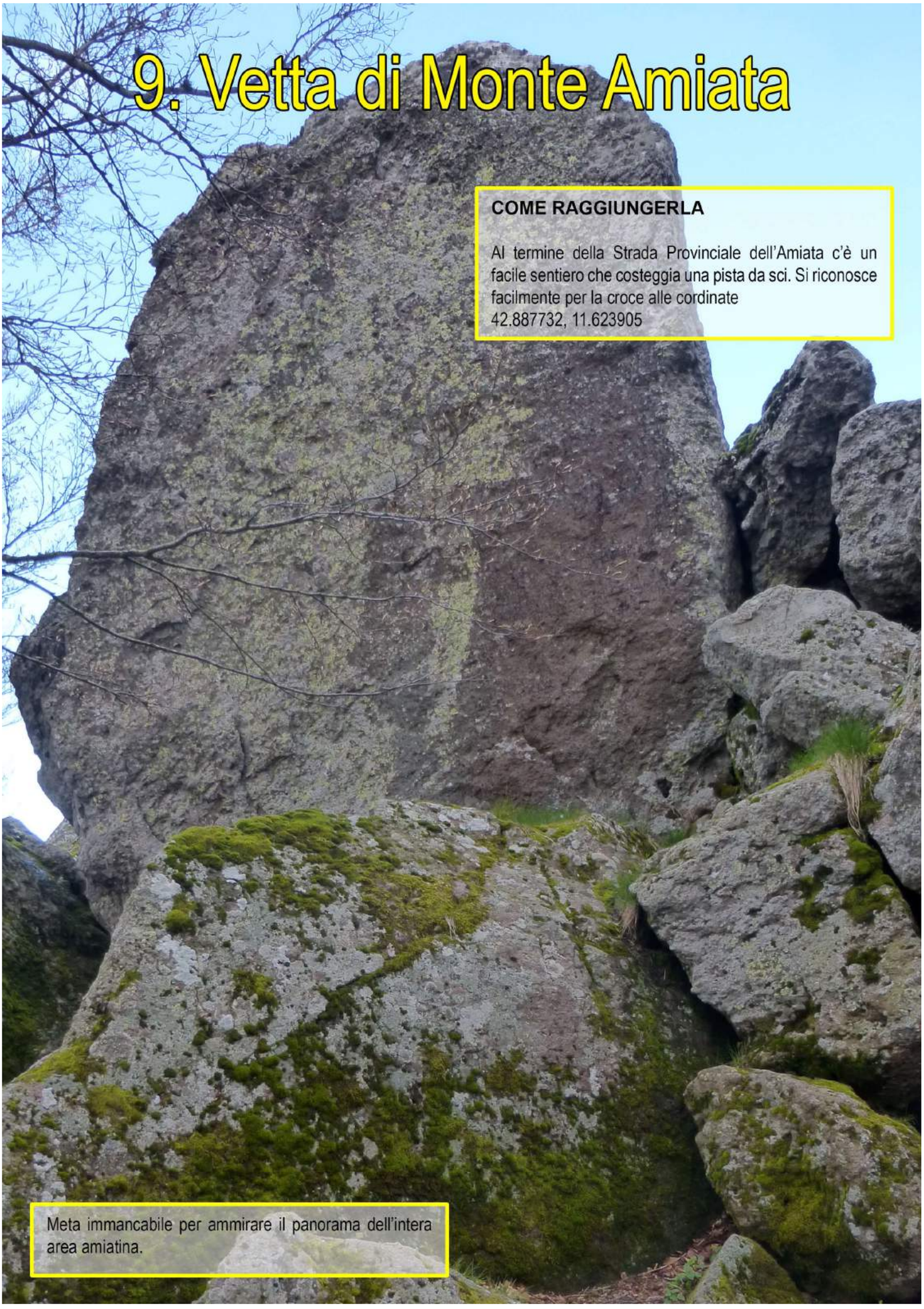
**Figura 8.3**

Particolare dell'interno della chiesa . Il vetro mostra i resti di antiche costruzioni romane, a testimonianza del fatto che i Romani già conoscevano e usavano la sorgente.

## GEOLOGIA

Le acque piovane che cadono in abbondanza sul rilievo del Monte Amiata, a causa della sua posizione di alto morfologico isolato, in un contesto prevalentemente collinare, scorrono all'interno del corpo del vulcano, fatto di lave fratturate e porose, e si raccolgono alla sua base, al contatto fra le lave ed i terreni argillosi e quindi impermeabili del suo substrato sedimentario. Alla periferia del vulcano, in corrispondenza del contatto fra queste due litologie, l'acqua emerge e forma delle sorgenti, che per questo motivo i geologi chiamano "sorgenti di contatto". Dalle sorgenti del Fiume Fiora, che hanno questa origine, esce una grandissima quantità d'acqua che rifornisce molta parte del territorio amiatino e non solo (v. **Capitoli 14** e **15**). Quello della Peschiera di Santa Fiora è quindi un ottimo esempio della dipendenza dell'uomo dai fattori geologici che formano un territorio.

# 9. Vetta di Monte Amiata



**COME RAGGIUNGERLA**

Al termine della Strada Provinciale dell'Amiata c'è un facile sentiero che costeggia una pista da sci. Si riconosce facilmente per la croce alle cordinate
42.887732, 11.623905

Meta immancabile per ammirare il panorama dell'intera area amiatina.

## UN PO' DI STORIA

Il toponimo originale della vetta era Sasso di Marermma e, come si può vedere dalla fig. **9.1**, l'area era spoglia. I faggi sono stati pianatati nei primi anni del secolo scorso.
Attualmente sulla vetta sorge la croce monumentale in ferro (fig. **9.2**) realizzata tra il 1900 e il 1910 su volere di papa Leone XIII durante l'anno santo del 1900.
Danneggiata durante la Seconda Guerra Mondiale, fu restaurata e inaugurata con un discorso radiofonico tenuto da papa Pio XII.
Poco lontano dalla croce sorge la Madonnina degli scout (fig. **9.3**), monumento di marmo proposto nel 1960 dagli Scout di Grosseto inaugurato domenica 9 luglio 1961.



**Figura 9.1**
La vetta del Monte Amiata (Sasso di Maremma) riprodotta in una cartolina dei primi anni del '900.



**Figura 9.2**
Croce monumentale eretta sul punto geodetico della Vetta di Monte Amiata.

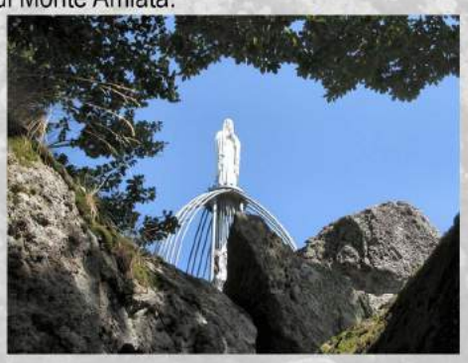


**Figura 9.3**
La Madonnina degli Scout.

## GEOLOGIA

L'area attorno alla Madonnina degli Scout è costituita da massi spogli che mostrano chiaramente la natura scoriacea della lava che ha formatto queste rocce (fig. **9.4**). Le lave della Vetta, come quelle di molti dei prodotti vulcanici del Monte Amiata, hanno al loro interno grossi cristalli di Sanidino (v. fig. **9.4**, **Capitolo 7**). Le lave e i duomi che costituiscono la Vetta appartengono alla formazione della Vetta (v. **Capitolo 4**), di attività più recente.
È comunque importante sottolineare che la zona, pur essendo la Vetta di un vulcano, non è ciò che rimane di un cratere centrale come per esempio il Vesuvio. Il vulcano di Monte Amiata ha infatti avuto un'evoluzione caratterizzata dalla messa in posto di duomi esogeni e da varie bocche eruttive (v. **Capitolo 6**).

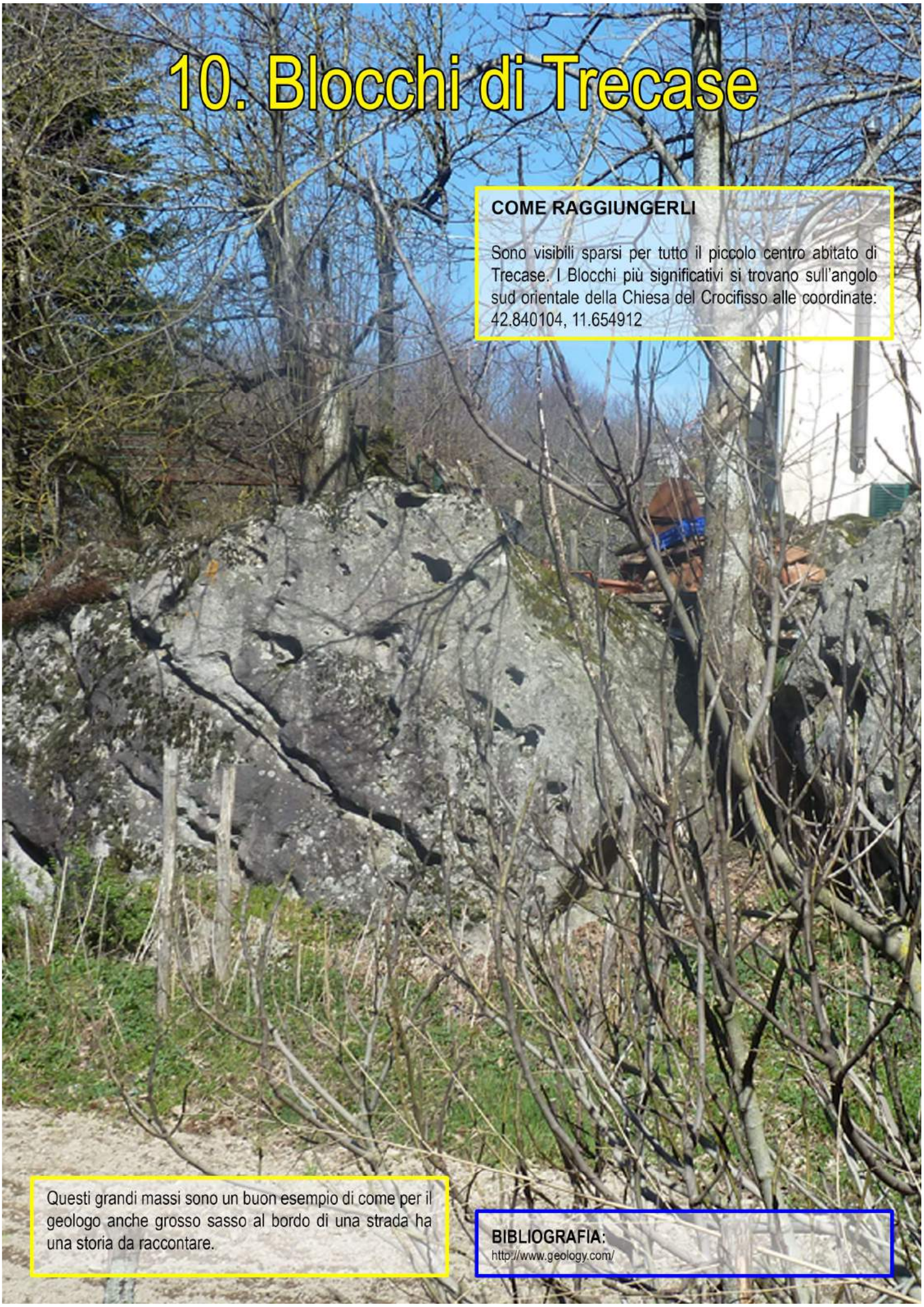


**Figura 9.5**
Megacristallo di sanidino nelle lave della Vetta.



**Figura 9.5**
Particolare delle lave scoriacee attorno alla Madonnina degli Scout.

# 10. Blocchi di Trecase



**COME RAGGIUNGERLI**

Sono visibili sparsi per tutto il piccolo centro abitato di Trecase. I Blocchi più significativi si trovano sull'angolo sud orientale della Chiesa del Crocifisso alle coordinate: 42.840104, 11.654912

Questi grandi massi sono un buon esempio di come per il geologo anche grosso sasso al bordo di una strada ha una storia da raccontare.

**BIBLIOGRAFIA:**
http://www.geology.com/

## DESCRIZIONE

Attorno al paese di Tre Case si trovano grandi blocchi di lava grigio chiari (figg. **10.1** e **10.2**). Questi blocchi che si sono staccati da una soprastante colata lavica sono delimitati da superfici di fratturazione. Sulla superficie dei blocchi si possono osservare le caratteristiche di forma e di colore e le relazioni reciproche dei vari tipi di cristalli che, assieme alla matrice vetrosa in cui sono immersi, costituiscono la roccia.



**Figura 10.1**

Blocchi di lava franati attorno all'abitato di Trecase.



**Figura 10.2**

Blocchi di lava franati attorno all'abitato di Trecase.

## GEOLOGIA

I blocchi attorno all'abitato di Tre Case provengono da una spessa colata lavica le cui porzioni terminali sono franate a valle. Al di sotto della colata che costituisce la Formazione di Tre Case (v. **Capitoli 4** e **5**), affiora la Formazione delle Argille a Palombini (v. **Capitolo 1**). Le argilliti di questa parte del substrato sedimentario del vulcano hanno agito come superficie di scollamento e scivolamento al di sotto delle lave, che si sono schiantate sotto il proprio peso in blocchi limitati da fratture verticali e sono franate giù, creando gli accumuli di blocchi e i grossi massi isolati che si rinvengono qui e in numerosi altri punti lungo il margine del vulcano di Monte Amiata. Molte frane (fig. **10.3**) sono avvenute all'Amiata e il meccanismo per cui si sono formate queste è da considerarsi ancora attivo. A Tre Case è possibile vedere alcuni di questi grossi blocchi di frana, sul fondo di una piccola conca (la scarpata di frana) creata dal collasso delle pareti rocciose sovrastanti. Frammezzo a questi blocchi sono state costruite la chiesa e le case di questo piccolo borgo.

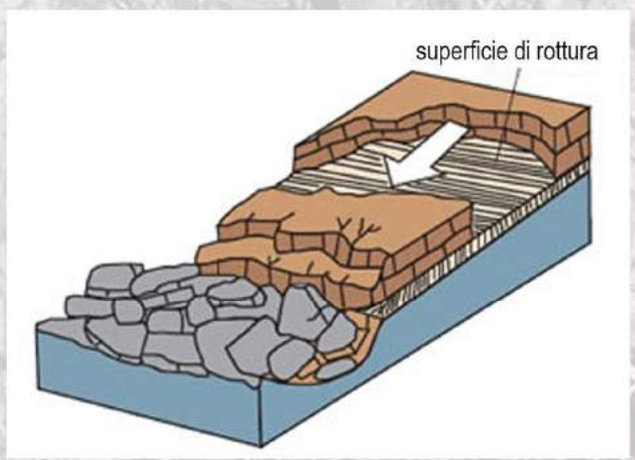



**Figura 10.3**

Schema del meccanismo di frana.

# APPENDICE II - Materiale Aggiuntivo

Il seguente materiale aggiuntivo, che è richiamato nei vari capitoli del Volume può essere ottenuto previa richiesta e-mail ai vari *Corresponding author.* Si tratta di:

a. Bibliografia selezionata e/o di difficile reperimento (formato PDF)
b. Collezione E. Tongiorgi (Fontespilli) - Schede del catalogo dei reperti della Collezione E. Tongiorgi conservati presso il Museo di Storia Naturale e del Territorio di Calci (PI)
c. Collezione E. Tongiorgi (Fontespilli) - Selezione di immagini dei reperti della Collezione E. Tongiorgi conservati presso del Museo di Storia Naturale e del Territorio di Calci (PI)
d. Schede dei dati di descrizione macroscopica e documentazione fotografica (una scheda per cassa, ogni 5 metri) del carotaggio estratto dal Pozzo David Lazzaretti e tavola riassuntiva dei campioni prelevati.
e. Schede dei dati di fratturazione del pozzo David Lazzaretti
f. Elenco e descrizione dei campioni di superficie delle vulcaniti del Monte Amiata conservati presso la Litoteca IGG-CNR di Pisa
g. Documentazione fotografica dei campioni di superficie conservati presso la Litoteca IGG-CNR di Pisa
h. Elenco, ubicazione e stratigrafia di cantiere dei pozzi profondi, perforati sull'edificio vulcanico del Monte Amiata
i. Dati e tabelle contenuti nel presente volume, in formato "EXCEL" scaricabile

Parte di questo materiale è direttamente scaricabile dal sito:
http://www.regione.toscana.it/-/documentazione-relativa-al-volume-il-vulcano-di-monte-amiata

Finito di stampare nel mese di novembre 2017
presso Vulcanica srl, Nola (Na)







Consiglio Nazionale delle Ricerche

igg Istituto di Geoscienze e Georisorse

CONSORZIO LaMMA

ISBN 978-88-99742-32-4